

Université de Montréal

Le transport des sédiments, les structures sédimentaires et la stabilité dans les cours
d'eau de morphologie en step-pool

par
Hélène Lamarre
Département de géographie
Faculté des arts et des sciences

Thèse présentée à la Faculté des études supérieures
en vue de l'obtention du grade de
philosophiæ doctor (Ph.D)
en géographie

Janvier 2006



© Hélène Lamarre, 2006

G
59
U54
2006
1.009

Direction des bibliothèques

AVIS

L'auteur a autorisé l'Université de Montréal à reproduire et diffuser, en totalité ou en partie, par quelque moyen que ce soit et sur quelque support que ce soit, et exclusivement à des fins non lucratives d'enseignement et de recherche, des copies de ce mémoire ou de cette thèse.

L'auteur et les coauteurs le cas échéant conservent la propriété du droit d'auteur et des droits moraux qui protègent ce document. Ni la thèse ou le mémoire, ni des extraits substantiels de ce document, ne doivent être imprimés ou autrement reproduits sans l'autorisation de l'auteur.

Afin de se conformer à la Loi canadienne sur la protection des renseignements personnels, quelques formulaires secondaires, coordonnées ou signatures intégrées au texte ont pu être enlevés de ce document. Bien que cela ait pu affecter la pagination, il n'y a aucun contenu manquant.

NOTICE

The author of this thesis or dissertation has granted a nonexclusive license allowing Université de Montréal to reproduce and publish the document, in part or in whole, and in any format, solely for noncommercial educational and research purposes.

The author and co-authors if applicable retain copyright ownership and moral rights in this document. Neither the whole thesis or dissertation, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

In compliance with the Canadian Privacy Act some supporting forms, contact information or signatures may have been removed from the document. While this may affect the document page count, it does not represent any loss of content from the document.

Université de Montréal
Faculté des études supérieures

Cette thèse intitulée :
Le transport des sédiments, les structures sédimentaires et la stabilité dans les cours
d'eau de morphologie en step-pool

présentée par
Hélène Lamarre

a été évaluée par un jury composé des personnes suivantes :

François Courchesne	: Président
André Roy	: Directeur de recherche
Pascale Biron	: Membre du jury
Jonathan Laronne	: Examineur externe
Michel Delfour	: Représentant du doyen de la FES

Thèse acceptée le 10 avril 2006

La morphologie en step-pool est typique des cours d'eau à lit de graviers qui possèdent des pentes modérées à fortes. Le step est caractérisé par une accumulation de matériaux grossiers qui forment un alignement plus ou moins perpendiculaire à l'écoulement. Il est généralement suivi à l'aval d'une mouille dont la profondeur est en deçà de l'élévation moyenne du lit. Bien que les step-pools aient fait l'objet de plusieurs études depuis les dix dernières années, les processus qui expliquent les interrelations entre la morphologie, le transport des sédiments et l'écoulement demeurent souvent obscurs. En milieu naturel, peu de travaux ont été initiés dans les step-pools en raison de leur inaccessibilité, de l'abondance de la végétation, des pentes abruptes, du matériel grossier, de l'imbrication d'échelles de rugosité et de la présence de blocs métriques. Ces particularités limitent l'application des méthodes et des stratégies d'échantillonnage généralement utilisées en rivière à lit de graviers.

Pour répondre à ces lacunes, les objectifs de la thèse se divisent en deux volets : le premier méthodologique et le second, dynamique. Les objectifs sont : 1) de tester une méthode de marquage des particules pour quantifier le transport des sédiments, 2) d'élaborer une technique pour extraire et décrire les structures sédimentaires (ex. amas de galets et alignements) à partir d'une cartographie topographique détaillée du lit, 3) de comprendre les processus de développement des structures sédimentaires à l'aide d'une approche expérimentale dans un tronçon de cours d'eau naturel, 4) d'évaluer la qualité de séries de vitesses échantillonnées dans un step-pool et 5) d'établir les liens entre la morphologie, le transport des sédiments et l'écoulement dans deux rivières à step-pools ayant une morphologie différente.

La thèse s'articule autour d'un chapitre de contexte et de cinq chapitres de résultats qui se présentent sous forme d'articles. Le premier chapitre de résultats présente une nouvelle méthode pour quantifier le transport des sédiments en rivière à lit de graviers : les traceurs passifs à circuit intégré (PIT). Cette technique comporte plusieurs avantages, notamment des pourcentages de récupération élevés (près de 90%) après plusieurs

événements de transport, et elle permet de suivre un grand nombre de particules. Le second article définit des critères d'échantillonnage au sol pour produire une cartographie topographique détaillée des lits de rivières graveleuses. Les modèles d'élévation numériques permettent de quantifier la rugosité du lit à l'échelle du tronçon de cours d'eau. Le troisième article utilise les traceurs passifs et les cartes du lit pour déterminer les processus de développement et de maintien des structures sédimentaires sur trois sections de cours d'eau. Une des sections subit des manipulations de manière à détruire toutes les structures sédimentaires présentes. Suite aux épisodes de transport de sédiments, on observe que les particules se réorganisent rapidement, notamment autour d'éléments de rugosité «clés» comme les blocs métriques, pour former de nouvelles structures sédimentaires. Le chapitre suivant est présenté sous la forme d'un essai et traite des vitesses de l'écoulement mesurées à une haute résolution temporelle dans un step-pool à l'aide d'un courantomètre acoustique à effet Doppler. La performance de l'appareil et la qualité des données échantillonnées dans le step-pool sont mitigées. Par contre, les vitesses moyennes de l'écoulement sont représentatives des unités morphologiques du lit. Le dernier article établit des liens entre la morphologie, le transport des sédiments et l'écoulement. Les variables qui expliquent la mobilité sont plus souvent locales alors que celles qui expliquent les distances de déplacement décrivent des processus qui ont lieu à l'échelle du tronçon de cours d'eau. Les différences qui sont observées entre les step-pools sont fonction de leur stabilité.

L'originalité de la thèse réside d'abord dans l'intégration d'objectifs méthodologiques à des objectifs dynamiques sur les systèmes en step-pools. Ensuite, elle est fondée sur l'utilisation de différentes approches. Les expérimentations sont toutes menées en milieu naturel, les travaux se font à l'échelle du tronçon de cours d'eau, les mesures sont enregistrées à une haute résolution spatiale et temporelle, les expériences sont abordées par l'étude des processus puis enfin, un des articles présente une expérience «partiellement contrôlée» en laboratoire naturel. Les résultats de cette thèse apportent un éclairage nouveau sur la compréhension de la dynamique des step-pools.

Mots clés : step-pool, transport des sédiments, structures sédimentaires, écoulement, traceurs passifs, cartographie, ADV, turbulence, stabilité.

ABSTRACT

Sediment transport, sedimentary structures and bed stability in step-pool channels

Step-pool channels are characterized by moderate to steep slopes. The step is composed of coarse bed material clustering into structures aligned more or less perpendicularly to the flow direction. It is immediately followed downstream by a pool having a depth lower than the mean bed elevation. While step-pools have been studied more extensively during the last ten years, the processes that explain the interactions between the morphology, sediment transport and flow dynamics are still obscured. In natural environments, only a few studies have been conducted in step-pools because of several difficulties associated with step-pool systems such as site accessibility, abundant vegetation, steep slopes, coarse material, scales of roughness, and metric boulders. These difficulties limit the application of the methods and sampling strategies that are generally used in gravel-bed rivers.

Considering the areas where knowledge is lacking as it is made evident from an exhaustive literature review, the objectives of this thesis are presented in two complementary facets: methodological and dynamic. The objectives are: 1) to test a new tracing technique of particles to quantify sediment transport, 2) to map and describe sedimentary structures (e.g. pebble clusters and ribs) in step-pool channels from detailed topographic surveys in the field, 3) to identify the processes of the development of sedimentary structures at the reach-scale in an experiment that uses the river as a natural laboratory, 4) to evaluate the quality of high resolution velocity measurements sampled in a step-pool, and 5) to understand the links between the morphology, the sediment transport and the flow dynamics in two step-pools with different morphologies.

The thesis is organized into six main chapters: one that provides the context and objectives of the study and five that follow with the results of the research. The first chapter of results presents an innovative approach to quantify sediment transport in gravel-bed rivers. The advantages of using passive integrated transponder (PIT) tags are examined. These advantages are associated with the high recovery rates (90%) after each

transport event and the possibility of tracking individually a large number of particles. The second paper defines sampling guidelines for surveying the topography of the river bed to produce detailed maps of gravel-bed rivers. Digital elevation models allowed the quantification of bed roughness at the reach-scale and the identification of sedimentary structures. In the third paper, the passive transponders and the maps were used to characterize the processes of development and maintenance of sedimentary structures on three sections in a step-pool channel. The bed in one of the sections has been completely disrupted by breaking all sedimentary structures. Following successive sediment transport episodes, particles are rapidly reorganized into new sedimentary structures particularly around kestones. The next chapter is presented as an essay and deals with velocity measurements sampled at a high temporal resolution in a step-pool using an acoustic Doppler velocimeter. The performance of the instrument and the quality of the data are limited although average flow velocities are representative of the morphological unit characteristics. The last paper links the morphology, the sediment transport, and the flow in step-pool channels of different morphology. The variables that explain the mobility of the particles are mostly local while those explaining the distances of displacement characterize reach-scale processes. The differences observed between the reaches are related to their stability, the steepest channel being the most stable.

The originality of the thesis is mostly based on the combination of methodological and dynamic objectives. It is also associated to the use of different approaches. The experiments are all conducted in natural step-pool channels, investigations are done at the reach-scale, measurements are sampled at high spatial and temporal resolution, and a natural laboratory experiment approach based on bed manipulations is used. The results of the thesis contribute to a better understanding of step-pool dynamics.

Keywords: Step-pool, sediment transport, sedimentary structures, flow, passive transponders, mapping, ADV, turbulence, stability.

TABLE DES MATIÈRES

SOMMAIRE.....	III
ABSTRACT.....	V
TABLE DES MATIÈRES.....	VII
Liste des tableaux.....	IX
Liste des figures.....	XI
Liste des symboles.....	XX
REMERCIEMENTS.....	XXII
CHAPITRE 1: INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	1
1.1 La dynamique des step-pools.....	1
1.2 Sujet et structure de la thèse.....	4
CHAPITRE 2: LE STEP-POOL : CONTEXTE, PROBLÉMATIQUE ET MÉTHODES	8
2.1 Introduction.....	8
2.2 Définition du step-pool.....	9
2.3 Complexités de la dynamique des step-pools.....	13
2.4 Problématique.....	76
2.5 Les objectifs.....	84
2.6 Outils et approches méthodologiques.....	86
2.7 Les sites d'étude.....	90
2.8 Conclusion.....	100
PARAGRAPHE DE LIAISON A.....	101
CHAPITRE 3: USING PASSIVE INTERGRATED TRANSPONDER (PIT) TAGS TO INVESTIGATE SEDIMENT TRANSPORT IN GRAVEL-BED RIVERS.....	102
3.1 Introduction.....	102
3.2 Background.....	102
3.3 Description of PIT tags.....	106
3.4 Field site.....	108
3.5 Sampling strategies and preliminary results.....	110
3.6 Advantages and uncertainties of using PIT tag as particle tracer.....	115
3.7 Conclusion.....	117
PARAGRAPHE DE LIAISON B.....	118
CHAPITRE 4: SAMPLING STRATEGIES FOR SURVEYING AND MAPPING SEDIMENTARY STRUCTURES IN GRAVEL-BED RIVERS.....	119
4.1 Introduction.....	119
4.2 Methods.....	121
4.3 On the determination of sampling guidelines.....	132
4.4 Sedimentary structures and distribution of bed elevations.....	143
4.5 Scales of roughness using geostatistical analysis.....	147
4.6 Conclusion.....	150
PARAGRAPHE DE LIAISON C.....	152
CHAPITRE 5: A FIELD EXPERIMENT ON THE DEVELOPMENT OF SEDIMENTARY STRUCTURES IN A STEP-POOL REACH	153
5.1 Introduction.....	153
5.2 Methods.....	155
5.3 Results.....	165
5.4 Discussion.....	182
5.5 Conclusion.....	186
PARAGRAPHE DE LIAISON D.....	187

CHAPITRE 6: FLOW VELOCITY IN A STEP-POOL CHANNEL: MEASUREMENTS AND INTERPRETATION	188
6.1 Introduction.....	188
6.2 Methods.....	190
6.3 Results.....	201
6.4 Discussion and conclusion.....	216
PARAGRAPHE DE LIAISON E.....	221
CHAPITRE 7: THE MOBILITY AND DISPLACEMENT OF INDIVIDUAL CLASTS USING PASSIVE INTEGRATED TRANSPONDERS IN STEP-POOL CHANNELS	222
7.1 Introduction.....	222
7.2 Methods.....	224
7.3 Results.....	232
7.4 Discussion.....	250
7.5 Conclusion.....	258
CHAPITRE 8: CONCLUSIONS GÉNÉRALES.....	259
8.1 Le transport des sédiments, les structures sédimentaires et la stabilité du lit dans les cours d'eau de morphologie en step-pool.	259
8.2 Originalité de la thèse.....	264
8.3 Applications des résultats.....	265
8.4 Travaux futurs.....	268
BIBLIOGRAPHIE.....	271

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 2.1 Études sur les step-pools classées par ordre chronologique (N = naturel et L = laboratoire).....	78
Tableau 2.2 Principales caractéristiques des bassins versants et des sites d'échantillonnage.....	93
Tableau 3.1 Some recovery rates obtained from field studies using painted particles and magnetic tracers. See table 8.1 in Hassan and Church (1992b) for other results obtained in studies previous to 1988.....	104
Tableau 3.2 Hydrological and morphological characteristics of Moras Creek at high and low flow conditions.....	110
Tableau 3.3 Characteristics of the tagged particles.....	113
Tableau 4.1 Morphological characteristics of each section. Particle sizes are estimated from the <i>b</i> axis. <i>C</i> axis are in parenthesis.....	121
Tableau 4.2 Sampling parameters of both surveyors.....	133
Tableau 4.3 a) Accuracy indices of the interpolation models, b) comparison of indices obtained from the three interpolation models using z-test.....	135
Tableau 4.4 Correspondence between semivariogram characteristics and roughness scale estimated from particles size (D_{max}) and step spacing (L).....	148
Tableau 5.1 Bed material characteristics of the sampling sections. The size of the particles is estimated using the <i>b</i> axis. The numbers in parenthesis represent the <i>c</i> axis size.....	155
Tableau 5.2 Size of tagged particles (<i>b</i> axis) inserted on 11 September 2003.....	163
Tableau 5.3 Characteristics of sequences of flow events.....	165
Tableau 5.4 Average distance between the tagged particles and the closest sedimentary structures located downstream (m).....	177
Tableau 6.1 Recent studies of velocity measurements at high temporal and spatial sampling resolution in step-pool channels. ECM = electromagnetic current meter and ADV = acoustic Doppler velocimeter.	189
Tableau 6.2 Measured and estimated morphological and hydraulic characteristics.....	192
Tableau 6.3 <i>SNR</i> and <i>COR</i> values averaged from velocity signals sampled in each step and pool.....	201
Tableau 6.4 Synthesis of problems listed in the signals, corrections and recommendation for further analysis.	209
Tableau 6.5 Hydraulic characteristics averaged from velocity signals sampled in each step and pool.....	210
Tableau 7.1 Size of tagged particles.....	226

Tableau 7.2 Characteristics of the survey periods. When there is more than one flow event during the period, the maximum discharge (Q_{max}) is used to estimate the unit stream power (ω): a) Moras Creek, b) Spruce Creek. 227

Tableau 7.3 Average characteristics of morphological step and pool units: a) Moras Creek, b) Spruce Creek..... 233

Tableau 7.4 Correlation coefficients between sediment transport variables, and average-bed shear stress and hydraulic characteristics in Moras Creek..... 238

Tableau 7.5 Correlation coefficients between sediment transport variables, and average-bed shear stress and hydraulic characteristics in Spruce Creek..... 245

Tableau 7.6 Mobility, distance, and deposition variability in relation to morphological unit resumed for: a) Moras Creek and b) Spruce Creek. Observations are based on the cumulative effects of all transport events investigated in both reaches, and particle sizes are based on b axis..... 255

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 Composantes structurales de la dynamique fluviale et interrelations entre les composantes (d'après Leeder, 1983)..... 2

Figure 1.2 Représentation de step-pools ayant différentes pentes : a) Cold Creek, Santa Monica Mountain, États-Unis (Chin, 1999a), b) South Fork Mashel River, Cascade Range, États-Unis (MacFarlane et Wohl, 2003), et c) Rio Cordon, Dolomites, Italie (Comiti, 2003)..... 3

Figure 2.1 Profil idéalisé d'un versant à travers le réseau de drainage, types de chenaux alluviaux et processus dominants (d'après Montgomery et Buffington, 1997)..... 10

Figure 2.2 Classification des types de cours d'eau en fonction de la capacité de transport et de la disponibilité des sédiments. Le step-pool est caractérisé par une disponibilité de sédiments inférieure à la capacité de transport (d'après Montgomery et Buffington, 1997)..... 10

Figure 2.3 Schéma d'une séquence step-pool (d'après Montgomery et Buffington, 1997 et Lenzi, 2001): a) vue en coupe et b) vue en plan. Les steps accentuent la turbulence et la vitesse de l'écoulement (zone grisée) alors que dans les mouilles, l'écoulement est relativement plus tranquille..... 12

Figure 2.4 Différenciation entre les cours d'eau de morphologie en step-pool et en cascade à partir de la distribution des fréquences de longueur d'onde. La longueur d'onde est mesurée à partir d'observations visuelles de terrain (d'après Wooldridge et Hickin, 2002)..... 14

Figure 2.5 Principales variables morphométriques qui caractérisent le step-pool (d'après Chartrand et Whiting, 2000 et Lenzi, 2001)..... 16

Figure 2.6 Exemples de relation obtenue entre l'espacement moyen des steps et la pente du chenal dans les step-pools naturels. Malgré la relation de puissance inverse présente dans tous les cas, les paramètres du modèle varient (d'après Chin, 1999a). Les modèles sont décrits par: Chartrand et Whiting (2000): $L = 1.26S^{0.36}$ $R^2 = 0.17$, Chin (1999a) Cold Creek: $L = 1.93S^{0.29}$ $R^2 = 0.49^*$; Chin (1999a) Big Sycamore Creek: $L = 3.75S^{0.10}$ $R^2 = 0.19^*$; Wohl et Grodek (1994): $L = 0.57S^{0.30}$ $R^2 = 0.19^*$. * = équations estimées à partir des relations graphiques..... 18

Figure 2.7 Relation entre la hauteur du step et le D_{50} mesuré sur le step. Les données proviennent de 30 sections de cours d'eau du centre de l'Idaho (États-Unis) (d'après Chartrand et Whiting, 2000)..... 19

Figure 2.8 Relation entre la hauteur du step et la pente du chenal : a) relation positive et b) absence de relation significative (d'après Chin, 1999a et Chartrand et Whiting, 2000)..... 20

Figure 2.9 Relation entre la hauteur du step et la profondeur résiduelle des mouilles : a) en fonction de la mouille en aval et b) en fonction de la mouille en amont. Les deux corrélations sont significatives ($p < 0.01$) mais celle à l'aval est supérieure ($p < 0.001$) (d'après Zimmermann et Church, 2001)..... 21

Figure 2.10 Cisaillement critique sans dimension en relation avec la taille relative des particules. Le D_{50} est utilisé comme diamètre de référence (d'après Lenzi *et al.* accepté)..... 25

Figure 2.11 Cisaillement critique sans dimension en relation avec la taille relative des particules. Le D_{90} est utilisé comme diamètre de référence (d'après Lenzi *et al.* accepté)..... 26

Figure 2.12 Sommaire des phases de transport de sédiments dans les step-pools (d'après

Warburton, 1992) : a) déplacement des particules fines, b) bris de la surface de graviers et c) destruction des amas.....	28
Figure 2.13 Variabilité du pourcentage de débit plein bord pour lequel la phase d'équimobilité du transport est initiée. Les données proviennent de 19 cours d'eau du Colorado et du Wyoming (États-Unis). La ligne pleine représente la moyenne et les lignes pointillées forment les limites de l'intervalle de confiance à 95% (d'après Ryan <i>et al.</i> , 2005).....	30
Figure 2.14 Exemples du nombre de particules détectées à différentes localisations sur le Squaw Creek (Montana, États-Unis). Les signaux montrent des pulsations de transport aperiodiques (d'après Carling <i>et al.</i> 1998).....	31
Figure 2.15 Influence du poids sur la distance de déplacement des particules pour deux événements de transport : a) 28 juin 1991, b) 25 juillet 1991. La boîte centrale couvre 50% des données entre le 25 ^e et le 75 ^e quartile. La ligne verticale représente la médiane. Les moustaches s'étendent de la valeur minimale à la valeur maximale jusqu'à concurrence de 1.5 fois l'étendue de l'interquartile. Les valeurs extrêmes sont représentées par des carrés et les valeurs plus extrêmes encore par des carrés superposés à une croix (d'après Schmidt et Gintz, 1995).....	33
Figure 2.16 Distance totale moyenne du déplacement des particules en fonction de la taille des grains (d'après Lenzi, 2004). Plusieurs événements de crue sont représentés. La relation linéaire est plus significative pour les événements de plus faible magnitude.....	34
Figure 2.17 Fréquence des traceurs par unité de longueur pour les principales unités morphologiques du Lainbach Creek (Allemagne) (d'après Schmidt et Gintz, 1995). S= step et P = mouille.....	36
Figure 2.18 Mesure de dissipation de l'énergie (PE) dans un cours d'eau de morphologie en step-pool contrôlé par des débris de bois morts (d'après Marston, 1982).....	38
Figure 2.19 Organisation de l'écoulement dans un chenal de morphologie en step-pool telle que décrite par Egashira et Ashida (1991). Dans un système de chute (c), lorsqu'il y a production de ressauts hydrauliques, l'équation proposée de résistance à l'écoulement sous-estime le coefficient de friction ce qui n'est pas le cas pour (a) et (b). L_v représente la distance entre les crêtes de vague, f_Δ et f_s sont les coefficients de friction dans la région définie par la figure, $\alpha\Delta$ est la longueur de la zone de séparation, Δ est la hauteur de la vague, α est un facteur empirique et W_e est une vitesse d'entraînement.....	40
Figure 2.20 Test d'ajustement de l'équation de résistance de Thompson et Campbell (1979) lorsque la valeur de rugosité est optimisée pour une unité morphologique de cours d'eau (d'après Lee et Ferguson, 2002). Les symboles représentent six tronçons de step-pool localisés en Angleterre et une expérience en laboratoire.....	41
Figure 2.21 Variation des propriétés moyennes de l'écoulement et lien avec le transport des sédiments dans le Squaw Creek (Montana, États-Unis) : a) 23-24 mai 1991 et b) 5-6 juin 1991 (d'après Carling <i>et al.</i> , 1998).....	44
Figure 2.22 Taux de transport des sédiments en fonction du cisaillement local dérivé à partir de mesures de vitesse près du lit (d'après Cudden et Hoey, 2003).....	45
Figure 2.23 a) Conditions d'échantillonnage de l'écoulement dans le step-pool de la rivière East St-Louis (Colorado, États-Unis) et b) exemple d'une série de vitesses de l'écoulement échantillonnée à bas niveau d'eau. Les deux lignes représentent deux échantillonnages différents conduits en juin 1995 (d'après Wohl et Thompson, 2000).....	46

- Figure 2.24** Schéma conceptuel des caractéristiques de l'écoulement le long d'une séquence step-pool. Les figures du haut sont les profils de vitesses (vitesses sur l'axe x et profondeurs sur l'axe y) échantillonnés au talweg. Les lignes pointillées représentent les séries de vitesse et chaque point représente la vitesse moyennée sur une minute (temps sur l'axe x et vitesse sur l'axe y). La portion inférieure de la figure illustre les caractéristiques dominantes de l'écoulement à chacune des coupes transversales (d'après Wohl et Thompson, 2000)..... 48
- Figure 2.25** Formation des antidunes en milieu sablonneux en phase avec les fluctuations de la surface de l'eau (d'après Kennedy, 1961)..... 51
- Figure 2.26** Géométrie des step-pools relativement au champ de stabilité des antidunes (d'après Lenzi, 2001)..... 51
- Figure 2.27** Modèle de formation des step-pools: a) les particules plus grosses se déposent sous les vagues de surface, elles trappent les particules plus fines et débutent la formation du step, b) l'écoulement local est supercritique au-dessus des particules, devient sous-critique à l'aval et forme un ressaut hydraulique; le surcreusement sous le ressaut crée la mouille (d'après Grant, 1997)..... 53
- Figure 2.28** Le nombre de Froude en fonction de $2\pi Y/L$, L étant la distance critique entre deux steps pour laquelle la résistance à l'écoulement est maximale. La zone grise représente le domaine de formation des antidunes. Les step-pools dans une étude de Whittaker et Jaeggi (1982) et dans les travaux d'Abraham *et al.* (1995) se développent pour des nombres de Froude inférieurs aux limites du modèle (d'après Abraham *et al.*, 1995)..... 54
- Figure 2.29** La résistance maximale proposée par Abraham *et al.* (1995) à partir de données sur la hauteur (H) et l'espacement entre les steps (L) mesurées en laboratoire et en milieu naturel (d'après Curran et Wilcock, 2005)..... 56
- Figure 2.30** Histogramme de l'espacement entre les steps. Une distribution de Poisson est ajoutée aux données. Les valeurs en abscisse représentent les valeurs inférieures de chacune des classes (d'après Curran et Wilcock, 2005)..... 57
- Figure 2.31** Le changement du rôle des steps en fonction des échelles de temps et d'espace (d'après Chin, 1998). Les références aux échelles sont définies par Schumm et Lichty (1965). La figure souligne le temps présent et moderne comme ayant une importance particulière pour la dynamique des step-pools et illustre le passage de l'indépendance à la dépendance avec l'augmentation des deux échelles..... 59
- Figure 2.32** Ajustement rapide du lit après la crue : a) la morphologie en step-pool est bien développée, b) l'événement du 30 juin 1990 entraîne la destruction des patrons existants et la mise en place de nouveaux bancs d'accumulation, c) à la fin de 1992, les éléments initiaux d'une morphologie similaire à celle observée en a) se développe. Les événements de transport jusqu'en 1992 ont permis la destruction des bancs et le rétablissement des steps (d'après Gintz *et al.*, 1996)..... 61
- Figure 2.33** Développement de la stabilité du lit (voir texte). Les résultats montrent que la simulation à une pente de 10% permet d'atteindre un niveau de stabilité plus élevé. Cela peut être associé à la distance plus courte entre les steps et à une plus grande dissipation d'énergie lorsque la pente de la section augmente (d'après Rosport, 1994)..... 62
- Figure 2.34** Structures sédimentaires observées dans les step-pools : a) et b) amas de galets, c) structures circulaires, d) alignements transversaux (perpendiculaires à l'écoulement), e) et f) alignements longitudinaux, et g) et h) blocs isolés..... 64
- Figure 2.35** Types d'amas de galets : a) à obstacle, b) imbriqués, c) végétalisés, d) méga et e)

complexes (d'après Wittenberg, 2002). a) à d) vue de côté et e) vue en plan.	65
Figure 2.36 Distribution spatiale des amas de galets dans une section de cours d'eau (d'après Hassan et Reid, 1990). Les auteurs observent une légère augmentation du nombre d'amas de galets dans les sections de cours d'eau moins larges.....	67
Figure 2.37 Distribution de fréquence des principaux éléments de rugosité du lit et variabilité des profondeurs de l'écoulement à l'échelle de la section de cours d'eau : a) ruisseau Moras (Québec, Canada), b) ruisseau Guertin (Québec, Canada), c) Eaton Nord (1999) (Québec, Canada), et d) Eaton Nord (2000). Les zones grises soulignent les zones de faible densité d'éléments (Lamarre et Roy, 2001).....	68
Figure 2.38 Distribution spatiale en losange des amas de galets sur un banc d'accumulation (d'après De Jong et Ergenzinger, 1995).....	69
Figure 2.39 Vue en plan du Harris Creek (Colombie-Britannique, Canada). La carte localise les particules protubérantes. Les particules noires ont un rayon supérieur à 12.5 cm alors que les blanches ont un rayon inférieur à 12.5 cm. Les particules grossières s'organisent en structures circulaires qui sont souvent incomplètes (d'après Church <i>et al.</i> , 1998).....	71
Figure 2.40 Relation entre le diamètre des structures circulaires et la pente. Pour le système de step-pool, l'équation d'Abraham <i>et al.</i> (1995) $H/L=1.5S$ est présentée (d'après Kozlowski et Ergenzinger, 2000).....	72
Figure 2.41 Patrons des alignements transversaux dans le Schmiedlaine (Allemagne) (d'après De Jong et Ergenzinger, 1995).....	73
Figure 2.42 Occurrence des step-pools associés à différents types de structures sédimentaires et d'organisation de cailloux. Le nombre de step-pools est mis en relation avec la puissance du cours d'eau (d'après Weichert, 2005). Les observations sont effectuées en laboratoire.....	75
Figure 2.43 Nombre d'études sur les step-pools de 1960 à 2005. Les fréquences sont répertoriées à partir de la chronologie présentée au tableau 2.1.....	77
Figure 2.44 Pente et taille de particules correspondant aux step-pools investigués en milieu naturel. Les données sont tirées des études présentées au tableau 2.1.....	83
Figure 2.45 Organisation des objectifs de recherche autour de la «Trinité» de Leeder (1983). Les objectifs méthodologiques sont identifiés à l'aide d'un marteau. Chacun des objectifs est lié à un chapitre de la thèse indiqué à l'intérieur des cercles rouges. Le chapitre 5 s'intègre aussi bien aux objectifs méthodologiques que dynamiques de la thèse.....	85
Figure 2.46 Instruments de mesure : a) station totale, b) particules marquées et traceur passif, et c) courantomètre acoustique à effet Doppler Sontek.....	87
Figure 2.47 Pente et taille de particules correspondant aux step-pools investigués en milieu naturel. Les données sont tirées des études présentées au tableau 2.1. Les points rouges représentent les step-pools à l'étude dans cette thèse.....	91
Figure 2.48 Rugosité des différents sites à l'étude à l'échelle de la section de cours d'eau (photos de gauche) et à l'échelle des grains (photos de droite) : a) Eaton Nord (vue vers l'amont), b) ruisseau Moras (vue vers l'aval), c) ruisseau Spruce (vue vers l'amont). Les échelles sont approximatives.....	92
Figure 2.49 Localisation des sites d'échantillonnage : a) sud-ouest du Québec, b) Eaton Nord, c) ruisseau Moras, d) ruisseau Spruce. Les données en b, c et d sont respectivement extraites des	

carte topographiques 21E05, 21E13 et 31H02 versions au 1:50 000 (Ressources naturelles du Canada, 1998).....	94
Figure 2.50 Profil longitudinal et pente des cours d'eau : a) Eaton Nord, b) ruisseau Moras, c) ruisseau Spruce. Les données présentées sont extraites des cartes topographiques.....	96
Figure 2.51 Vue sur le bassin versant en aval du site d'échantillonnage : a) Eaton Nord, b) ruisseau Moras et c) ruisseau Spruce.....	98
Figure 3.1 Experimental design: a) passive integrated transponder, b) portable reading unit of PIT tags (components are not to scale), and c) field test demonstration.....	107
Figure 3.2 Location of Moras Creek in Québec (Canada).....	109
Figure 3.3 The bed of Moras Creek is composed of highly heterometric particles and the morphology is controlled by boulders and pebble clusters.....	111
Figure 3.4 Grain-size distribution of surface material (<i>b</i> axis): a) Moras Creek and b) tagged particles.....	112
Figure 3.5 Location of the 204 tagged particles superimposed on the bed morphology on: a) 11 September 2003 and b) 28 April 2004 after two series of competent floods.....	114
Figure 4.1 Upstream view of the investigated reaches: a) Eaton Nord, b) Moras Creek, and c) Spruce Creek At low flow, average channel width is 22, 5.5 and 4.5 m in the three reaches respectively.....	122
Figure 4.2 Cumulative frequency distribution of particles: a) Eaton Nord, b) Moras Creek, and c) Spruce Creek.....	123
Figure 4.3 Sampling strategies of bed elevations: a) systematic sampling and breaks of slope measurements, and b) location of boundaries in Moras Creek. Flags located on both sides of the river help to keep the sampling along straight line.	126
Figure 4.4 Basis properties of semivariograms of gravel-bed profiles measured in the field by Robert (1988). b_s is the break of slope, and h_{max} , represents the range of the observed processes, a distance where the semivariance stops increasing. D_1 and D_2 are the fractal dimensions of segments.	131
Figure 4.5 Maps of the location of sampling points: a) Eaton Nord (operator 1), b) Eaton Nord (operator 2) , c) Moras Creek (operator 1) , d) Moras Creek (operator 2) , e) Spruce Creek (operator 1), and f) Spruce Creek (operator 2). Arrows indicate the flow direction.	134
Figure 4.6 Interpolated maps of Moras Creek performed using 1000 points sampled by the first operator: a) spatial distribution of points, b) triangular irregular network, and c) natural neighborhood	136
Figure 4.7 Relation between the mean and the standard deviation of frequency distributions of bed elevations, and the number of points used in sub-samples to create the digital elevation model from TIN. Standard deviations are represented. Black circles represent the first operator and white circles the second. a) Eaton Nord, b) Moras Creek, and c) Spruce Creek.....	138
Figure 4.8 Relation between the area of the surface occupied by sedimentary structures, and the number of points used in sub-samples to create the digital elevation model from TIN. Standard deviations are represented. Black circles represent the first operator and white circles the second. a) Eaton Nord, b) Moras Creek, and c) Spruce Creek.....	140

Figure 4.9 Sedimentary structures extracted from DEM using 100, 500 and the maximum number of points sampled to derive de DEM. The results obtained by both operators are presented for each reach.....	141
Figure 4.10 Topographic maps of the riverbed and sedimentary structures extracted from the reclassification of bed elevations using clasts c axis: a) Eaton Nord (map), b) Eaton Nord (structures) , c) Moras Creek (map) , d) Moras Creek (structures), e) Spruce Creek (map), and f) Spruce Creek (structures).....	144
Figure 4.11 Spatial variability of frequency distribution of bed elevations along longitudinal profile: a) Eaton Nord, b) Moras Creek, and c) Spruce Creek.....	147
Figure 4.12 Scales of roughness: a) Eaton Nord, b) Moras Creek, and c) Spruce Creek.....	149
Figure 5.1 Location of the experimental and both control sections in Moras Creek.....	157
Figure 5.2 Downstream views of the reaches: a) experimental section before the bed manipulations, b) experimental section during the manipulations, c) upstream control section, and d) downstream control section. Pictures in the experimental section were not taken from the same point of view. Shaded circles represent reference clasts.....	158
Figure 5.3 Example of sedimentary structures interpreted from topographic maps of the bed in the experimental section on 11 September 2003. a) D_{16} as a threshold for new contours: map, and b) three-dimensional topography.....	161
Figure 5.4 Hydrograph of the average daily discharge of Moras Creek between August 2003 and June 2005. Shaded values are estimated from the Bulstrode gauging station which is located downstream Moras Creek. Dates of the topographic measurements and of the recovery of tagged particles both in relationship to flood events are presented.....	164
Figure 5.5 Topographic maps of the bed: a) 11 September 2003, b) 12 May 2004, c) 19 October 2004, and d) 12 May 2005. Arrow indicates direction of the flow.	166
Figure 5.6 Differences in bed elevations between: a) 11 September 2003 and 12 May 2004, b) 12 May 2004 and 19 October 2004, c) 19 October 2004 and 12 May 2005, and d) 11 September 2003 and 12 May 2005. Areas in red represent accumulation of material while areas in blue are associated with local erosion.....	168
Figure 5.7 Location of sedimentary structures extracted from topographic maps: a) 11 September 2003, b) 12 May 2004, c) 19 October 2004, and d) 12 May 2005.....	169
Figure 5.8 Distances of displacement of tagged particles from: a) 11 September 2003 to 27 November 2003, b) 27 November 2003 to 28 April 2004, c) 28 April 2004 to 1 June 2004, d) 1 June 2004 to 5 October 2004, and e) 5 October 2004 to 19 May 2005. NF = not found particles.....	171
Figure 5.9 Distances of displacement in relation to the size of the tagged particles from: a) 11 September 2003 to 27 November 2003, b) 27 November 2003 to 28 April 2004, c) 28 April 2004 to 1 June 2004, d) 1 June 2004 to 5 October 2004, and e) 5 October 2004 to 19 May 2005.....	173
Figure 5.10 Location and number of the deposited tagged particles superimposed on a map of roughness indices estimated from topographic surveys in the experimental and control sections on: a) 11 September 2003 (topo-11 Sep. 03), b) 27 November 2003 (topo-11 Sep. 03), c) 28 April 2004 (topo-12 May 04), d) 1 June 2004 (topo-12 May 04), e) 5 October 2004 (topo-19	

October 04), and f) 19 May 05 (topo-12 May 05).....	174
Figure 5.11 Location of deposited tagged particles around sedimentary structures extracted from topographic maps: a) 11 September 2003, b) 27 November 2003, c) 28 April 2004, d) 1 June 2004, e) 5 October 2004, and f) 19 May 2005. See caption of figure 5.11 for related topographic survey dates.....	176
Figure 5.12 Changes in statistics of sedimentary structure after each investigated transport event: a) number, b) perimeter, and c) area of sedimentary structures.....	178
Figure 5.13 Distribution of distance between central points of sedimentary structures identified from the reclassification of bed elevation: a) 11 September 2003, b) 12 May 2004, c) 19 October 2004, and d) 12 May 2005.....	180
Figure 5.14 Relation between the channel width and the length of sedimentary structures along a cross-section: a) 11 September 2003, b) 12 May 2004, c) 19 October 2004, and d) 12 May 2005. * = significant correlation.....	181
Figure 5.15 Development of sediment structures around keystone: a) 11 September 2003, b) 12 May 2004, c) 19 October 2004, and d) 12 May 2005. See text for details concerning areas of sedimentary structures.....	183
Figure 6.1 Upstream view of Spruce Creek: a) a typical step-pool sequence at low flow and b) the studied reach at high flow during the snowmelt in April.....	191
Figure 6.2 Classification of Spruce Creek into distinct morphological units based on elevation. Five step-pool sequences are represented. The average channel slope has been removed from the topographic map.....	192
Figure 6.3 a) ADV components and b) planview of the sensor (adapted from Lane <i>et al.</i> , 1988)...	194
Figure 6.4 Location of velocity measurements on 19 April 2004.....	197
Figure 6.5 Time-series of raw velocity fluctuations for the three components. One typical example was selected from each morphological unit from a to j. Black =streamwise component, blue = lateral, and red =vertical component.	202
Figure 6.6 Examples of changes in the magnitude of the fluctuations in the streamwise velocity component: a) example from a pool and b) example from a step.....	203
Figure 6.7 a) Example of concomitant temporal fluctuations of correlation (<i>COR</i>) and signal-to-noise ratio (<i>SNR</i>) (point 5 in step 2), b) example of independence between the fluctuations of <i>COR</i> and <i>SNR</i> (point 28 in pool 7), c) frequency distribution of the correlation coefficient between instantaneous <i>COR</i> and <i>SNR</i> , and d) relationship between mean values of <i>SNR</i> and <i>COR</i>	205
Figure 6.8 Examples of streamwise velocity time-series. a) and b) Velocity measured in a turbulent environment characterized by eddies at the water surface. The sampling points are located immediately downstream from a step. c) Velocity measured at the downstream end of a step. d) Velocity signal sampled at point 19 with spikes removed using the standard deviation threshold.	207
Figure 6.9 a) Raw (black) and filtered (grey) streamwise velocity time-series and b) corresponding power spectrum.....	208
Figure 6.10 Maps of the hydraulic characteristics interpolated at the reach-scale superimposed	

on the morphological units and boulders represented in light brown: a) $\langle u \rangle$, b) $\langle v \rangle$, c) $\langle w \rangle$, d) INT_{I_s} , e) INT_{I_p} , f) INT_{I_y} , and g) TKE	212
Figure 6.11 Means of the absolute differences between measured and interpolated flow characteristics in relation to the percentage of point removed. Error bars represent the standard deviations of the errors.	215
Figure 7.1 Upstream view of a) Moras Creek and b) Spruce Creek step-pool channels.....	225
Figure 7.2 Correlation between discharge peaks and the percentage tagged particles that were not mobilized during the hydrological sequence.....	228
Figure 7.3 Subdivision of reaches in distinct morphological units. Steps and pools are identified on topographic maps sampled in autumn 2003: a) Moras Creek and b) Spruce Creek.....	230
Figure 7.4 Location of tagged particles after sediment transport events in Moras Creek on: a) 11 September 2003, b) 27 November 2003, c) 28 April 2004 d) 1 June 2004 and e) 5 October 2004. The location of tagged particles is superimposed on the topographic maps sampled on 11 September 2003 (a and b), 12 May 2004 (c and d) and 19 October 2004 (e).....	235
Figure 7.5 Frequency distributions of displacement distances for sequence of transport events in Moras Creek: a) 11 September 2003 to 27 November 2003, b) 27 November 2003 to 28 April 2004, c) 28 April 2004 to 1 June 2004 and d) 1 June 2004 to 5 October 2004. The distribution includes I representing immobile tagged particles and NF associated with tagged particles that were not found during the recovery process. Maximum and average distances traveled by tagged particles are given for each event.....	237
Figure 7.6 Mobility and travel distance in relation to the size of tagged particles in Moras Creek: a) 11 September 2003 to 27 November 2003, b) 27 November 2003 to 28 April 2004, c) 28 April 2004 to 1 June 2004, d) 1 June 04 to 5 October 2004 and e) 11 September 2003 to 5 October 2004. Black circles represent tagged particles that originated from step units and white from pools. Mobility data represent the percentage of tagged particles moved from the total number of tagged particles within each 1 cm class size. Distances data are averaged for each class of tagged particles with their standard error. The tagged particles that did not move (<30 cm) were not included in the distance analysis. * = r significant at $\alpha = 0.05$	239
Figure 7.7 Deposition of tagged particles within individual step-pool units in Moras Creek after each sequence of sediment transport events: a) all sizes, b) 0-5 cm, c) 5-10 cm, d) 10-15 cm, e) 15-20 cm and f) 20-25 cm. The sizes are based on the b axis.....	241
Figure 7.8 Morphological unit depositions of tagged particles in relationship to the previous deposition unit in Moras Creek: a) sequence when tagged particles originated in steps and b) sequence when tagged particles originated in pools. The results are presented for each sequence of transport events. Step and pool combination sequences are indicated in subscript... ..	243
Figure 7.9 Location of tagged particles after sediment transport events in Spruce Creek on: a) 1 December 2003, b) 25 May 2004 and c) 27 September 2004. The location of tagged particles is superimposed on topographic maps sampled on 21 November 2003 (a), 11 May 2004 (b) and 10 August 2004 (c).....	244
Figure 7.10 Frequency distributions of displacement distances for sequence of transport events in Spruce Creek: a) 1 December 2003 to 25 May 2004 and b) 25 May 2004 to 27 September 2004. The classification includes I representing immobile tagged particles and NF associated with tagged particles that were not found during the recovery process. Maximum and average distances traveled by tagged particles are given for each event.....	246

Figure 7.11 Mobility and travel distance in relation to the size of tagged particles in Spruce Creek: a) 1 December 2003 to 25 May 2004, b) 25 May 2004 to 27 September 2004 and c) 1 December 2003 to 27 September 2004. Black circles represent tagged particles that originated from step units and white from pools. Mobility data represent the percentage of tagged particles moved on the total number of tagged particles within each 1 cm class size. Distances are averaged for each class of tagged particles with their standard error. The tagged particles that did not move (<30 cm) were not included in the distance analysis. * = r significant at $\alpha = 0.05$ 247

Figure 7.12 Deposition of tagged particles within individual step-pool units in Spruce Creek after each sequence of sediment transport events: a) all sizes, b) 0-5 cm, c) 5-10 cm, d) 10-15 cm, e) 15-20 cm and f) 20-25 cm. The sizes are based on the *b* axis..... 249

Figure 7.13 Morphological unit depositions of tagged particle in relationship to the previous deposition unit in Spruce Creek: a) sequence when tagged particles originated in steps and b) sequence when tagged particles originated in pools. The results are presented for each sequence of transport events and the subscript refers to the morphological unit number along the reach..... 251

Figure 8.1 Intégration des apports méthodologiques et des connaissances acquises dans cette thèse sur les step-pools. Chacun des blocs de connaissances est lié à un ou des chapitres de la thèse indiqués à l'intérieur des cercles rouges. Les marteaux rappellent les apports méthodologiques..... 260

LISTE DES SYMBOLES

α, m	: Coefficient de proportionnalité
$\alpha\Delta$: Longueur de la zone de séparation
b_s	: Rupture de pente
c	: Escarpement des steps
C^*	: Coefficient de Chezy sans dimension
COR	: Corrélation ADV
D_i, D_x	: Diamètre du i^e ou x^e percentile d'une distribution de taille de particule
D	: Diamètre des particules
D_1 et D_2	: Dimension fractale
δH	: Énergie dissipée par les ressauts hydrauliques
Δ	: Hauteur de la vague
E	: Changement d'élévation entre deux steps successifs
ΔE	: Profondeur de surcreusement à l'aval d'un step
f, f_{\perp}, f_s, f_o	: Coefficient de friction
Fr	: Nombre de Froude
Fr^*	: Nombre de Froude modifié par la densité des particules
g	: Accélération gravitationnelle
h	: Vecteur de distance
h_s	: Changement d'élévation cumulé de la surface de l'eau au-dessus des steps
h_{max}	: Plateau dans le semi-variogramme
H	: Hauteur d'un step
I	: Pourcentage des particules immobiles
Int_x	: Intensité turbulente dans la composante x de l'écoulement
k_s	: Hauteur de rugosité effective
L_w	: Longueur d'onde ou distance entre les steps
L_v	: Distance entre deux crêtes de vague
μ_α	: Localisation de données topographiques
n	: Nombre d'objet ou taille de l'échantillon
n_m	: n de Manning
n_s	: Effet de pépite dans le semi-variogramme
NF	: Pourcentage des particules non-retrouvées
θ	: Pente
ρ	: Densité de l'eau
ρ_s	: Densité des sédiments

PE	: Potentiel de dissipation de l'énergie
Q_c	: Capacité de transport
Q_s	: Disponibilité des sédiments
Q_{max}	: Débit maximum d'une série d'événement
Q_{bk}	: Débit plein bord
ϕ^*	: Entraînement des particules
r	: Coefficient de corrélation
R	: Rayon hydraulique
S	: Pente du lit
S_f	: Pente d'énergie
Std_x	: Écart-type dans la composante x de l'écoulement
SNR	: Ratio signal-bruit de l'ADV
t	: Temps
TKE	: Énergie turbulente cinétique
u'	: Fluctuation de vitesse longitudinale
U	: Vitesse dans la composante longitudinale de l'écoulement
\overline{U}	: Vitesse moyenne longitudinale d'une section de cours d'eau
v'	: Fluctuation de vitesse latérale
V	: Vitesse dans la composante latérale de l'écoulement
\overline{V}	: Vitesse moyenne de l'écoulement
τ_0	: Cisaillement
τ_{ci}^*	: Cisaillement critique
ω	: Puissance unitaire du cours d'eau
W	: Largueur du cours d'eau, vitesse dans la composante verticale de l'écoulement
W_e	: Vitesse d'entraînement
x_i	: Coordonné dans un système de référence
y_i	: Coordonné dans un système de référence
Y	: Profondeur moyenne
z_i	: Élévation dans un système de référence
z_w	: Valeur de pondération
$\langle \rangle$: Valeur moyenne

REMERCIEMENTS

Je remercie André Roy d'avoir partagé son enthousiasme constant pour la recherche et d'avoir mis en place un groupe de recherche dynamique et inventif ; un lieu de réflexion, d'idées, d'entraide, de communication et surtout de critique. André, merci pour ta supervision toujours attentive, pour tes conseils rigoureux et pour toute la liberté que tu nous accordes. Cette confiance et ces chances que tu nous offres sont stimulantes et formatrices. Évidemment, les encouragements quotidiens sont toujours les bienvenus. Merci Jean-François de me les avoir prodigués et d'avoir valorisé ces études universitaires autour de nous depuis près de dix ans maintenant. Il nous faut toujours compter sur un partenaire de terrain spécial. Je n'aurai pas choisi meilleur collègue que Bruce pour accomplir ces quatre années de doctorat. Je remercie sincèrement le groupe de recherche, à travers le temps, Sophie, Bruno, Geneviève P. P., Geneviève M., Joëlle, Valérie, Éric, Claudine et Julie. Vous m'avez tous été d'une aide indispensable pour la collecte des données. Merci aussi à tous les autres qui, à un moment ou à un autre, sont venus donner un grand coup de main. Thomas, tu demeures toujours mon modèle académique. Merci pour tes attentions et ton amitié. Finalement, je remercie le personnel du département de géographie, particulièrement Mathieu-Nicolas Tardif, et son directeur François Courchesne, pour leurs interventions particulières lors de la rédaction de la thèse. Cette thèse a été réalisée grâce au Conseil de Recherche National en Science et en Génie, aux Fonds québécois pour la recherche, au Fond Canadien pour l'Innovation, à la Chaire de recherche du Canada en dynamique fluviale et à l'Université de Montréal. Je tiens à leur témoigner ma gratitude pour leur soutien financier.

1.1 LA DYNAMIQUE DES STEP-POOLS

En géomorphologie, il existe une forte tradition académique qui s'appuie sur la construction de liens entre les processus et les formes du paysage (Strahler, 1952; Leopold *et al.*, 1964; Hickin, 1995). En milieu fluvial, cette tradition s'exprime par l'étude des zones d'érosion, de transfert et de dépôt de sédiments à travers le bassin versant. À l'extrémité amont du système de drainage, les cours d'eau de tête jouent un rôle prépondérant à l'intérieur de cette dynamique. Ils constituent la source des eaux et des sédiments pour les environnements qui se localisent à l'aval (Rosport, 1994) et ils définissent un ensemble de relations entre la plaine alluviale, le profil longitudinal et la variabilité spatiale de la morphologie des cours d'eau. Les cours d'eau de tête sont sensibles à la fréquence et à la magnitude des débits et fournissent une réponse qui se répercute rapidement vers l'aval (Halwas et Church, 2002). Ces réponses se manifestent par des liens étroits entre les formes du lit, le transport des sédiments et l'écoulement (Fig. 1.1) (Leeder, 1983; Best, 1993).

Les cours d'eau de tête sont décrits et classés en fonction de la pente du chenal, de la taille des particules, de la structure du lit et de la dynamique de l'écoulement (Leopold et Wolman, 1957; Grant *et al.*, 1990; Montgomery et Buffington, 1997; Zimmermann et Church, 2001; Halwas et Church, 2002; Wooldridge et Hickin, 2002). La morphologie en séquence de paliers d'accalmie (Bravard et Petit, 1997), ou *step-pool*, est particulièrement dominante dans les milieux de pente modérée à forte (Fig. 1.2) (Wooldridge et Hickin, 2002). Bien que les *step-pools* aient fait l'objet de nombreuses études récemment, leur dynamique a souvent été ignorée (Traylor et Wohl, 2000). En fait, on connaît toujours peu le rôle des *step-pools* sur l'emmagasinage des sédiments, sur la résistance à l'écoulement, sur la stabilité du chenal et sur les vitesses du fluide (Chin, 2003). Il existe aussi plusieurs difficultés pour prédire les relations entre le débit, le transport et la réponse du chenal à cause d'un accès limité à des données de terrain (Whiting et Dietrich, 1990; Furbish, 1993; Ryan, 1994; Blizard et Wohl, 1998).

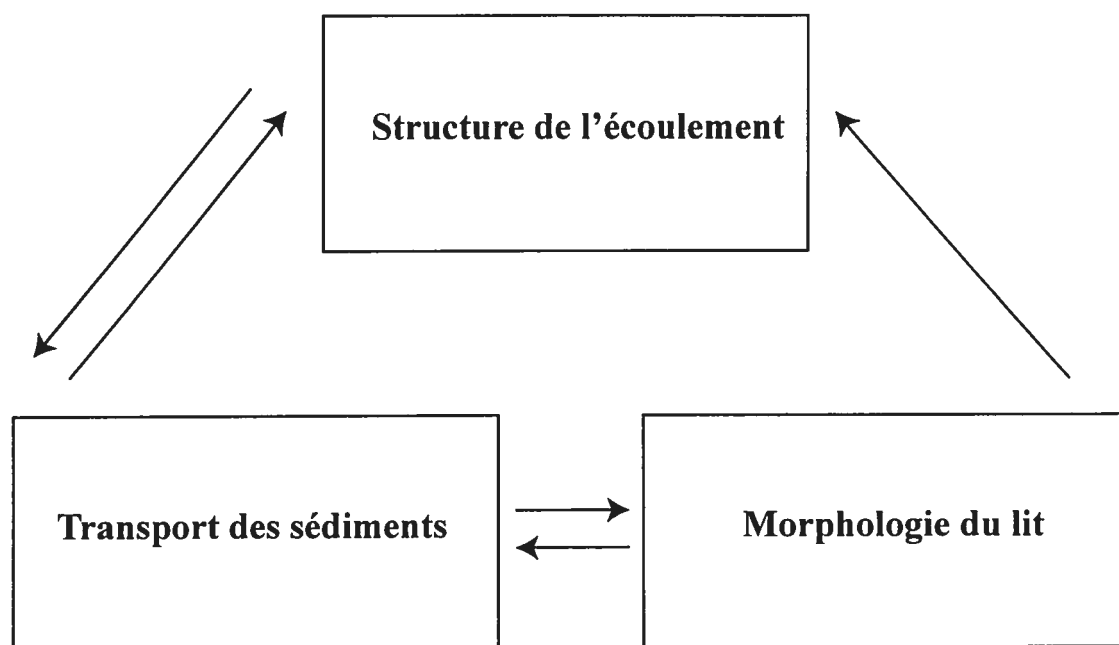


Figure 1.1. Composantes structurales de la dynamique fluviale et interrelations entre les composantes (d'après Leeder, 1983).

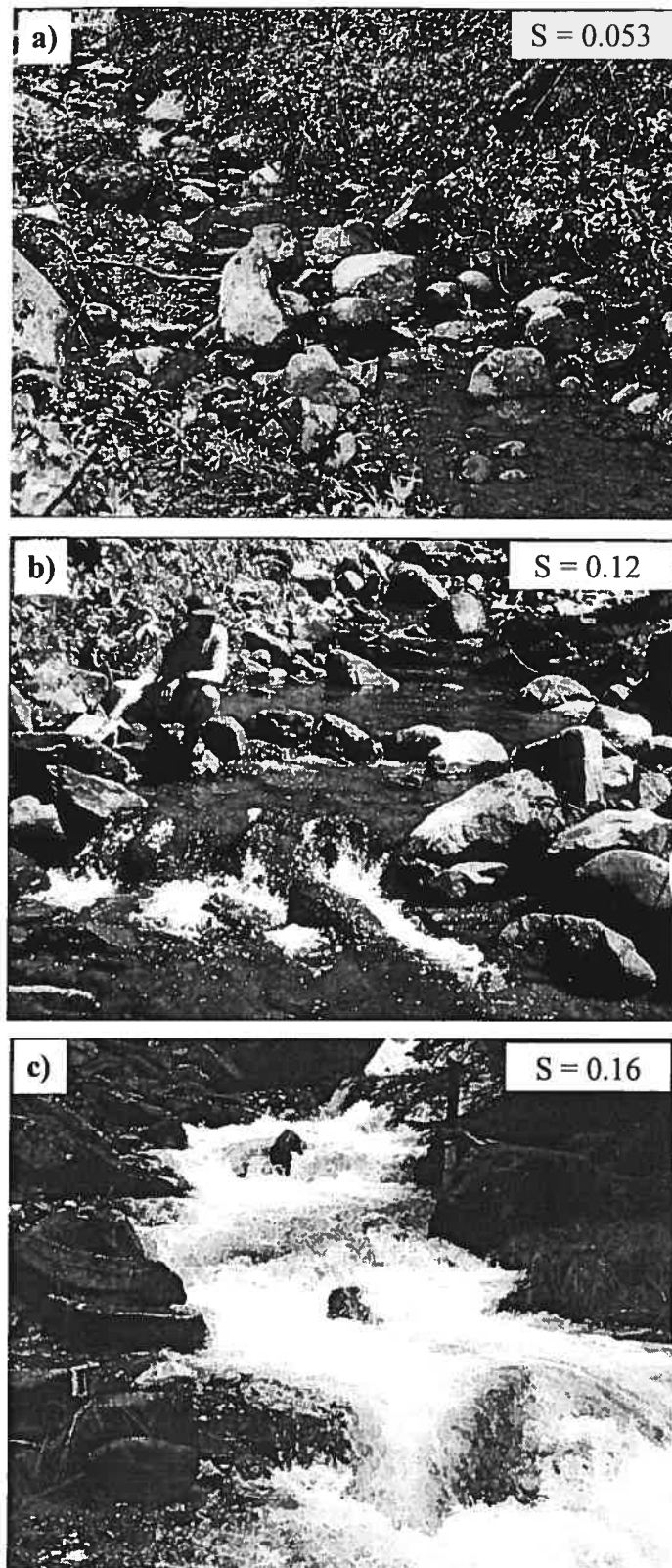


Figure 1.2. Représentation de step-pools ayant différentes pentes: a) Cold Creek, Santa Monica Mountain, États-Unis (Chin, 1999a), b) South Fork Mashel River, Cascade Range, États-Unis (MacFarlane et Wohl, 2003), et c) Rio Cordon, Dolomites, Italie (Comiti, 2003).

Les outils de mesure, les approches et les stratégies d'échantillonnage sont restreints pour l'étude des step-pools parce que ces derniers présentent différentes complexités ; ils sont peu accessibles (Chin, 1999a), ils ont une forte pente (Montgomery et Buffington, 1997), la végétation riveraine est souvent abondante, la géométrie du chenal change rapidement de l'amont vers l'aval (Furbish, 1998a; Lopez et Falcon, 1999; Wohl, 2000), les écoulements sont non-uniformes (Ergenzinger, 1992), le matériel du lit est hétérométrique (Ferguson *et al.*, 2002) et surtout, le lit montre plusieurs échelles de rugosité (Weichert, 2005). Les échelles de rugosité sont associées à des structures sédimentaires que l'on retrouve fréquemment en rivière à lit de graviers comme les amas de galets et les alignements de particules. Dans les step-pools, les blocs métriques participent aussi à la rugosité et à la configuration du lit (Zimmermann et Church, 2001).

Toutes ces complexités interviennent sur l'acquisition des données. Par exemple, à cause des échelles de rugosité et des zones d'écoulement fortement turbulentes, l'échantillonnage de l'écoulement dans un step-pool est un défi imposant. Aussi, puisque la rugosité assure une certaine stabilité au lit, la configuration du matériel est fonction d'événements de crue qui se produisent à des intervalles de récurrence dont la durée est longue. Les changements morphologiques dans les step-pools sont alors difficiles à observer et encore plus à quantifier en milieu naturel. Une meilleure connaissance des composantes de la dynamique fluviale dans ces systèmes passe par l'utilisation et l'application d'outils, d'approches et de stratégies d'échantillonnage qui mènent à l'acquisition de données de qualité échantillonnées à une résolution spatiale et temporelle adéquate.

1.2 SUJET ET STRUCTURE DE LA THÈSE

Cette thèse vise à mieux comprendre le rôle de la morphologie et de l'écoulement sur le transport des sédiments et la stabilité des lits dans les step-pools. Elle se penche d'abord sur l'élaboration et l'application de nouvelles approches et stratégies d'échantillonnage de données de transport et de morphologie, et ensuite sur une description des liens entre les composantes du système fluvial. Les expérimentations sont conduites entièrement en milieu naturel à l'échelle du tronçon de cours d'eau. Elles

sont menées sur trois sites qui montrent une variabilité morphologique, notamment de la pente et de la rugosité, et elles couvrent une période de deux ans. Puisqu'elle repose essentiellement sur des données de terrain, cette thèse comporte un risque important ; le suivi des ajustements de la morphologie du lit, du transport de sédiments et de l'écoulement dépend du caractère aléatoire de la fréquence et de la magnitude des crues sur une période relativement courte dans la vie du système.

La thèse est composée de huit chapitres. De manière à bien cerner le sujet de la thèse, le chapitre 2 présente les connaissances actuelles sur les composantes fluviales qui caractérisent les step-pools. Ce qui rend complexe l'étude de ces systèmes ainsi que les lacunes dans notre compréhension de leur dynamique ont été identifiés. On y retrouve aussi les objectifs de la thèse ainsi qu'une description détaillée des approches utilisées et des sites d'étude. Les principaux résultats de la thèse s'articulent autour de quatre articles (chapitre 3, 4, 5, et 7). Le premier est publié dans le *Journal of Sedimentary Research* (Lamarre *et al.*, 2005). Les autres chapitres-articles seront aussi soumis pour publication. À la thèse s'ajoute, en dernier lieu, un court essai sur la mesure de l'écoulement et de la turbulence dans un chenal en step-pool (chapitre 6). Chacun des chapitres constitue un apport original et indépendant mais ensemble, ils forment un tout cohérent qui répond aux objectifs de recherche.

Le troisième chapitre décrit et évalue une méthode novatrice, simultanément testée dans un bassin expérimental par Nichols (2004), pour quantifier le transport des particules individuelles dans les cours d'eau à lit de graviers. L'utilisation de traceurs passifs à circuit intégré (PIT) est proposée pour le suivi des particules individuelles. Les traceurs comportent de nombreux avantages qui se traduisent par des pourcentages élevés de récupération des particules marquées. Dans les step-pools, cette nouvelle approche est idéale pour quantifier les déplacements du matériel du lit, pour décrire les changements morphologiques et pour expliquer les liens entre les conditions d'écoulement et le transport des sédiments.

La cartographie des cours d'eau à lit de graviers pose problème à l'échelle d'un tronçon. Ainsi, au chapitre 4, il est montré que la cartographie détaillée du lit à l'aide d'une station totale robotisée permet de distinguer les échelles de rugosité et de définir les principales structures sédimentaires qui organisent le lit. Puisqu'il n'existe aucune règle d'échantillonnage qui soit spécifique aux lits de rivière, le rôle des opérateurs, des stratégies d'échantillonnage, du nombre de points et du modèle d'interpolation sur la qualité des données topographiques et sur la validité des modèles d'élévation numérique (DEM) est évalué. Cette étude fournit une base méthodologique fiable pour la cartographie des lits de rivières graveleuses.

En utilisant les traceurs passifs et les modèles d'élévation numériques, les processus de formation des structures sédimentaires dans un step-pool sont investigués au chapitre 5. Les conditions de formation des steps sont trop peu fréquentes pour permettre une expérience de terrain sur leur processus de formation à partir d'observations directes. Les structures sédimentaires comme les amas de galets et les alignements transversaux et longitudinaux sont donc étudiées en adoptant une stratégie de terrain où l'organisation du matériel du lit est volontairement oblitérée de manière à détruire les structures sédimentaires existantes. La réorganisation du lit, suite aux épisodes de transport, est comparée à deux sections témoins. Cette expérience en laboratoire naturel permet de quantifier le temps que prend un tronçon de cours d'eau pour se restructurer et de décrire les processus qui favorisent cette restructuration.

Dans les step-pools, l'écoulement comme la morphologie du lit jouent un rôle prépondérant sur le transport des sédiments. Pourtant, très peu de mesures de vitesse ont jusqu'à maintenant été échantillonnées à une haute résolution spatiale et temporelle dans les step-pools. Ceci reflète la grande difficulté de mesurer dans un tel environnement. Dans le chapitre 6, des vitesses de l'écoulement mesurées dans un step-pool à l'aide d'un courantomètre acoustique à effet Doppler (ADV) sont présentées. Ce chapitre prend la forme d'un essai où l'on présente plusieurs séries de vitesse contaminées par des interférences causées notamment par des bulles d'air dans les portions les plus

turbulentes du cours d'eau. Nous discutons dans quelles mesures l'interpolation des propriétés moyennes de l'écoulement reflète tout de même la morphologie du lit.

Le dernier article (chapitre 7) établit le rôle des unités morphologiques et des propriétés moyennes de l'écoulement sur le transport des sédiments dans deux step-pools ayant des caractéristiques morphologiques différentes. Cet article utilise les outils et les stratégies d'échantillonnage développés dans les chapitres précédents pour mettre en évidence ce rôle.

L'originalité de cette thèse repose en partie sur l'intégration de développements techniques et méthodologiques qui font le point sur l'applicabilité de stratégies d'échantillonnage et de traitements de données en milieu naturel à une investigation des processus qui forment les step-pools. Cette thèse s'appuie aussi sur différentes approches dont l'expérimentation *in situ*. L'observation directe des changements morphologiques est pratiquement impossible dans des cours d'eau considérés comme étant particulièrement stables comme les step-pools. Les manipulations expérimentales offrent les conditions nécessaires pour suivre le développement des structures sédimentaires. Finalement, l'originalité de cette thèse réside aussi dans l'examen approfondi des données échantillonnées sur la morphologie, le transport des sédiments et l'écoulement, à un niveau de détail inégalé à l'échelle du tronçon de cours d'eau dans les step-pools naturels. Ces données jettent un éclairage nouveau sur les liens entre les différentes composantes du système.

CHAPITRE 2 : LE STEP-POOL : CONTEXTE, PROBLÉMATIQUE ET MÉTHODES

2.1 INTRODUCTION

Cette thèse vise une meilleure compréhension de la dynamique fluviale dans les step-pools. Les step-pools sont une composante du réseau de drainage qui représente une transition entre les milieux montagneux et les basses terres (Chartrand et Whiting, 2000). Ils sont souvent associés aux versants qui constituent une source importante de sédiments (Halwas et Church, 2002). À l'échelle du tronçon de cours d'eau, la morphologie des step-pools est particulièrement caractérisée par la présence des éléments de rugosité comme les blocs et les débris organiques qui proviennent de ces versants. L'organisation spatiale des éléments de rugosité, couplée à la présence de structures sédimentaires, crée des profils verticaux de vitesse perturbés localement et affecte l'entraînement et le transport des sédiments (Jarret, 1984; Wiberg et Smith, 1991). Notre compréhension limitée des liens entre la configuration du lit, le transport et l'écoulement dans les cours d'eau de morphologie en step-pool procède d'un manque de données analytiques et systématiques sur les caractéristiques des différentes composantes du système (Chin, 1999a).

Les step-pools forment un environnement fluvial complexe pour la mesure des processus hydrologique et géomorphologique. En effet, les données de morphologie, de transport de sédiments et d'écoulement sont souvent mesurées de façon irrégulière dans le temps et dans l'espace, sous des conditions d'échantillonnage moins qu'idéales (Jarret, 1990; Ergenzinger, 1992; Duckson et Duckson, 1995). Les complexités des step-pools se résument par des pentes abruptes, des particules grossières, par l'imbrication d'échelles de rugosité et par la stabilité du lit. Ces complexités affectent l'utilisation des instruments de mesure qu'on déploie généralement en milieu fluvial ainsi que les approches et les stratégies d'échantillonnage sur le terrain. Or, on ne peut continuer à décrire les mécanismes en jeu qu'à l'aide de modèles théoriques et croire que l'on pourra répondre aux lacunes et aux questions de recherche soulevées dans la littérature. Il importe donc de présenter les concepts fondamentaux à la base de la formation des

step-pools, de définir un nouveau contexte pour l'échantillonnage sur le terrain et de décrire les liens entre la morphologie, le transport des sédiments et l'écoulement.

Ce chapitre introduit le contexte de l'étude en présentant une définition des step-pools. Par le biais d'une recension sur les principales campagnes de terrain conduites surtout en milieu naturel, l'état et l'étendue de nos connaissances sur la morphologie, le transport des sédiments et l'écoulement dans les step-pools sont présentés. Les hypothèses controversées qui expliquent leur origine et leur formation sont aussi exposées. Cette recension de la littérature permet d'identifier des lacunes dans la compréhension de la dynamique des step-pools et mène à l'élaboration des objectifs et des approches de recherche de cette thèse. Le chapitre se termine par la présentation des sites choisis pour l'application de ces approches.

2.2 DÉFINITION DU STEP-POOL

La morphologie en step-pool est représentative de plusieurs conditions bioclimatiques (Bowman, 1977) qui s'étendent des zones désertiques (Clarke et Hansen, 1988; Wohl et Grodek, 1994) aux forêts humides (Heede, 1972), et se retrouve souvent dans les paysages montagneux et glaciaires (Gardner, 1983). Montgomery et Buffington (1997) ont établi qu'il existait une progression, de l'amont vers l'aval, des types de morphologie qu'on peut décrire dans un cours d'eau. Chacune des morphologies représente des facteurs locaux qui contrôlent notamment la pente et le débit. À partir de la progression, on établit que le step-pool est surtout un chenal alluvial situé au mi-versant (Fig. 2.1). Il représente une zone de transition entre la dominance des processus d'érosion et ceux de dépôt. Les sédiments des step-pools proviennent du lit et des berges, ainsi que des versants et des écoulements de débris. L'emmagasinement s'effectue particulièrement dans les structures sédimentaires du lit.

Le step-pool se développe dans les cours d'eau où la pente (S) est supérieure à 2% (Grant *et al.*, 1990; Montgomery et Buffington, 1997; Abrahams *et al.*, 1995; Chin, 2003). Sous le seuil de pente de 1%, les morphologies de lit plat et de seuil-mouille se profilent alors qu'au delà de 25%, une architecture plus chaotique prend place. En

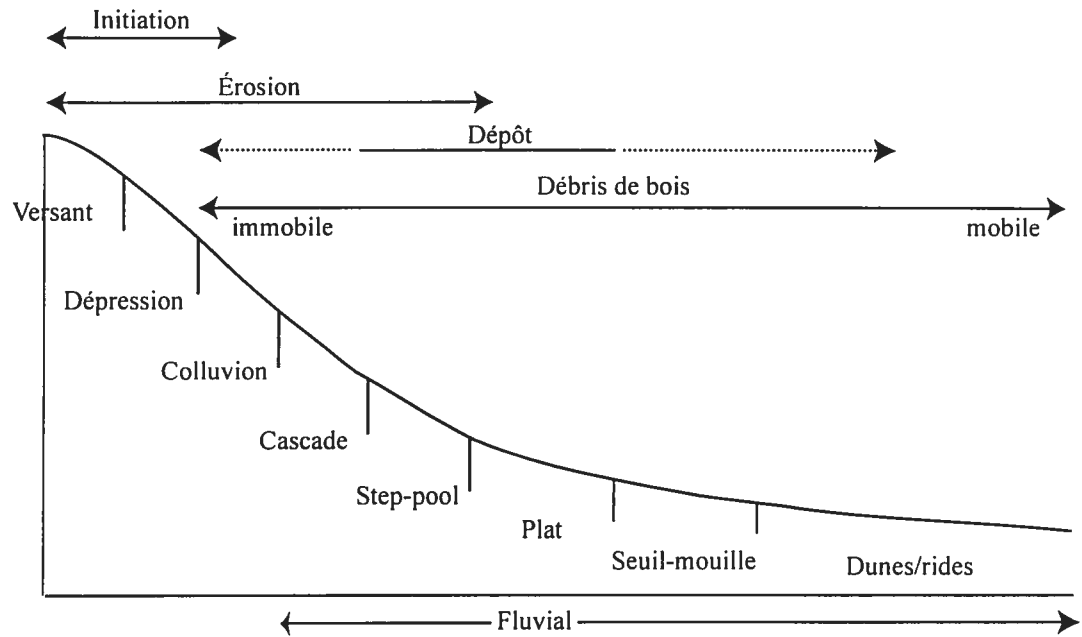


Figure 2.1. Profil idéalisé d'un versant à travers le réseau de drainage, types de chenaux alluviaux et processus dominants (d'après Montgomery et Buffington, 1997).

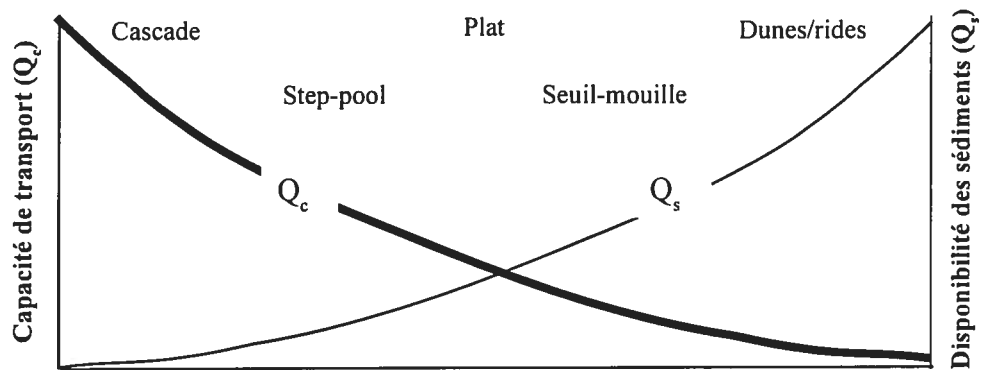


Figure 2.2. Classification des types de cours d'eau en fonction de la capacité de transport et de la disponibilité des sédiments. Le step-pool est caractérisé par une disponibilité de sédiments inférieure à la capacité de transport (d'après Montgomery et Buffington, 1997).

particulier, il existe alors des cascades (Montgomery et Buffington, 1997) où la disposition des cailloux et des blocs n'est pas continue dans l'espace. Les step-pools ont une disponibilité de sédiments inférieure à leur capacité de transport (Fig. 2.2). Ce régime d'approvisionnement limité est le reflet de la morphologie du chenal qui résiste à l'écoulement.

Les step-pools sont souvent décrits, par analogie, comme étant des séquences en marches d'escalier (Whittaker, 1987; Grant *et al.*, 1990; Egashira et Ashida, 1991; Gomi *et al.*, 2003; Curran et Wilcock, 2005). Les marches, *steps*, sont composées de différents matériaux (Hayward, 1980; Heede, 1981). Il existe d'abord les steps composés de la roche de fond (Bowman, 1977; Wohl et Grodek, 1994; Duckson et Duckson, 1995) et ensuite les steps de débris de bois qui se disposent au travers du cours d'eau (Keller et Swanson, 1979; Marston, 1982; Woodsmith et Swanson, 1997, Wohl *et al.*, 1997; Curran et Wohl, 2003; Faustini et Jones, 2003; Gomi *et al.*, 2003; MacFarlane et Wohl, 2003). Enfin, la majorité des steps à l'étude est composée d'un matériel alluvial hétérométrique (Chin, 1998; Chin, 2002) allant des cailloux aux blocs. À l'échelle du tronçon de cours d'eau, les steps sont presque perpendiculaires à l'écoulement (Montgomery et Buffington, 1997; Chartrand et Whiting, 2000; Zimmermann et Church, 2001) et ils occupent toute la largeur du chenal.

En plan, le step marque une dénivellation importante dans le profil longitudinal du cours d'eau (Zimmermann et Church, 2001) et il est immédiatement suivi de la mouille (ou cuvette), *pool*, à l'aval (Rosport, 1994). Cette dernière a des profondeurs en deçà de l'élévation moyenne du lit et est généralement comblée par des particules plus fines comme des graviers et des sables (Buffington *et al.*, 2002) (Fig. 2.3). Les steps et les mouilles alternent pour produire un profil longitudinal caractérisé par des tailles de particules contrastantes et périodiques dans le chenal (Chin et Wohl, 2005). La séquence step-pool introduit aussi des variations complexes dans l'écoulement (Duckson et Duckson, 2001). À la surface de l'eau, ces variations se traduisent par de fortes accélérations et décélérations locales.

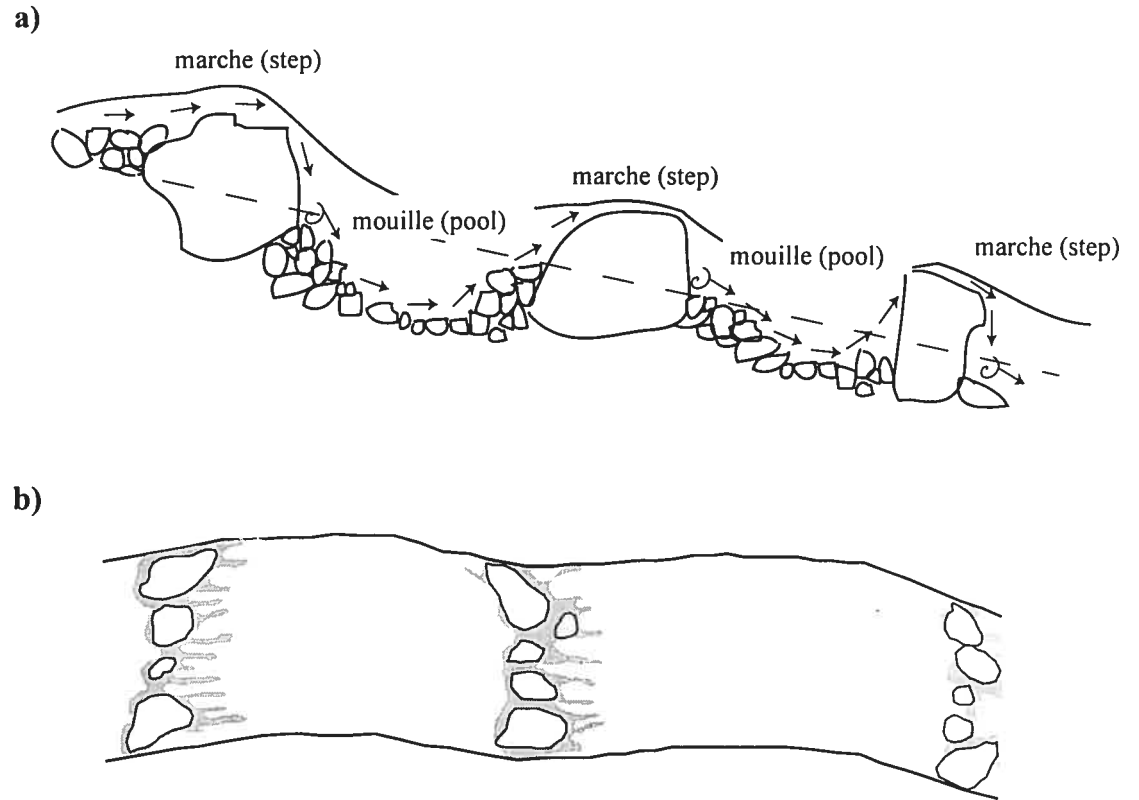


Figure 2.3. Schéma d'une séquence step-pool (d'après Montgomery et Buffington, 1997 et Lenzi, 2001): a) vue en coupe et b) vue en plan. Les steps accentuent la turbulence et la vitesse de l'écoulement (zone grisée) alors que dans les mouilles, l'écoulement est relativement plus tranquille.

L'examen visuel de la topographie du lit est l'approche la plus efficace pour identifier et différencier la morphologie en step-pool de celle en cascade par exemple, à partir de la longueur d'onde (Wooldridge et Hickin, 2002). La figure 2.4 montre clairement que les cascades ont une longueur d'onde moyenne plus courte (2.6 m) que celle des steps (5.1 m). La distribution de la longueur d'onde de chacun des deux types de morphologie est serrée autour de la moyenne. D'autres types d'analyse comme le passage par zéro (*zero-crossing analysis*, Richards, 1976), la différenciation des formes du lit (*differencing technique*, O'Neill et Abraham, 1984) et l'analyse spectrale de puissance (Bendat et Piersol, 1986; Chin, 2002) établissent de façon quantitative la fréquence des steps et des mouilles sur un profil longitudinal. En utilisant l'une ou l'autre des méthodes, on a rapporté que la distance entre les mouilles est généralement égale ou près de 1 à 4 fois la largeur du chenal (Whittaker, 1987; Chin, 1989; Grant *et al.*, 1990).

Les step-pool sont considérés comme étant relativement stables surtout à cause de l'imbrication des blocs et des cailloux qui ancrent les steps au lit près des berges (Zimmermann et Church, 2001). Aussi, ils montrent, communément aux autres types de cours d'eau à lit de graviers, différentes échelles de rugosité. Sur un tronçon de cours d'eau, il existe une abondance de structures sédimentaires de différentes tailles qui décrivent la microrugosité du lit (Robert, 2003). Les amas de galets et les structures circulaires dominent la configuration des rivières à lit de graviers (Brayshaw, 1984; Church *et al.*, 1998). On observe aussi des alignements transversaux et longitudinaux. Les alignements sont composés d'un ensemble de particules plus ou moins régulièrement espacées. Les structures sédimentaires naissent de l'hétérométrie des particules, modifient la structure de l'écoulement et assurent une stabilité aux steps (Weichert, 2005). Elles sont toutes décrites en détails à la fin de la section 2.3.

2.3 COMPLEXITÉS DE LA DYNAMIQUE DES STEP-POOLS

2.3.1 La géométrie

Bien que les travaux sur l'hydraulique et le transport des sédiments dans les step-pools soient rares, les études sur la géométrie de ces chenaux sont plus abondantes (Comiti, 2003). Les variables morphométriques qui caractérisent le step-pool sont nombreuses

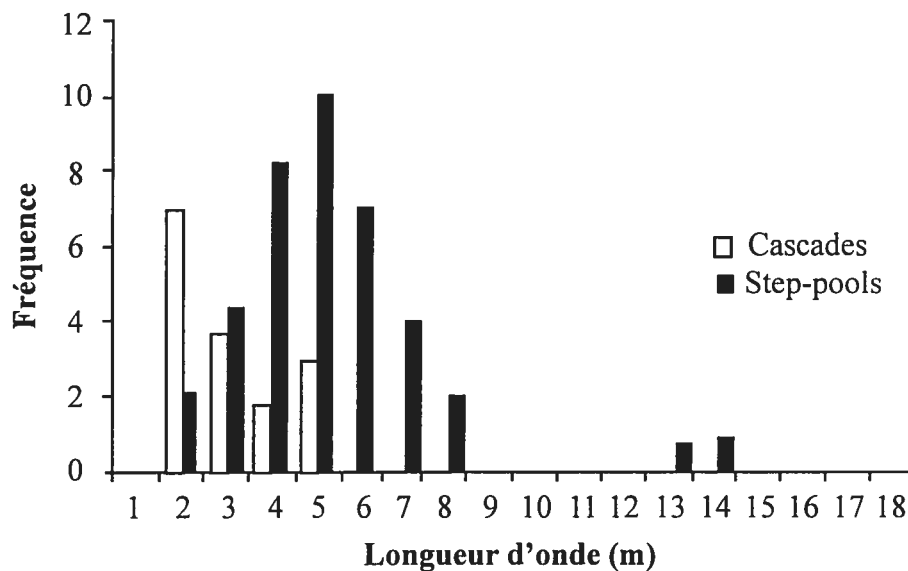


Figure 2.4. Différenciation entre les cours d'eau de morphologie en step-pool et en cascade à partir de la distribution des fréquences de longueur d'onde. La longueur d'onde est mesurée à partir d'observations visuelles de terrain (d'après Wooldridge et Hickin, 2002).

(Fig. 2.5) et plusieurs relations entre les variables émergent de ces études (Bowman, 1977; Whittaker, 1987; Chin, 1989; Wohl et Grodek, 1994; Chartrand et Whiting, 2000; Crowe, 2002). L'essentiel de l'architecture du lit se décrit par la hauteur des steps (H), la profondeur de surcreusement (ΔE), l'espacement entre les steps (L), la largeur du chenal (W), la pente du lit (S) et la taille des particules (D_{50}) (Crowe, 2002). La hauteur du step représente la différence d'élévation entre sa crête et le point au lit qui se trouve immédiatement à l'aval. La profondeur de surcreusement est la différence d'élévation entre la hauteur du step et le changement d'élévation entre deux steps successifs. Cette profondeur est généralement associée au point le plus bas de la mouille. L'espacement entre les steps ou la longueur d'onde représente la distance entre deux steps successifs mesurée au talweg. La largeur du chenal est prise directement au-dessus de la crête du step et enfin, le D_{50} représente la taille médiane des sédiments qui composent habituellement soit le step, soit la mouille. Les autres indices granulométriques comme de D_{16} , D_{84} , D_{90} ou D_{95} sont aussi utilisés. Les relations qui décrivent la géométrie des step-pools s'appuient sur une hypothèse de régularité de l'espacement entre les steps (Wohl et Grodek, 1994). Cette hypothèse est similaire à celle qui est utilisée pour l'étude des séquences seuil-mouille (*pool-riffle sequence*) (ex. Montgomery *et al.*, 1995; Thompson, 2001). Dans ce cas, les relations les plus fréquemment observées sont : 1) l'effet de la largeur du chenal et de la pente sur l'espacement entre les steps et 2) l'effet de la taille des particules sur la hauteur des steps.

L'espacement régulier entre les steps dans la configuration des step-pools est surtout fonction de la largeur du chenal (Bowman, 1977; Whittaker, 1987; Chin, 1989; Chartrand et Whiting, 2000). Par ailleurs, les résultats ne convergent pas tous sur la même relation. En fait, Bowman (1977) a montré que la distance entre les steps était égale à $1.4W$ alors que Chartrand et Whiting (2000) ont obtenu un espacement de $0.6W$. Chin (1989) a montré que l'espacement était égal à $2.7W$ pour des step-pools du Santa Monica Mountains (Colorado, États-Unis). Cette dernière conclut que la corrélation entre l'espacement des steps et la largeur du chenal n'est pas due à une causalité directe mais plutôt au fait que la largeur augmente avec le débit vers l'aval. Le débit serait donc la variable fondamentale pour expliquer l'espacement entre les steps (Chin, 1999a). La

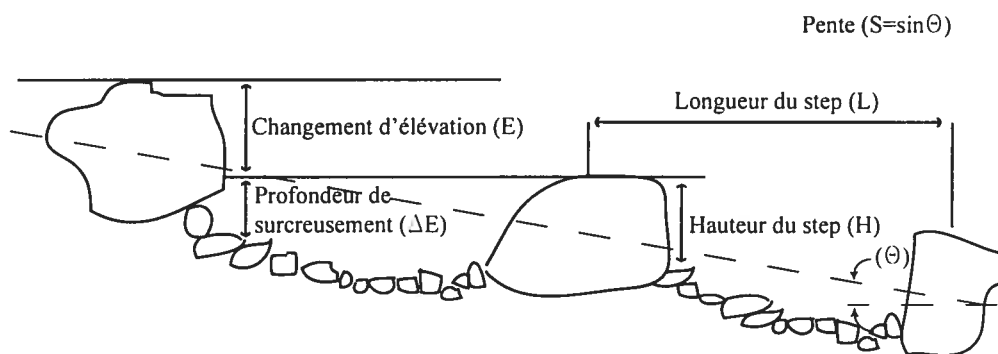


Figure 2.5. Principales variables morphométriques qui caractérisent le step-pool (d'après Chartrand et Whiting, 2000 et Lenzi, 2001).

variabilité des résultats peut être aussi associée à la technique de mesure utilisée pour localiser et déterminer l'espacement entre les steps et les mouilles (Wooldridge et Hickin, 2002). Malgré l'incongruité des coefficients qui décrivent la relation entre l'espacement des steps et la largeur du chenal, la géométrie des steps apparaît certes mieux définie et l'espacement plus régulier lorsque la pente est abrupte (Hayward, 1980; Wohl et Grodek, 1994). Le rôle de la pente sur l'espacement entre les steps se traduit par une relation de puissance inverse (Judd et Peterson, 1969; Hayward, 1980; Allen, 1983; Whittaker, 1987; Chin, 1989; 1994; Grant *et al.*, 1990; Wohl et Grodek, 1994; Wohl *et al.*, 1997; Chin, 1999a; Chartrand et Whiting, 2000). Seulement, les paramètres qui décrivent le modèle et la capacité de prédiction de l'espacement entre les steps varient considérablement entre les auteurs (Fig. 2.6). Cette variabilité semble référer aux conditions régionales, notamment aux matériaux qui composent les steps (Chin, 1999a).

La hauteur d'un step est particulièrement fonction de son D_{50} (Fig. 2.7) (Judd et Peterson, 1969; Grant *et al.*, 1990; Chin, 1999a; Grant, 1994; Abraham *et al.*, 1995; Lenzi, 2001). Aussi, Wohl *et al.* (1997), Chin (1999a) et Duckson et Duckson (2001) ont tous montré que la hauteur des steps est positivement corrélée à la pente du chenal, ce qui est contraire aux résultats obtenus dans les travaux de Whittaker (1987), Grant *et al.* (1990), Wohl *et al.* (1997) et Chartrand et Whiting (2000) (Fig. 2.8). Ces observations contradictoires pourraient être le fruit de plusieurs liens causaux entre la hauteur du step et la pente du chenal. En fait, au même titre que pour la longueur d'onde, le contrôle de la pente sur la hauteur du step peut être secondaire. Le changement de pente vers l'aval est communément associé à l'augmentation du débit et à la diminution de la taille des particules (Chin, 1999a).

La hauteur des steps joue enfin un rôle important sur la profondeur de surcreusement de la mouille adjacente (Zimmermann et Church, 2001). En fait, il semble que la relation entre la hauteur du step et la profondeur de la mouille située directement à l'aval du seuil soit plus forte que celle avec la mouille positionnée à l'amont (Fig. 2.9). Le contrôle du step sur la morphologie se fait donc particulièrement dans le sens de l'écoulement et

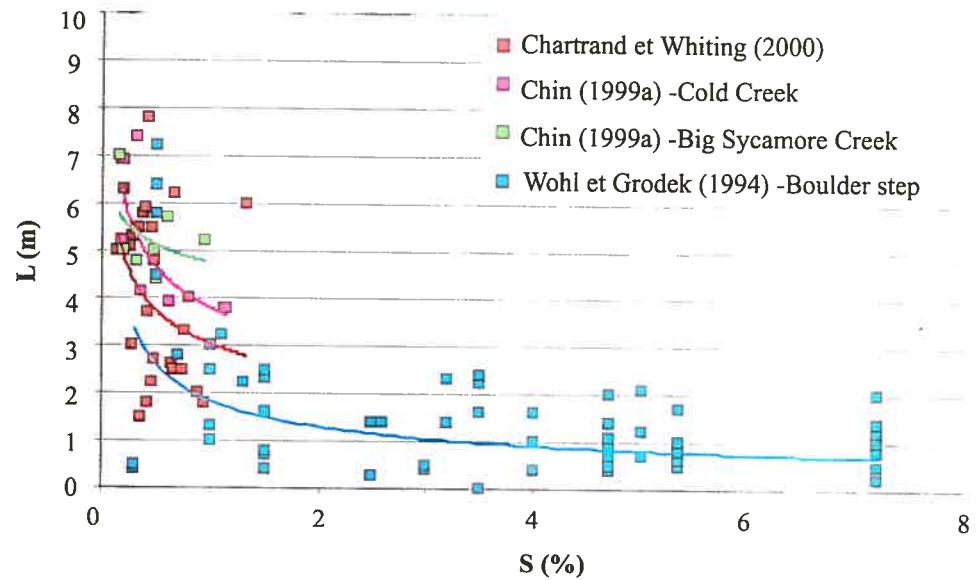


Figure 2.6. Exemples de relation obtenue entre l'espacement moyen des steps et la pente du chenal dans les step-pools naturels. Malgré la relation de puissance inverse présente dans tous les cas, les paramètres du modèle varient (d'après Chin, 1999a). Les modèles sont décrits par: Chartrand et Whiting (2000): $L = 1.26S^{-0.36}$ $R^2 = 0.17$, Chin (1999a) Cold Creek: $L = 1.93S^{-0.29}$ $R^2 = 0.49^*$; Chin (1999a) Big Sycamore Creek: $L = 3.75S^{-0.10}$ $R^2 = 0.19^*$; Wohl et Grodek (1994): $L = 0.57S^{-0.50}$ $R^2 = 0.19^*$. * = équations estimées à partir des relations graphiques.

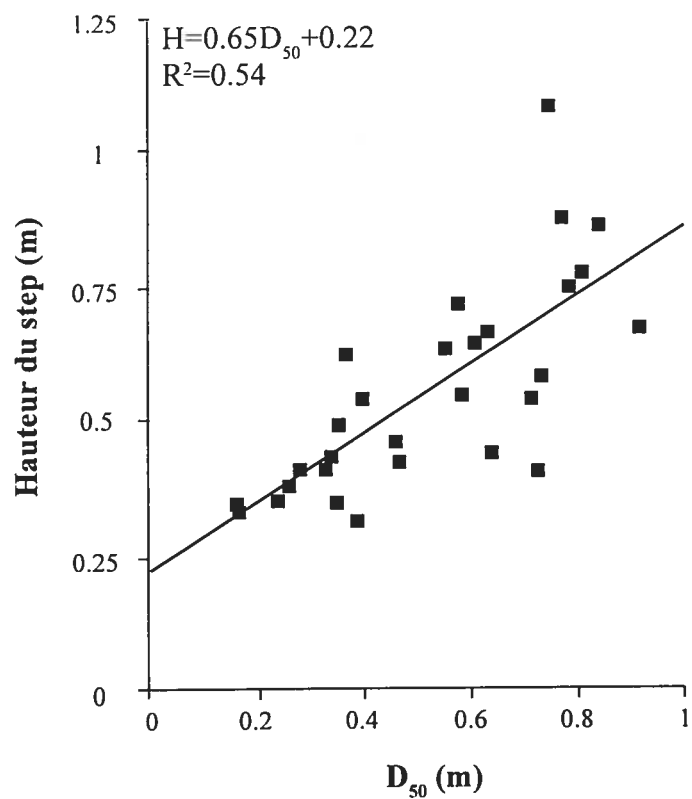


Figure 2.7. Relation entre la hauteur du step et le D_{50} mesuré sur le step. Les données proviennent de 30 sections de cours d'eau du centre de l'Idaho (États-Unis) (d'après Chartrand et Whiting, 2000)

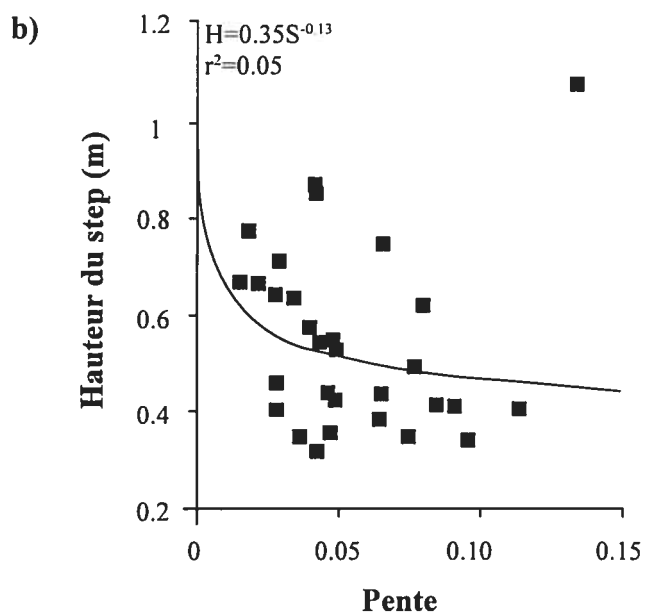
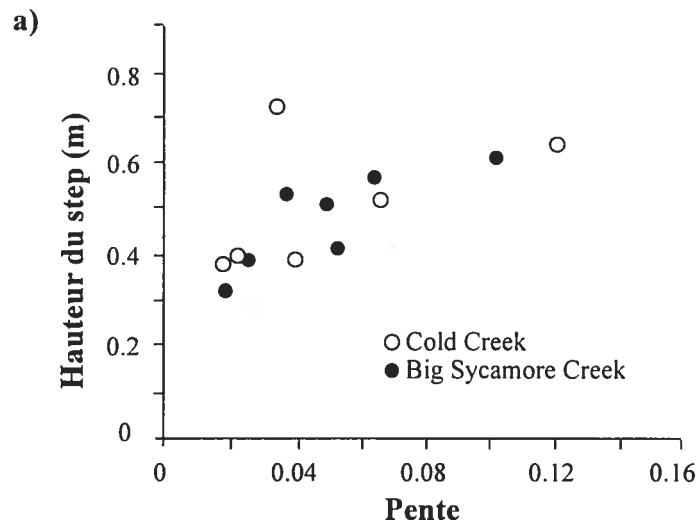


Figure 2.8. Relation entre la hauteur du step et la pente du chenal: a) relation positive et b) absence de relation significative (d'après Chin, 1999a et Chartrand et Whiting, 2000)

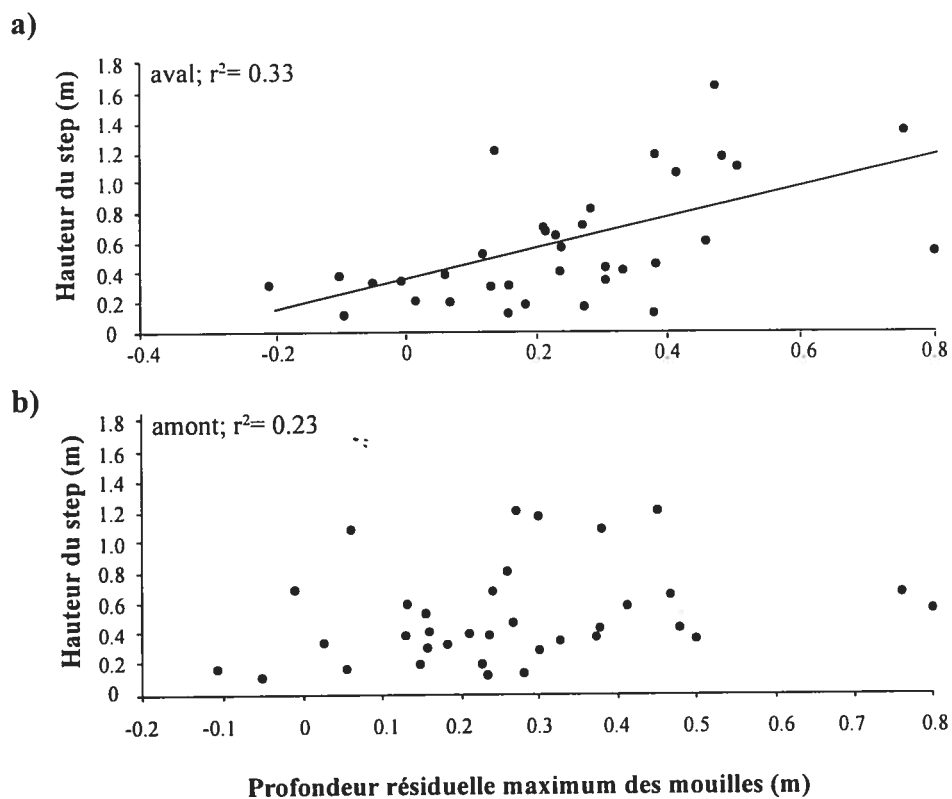


Figure 2.9. Relation entre la hauteur du step et la profondeur résiduelle des mouilles: a) en fonction de la mouille en aval et b) en fonction de la mouille en amont. Les deux corrélations sont significatives ($p < 0.01$) mais celle à l'aval est supérieure ($p < 0.001$) (d'après Zimmermann et Church, 2001).

implique que le surcreusement dans la mouille en aval du step est plus important que l'effet de barrage du seuil sur la mouille située en amont.

Plusieurs relations géométriques émergent de l'étude de l'architecture des step-pools. Les relations les plus consistantes montrent que la longueur d'onde est liée à la pente et que la hauteur des steps est fortement corrélée avec la taille des particules qui les composent. Par ailleurs, on observe en général une grande variabilité de la signification statistique des relations. Cette variabilité est liée à plusieurs facteurs. Entre autres, les travaux de Whittaker (1987) ont été conduits en laboratoire alors que la majorité des relations est définie en milieu naturel. Aussi, on observe qu'en milieu naturel, l'architecture des steps correspond à des conditions morphologiques très différentes. Les pentes moyennes varient entre 2 et 22% et que le D_{50} est entre 20 et 900 mm. Ces conditions peuvent affecter la nature des relations géométriques. Les techniques d'identification des steps et des mouilles dans l'espace peuvent aussi intervenir sur la nature des relations et peuvent mener à des estimations de hauteurs et de longueurs d'onde qui sont très différentes (Wooldridge et Hickin, 2002).

2.3.2 Le transport des sédiments.

Le transport des sédiments dans les step-pools s'exprime sous deux différents régimes. Le premier, l'écoulement de débris (*debris flow*), se produit dans les milieux de plus fortes pentes. Il évoque généralement la réponse à d'importantes précipitations saisonnières ou à la fonte des neiges. L'écoulement de débris est un mouvement massif et très rapide de sédiments grossiers riches en galets et en blocs qui proviennent des versants (Summerfield, 1991). Les débris se déplacent sur de longues distances et se déposent en aval dans les milieux de plus faibles pentes (Trenhaile, 2004). Le second régime, plus récurrent, se manifeste par un transport de charriage au lit ou de suspension de magnitude moins importante d'un matériel provenant majoritairement du lit et des berges. On considère l'apport sédimentaire comme étant limité dans les step-pools à cause de l'organisation des particules, de l'imbrication des structures sédimentaires et des steps qui assurent la stabilité au lit.

Les conditions de terrain pour l'étude directe des mouvements de charriage dans les step-pools sont complexes (Hassan *et al.*, 2005). En fait, le transport peut être contrôlé par un apport sédimentaire externe au chenal (Lenzi, 2004), il est affecté par un grand nombre de variables indépendantes (Hassan et Church, 1992a; De Jong et Ergenzinger, 1995), les mouvements de sédiments sont épisodiques (Whittaker et Davies, 1982 ; Whittaker, 1987; Egashira et Ashida, 1991; Ergenzinger *et al.*, 1994) et les débits formateurs des steps sont rares (Grant *et al.*, 1990; Chin, 1994). On a caractérisé le transport de sédiments à partir de mesures prises en laboratoire ainsi qu'à partir de modèles mathématiques. Ces modèles se basent sur des processus physiques et sur différents concepts probabilistes (Lisle, 1987; Lopez et Falcon, 1999). Seulement, les séries temporelles de transport en charge de fond mesurées sur le terrain sont souvent insuffisantes pour valider les modèles et surtout, pour établir des liens avec l'écoulement ou la morphologie du lit (Fattorelli *et al.*, 1988; Schmidt et Ginz, 1995; Wohl, 2000). Quelques variables décisives pour l'intégration des modèles et pour la description des liens entre le transport des sédiments et les autres composantes fluviales des step-pools sont présentées. Ces variables expliquent en partie l'entraînement, le transport et le dépôt des particules.

L'entraînement des particules en rivière est fonction de la différence entre les conditions locales de l'écoulement mesurées au lit et une valeur critique. Cette différence a surtout été estimée pour les environnements de faibles pentes et sur les bases d'une valeur critique de cisaillement (Shields, 1936), de vitesse (Yang, 1973), de puissance (Bagnold, 1956; Parker *et al.*, 1982), ou d'unité de débit (Meyer-Peter et Muller, 1948; Bathurst *et al.*, 1987). Certaines exceptions existent dont Smart et Jaeggi (1983) qui ont travaillé sur les relations entre le transport et le cisaillement pour des cours d'eau plus abrupts. Aguirre-Pe et Fuentes (1991) ont proposé que les concepts de cisaillement, de puissance et de débit critique ne s'appliquent pas dans les cours d'eau de fortes pentes et ayant une importante rugosité de surface. Ils suggèrent de considérer la valeur de Fr^* , un paramètre qui fixe les conditions critiques du mouvement des particules (Aguirre-Pe *et al.*, 2003). Le transport en charge de fond est estimé par:

$$\phi^* = 1.50 S^{\frac{1}{2}} C^{*-4} Fr^{*6} \quad (2.1)$$

où C^* est le coefficient de Chezy sans dimension, et Fr^* le nombre de Froude adapté en fonction de la densité des particules. La relation fonctionnelle Fr^* est donné par :

$$Fr^* = \frac{\bar{V}}{\sqrt{g(s-1)Df_0}} \quad (2.2)$$

pour laquelle \bar{V} est la vitesse moyenne de l'écoulement, g est l'accélération gravitationnelle, le dénominateur f_0 est un facteur de friction et s est égal à ρ_s/ρ , la gravité relative spécifique des particules (ρ_s =densité des particules ; ρ =densité de l'eau).

La valeur de D représente le diamètre des grains et C^* est égale à :

$$C^* = \frac{\bar{V}}{\sqrt{gRS}} \quad (2.3)$$

où R est le rayon hydraulique. La valeur critique de Fr^* s'ajoute aux valeurs critiques existantes et demeure un bon estimateur de l'initiation du mouvement des particules seulement lorsque $Y/D \leq 10$.

Récemment, à partir des observations de Parker *et al.* (1982), Lenzi *et al.* (accepté) ont montré que la mobilité relative des particules dans un step-pool est raisonnablement prédite par :

$$\tau_{ci}^* = \alpha \left(\frac{D_i}{D_x} \right)^b \quad (2.4)$$

où τ_{ci}^* représente le cisaillement critique, D_i la taille des particules et D_x un diamètre de référence des sédiments de surface ou de subsurface dépendamment des auteurs (Fig. 2.10). Le cisaillement critique semble un bon estimateur malgré les réticences de Aguirre-Pe et Fuentes (1991) à l'utilisation du cisaillement comme seuil critique d'entraînement. L'exposant b de la relation de puissance varie entre 0 (transport sélectif) et -1, valeur qui correspond aux conditions d'équimobilité. La taille de référence la plus fréquemment utilisée est le D_{50} mais pour les cours d'eau de plus forte rugosité, on a montré que le D_{90} est une valeur plus significative (Reid et Frostick, 1984; Petit, 1994; Wilcock, 1997) (Fig. 2.11).

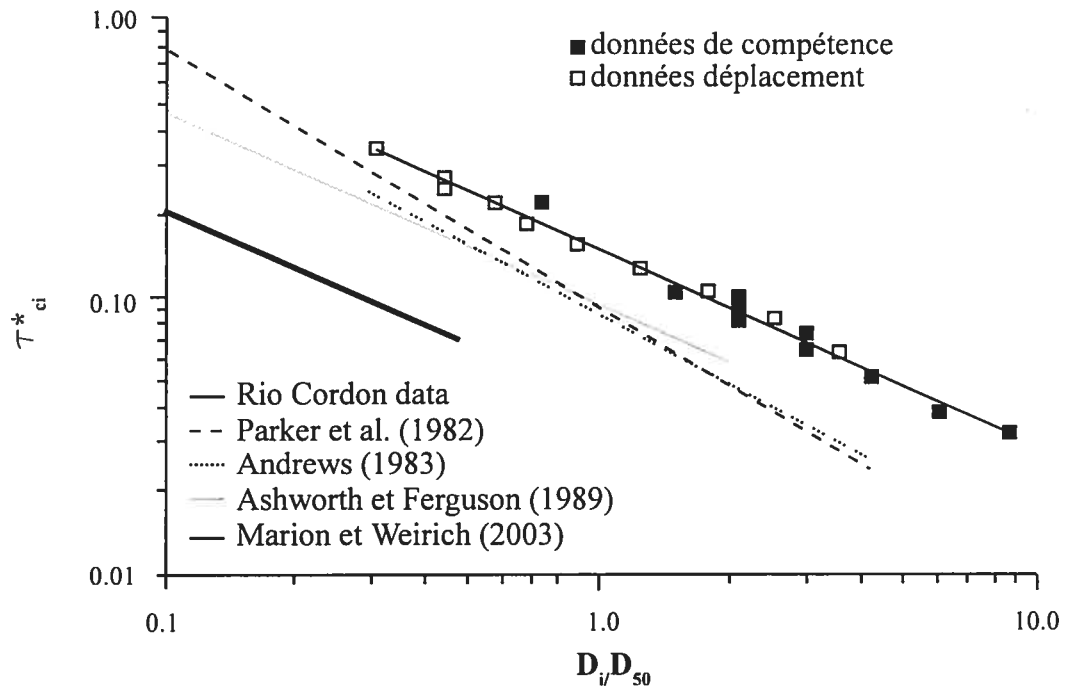


Figure 2.10. Cisaillement critique sans dimension en relation avec la taille relative des particules. Le D_{50} est utilisé comme diamètre de référence (d'après Lenzi *et al.*, accepté).

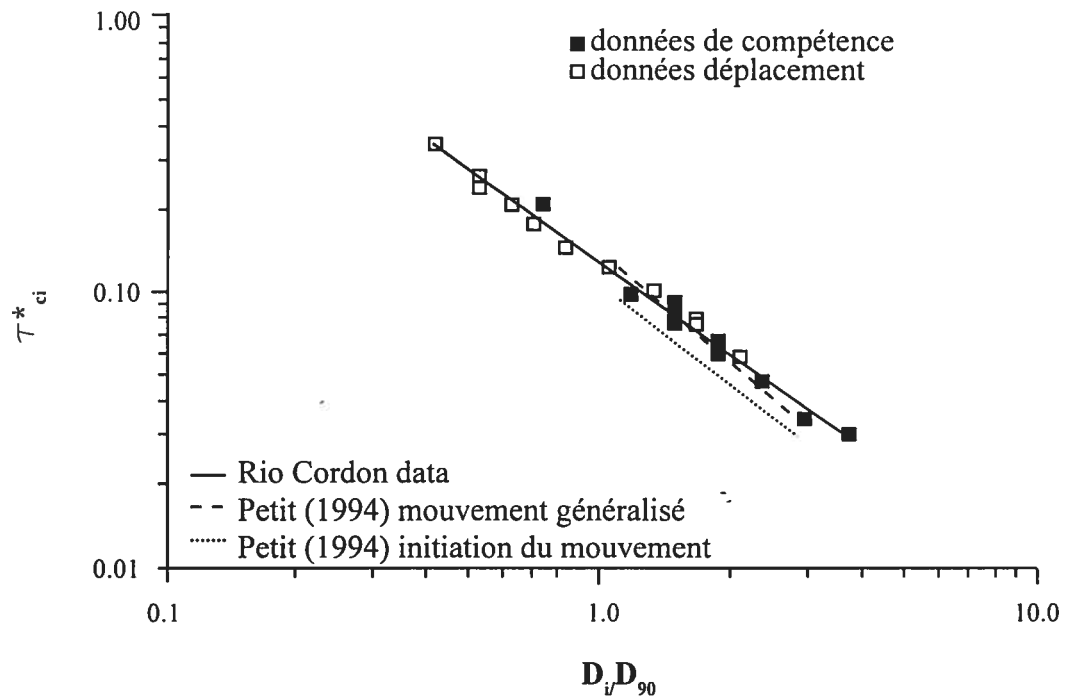


Figure 2.11. Cisaillement critique sans dimension en relation avec la taille relative des particules. Le D_{90} est utilisé comme diamètre de référence (d'après Lenzi *et al.*, accepté).

Même si les données pour valider les modèles d'entraînement des particules sont rares, les observations du transport en rivières ont mené à une meilleure compréhension des modes de transport en charge de fond dans les step-pools (Blizard, 1994; Rickenmann, 1994; 1997; 2001; D'Agostino et Lenzi, 1999; Lenzi *et al.*, 2004). Pour un événement de débit donné, Ryan *et al.* (2002) ont montré que le charriage se produit en deux phases. La première phase, caractérisée par de faibles taux de transport, se produit sur des surfaces relativement stables. Les sédiments en mouvement proviennent principalement des mouilles (Trush *et al.*, 2000) et des structures sédimentaires composées de matériel fin (Lisle, 1995; Laronne *et al.*, 2001). À partir d'un seuil critique, on observe une augmentation importante du taux de transport accompagnée d'une augmentation de la taille des sédiments qui sont mobilisés. Le début de cette deuxième phase a lieu près des conditions de débit plein bord mais le seuil exact est particulièrement mal défini (Ryan *et al.*, 2002). Carling (1988) conclut que la phase 2 est initiée lorsque le débit représente 60% du débit plein bord alors que suite au bris d'une surface armurée, Whiting *et al.* (1999) ont observé une augmentation rapide du taux de transport à environ 80% du débit plein bord. En moyenne, le seuil se situe entre 60% et 100% (Ryan *et al.*, 2005). Le débit nécessaire pour mettre en branle la phase 2 est affecté par plusieurs facteurs tels la rugosité relative du lit, le regroupement de particules, la géométrie des grains et leur imbrication. Ces facteurs interviennent sur la résistance à l'écoulement, sur la stabilité du matériel et sur les forces nécessaires pour mettre en mouvement les grains. Dans les step-pools, les fortes valeurs de débit et de cisaillement sont cruciales pour le déplacement des cailloux grossiers et la formation des steps. Or, la période de transport en phase 2 est relativement courte surtout si la taille des particules est grande. Conséquemment, la majeure partie du transport devrait se produire dans la première phase (Wilcock et MacArdell, 1993; Lisle, 1995).

Warburton (1992) a généralisé le concept de mode de transport en liant l'augmentation du débit à trois phases de transport de sédiments (Fig. 2.12). Les phases sont décrites par: 1) le déplacement des sables, 2) le transport sélectif et 3) l'équimobilité du transport. Le transport sélectif correspond à la phase 2 telle que décrite par Ryan *et al.* (2002). La taille des particules transportées est proportionnelle aux forces de

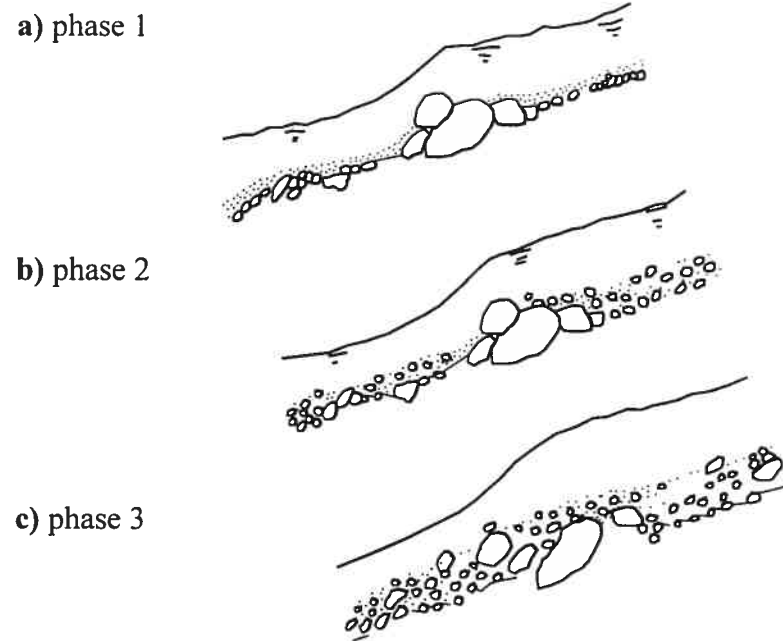


Figure 2.12. Sommaire des phases de transport de sédiments dans les step-pools (modifié de Warburton, 1992): a) déplacement des particules fines, b) bris de la surface de graviers et c) destruction des amas.

l'écoulement. L'équimobilité se produit pour des débits de plus forte magnitude et surtout lorsque la distribution du matériel transporté est similaire à celle du lit (Komar et Shih, 1992). Marion et Weirich (2003) ont déterminé que l'équimobilité se produisait dans 70% des tests effectués dans un cours d'eau de l'Arkansas. En fait, au-delà d'un certain seuil, toutes les tailles de particules peuvent être mises en mouvement. La mobilité résulte de la destruction des structures sédimentaires présentes à la surface du lit comme les amas de galets.

On peut observer une variabilité des seuils qui représentent le passage entre le transport sélectif et l'équimobilité dans les step-pools. Par exemple, Ryan *et al.* (2005) ont présenté les seuils pour 19 cours d'eau à lit de graviers du Colorado et du Wyoming aux États-Unis (Fig. 2.13). Ils notent que les seuils sont variables entre les systèmes et concluent que chacun des cours d'eau investigué peut avoir ses propres propriétés de transport. Cette variabilité est due aux changements d'emménagement local de sédiments essentiellement contrôlés par la morphologie du lit (Whittaker, 1987; Marion et Weirich, 2003). L'influence de la morphologie sur le transport a été observée directement sur le terrain (Hayward, 1980; Ergenzinger, 1992; Warburton, 1992; Gintz *et al.*, 1996; Blizard et Wohl, 1998) et en laboratoire (Whittaker, 1987). L'emménagement des particules cause des mouvements de pulsation lors du transport des sédiments. Ces pulsations sont aperiodiques et variables dans le temps et l'espace (Carling *et al.*, 1998) (Fig. 2.14). En fait, les particules les plus grosses doivent d'abord être mobilisées pour mettre en place le mouvement d'un nombre plus grand de particules (Bathurst, 1987). Les pulsations impliquent une variabilité importante du transport qui est aussi fonction des propriétés de l'écoulement. Carling *et al.* (1998) ont, entre autres, associé ces pulsations aux coefficients de rugosité et à la variabilité du cisaillement près du lit dans les écoulements turbulents. À cause de la variabilité de ces propriétés, les seuils de changements de phase demeurent difficiles à estimer et à prédire dans les step-pools. Les seuils devraient pouvoir s'appliquer sur une vaste gamme de contraintes qui changent fréquemment en fonction des conditions antécédentes, de la profondeur relative, de la résistance et de l'hétérométrie des particules (Rickenmann, 2001).

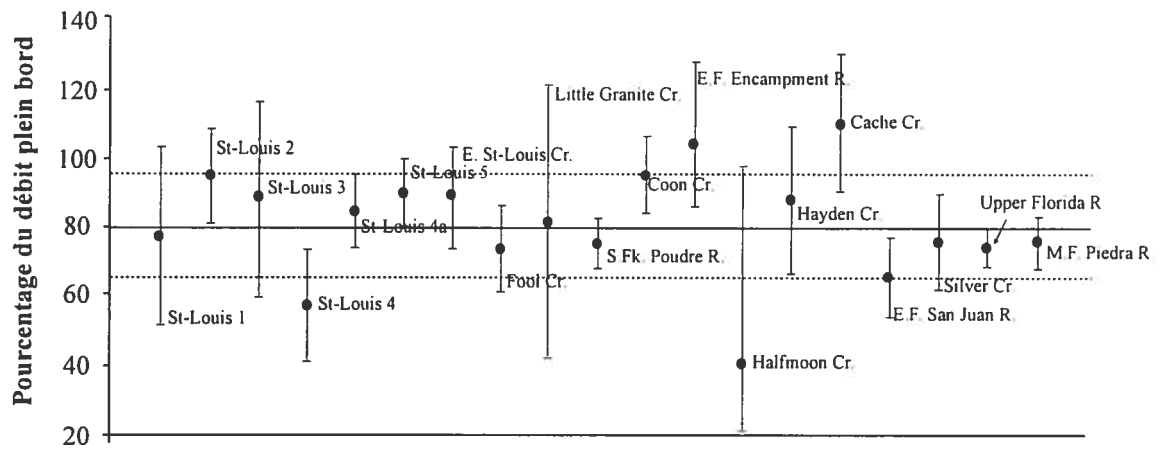


Figure 2.13. Variabilité du pourcentage de débit plein bord pour lequel la phase d'équimobilité du transport est initiée. Les données proviennent de 19 cours d'eau du Colorado et du Wyoming (États-Unis). La ligne pleine représente la moyenne et les lignes pointillées forment les limites de l'intervalle de confiance à 95% (d'après Ryan *et al.*, 2005).

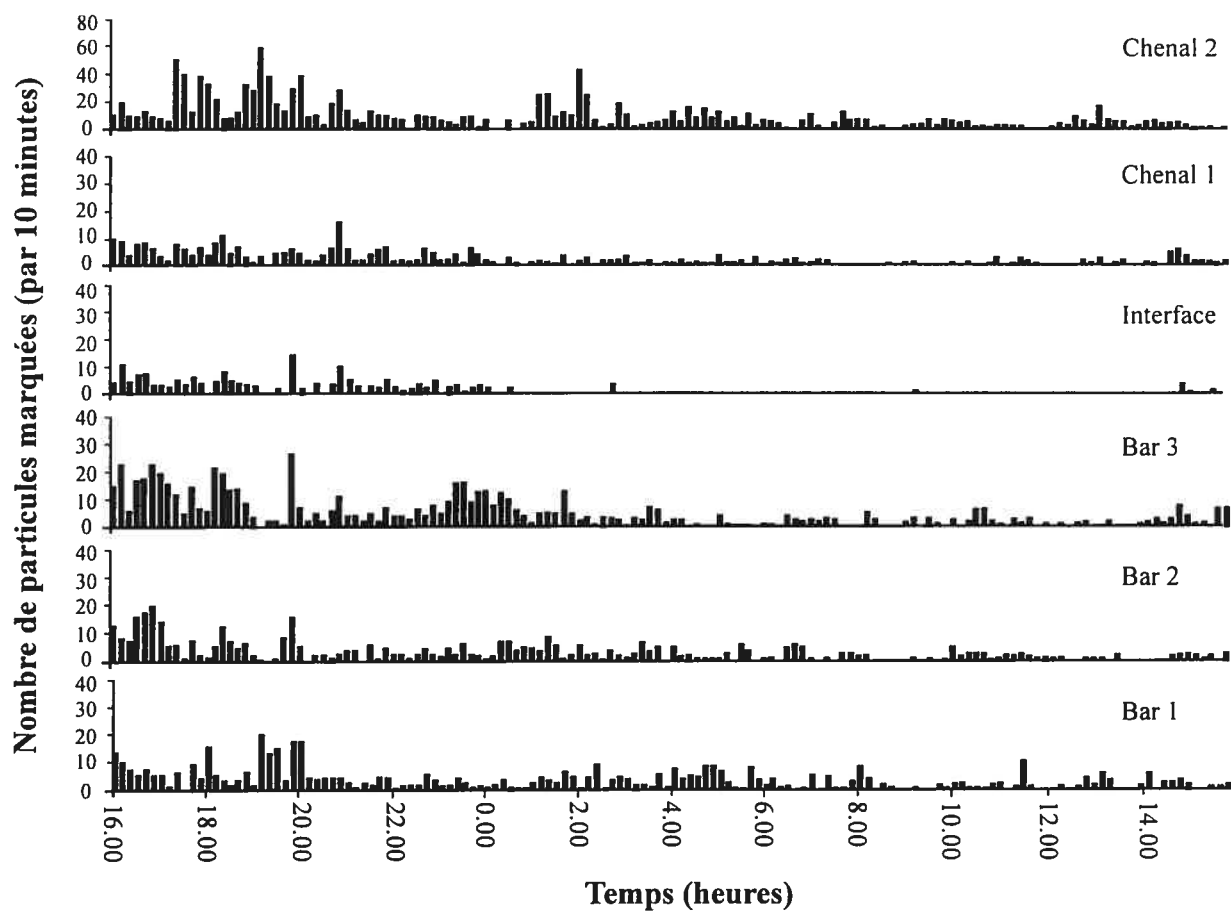


Figure 2.14. Exemples du nombre de particules détectées à différentes localisations sur le Squaw Creek (Montana, États-Unis). Les signaux montrent des pulsations de transport aperiodiques (d'après Carling *et al.*, 1998).

Les phases et les volumes de transport en charge de fond sont le résultat de mouvements singuliers de particules individuelles dans le chenal. Le marquage de particules s'avère donc une approche intéressante pour quantifier les taux de transport, la longueur de déplacement des grains dans les step-pools ainsi que pour compléter l'information obtenue à partir des échantillonneurs au lit, des trappes fixes ou des stations d'enregistrement automatique du débit solide (Pyrce et Ashmore, 2003a). Garcia *et al.* (2000) ont souligné les difficultés de la mesure du charriage en s'appuyant sur la variabilité spatiale et temporelle du transport, sur la rugosité et sur les irrégularités topographiques du lit. Ils insistent aussi sur les effets qu'ont les échantillonneurs sur les conditions locales de l'écoulement. Aussi, on connaît peu le rôle de la morphologie du lit et celui de la taille ou de la forme des particules sur le transport dans les step-pools, ce qu'a déjà permis d'étudier le traçage dans les rivières à lit de graviers (ex. Hassan *et al.*, 1991; Hassan et Church, 1992a; Schmidt et Ergenzinger, 1992a; Wathen *et al.*, 1995).

Schmidt et Ergenzinger (1992a) et Marion et Weirich (2003) ont observé à l'aide de traceurs, une corrélation négative entre le poids des grains et les distances de déplacement des particules dans les step-pools (Fig. 2.15). Par ailleurs, malgré les tendances générales, on remarque une variabilité dans la distribution des points. Cette variabilité se traduit par de faibles valeurs de corrélation. En utilisant des particules peintes et des radio-émetteurs, Lenzi (2004) a observé que la longueur totale de déplacement des particules marquées était indépendante de la taille des particules pour des fractions entièrement mobiles (à de forts débits) et que la distance diminuait rapidement avec l'augmentation de la taille des particules dans des conditions de transport partiel (à de faibles débits) (Fig. 2.16). Lorsque que le transport sélectif est maintenu, sans entrée nouvelle de matière dans le chenal, il y a développement d'une surface armurée relativement stable. Cette surface aura tendance à réduire le nombre de particules en mouvement. Schmidt et Gintz (1995) ont aussi montré, à partir de traceurs magnétiques, que les particules plates (*disc*) offrent une plus grande résistance à l'écoulement et se déplacent sur de plus courtes distances. En plus des quantités de matériel disponible pour le transport, de la taille et de la forme des particules,

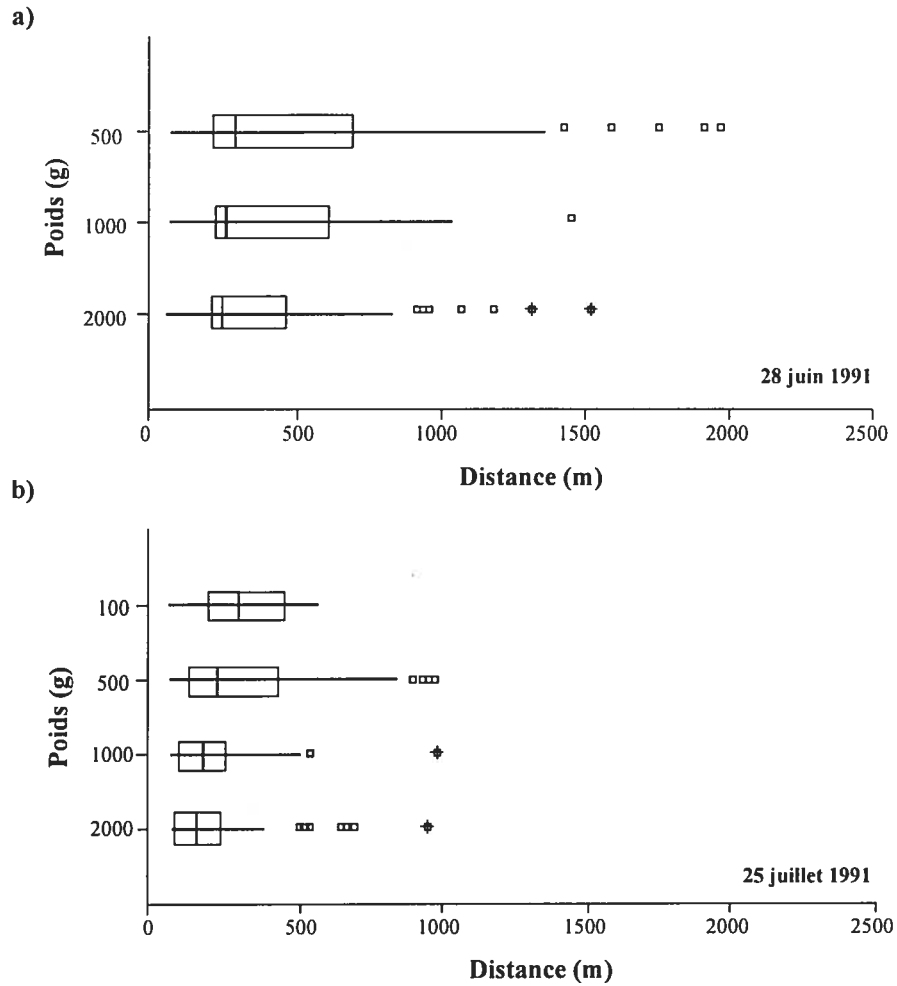


Figure 2.15. Influence du poids sur la distance de déplacement des particules pour deux événements de transport: a) 28 juin 1991, b) 25 juillet 1991. La boîte centrale couvre 50% des données entre le 25^e et le 75^e quartile. La ligne verticale représente la médiane. Les moustaches s'étendent de la valeur minimale à la valeur maximale jusqu'à concurrence de 1.5 fois l'étendue de l'interquartile. Les valeurs extrêmes sont représentées par des carrés et les valeurs plus extrêmes encore par des carrés superposés à une croix (d'après Schmidt et Gintz, 1995).

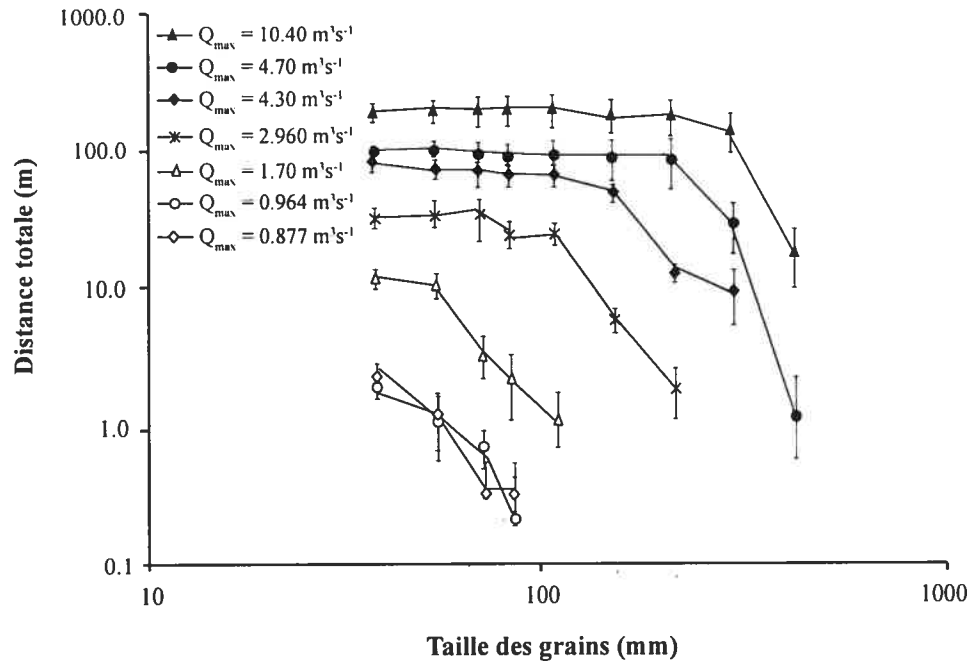


Figure 2.16. Distance totale moyenne du déplacement des particules en fonction de la taille des grains (d'après Lenzi, 2004). Plusieurs événements de crue sont représentés. La relation linéaire est plus significative pour les événements de plus faible magnitude.

l'occurrence des événements extrêmes et la durée des séquences de crues sont importantes pour la mobilisation des fractions individuelles de taille de particule.

Bien que peu de travaux lient les propriétés des unités morphologiques au transport de sédiments, ces propriétés semblent exercer un contrôle sur le mouvement des particules. En effet, selon plusieurs auteurs, l'emmagasinement des particules se produit surtout dans les mouilles (Ashida *et al.*, 1981; Ergenzinger et Schmidt, 1990; Schmidt et Gintz, 1995) (Fig. 2.17). Les particules qui se trouvent initialement dans les mouilles ont aussi une probabilité de transport plus importante que les particules provenant des steps où elles sont plus imbriquées (Schmidt et Gintz, 1995). Les mouilles représentent alors les unités morphologiques les plus actives pour l'échange des particules. Le rôle de la taille des particules ou des propriétés de l'écoulement en conjonction avec celui des unités morphologiques sur le dépôt des particules demeure cependant encore flou.

Malgré l'utilisation du traçage pour caractériser l'entraînement, les déplacements et les conditions de dépôt des sédiments dans les step-pools, il demeure toujours difficile de cibler les variables déterminantes des seuils de mise en mouvement, des taux et des modes de transport, ainsi que des distances de déplacement. On souligne l'importance de la morphologie du chenal et de la variabilité des débits mais aussi celle des variables locales comme les propriétés morphométriques des grains et la turbulence de l'écoulement. Or, malgré les avancements récents dans l'instrumentation utilisée pour caractériser les propriétés hydrauliques, peu de données sur l'écoulement sont disponibles dans les step-pools (Chin et Wohl, 2005).

2.3.3. L'hydraulique

Dans les step-pools, l'écoulement est caractérisé par les différences de pression autour des obstacles protubérants ainsi que par les manifestations fréquentes de sillage (*wake*), de propulsion (*jets*), de vagues stationnaires (*standing wave*) et de ressauts hydrauliques (*hydraulic jumps*) (Judd et Peterson, 1969; Grant, 1997; Wohl, 2000). On reconnaît aussi que la présence des steps et des pools est une source de résistance qui domine l'énergie le long du chenal (Hayward, 1980). À cause de la variabilité des mouvements de

l'écoulement qui émerge en partie de l'imbrication de plusieurs échelles de rugosité dans les step-pools, les mesures de l'écoulement sont rares en milieu naturel. Le déploiement et l'utilisation des appareils de mesure sont souvent difficiles, surtout à de hauts niveaux d'eau. Quelques travaux seulement se sont penchés sur l'hydraulique dans les cours d'eau de morphologie en step-pool. On s'est intéressé surtout aux mécanismes de dissipation d'énergie dans le chenal, aux équations de résistance à l'écoulement, à la mesure de profils de vitesse ainsi qu'à l'estimation de certaines propriétés turbulentes de l'écoulement.

Selon Chin (2003), la signification des step-pools dans le système fluvial s'explique surtout par le rôle des steps sur la dissipation de l'énergie dans le chenal. Cette dissipation confère au système de step-pools ses particularités (Peterson et Mohanty, 1960; Comiti, 2003). Les steps forcent l'écoulement à circuler sur et à travers les obstacles protubérants et à plonger dans les mouilles où une grande partie de l'énergie cinétique se dissipe grâce aux tourbillons (Whittaker, 1987). Les steps causent aussi des dénivellations topographiques verticales. À travers ces dénivellations, ils dissipent l'énergie. La mesure du potentiel de dissipation de l'énergie (PE , Fig. 2.18), développée dans les steps formés de débris de bois (Marston, 1982), est donnée par le ratio du changement d'élévation cumulé de la surface de l'eau au-dessus des steps (h_s) sur le relief total du cours d'eau:

$$PE = \frac{h_s}{relief_{total}}. \quad (2.5)$$

Ce ratio exprime le potentiel d'énergie qui aurait autrement été disponible pour le transport des sédiments (Ashida *et al.*, 1976). Chin (2003) a noté la diminution du potentiel avec l'augmentation du débit. Cette baisse d'efficacité est liée au profil de la surface de l'eau et à l'aplanissement de la ligne d'énergie (Zimmermann et Church, 2001). Elle entraîne aussi une diminution importante de la résistance à l'écoulement (Lee et Ferguson, 2002; Wilcox *et al.*, 2002).

Il n'existe pas de consensus sur un modèle qui lie la résistance à l'écoulement aux propriétés du lit dans les step-pools. Aussi, les travaux de Smart et Jaeggi (1983) et

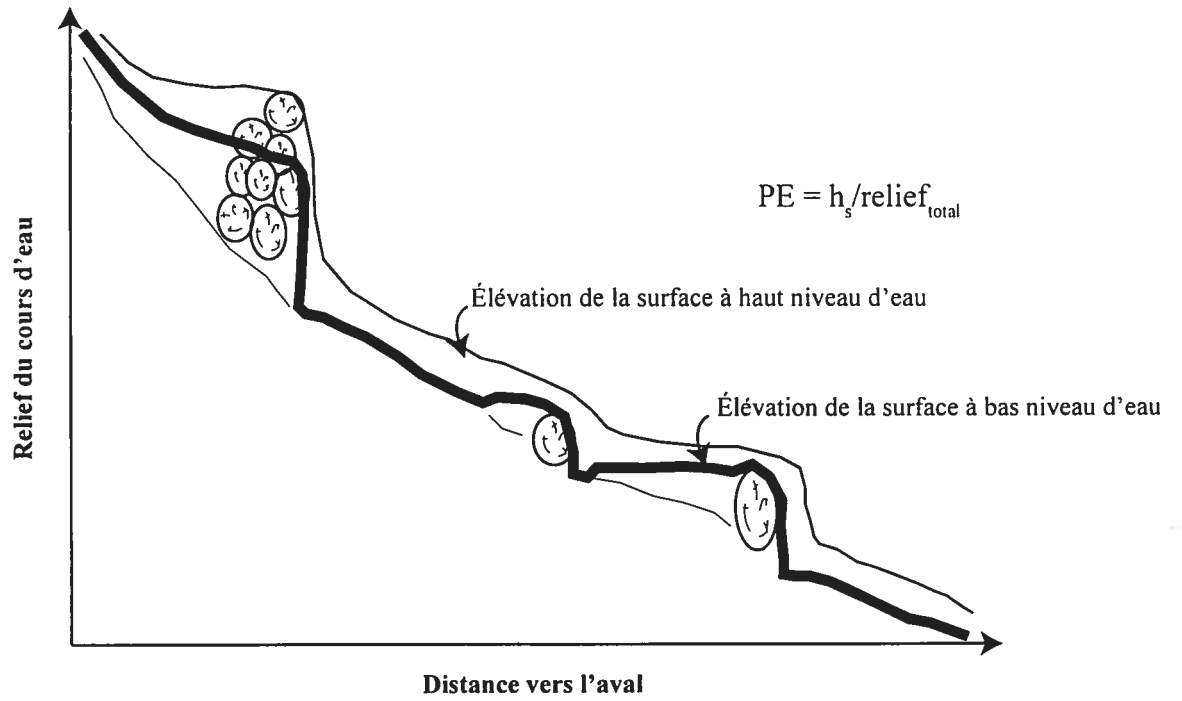


Figure 2.18. Mesure de dissipation de l'énergie (PE) dans un cours d'eau de morphologie en step-pool contrôlé par des débris de bois morts (d'après Marston, 1982).

Marcus *et al.* (1992) sont presque uniques pour la caractérisation de la résistance à l'écoulement dans les cours d'eau de pente supérieure à 9%. C'est pourquoi Egashira et Ashida (1991) ont tenté de développer un modèle de résistance qui s'applique spécifiquement à ce type d'environnement. Ils définissent un coefficient de friction qui est égal à :

$$f = \frac{\alpha\Delta}{L_v} f_\Delta + \left(1 - \frac{\alpha\Delta}{L_v}\right) f_s. \quad (2.6)$$

La valeur de $\alpha\Delta$ est égale à la longueur de séparation de l'écoulement, L_v est la distance entre les crêtes de vagues, et F_Δ et F_s représentent des coefficients de friction dans les zones désignées à la figure 2.19. Malheureusement, lorsque les ressauts hydrauliques sont présents, le coefficient de friction prédit par le modèle est largement sous-estimé (voir Fig. 5 dans Egashira et Ashida, 1991), les estimations étant 2 à 3 fois inférieures aux valeurs obtenues en laboratoire. L'équation ne tient pas réellement compte de l'énergie dissipée par les ressauts hydrauliques. Pour considérer cette énergie, l'équation 2.6 devient :

$$f = \frac{\alpha\Delta}{L_v} f_\Delta + \left(1 - \frac{\alpha\Delta}{L_v}\right) f_s + \frac{8}{Fr^2} \frac{\delta H}{L_v} \quad (2.7)$$

où Fr est le nombre de Froude et δH est l'énergie perdue par les ressauts hydrauliques. Seulement, plusieurs travaux conduits en laboratoire ont montré que l'équation 2.6 s'applique uniquement lorsque les steps sont complètement immergés. Le cas échéant, il n'y a pas de ressauts hydrauliques et conséquemment, ce terme de dissipation d'énergie ne peut être intégré ultérieurement dans le modèle de résistance à l'écoulement.

Lee et Ferguson (2002) ont échantillonné à la fois en milieu naturel et en laboratoire afin d'évaluer une équation de résistance à l'écoulement pour les step-pools. Des vitesses moyennes sont échantillonnées à l'aide d'une méthode de dilution de solution saline à différents niveaux d'eau. Les auteurs montrent que l'équation de Keulegan (1938) modifiée par Thompson et Campbell (1979) est la plus appropriée pour estimer la résistance à l'écoulement dans les step-pools (Fig. 2.20). L'équation est donnée par :

$$\left(\frac{1}{f}\right)^{0.5} = 2.03 \log \frac{(12.2R)}{k_s} (1 - 0.1k_s/R) \quad (2.8)$$

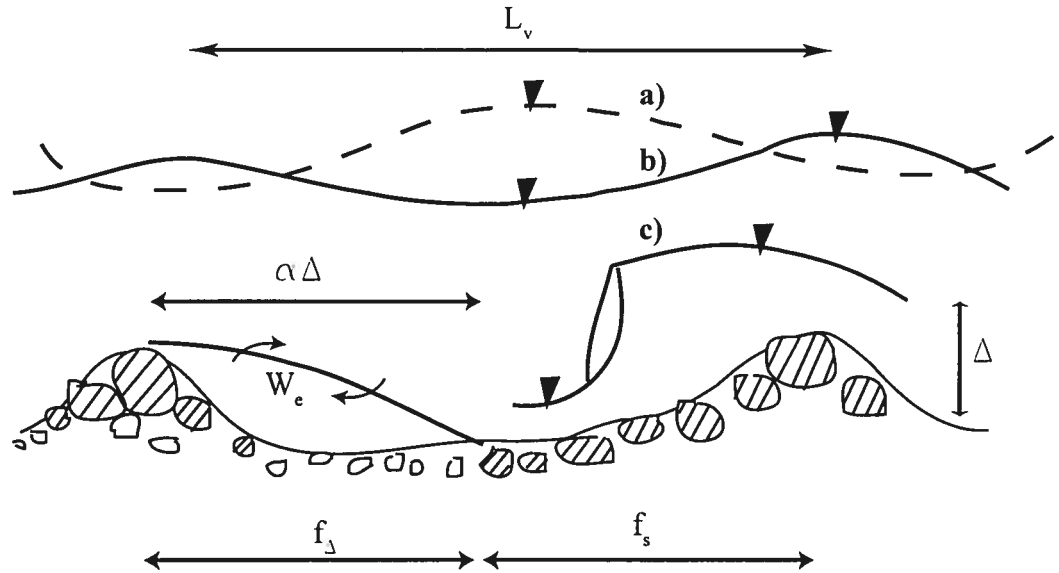


Figure 2.19. Organisation de l'écoulement dans un chenal de morphologie en step-pool telle que décrite par Egashira et Ashida (1991). Dans un système de chute (c), lorsqu'il y a production de ressauts hydrauliques, l'équation proposée de résistance à l'écoulement sous-estime le coefficient de friction ce qui n'est pas le cas pour (a) et (b). L_v représente la distance entre les crêtes de vague, f_d et f_s sont les coefficients de friction dans la région définie par la figure, $\alpha \Delta$ est la longueur de la zone de séparation, Δ est la hauteur de la vague, α est un facteur empirique et W_e est une vitesse d'entraînement.

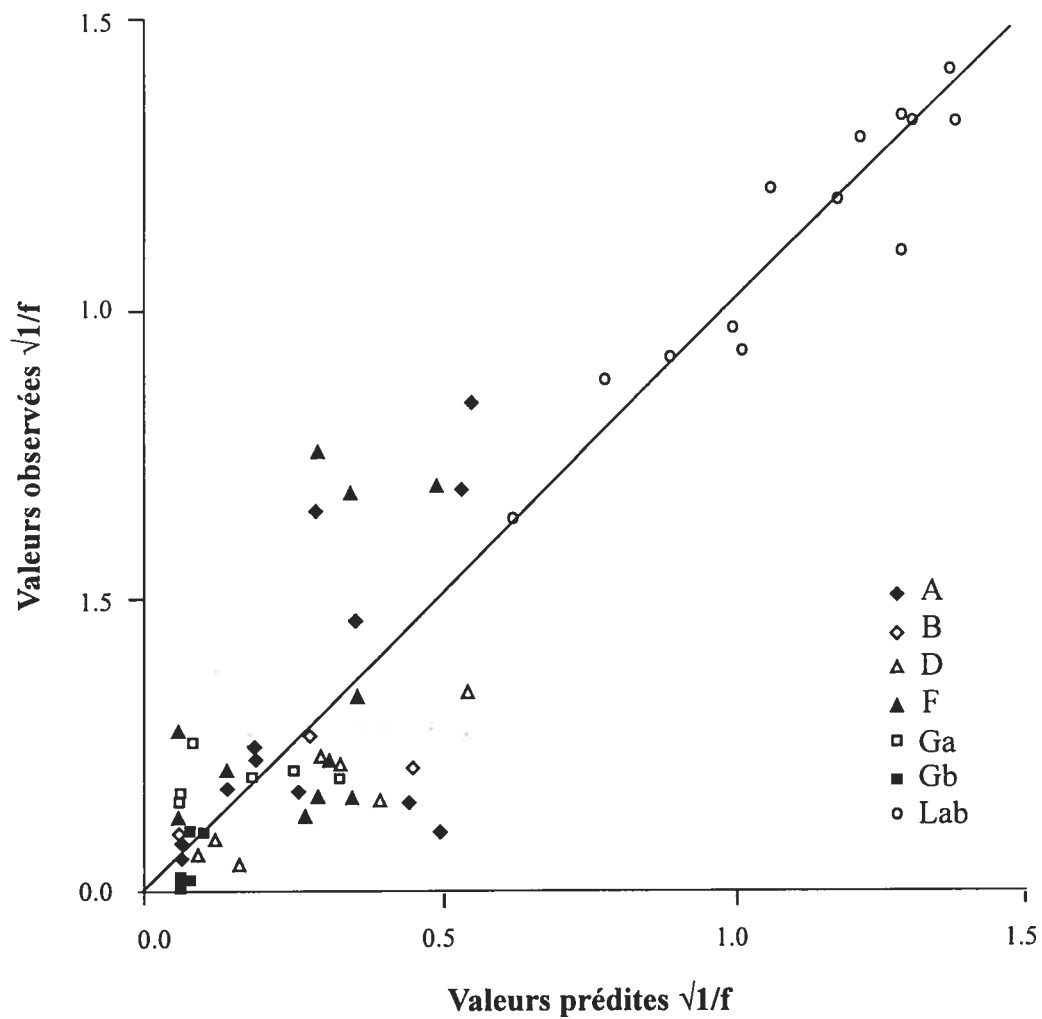


Figure 2.20. Test d'ajustement de l'équation de résistance de Thompson et Campbell (1979) lorsque la valeur de rugosité est optimisée pour une unité morphologique de cours d'eau (d'après Lee et Ferguson, 2002). Les symboles représentent six tronçons de step-pool localisés en Angleterre et une expérience en laboratoire.

où f est le coefficient de friction de Darcy-Weisbach et k_s est la hauteur de rugosité habituellement estimée par un multiple du D_{84} égal à m . Les auteurs suggèrent que le D_{84} représente les particules du step et non de la totalité de la section d'échantillonnage.

En raison de la rugosité du lit dans les step-pools, on ne peut présumer que le profil de vitesse est logarithmique localement (Bathurst, 1988). Une portion du profil de vitesse est affectée par la taille des grains, les débris de bois et les formes du lit comme les amas de galets alors qu'une autre est affectée uniquement par le step. Curran et Wohl (2003) ont fait une première tentative pour déterminer la proportion de la résistance totale à l'écoulement que l'on peut associer aux steps. L'analyse de l'écoulement à bas niveaux d'eau est effectuée sur 20 cours d'eau de morphologie en step-pool dans le Washington Cascade Range. Les auteurs observent des coefficients de friction f entre 5 et 380. Ces valeurs sont considérablement élevées comparativement à celles obtenues pour des cours d'eau de plus faible pente. Pour des cours d'eau dont la pente est inférieure à 5%, plusieurs auteurs obtiennent des valeurs entre 0.06 et 5.5 (Jarret, 1984; Bathurst, 1985; Thorne et Evenbergen, 1985). Les coefficients de friction obtenus par Curran et Wohl (2003) sont aussi plus élevés que ceux obtenus pour des cours d'eau dont la pente est comparable à celle des tronçons du Washington Cascade Range, mais en l'absence de steps. Marcus *et al.* (1992), par exemple, ont obtenu des coefficients de 2.6 et 5.3 pour des cours d'eau sans steps dont la pente est respectivement 16 et 10% (Curran et Wohl, 2003). Les coefficients de friction estimés dans les step-pools reflètent l'énergie perdue des courants de circulation secondaire, des ressauts hydrauliques, des chutes créées par les steps, de la turbulence, de l'expansion et de la contraction du chenal. Par rapport à ces éléments de friction, la résistance associée aux grains ne constitue en général que 10% (Curran et Wohl, 2003). La majeure partie de la résistance est donc générée par le step lui-même (Wilcox *et al.*, 2002). Curran et Wohl (2003) soulignent que les proportions qu'elles ont estimées s'appliquent uniquement à des steps composés de débris de bois et peuvent changer en fonction du ratio entre la taille maximale des particules et la profondeur de l'écoulement.

Pour être liées au transport des sédiments, les mesures de vitesse de l'écoulement dans les step-pools doivent offrir une résolution spatiale et temporelle détaillée. Quelques travaux effectués en laboratoire offrent cette résolution (Grant et Mizuyama, 1991; Tsujimoto, 1991). En milieu naturel, plusieurs difficultés sont associées à l'échantillonnage des vitesses ainsi qu'à la description des liens avec la morphologie et le transport. Blizard et Wohl (1998) ont échantillonné les vitesses de l'écoulement à quatre hauteurs au-dessus du lit le long de deux coupes transversales. Dix mesures sont prises à chacune des coupes. Les valeurs d'hydraulique sont ensuite mises en relation avec le transport des sédiments. Les résultats suggèrent que le cisaillement, la puissance du cours d'eau, la vitesse près du lit, la vitesse moyenne et le nombre de Froude sont des indicateurs du transport du matériel. Par ailleurs, aucune des relations n'est significative sur l'ensemble des coupes transversales et toutes contiennent du bruit. Tel que souligné par Adenlof et Wohl (1994), le débit est la variable la mieux corrélée avec le volume de transport.

Carling *et al.* (1998) ont fourni des mesures de turbulence échantillonnées à l'aide d'un courantomètre électromagnétique (ECM) à 30 Hz. À cause de la fragilité de l'appareil, les profils de vitesse sont enregistrés lors de périodes d'écoulement et de transport modérés. Les résultats montrent que malgré les fortes valeurs de cisaillement, la majorité des particules reste statique pour ce type d'événement (Fig. 2.21). Une faible corrélation entre le transport et les valeurs de cisaillement a aussi été observée par Cudden et Hoey (2003) en rivière à lit de graviers (Fig. 2.22). Par ailleurs, Carling *et al.* (1998) ont montré que le charriage est sujet aux accélérations rapides des vitesses instantanées.

Wohl et Thompson (2000) sont les seuls à présenter des séries de vitesse échantillonnées à une haute résolution temporelle dans un step-pool à différents niveaux d'eau. Les conditions d'échantillonnage sont difficiles. Les mesures sont effectuées à partir de plateformes qui traversent le cours d'eau d'une rive à l'autre, l'écoulement est fortement turbulent et les signaux de vitesse peuvent contenir du bruit (Fig. 2.23). Malgré la résolution temporelle de 30 Hz obtenue avec leur ECM, la moyenne des

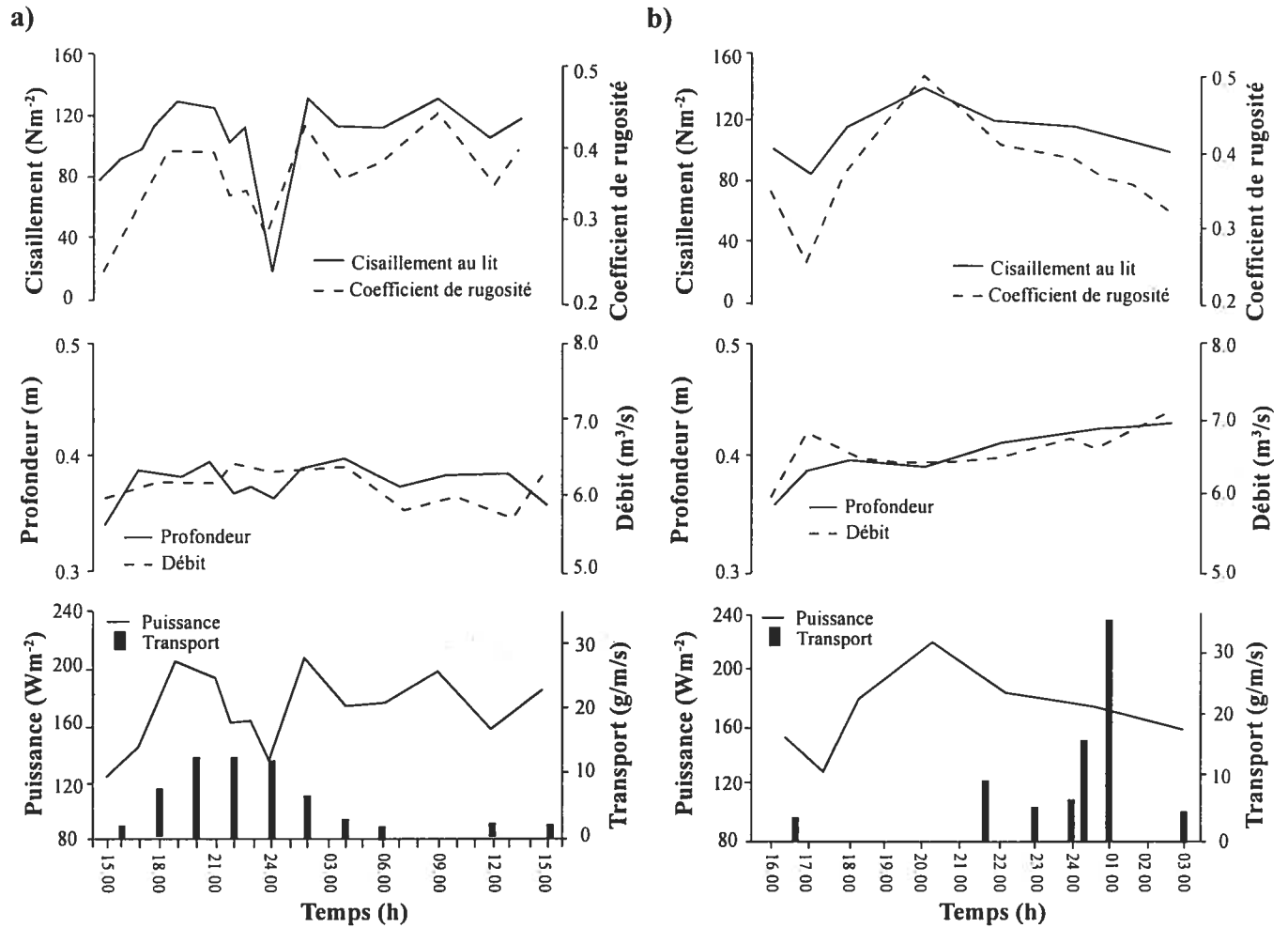


Figure 2.21. Variation des propriétés moyennes de l'écoulement et liens avec le transport des sédiments dans le Squaw Creek (Montana, États-Unis): a) 23-24 mai 1991 et b) 5-6 juin 1991 (d'après Carling *et al.*, 1998).

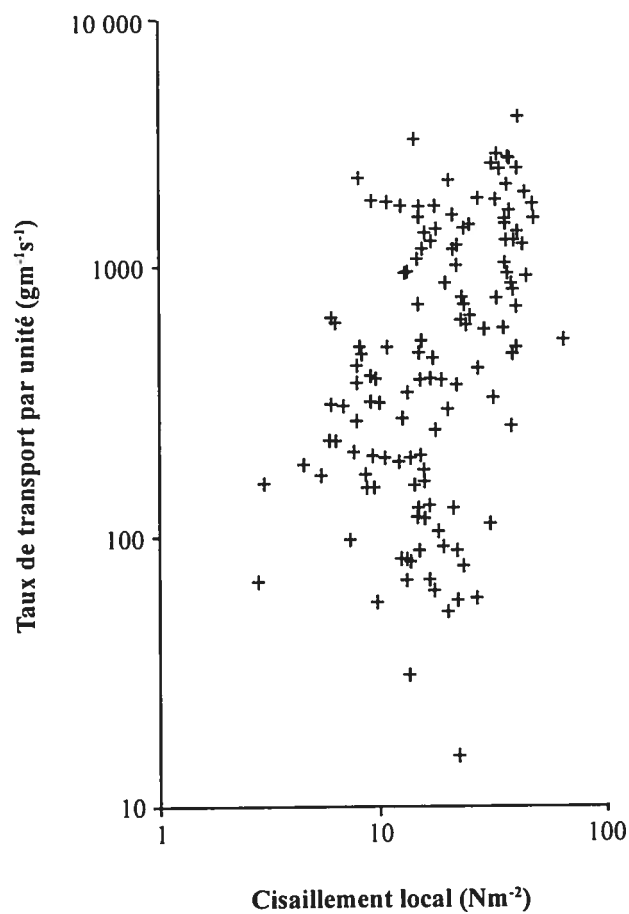


Figure 2.22. Taux de transport des sédiments en fonction du cisaillement local dérivé à partir de mesures de vitesse près du lit (d'après Cudden et Hoey, 2003).

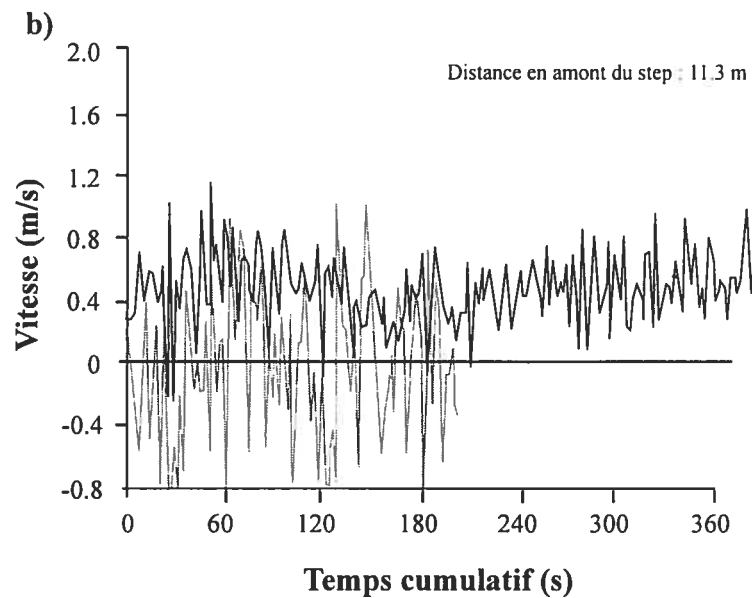


Figure 2.23. a) Conditions d'échantillonnage de l'écoulement dans le step-pool de la rivière East St-Louis (Colorado, États-Unis) et b) exemple d'une série de vitesses de l'écoulement échantillonnée à bas niveau d'eau. Les deux lignes représentent deux échantillonnages différents conduits en juin 1995 (d'après Wohl et Thompson, 2000).

vitesse sur une période de deux secondes est utilisée pour l'analyse des résultats. Wohl et Thompson (2000) affirment que cet intervalle de temps peut mener à la localisation et à la détermination des processus de génération de la turbulence dans les step-pools. Seulement, cette fréquence d'échantillonnage est bien en deçà de la fréquence d'échantillonnage de 20 Hz que l'on considère souvent comme un standard en rivière à lit de graviers (ex. Lapointe *et al.*, 1996; Clifford, 1997; Roy et Buffin-Bélanger, 2001; Roy *et al.*, 2004; Buffin-Bélanger et Roy, 2005). Avec 37 points d'échantillonnage fixes mesurés à cinq périodes différentes au cours d'un événement de crue et des profils de vitesses mesurés au talweg, les auteurs ont rapporté que les fluctuations de vitesse sont corrélées au débit et aux caractéristiques du chenal. L'écoulement tend à devenir moins variable lorsque le débit augmente et les corrélations les plus fortes apparaissent pour les step-pools ayant les gradients de pente les moins accentués et une rugosité du lit plus constante. Les profils de vitesse montrent qu'immédiatement à l'aval du step, l'écoulement est dominé par une zone de sillage qui génère une forte turbulence et une importante dissipation de l'énergie (Fig. 2.24). Le cisaillement se produit particulièrement au milieu des profils de vitesse à environ 8 cm au-dessus du lit et sur la totalité de la coupe transversale. En amont du step, l'écoulement est dominé par le développement de structures turbulentes qui prennent naissance au lit.

Les travaux de Wilcox et Wohl (2003; 2005) ont permis d'apporter certaines nuances aux travaux antérieurs et d'initier une discussion sur la qualité des mesures de vitesse enregistrées dans les step-pools. Les auteurs utilisent un courantomètre acoustique à effet Doppler (ADV) pour examiner les effets de la morphologie et du débit sur la structure de l'écoulement dans un step-pool ayant une pente de 11%. Ils notent que l'ADV produit des données douteuses en termes de qualité surtout près du lit, près de la surface de l'eau ainsi que dans les environnements turbulents. Les filtres appliqués aux séries de vitesse sont nombreux, ce qui complique considérablement l'interprétation des signaux. Les données de l'ADV sont comparées à celles provenant d'un courantomètre électromagnétique (ECM). Sans prendre position quant au meilleur instrument, les auteurs notent qu'au pied des steps, les vitesses enregistrées à l'ADV sont considérablement inférieures à celles échantillonnées avec le ECM.

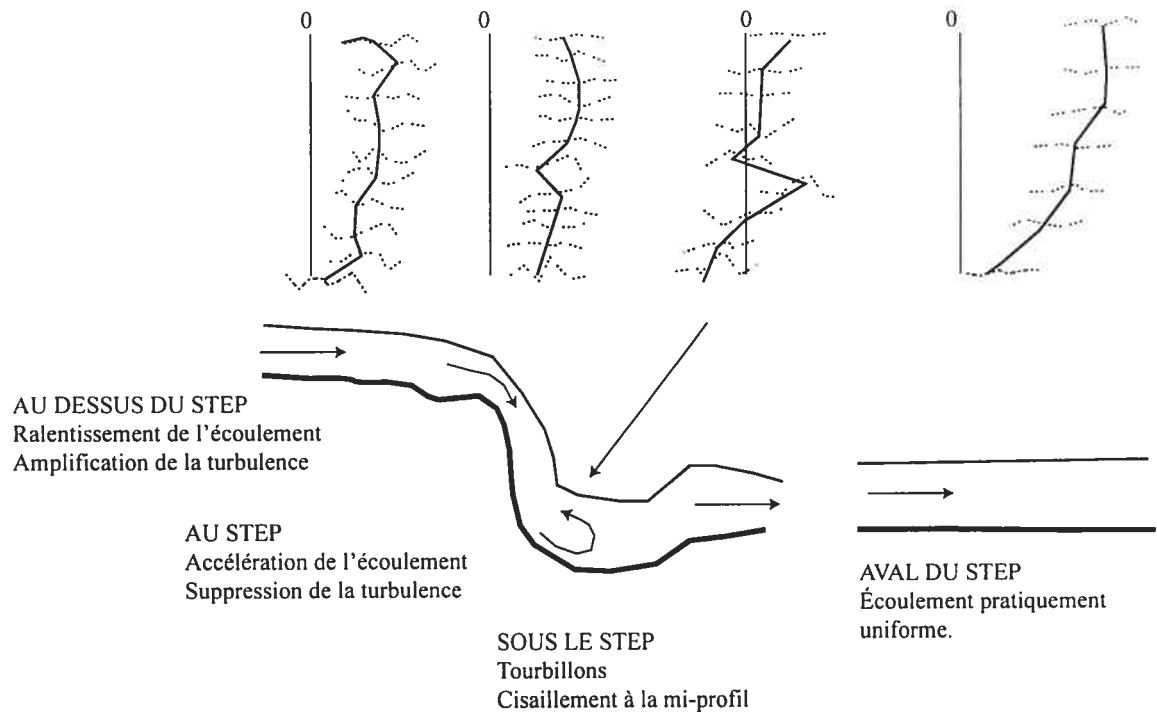


Figure 2.24. Schéma conceptuel des caractéristiques de l'écoulement le long d'une séquence step-pool. Les figures du haut sont les profils de vitesses (vitesses sur l'axe x et profondeurs sur l'axe y) échantillonnés au talweg. Les lignes pointillées représentent les séries de vitesse et chaque point représente la vitesse moyennée sur une minute (temps sur l'axe x et vitesse sur l'axe y). La portion inférieure de la figure illustre les caractéristiques dominantes de l'écoulement à chacune des coupes transversales (d'après Wohl et Thompson, 2000).

Les mesures de vitesse de l'écoulement dressent un portrait incomplet des propriétés hydrauliques dans les step-pools. Ce portrait reflète le manque de données de vitesses échantillonnées à une haute résolution dans l'espace et dans le temps. Comme le déploiement des appareils est difficile et les instruments sont fragiles, il est pratiquement impossible que l'opérateur soit, et mesure, directement dans le cours d'eau. La section suivante présente des hypothèses qui tentent d'expliquer la formation des step-pools. La diversité de ces hypothèses est en partie fonction de la quasi-absence de mesures de vitesse mais aussi des lacunes observées dans l'interprétation de la morphologie et du transport des sédiments dans les step-pools naturels.

2.3.4 La formation des step-pools

Plusieurs hypothèses ont été proposées pour expliquer l'origine et le développement des step-pools. Les plus communes sont : 1) le modèle des antidunes, 2) la théorie de la résistance maximale et 3) la congestion d'obstacles protubérants. Bien que la détermination des processus spécifiques de formation des step-pools soit toujours débattue (Chin, 1999b), la présence de particules hétérométriques est essentielle pour tous les modèles. Les particules les plus grosses peuvent piéger celles qui sont plus petites et alors causer une disparité dans les seuils d'entraînement (Billi *et al.*, 1998; Lenzi, 1999). Aussi, des pentes abruptes, généralement entre 1 et 5% (Grant *et al.*, 1990; Montgomery et Buffington, 1997; Billi *et al.*, 1998) et des conditions près de l'écoulement critique ou supercritique semblent indispensables (Grant et Mizuyama, 1991). Le développement des steps se produit enfin simultanément à l'armure de la surface du lit sous des conditions de débits exceptionnels (Whittaker et Jaeggi, 1982; Grant et Mizuyama, 1991; Abraham *et al.*, 1995; Chin, 1999a; Chin, 1999b) et de faible disponibilité des sédiments (Ashida *et al.*, 1981; Whittaker et Jaeggi, 1987; Grant et Mizuyama, 1991).

La régularité de l'espacement entre les steps lors de leur formation est communément attribuée à leur ressemblance avec la configuration des antidunes (Whittaker et Jaeggi, 1982; Grant, 1994; Rosport and Dittrich, 1995; Chin, 1999b; Chartrand et Whitting,

2000; Lenzi, 2001) (Fig. 2.25). Selon ce modèle, les steps se forment à de forts débits, dans les cours d'eau de forte pente et sous des écoulements près du seuil critique ou supercritique. En dehors de ces conditions, le lit est stable (Whittaker et Jaeggi, 1982). Les expériences de laboratoire de Whittaker et Jaeggi (1982) et de Grant et Mizuyama (1991) montrent des séries d'antidunes qui se développent en phase avec la surélévation de la surface de l'eau à partir d'un lit plat. Dans la période de développement du lit, les particules grossières (maximum 60 mm dans l'expérience de Grant et Mizuyama, 1991) se déposent de façon intermittente à l'aval des antidunes qui s'ancrent au lit. La hauteur de l'antidune augmente avec les dépôts subséquents jusqu'à l'obtention d'un noyau. Les faibles profondeurs au-dessus du noyau entraînent la formation d'un ressaut hydraulique dans le creux de l'antidune. La turbulence générée cause une accentuation de la dénivellation topographique et la formation du step. La totalité du processus s'exerce parallèlement avec le développement d'une surface armurée sur la totalité du lit. Lorsque l'écoulement diminue, les particules plus fines se déposent dans la mouille. La distance entre les steps correspond à la longueur d'onde de l'antidune précurseur.

Pour illustrer la formation des steps à partir des antidunes, plusieurs auteurs utilisent les limites du champ de stabilité des antidunes définies par un diagramme de phase (Fig. 2.26) (Whittaker et Jaeggi, 1982; Grant et Mizuyama, 1991). Ainsi, le champ est déterminé par un minimum et un maximum du nombre de Froude, et par le ratio entre la profondeur et la longueur d'onde. Puisque les steps sont analogues aux antidunes, leur espacement devrait aussi être à l'intérieur des limites définies par le champ de stabilité. Selon Kennedy (1963), une longueur d'onde d'antidune stable en milieu sablonneux est donnée par :

$$L = \frac{2\pi\bar{V}^{-2}}{g} \quad (2.9)$$

Pour un nombre de Froude (Fr) près de 1.0 et Y représentant la profondeur de l'écoulement :

$$L = 2\pi Y \approx 6.3Y . \quad (2.10)$$

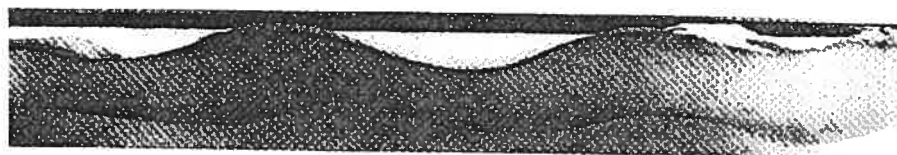


Figure 2.25. Formation des antidunes en milieu sablonneux en phase avec les fluctuations de la surface de l'eau (d'après Kennedy, 1961).

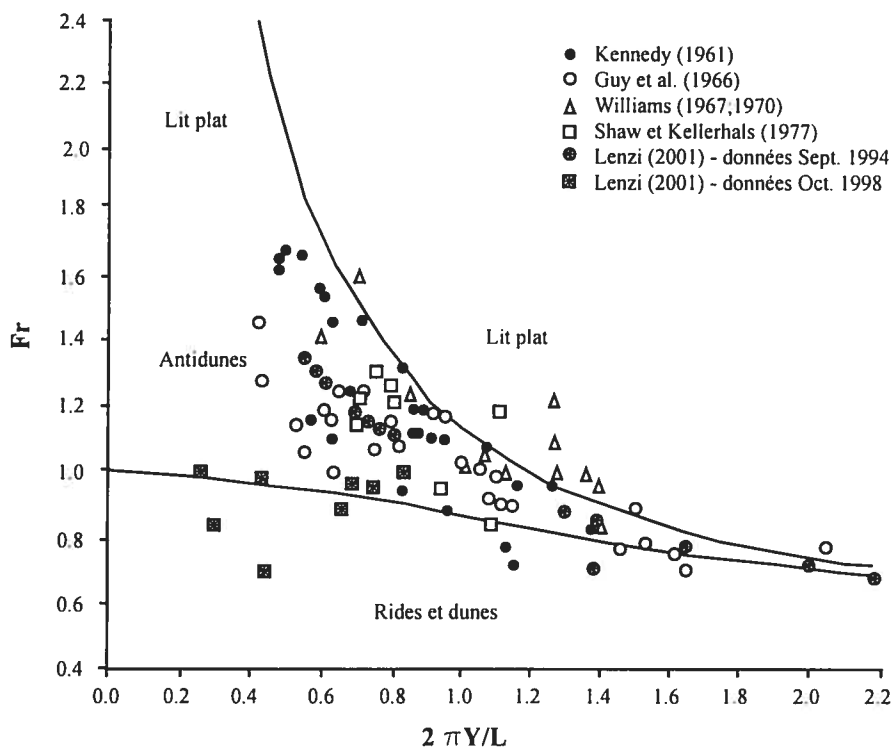


Figure 2.26. Géométrie des step-pools relativement au champ de stabilité des antidunes (d'après Lenzi, 2001).

D'autres types de structure du lit comme les alignements transversaux sont produits sous des conditions de stabilité similaires à celles des steps mais pour des tailles de particules plus uniformes (MacDonald et Banerjee, 1971; Koster, 1978). Seulement, Allen (1983) a exprimé certains doutes quant à l'application du modèle des antidunes en rivières à lit de graviers pour expliquer à la fois la formation des steps et des alignements transversaux. En fait, les steps et les alignements diffèrent considérablement des antidunes en termes de morphologie. L'auteur propose que leur formation soit plutôt associée à une structure de l'écoulement qui comprend : 1) un ressaut hydraulique provoqué par des particules grossières en place au lit, 2) un écoulement critique au-dessus de ces particules et une cascade abrupte vers la mouille à l'aval, et 3) le redéveloppement de l'écoulement supercritique à l'aval des particules.

À partir d'une excellente documentation des processus comme la surélévation de la surface de l'eau et les ressauts hydrauliques, Grant (1997) avance aussi certains doutes quant au modèle d'antidunes pour expliquer la formation des steps compte tenu de la rareté des écoulements supercritiques dans les step-pools. Il montre que les conditions critiques contraignent l'hydraulique de l'écoulement et la morphologie des cours d'eau de fortes pentes. Selon Grant (1997), les step-pools atteignent un état d'équilibre entre l'écoulement, le transport des sédiments et la morphologie du chenal. L'ajustement à ces conditions est atteint de façon dynamique à travers les rétroactions du profil du lit qui causent des oscillations autour de $Fr=1$ (Fig. 2.27).

Malgré certaines similarités observées en milieu naturel (Chin, 1999b; Lenzi, 1999; Chartrand et Whiting, 2000), Chin (1999b) note que les antidunes telles que décrites par Kennedy (1963) sont difficiles à maintenir lorsque plusieurs particules sont immobiles et perturbent la régularité du processus. L'enthousiasme à l'égard de la théorie des antidunes a été assombri avec les travaux de Davis et Sutherland (1980) et surtout avec ceux d'Abraham *et al.* (1995). Les résultats d'Abraham *et al.* (1995) ne concordent pas avec le modèle des antidunes, même en laboratoire. Le nombre de Froude pour lequel la résistance à l'écoulement est maximisée est bien inférieur à celui généralement observé pour voir apparaître les antidunes (Fig. 2.28). Dans le modèle d'Abraham *et al.* (1995),

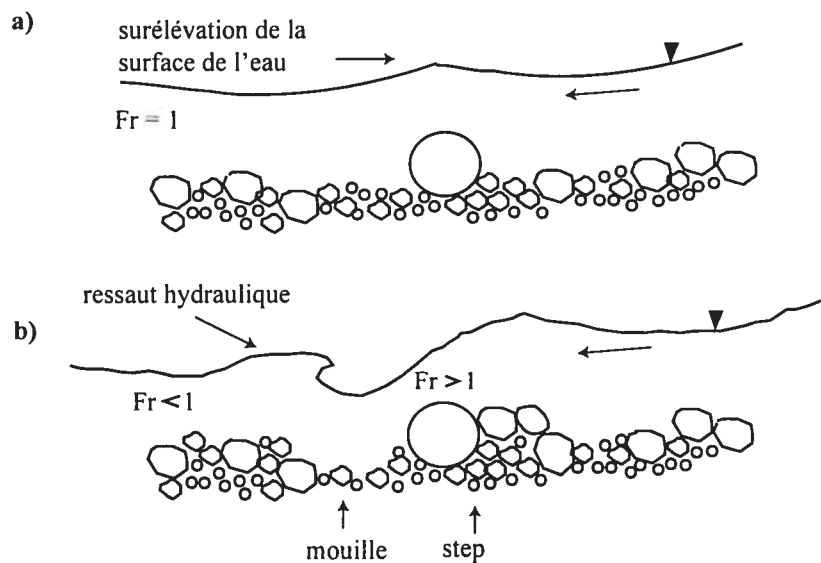


Figure 2.27. Modèle de formation des step-pools: a) les particules plus grosses se déposent sous les vagues de surface, elles trappent les particules plus fines et débutent la formation du step, b) l'écoulement local est supercritique au-dessus des particules, devient sous-critique à l'aval et forme un ressaut hydraulique; le surcreusement sous le ressaut crée la mouille (d'après Grant, 1997).

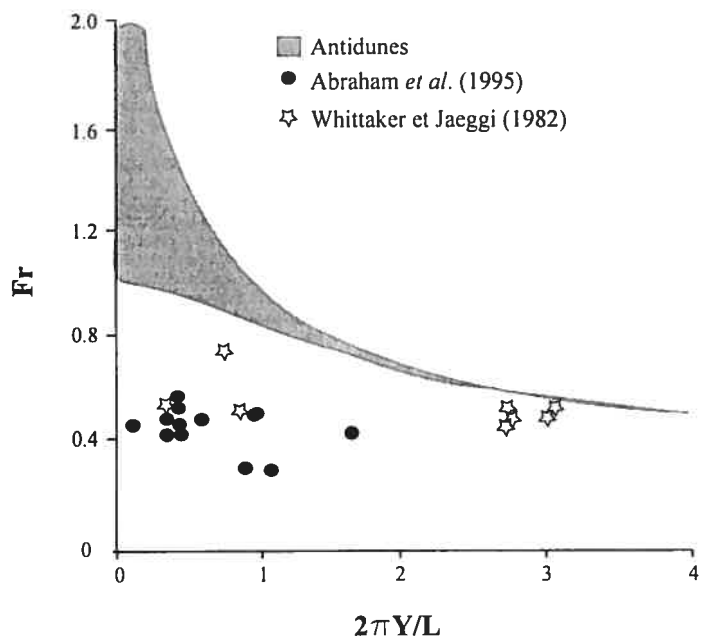


Figure 2.28. Le nombre de Froude en fonction de $2\pi Y/L$, L est la distance critique entre deux steps pour laquelle la résistance à l'écoulement est maximale. La zone grise représente le domaine de formation des antidunes. Les step-pools dans une expérience de Whittaker et Jaeggi (1982) et dans les travaux d'Abraham *et al.* (1995) se développent pour des nombres de Froude inférieurs aux limites du modèle (d'après Abraham *et al.*, 1995).

les composantes essentielles de développement des steps sont : 1) que le chenal évolue à travers une morphologie qui génère une résistance maximale et que cette morphologie entraîne une stabilité maximale du lit, et 2) que la résistance à l'écoulement soit maximisée lorsque l'escarpement ($c=H/L/S$) des steps est maximum. La résistance maximale à l'écoulement est atteinte lorsque $1 \leq H/L/S \leq 2$. Ces auteurs ont aussi montré que ces conditions s'appliquent en milieu naturel où la valeur moyenne de $H/L/S$ égale 1.5. Des observations de terrain subséquentes ont réduit le champ d'application de la théorie de la résistance maximale à l'écoulement. Wohl *et al.* (1997) et Chartrand et Whiting (2000) ont obtenu des ratios bien supérieurs à 2 (Fig. 2.29). Par ailleurs, Lenzi (2001) a rapporté, sur la base de travaux de terrain, que la théorie de la résistance maximale à l'écoulement est applicable seulement pour décrire l'évolution des step-pools dans le temps et non pour expliquer les mécanismes de formation lors d'un seul événement de crue. Cela indique que les steps s'organisent en fonction de paramètres autres que la résistance et que de nouvelles données de terrain sont indispensables dans l'élaboration d'un modèle de formation (Chartrand et Whiting, 2000).

Les travaux récents de Curran et Wilcock (2005) ont clairement montré que plusieurs mesures de hauteur et de longueur de steps sont à l'extérieur de la plage délimitée par l'hypothèse de résistance maximale. Aussi, l'espacement entre les steps suit une distribution de Poisson, ce qui supporte l'hypothèse que les steps ne se développent pas sous des conditions hydrauliques particulières et ne sont pas nécessairement disposés de façon régulière dans le chenal (Fig. 2.30). Cette hypothèse contraste avec tous les arguments fondés sur le développement des steps en réponse aux forces de dépôt qui se produisent à une localisation spécifique sous les vagues de surface. Les auteurs avancent l'hypothèse que les particules qui composent les steps se déposent autour des obstacles protubérants, principalement des blocs. Ces observations concordent avec celles de Zimmermann et Church (2001) qui ont noté que pour les cours d'eau ayant une pente inférieure à 10 %, l'espacement entre les steps ou les mouilles n'est pas régulier. Aussi, il ne semble pas y avoir d'indices convaincants qu'il existe des conditions spéciales gouvernant la formation des step-pools. Les steps semblent stables et résulteraient de l'imbrication des particules grossières disposées aléatoirement dans le chenal (Lamarre

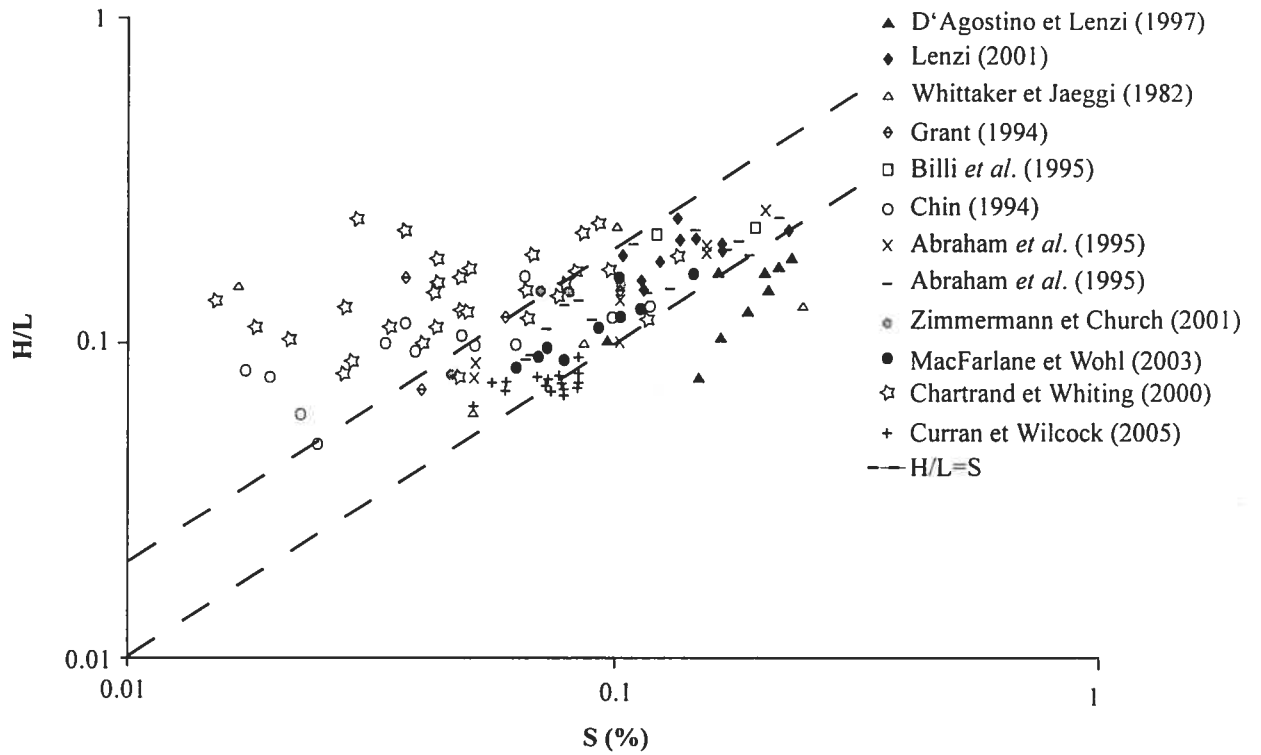


Figure 2.29. La résistance maximale proposée par Abraham *et al.* (1995) à partir de données sur la hauteur (H) et l'espacement entre les steps (L) mesurées en laboratoire et en milieu naturel (d'après Curran et Wilcock, 2005).

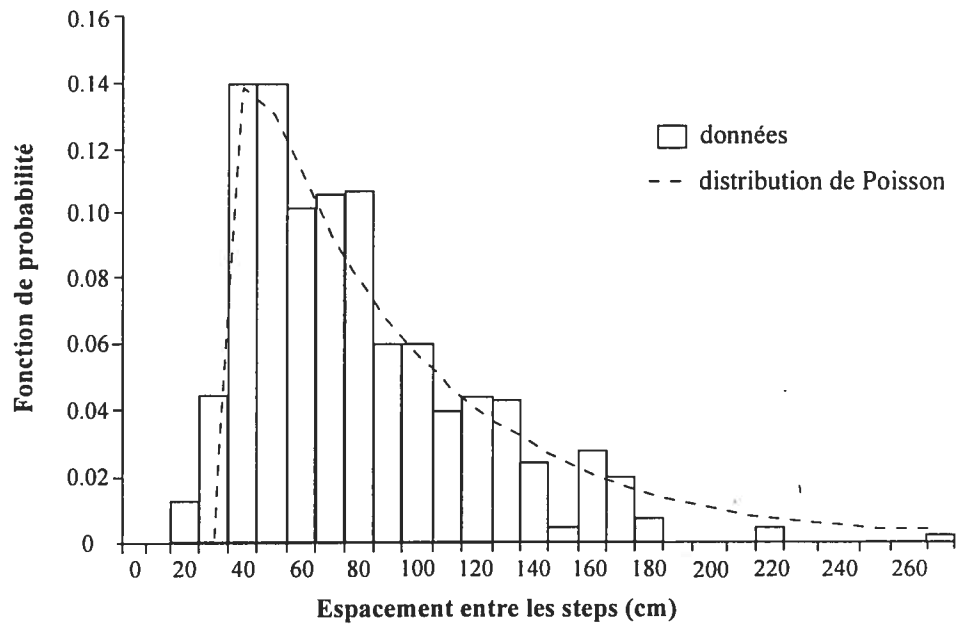


Figure 2.30. Histogramme de l'espace entre les steps. Une distribution de Poisson est ajoutée aux données. Les valeurs en abscisse représentent les valeurs inférieures de chacune des classes (d'après Curran et Wilcock, 2005).

et Roy, 2001). Certains blocs servent d'élément de rugosité «clé» (*keystone*). Les particules plus fines, qui sont en contact avec les blocs, permettraient la formation du step pendant les événements peu fréquents de forte magnitude de crue (Church, 1992). Seulement, il n'existe pas d'études systématiques en milieu naturel qui puissent suivre l'évolution des steps en fonction de la localisation des blocs.

2.3.5 La stabilité

Même si l'on considère souvent les step-pools comme des structures stables, cette stabilité n'est pas absolue. En fait, Chin (1998) a montré, par le biais de la reconstruction de séries de débit, que la stabilité des steps dépend des échelles d'observation et de la perspective (Fig. 2.31). Ses observations font référence aux échelles spatiales et temporelles présentées par Schumm et Lichty (1965). Des analyses sur l'hydraulique de plusieurs séquences step-pool dans les Santa Monica Mountains (Californie) indiquent que les steps sont stables sur des périodes de temps inférieures à un an. Le cas échéant, ils sont considérés comme des variables indépendantes qui dissipent l'énergie et contrôlent l'hydraulique du chenal. Cette stabilité n'implique pas absolument l'absence de déplacements des particules. À l'échelle du tronçon de cours d'eau, le transport des sédiments peut être assez fréquent dans les step-pools. À partir de particules marquées magnétiquement, Gintz *et al.* (1996) ont montré qu'au moins une fois annuellement, 50% des particules étaient mobiles. Entre 1 et 100 ans, durant la plus courte période du temps moderne, le statut de dépendance ou d'indépendance des step-pools varie en fonction de la taille des particules qui composent le step et de la fréquence du transport de sédiments. Plus le step est petit, plus la dépendance augmente et le rôle de l'ajustement du chenal est important. Seulement les steps les plus imposants sont en mesure de maintenir un statut d'indépendance à cette échelle temporelle en dissipant l'énergie. Enfin, la stabilité des step-pools diminue à une échelle temporelle supérieure à 100 ans. À cette échelle, les step-pools s'ajustent en fonction des débits de forte magnitude et de faible fréquence.

Lorsque la stabilité du step-pool est perturbée, il est impressionnant de constater que le chenal semble se réajuster rapidement avec la formation de nouvelles structures (Gintz

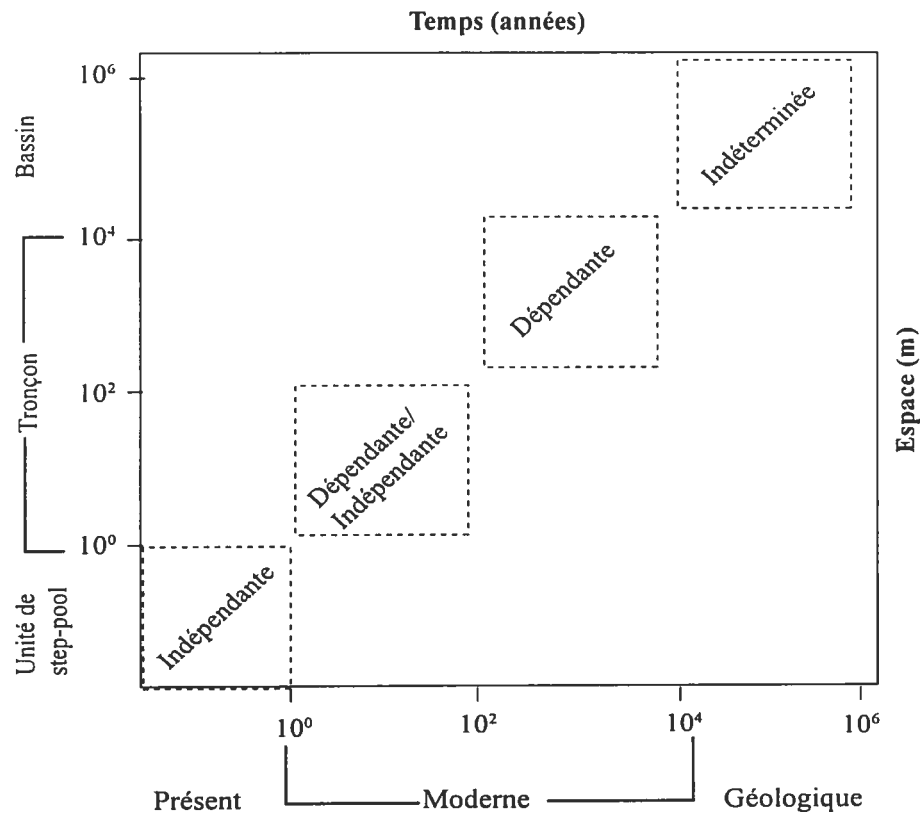


Figure 2.31. Le changement du rôle des steps en fonction des échelles de temps et d'espace (d'après Chin, 1998). Les références aux échelles sont définies par Schumm et Lichty (1965). La figure souligne le temps présent et moderne comme ayant une importance particulière pour la dynamique des step-pools et illustre le passage de l'indépendance à la dépendance avec l'augmentation des deux échelles.

et al., 1996) (Fig. 2.32). Cet ajustement rapide est essentiellement dû à l'immobilité des particules les plus grosses pendant la majorité des événements de transport (Whittaker, 1987; Grant *et al.*, 1990; Furbish, 1993; Curran et Wilcock, 2005). Au cours d'expériences effectuées en laboratoire, Rosport (1994) a montré l'effet de la pente sur la stabilité d'un step-pool. L'auteur assume qu'à la fin de chacune des expériences, la morphologie du lit est stable. La valeur de cisaillement mesurée à ce moment précis est associée à l'absence de transport de sédiments. Lorsque les valeurs de cisaillement sont fortes et qu'il n'y a pas de transport, les step-pools ont une stabilité plus élevée. La figure 2.33 montre que les step-pools sont plus stables lorsque la pente est de 10%. Rosport (1994) avance que cette stabilité est associée à l'espacement des steps qui devient plus régulier avec l'augmentation de la pente et de la taille des particules. L'auteur note aussi que la moindre modification dans l'organisation du lit résulte en une diminution de la stabilité. Les step-pools sont donc particulièrement sensibles aux perturbations.

Zimmermann et Church (2001) ont introduit un nouveau concept pour montrer que la stabilité des step-pools est principalement causée par l'existence d'obstacles protubérants dans le chenal. En fait, les auteurs suggèrent que la formation et le maintien des steps résultent de ce qu'ils nomment les *jammed states*, expression qui vient de Cates *et al.* (1998). Le développement se produit sous des conditions où les cailloux se déplacent vers l'aval jusqu'au moment où ils deviennent coincés les uns avec les autres et forment une congestion. La congestion des particules est accélérée par les larges cailloux qui jouent le rôle d'éléments de rugosité «clés» dans la configuration du lit (Martini, 1977; Church, 1992; Furbish, 1998a; Tribe et Church, 1999; Lamarre et Roy, 2001; Zimmermann et Church, 2001). Les particules grossières trappent les particules plus fines qui seraient autrement disponibles et sujettes à l'entraînement. L'emmagasinement de particules mène à la création de steps qui sont stables. Souvent, cette stabilité augmente avec la présence de débris organiques qui se rangent à l'intérieur des steps. Mise à part les blocs et les débris organiques, d'autres types de structures sédimentaires présentes à l'échelle du tronçon de cours d'eau sont aussi essentielles pour

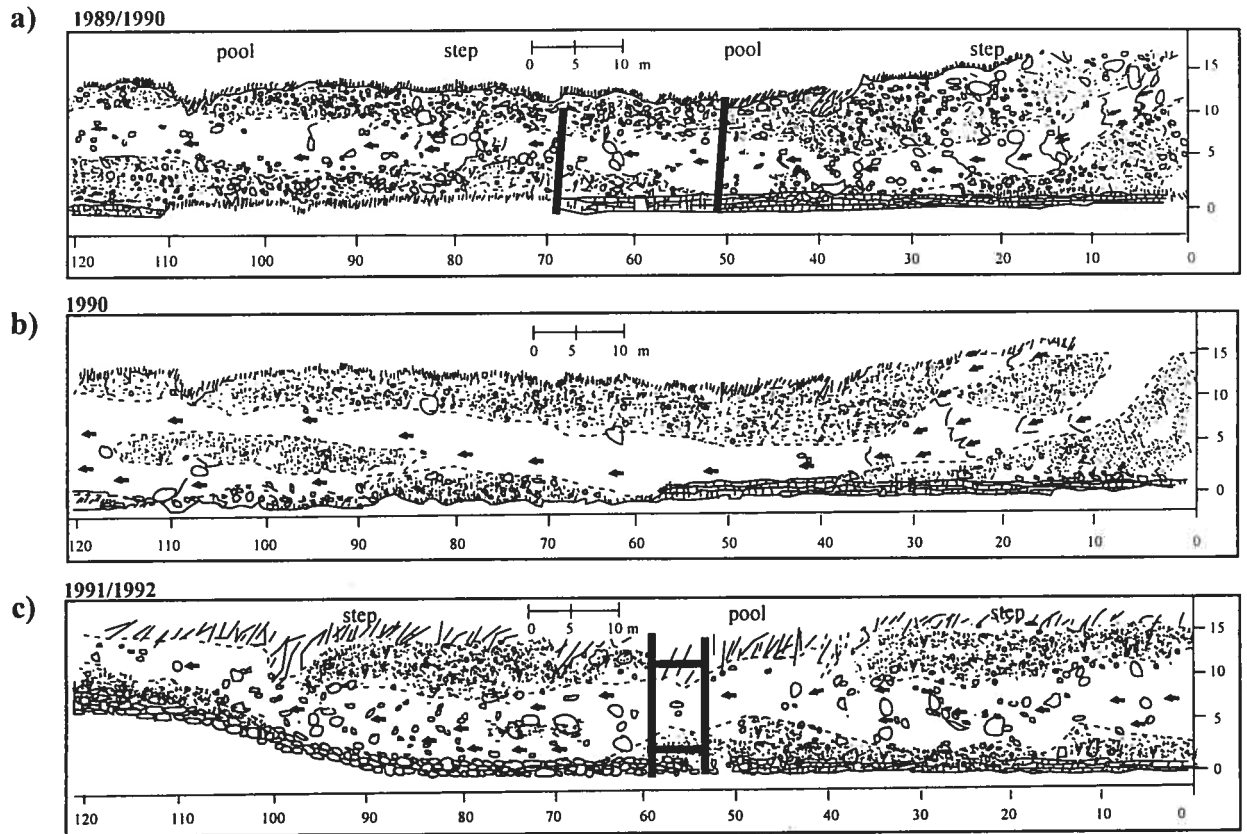


Figure 2.32. Ajustement rapide du lit après la crue: a) la morphologie en step-pool est bien développée, b) l'événement du 30 juin 1990 entraîne la destruction des patrons existants et la mise en place de nouveaux bancs d'accumulation, c) à la fin de 1992, les éléments initiaux d'une morphologie similaire à celle observée en a) se développe. Les événements de transport jusqu'en 1992 ont permis la destruction des bancs et le rétablissement des steps (d'après Gintz *et al.*, 1996).

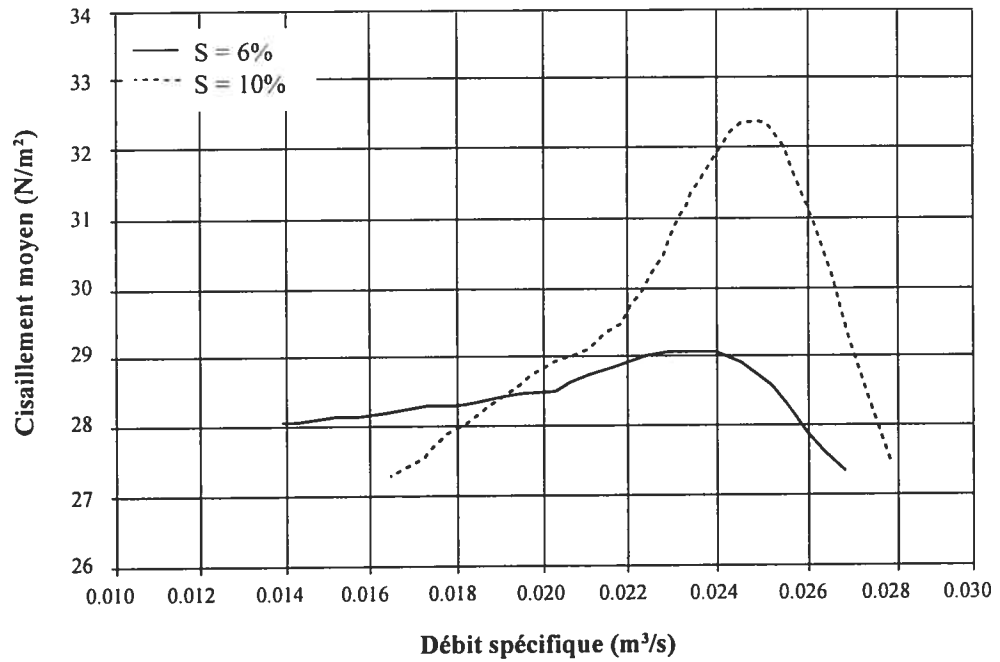


Figure 2.33. Développement de la stabilité du lit (voir texte). Les résultats montrent que la simulation à une pente de 10% permet d'atteindre un niveau de stabilité plus élevé. Cela peut être associé à la distance plus courte entre les steps et à une plus grande dissipation de l'énergie lorsque la pente de la section augmente (d'après Rosport, 1994).

la mise en place et le maintien du système de step-pool. Ces structures sont présentées dans la prochaine section.

2.3.6 Structures sédimentaires dans les step-pools

Plusieurs types de structures sédimentaires définissent la configuration des lits. Ces structures existent dans les cours d'eau de faible à forte pente. On les retrouve aussi bien dans les cours d'eau de morphologie en step-pool qu'en seuil-mouille. On observe la présence d'amas de galets, de structures circulaires, d'alignements transversaux ou longitudinaux, et de blocs métriques isolés (Fig. 2.34). Le développement des structures sédimentaires dépend d'une gamme de facteurs qui interagissent de façon complexe comme les caractéristiques hydrauliques, la disponibilité des sédiments, les débris organiques, la lithologie, la taille et la forme des particules (Billi, 1987; Carling *et al.*, 1992; Powell, 1998). Pendant les crues, les structures contrôlent la stabilité des lits, l'emmagasinage et l'entraînement des sédiments. Ce contrôle reflète la nature de l'organisation du système de step-pools (Kozlowski et Ergenzinger, 2000) qui est complètement détruit lors d'événements extrêmes lorsque l'ensemble des particules est mobilisé. À partir de ce moment, il semble que des crues mineures peuvent rétablir l'organisation des step-pools en formant de nouvelles structures sédimentaires (Kozlowski et Ergenzinger, 2000).

Les amas de galets se définissent en terme structural comme une accumulation de galets de forme généralement plate à l'amont d'une particule plus grosse (le noyau central) ainsi que par l'accumulation de particules plus fines dans une zone d'abri à l'aval (Dal Cin, 1968). Les particules en amont se disposent en tuilage. Les amas de galets se composent en moyenne de deux à six particules imbriquées (De Jong et Ergenzinger, 1995; Wittenberg, 2002; Papanicolaou et Schuyler, 2003). Wittenberg (2002) a décrit cinq types d'amas de galets (Fig. 2.35). L'amas de galets à obstacle est formé par une grosse particule centrale qui agit comme le noyau. L'amas imbriqué est caractérisé par des galets et des cailloux qui successivement reposent les uns sur les autres. L'amas de galets végétalisé est créé par l'imbrication de la végétation dans le matériel du lit. Le «mega» amas de galets est uniquement composé des particules les

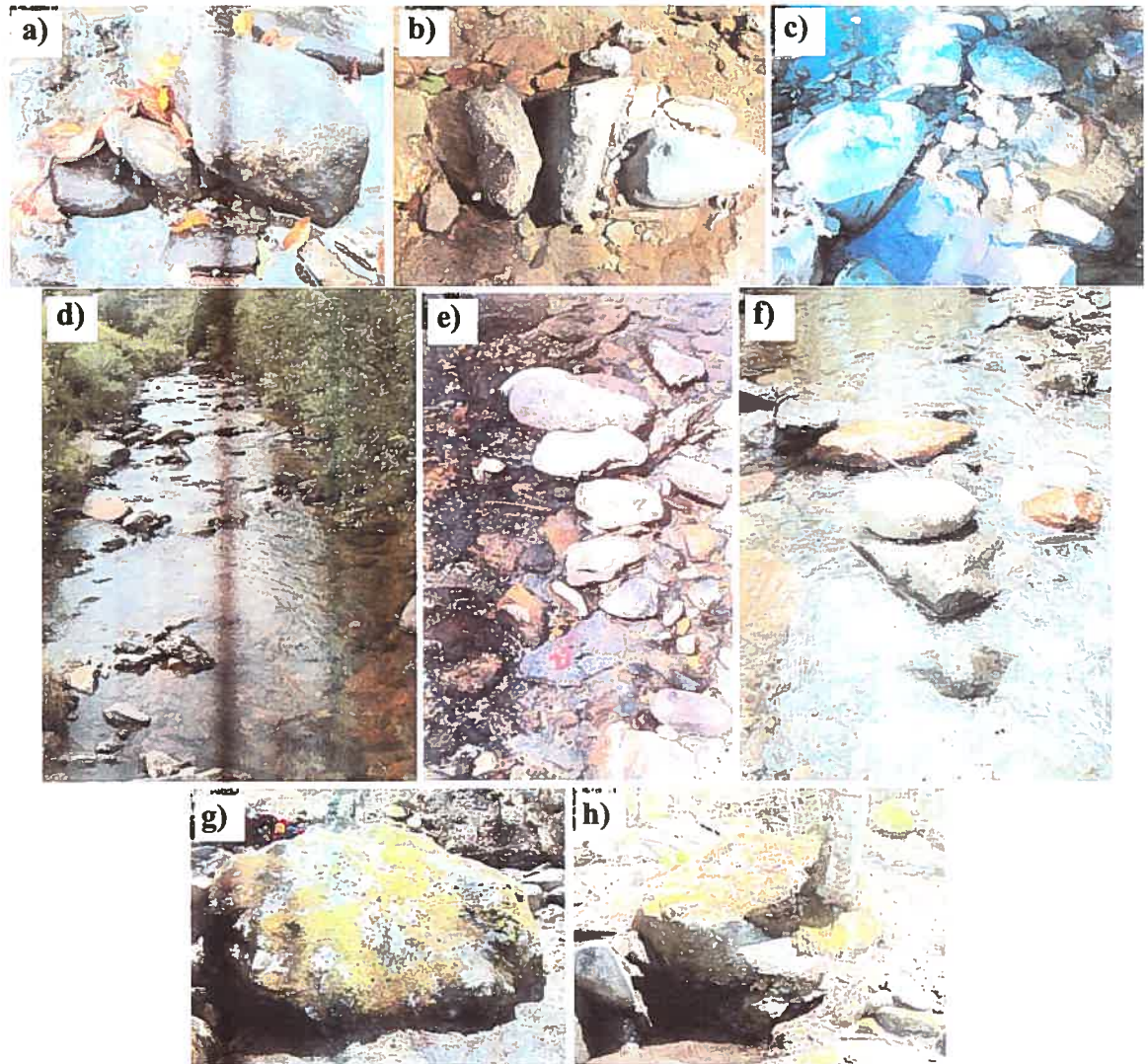


Figure 2.34. Structures sédimentaires observées dans les step-pools: a) et b) amas de galets, c) structures circulaires, d) alignements transversaux (perpendiculaires à l'écoulement), e) et f) alignements longitudinaux, et g) et h) blocs isolés.

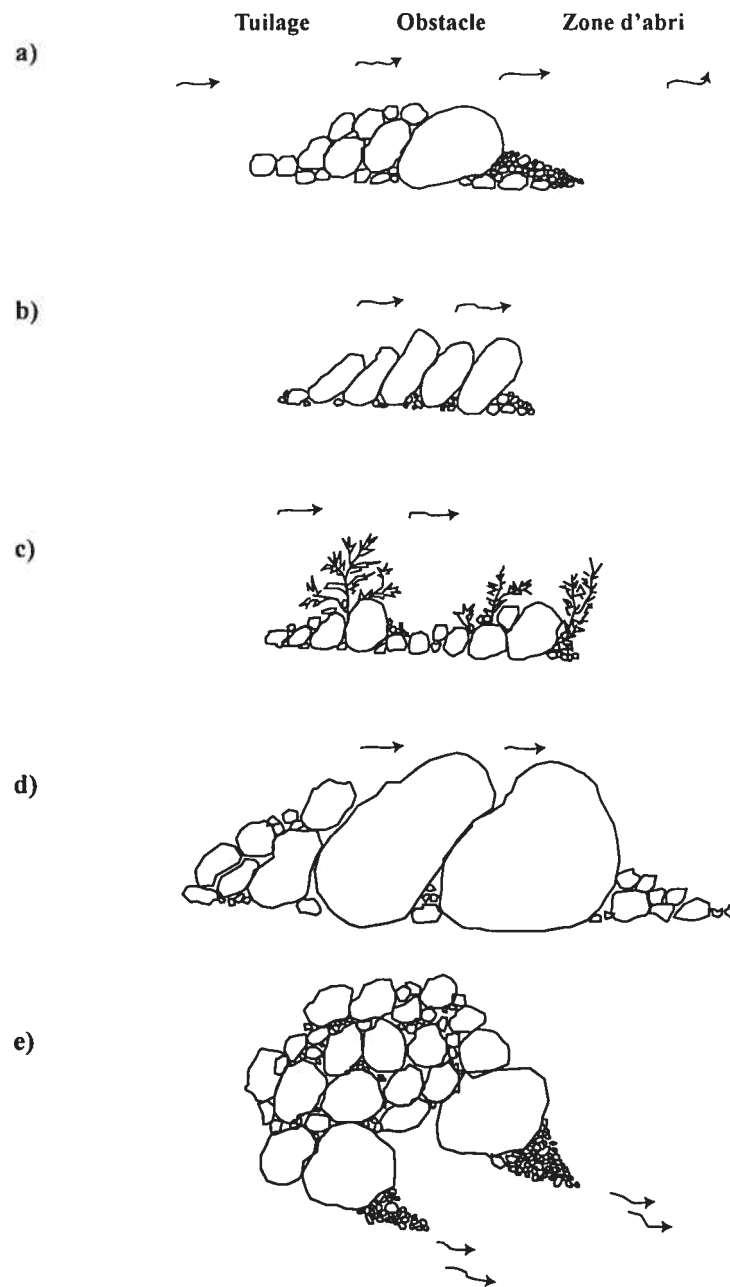


Figure 2.35. Types d'amas de galets : a) à obstacle, b) imbriqués, c) végétalisés, d) méga et e) complexes (d'après Wittenberg, 2002). a) à d) vue de côté et e) vue en plan.

plus grosses. Enfin, on classifie un amas de galets comme étant complexe lorsque plusieurs particules sont imbriquées ensemble mais que la forme résultante est plutôt chaotique.

Les amas de galets occupent près de cinq à dix pour-cent de la superficie du lit (Brayshaw, 1984) et ils constituent la structure sédimentaire la plus répandue dans les cours d'eau à lit de graviers (Wittenberg, 2002). Leur concentration augmente dans les sections plus étroites du cours d'eau (Fig. 2.36). Ils ont tendance à se localiser dans les sections de seuil où l'intensité turbulente est plus forte (Billi, 1988; Hassan et Reid, 1990), en bordure des bancs d'accumulation (Hassan et Reid, 1990) et dans les portions les moins profondes du cours d'eau. Lamarre et Roy (2001) ont observé une augmentation de la densité des éléments de rugosité, particulièrement représentés par des amas de galets, à des profondeurs locales inférieures à la profondeur moyenne sur différents tronçons de rivières graveleuses (Fig. 2.37).

De Jong et Ergenzinger (1995) ont observé que les amas de galets qui sont composés d'un petit nombre de particules peuvent être disposés sur les bancs d'accumulation et s'organiser en losange (Fig. 2.38). Cette organisation s'explique par le fait qu'il ne peut y avoir un amas de galets positionné directement à l'aval d'un autre à cause de la turbulence qui est générée immédiatement en aval de ce dernier. Même si la configuration en losange n'est pas fréquente, les amas de galets jouent effectivement un rôle important sur l'écoulement, notamment sur la turbulence (Brayshaw *et al.*, 1983; Hassan et Reid, 1990; Buffin-Bélanger et Roy, 1998; Lawless et Robert, 2001; Tritico et Hotchkiss, 2005) et le transport sélectif des sédiments (Reid *et al.*, 1984; Naden et Brayshaw, 1987; Billi, 1988; Petit, 1990; Reid *et al.*, 1992; Sear, 1996; Hassan et Church, 2000). Ils augmentent la stabilité des lits en réduisant la disponibilité du matériel, en retardant la mise en transport des sédiments et en limitant les distances et la durée du transport des particules.

L'organisation des blocs et des cailloux à l'échelle du tronçon de cours d'eau forme aussi des structures sédimentaires circulaires fermées et stables que Church *et al.* (1998)

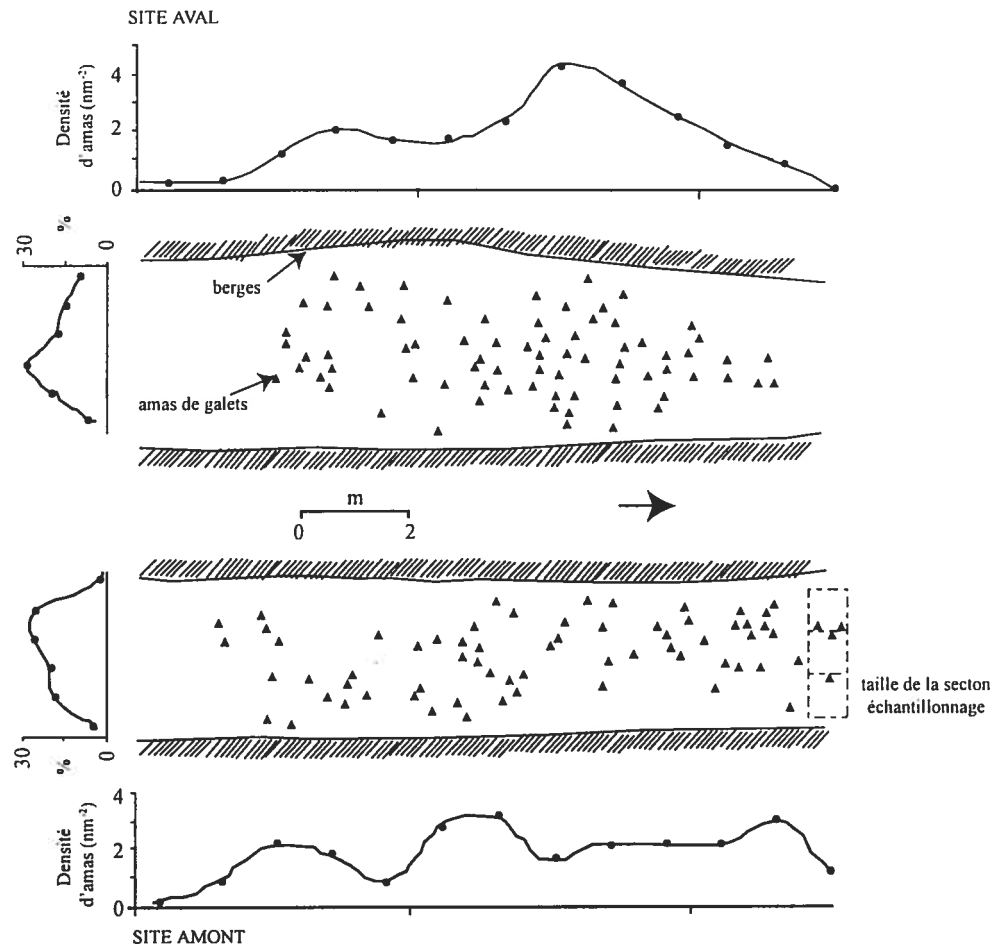


Figure 2.36. Distribution spatiale des amas de galets dans une section de cours d'eau (d'après Hassan et Reid, 1990). Les auteurs observent une légère augmentation du nombre d'amas de galets dans les sections de cours d'eau moins larges.

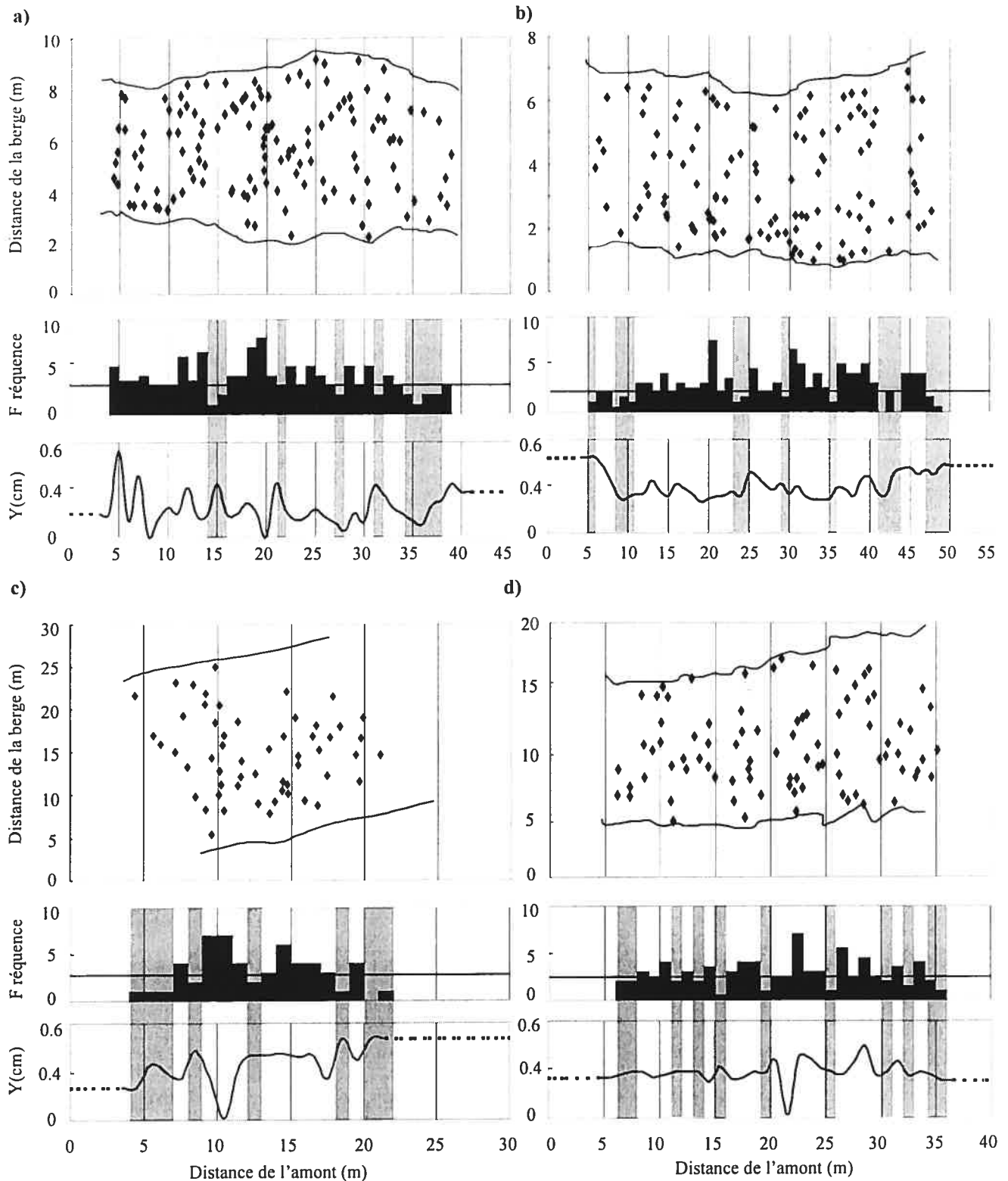


Figure 2.37. Distribution de fréquence des principaux éléments de rugosité du lit et variabilité des profondeurs de l'écoulement à l'échelle du tronçon de cours d'eau : a) ruisseau Moras (Québec, Canada), b) ruisseau Guertin (Québec, Canada), c) Eaton Nord (1999) (Québec, Canada), et d) Eaton Nord (2000). Les zones grises soulignent les zones de faible densité d'éléments de rugosité (Lamarre et Roy, 2001)

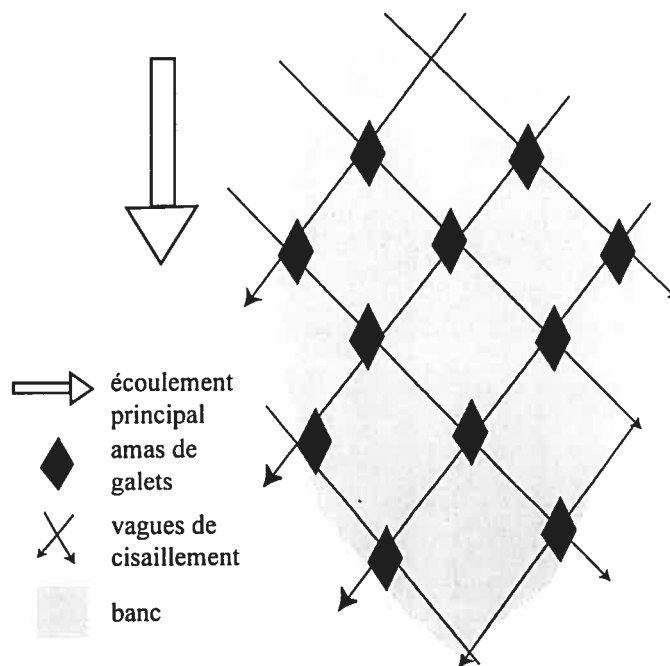


Figure 2.38. Distribution spatiale en losange des amas de galets sur un banc d'accumulation (d'après De Jong et Ergenzinger, 1995).

nomment des *stone-cells* (Fig. 2.39). Ces structures sont aussi observées par McDonald et Banerjee (1971), Gustavson, (1975), Bluck (1987) et Tait *et al.* (1992). Par contre, elles s'avèrent difficiles à identifier pour un œil inexpérimenté. Les structures sont caractérisées par des particules grossières qui délimitent une cuvette souvent comblée de particules plus fines. Elles ont un diamètre entre 0.2 et 1.2 mètres qui est fonction de la pente du cours d'eau (Kozłowski and Ergenzinger, 2000) (Fig. 2.40). Les *stone-cells* se développent parallèlement à la formation d'une surface armurée lorsque l'écoulement n'excède pas par plus de deux fois le seuil critique de Shields, c'est-à-dire pour des conditions de faible transport de sédiments (Church *et al.*, 1998). Elles résultent de l'interaction entre l'écoulement et la texture du lit, la forme et la densité des particules, et la morphologie du lit. Elles sont construites par les particules qui se déplacent d'une position moins stable à une autre plus stable. Malmaeus et Hassan (2002) ont noté l'importance des règles d'interaction entre les particules qui définissent le champ de résistance lors de la formation des *stone-cells*. La résistance, conjointement avec des règles d'élévation critique du lit, permet aux particules de se déposer et d'initier leur développement. Les structures circulaires se positionnent rarement dans le talweg mais plutôt sur les bancs d'accumulation. Au même titre que les amas de galets, elles augmentent la résistance à l'écoulement et ont un impact significatif sur le transport des sédiments.

Les alignements transversaux sont constitués d'une série de galets et de blocs espacés de façon plus ou moins régulière (McDonald et Banerjee, 1971; Laronne et Carson, 1976; Koster, 1978). Ils sont généralement composés de six particules orientées perpendiculairement à l'écoulement (Martini, 1977) et ont une hauteur égale à l'axe *c* des particules individuelles qui les composent. Les alignements se distribuent en fonction d'un éventail de conditions liées aux pentes du lit (Bluck, 1987) et sont caractéristiques des chenaux uniques et peu sinueux (De Jong et Ergenzinger, 1995). Lorsque la surface est composée de sédiments qui ne sont pas triés, ils sont faciles à identifier. Les alignements de galets et de cailloux ressortent parmi les particules plus petites. On les retrouve sous différents stades d'évolution (Fig. 2.41). Ils traversent le chenal d'une rive à l'autre selon une orientation oblique, en lobe et, moins souvent,

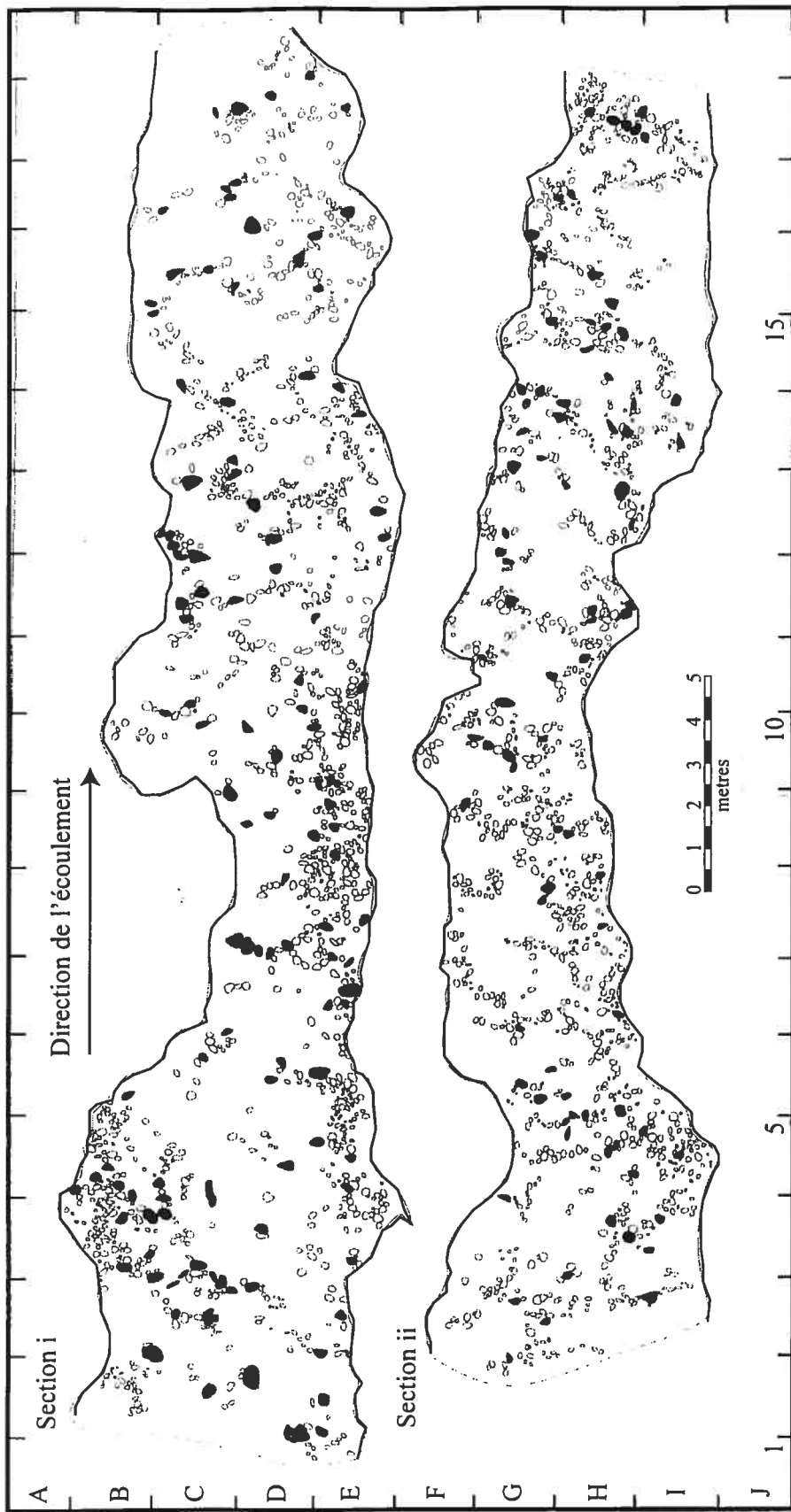


Figure 2.39. Vue en plan du Harris Creek (Colombie-Britannique, Canada). La carte localise des particules protubérantes. Les particules noires ont un rayon supérieur à 12.5 cm alors que les blanches ont un rayon inférieur à 12.5 cm. Les particules s'organisent en structures circulaires qui sont souvent incomplètes (d'après Church et al., 1998).

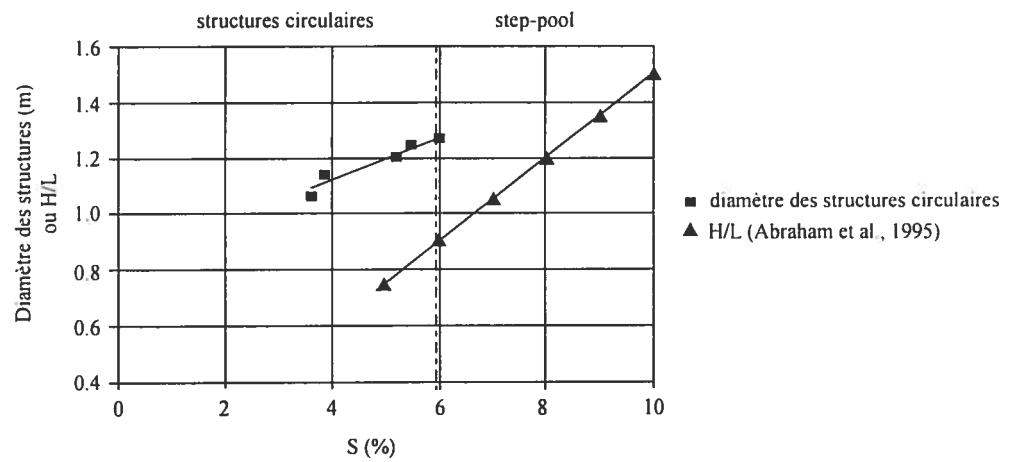


Figure 2.40. Relation entre le diamètre des structures circulaires et la pente. Pour le système de step-pool, l'équation d'Abraham *et al.* (1995) $H/L=1.5S$ est présentée (d'après Kolowski et Ergenzinger, 2000).

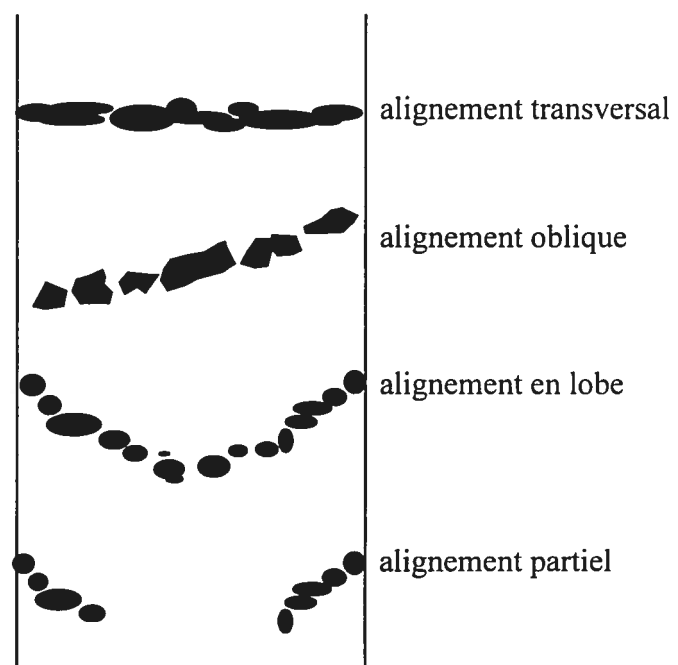


Figure 2.41. Patrons des alignements transversaux dans le Schmiedlaine (Allemagne) (d'après De Jong et Ergenzinger, 1995).

perpendiculaire à l'écoulement (Tribe et Church, 1999). Leur destruction partielle peut entraîner la présence d'alignements scindés en deux parties qui persistent près des berges. En laboratoire, Tribe et Church (1999) ont développé un algorithme simple capable de générer des alignements transversaux. Les résultats les plus convaincants se basent sur des règles de rotation de grains, de probabilité d'entraînement et de voisinage. L'espacement entre les alignements semble varier directement avec la taille des particules qui les composent et inversement avec la pente du lit et la profondeur de l'écoulement (Allen, 1983).

Les alignements longitudinaux sont formés par l'obstruction de larges blocs, de débris de bois, de cailloux et de galets. Ils sont souvent imbriqués à l'intérieur de bancs d'accumulation (Martini, 1977). On les retrouve allongés, dans le sens de l'écoulement, et fréquemment connectés aux berges. À l'intérieur de l'alignement longitudinal, les particules ne montrent pas d'orientation particulière et elles sont généralement moins bien imbriquées que dans les alignements transversaux ou les amas de galets.

On considère les blocs métriques comme des structures sédimentaires à cause de leur rôle sur la résistance à l'écoulement. On s'intéresse à l'influence de leur localisation, souvent aléatoire dans le chenal, sur l'organisation des amas de galets, des alignements et des steps (Lamarre et Roy, 2001; Zimmermann et Church, 2001). À cause de leur diamètre, du même ordre que la profondeur du chenal, les blocs influencent les propriétés hydrauliques (Grant *et al.*, 1990). Ils mènent à d'importantes pertes d'énergie (Bathurst, 1978). Conséquemment, ils jouent un rôle d'obstacles qui influencent les seuils de mise en mouvement et le temps de résidence des particules (Carling, 1987).

Depuis le début du siècle, plusieurs études ont tenté de quantifier la stabilité des lits de rivières (Kozlowski et Ergenzinger, 2000). Les structures sédimentaires limiteraient les modifications du lit tant et si bien que les taux de transport deviendraient moins importants (Church *et al.*, 1998). À l'échelle du tronçon de cours d'eau, les structures formeraient les points d'ancrage pour le développement de structures comme les steps (Fig. 2.42). Il importe donc de bien saisir leur développement en rivière et de

comprendre leur pérennité spatiale et temporelle. Aussi, dans la littérature, la majorité des études sur la formation des structures sédimentaires et la stabilité des step-pools se base sur des études de laboratoire et sur des valeurs moyennes alors qu'une meilleure résolution temporelle et spatiale en milieu naturel est essentielle.

2.4 PROBLÉMATIQUE

Après un intérêt soutenu en géomorphologie fluviale pour l'étude des méandres et des séquences seuil-mouille, les step-pools reçoivent maintenant de plus en plus d'attention. Depuis les 10 dernières années, le nombre d'études sur les step-pools a augmenté considérablement en passant de neuf pour 1990-1995 à vingt pour 2000-2005 (Fig. 2.43). Cette année seulement, déjà cinq articles qui réfèrent spécifiquement à la dynamique des step-pools ont été publiés. Chin et Wohl (2005) ont recensé les progrès effectués sur la dynamique des step-pools grâce à l'augmentation du nombre de publication. Les progrès se résument autour de quatre points : les relations géométriques, la mesure de l'hydraulique et du transport des sédiments sur le terrain et en laboratoire, la relation entre la morphologie des step-pools et les bassins de drainage, et la restauration des cours d'eau en milieu montagneux. Le tableau 2.1 présente la synthèse, la plus exhaustive possible, des variables spécifiquement examinées à la fois en laboratoire et dans les step-pools naturels. Le relevé trace le bilan des connaissances qui ont été présentées plus en détail dans la revue de la littérature. On remarque que les études ont été plus approfondies pour certaines variables que pour d'autres comme la pente, la morphologie du profil en long et la granulométrie. Par contre, le relevé permet aussi d'identifier d'importantes lacunes qui n'ont pas été observées par Chin et Wohl (2005) à l'intérieur de ces connaissances. Les lacunes, qui concernent surtout les processus et la dynamique des step-pools, s'expliquent en deux points : 1) les difficultés associées à la mesure *in situ* qui conduisent notamment au manque de données sur la morphologie, le transport des sédiments et l'écoulement ainsi qu'au manque de liens qui s'inscrivent entre ces trois éléments, et 2) la très grande variabilité des contextes, notamment de la pente et de la taille des particules qui caractérisent les step-pools étudiés dans la littérature. On conclut donc à l'absence de relations claires entre les composantes qui décrivent la dynamique des step-pools.

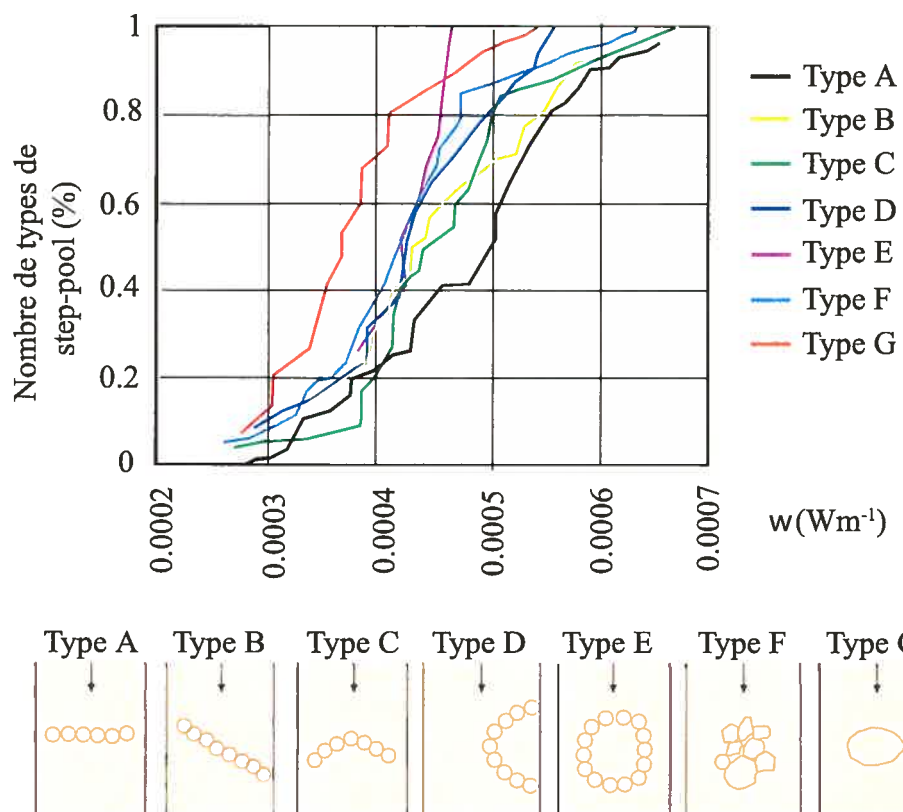


Figure 2.42. Occurrence des step-pools qui sont associés à différents types de structure sédimentaire et d'organisation de cailloux. Le nombre de step-pools est mis en relation avec la puissance du cours d'eau (d'après Weichert, 2005). Les observations sont effectuées en laboratoire.

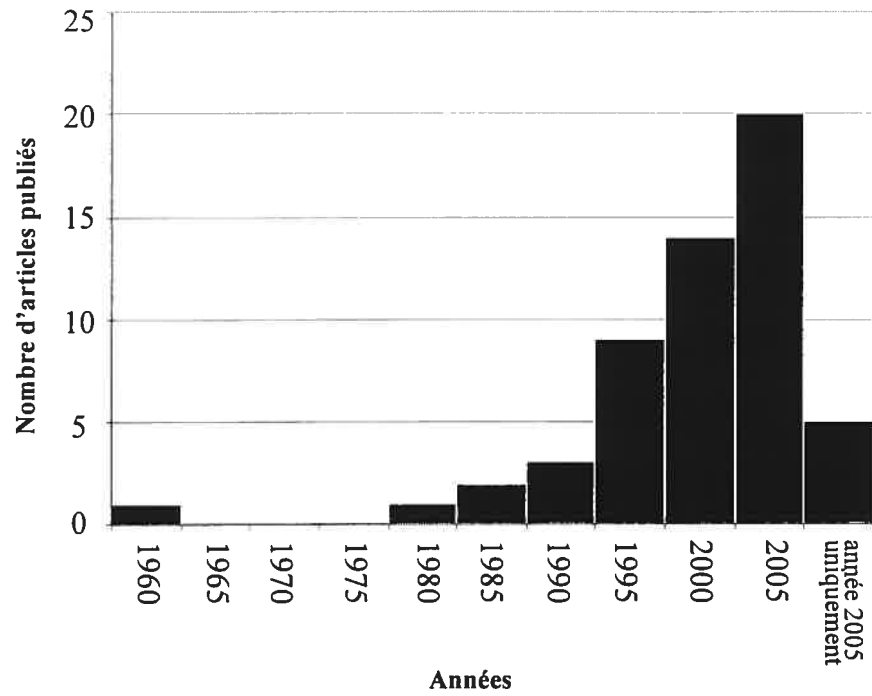


Figure 2.43. Nombre d'études sur les step-pools de 1960 à 2005. Les fréquences sont répertoriées à partir de la chronologie présentée au tableau 2.1

TABLEAU 2.1 *Études sur les step-pools classées par ordre chronologique*
(N = naturel et L = laboratoire).

	Milieu	Morphologie						Transport		Écoulement			
		Pente	Topo sur profils ou transects	Taille des grains	Espacement entre les steps	Hauteur des steps	Étude des blocs	Débris de bois	Taux et volume	Distance de mouvement	Débit mesuré ou estimé	Vitesse moyenne	Vitesse instantanée
Peterson et Mohanty, 1960	N/L	x		x	x			x		x			
Bowman, 1977	N	x	x	x	x	x							
Caine et Mool, 1981	N	x	x	x						x	x		
Sawada <i>et al.</i> , 1983	N	x	x	x	x			x		x			
Whittaker, 1987	L	x		x		x		x		x			
Bathurst, 1988	N	x		x			x			x	x		
Grant <i>et al.</i> , 1990	N	x		x	x	x	x	x		x			
Ergenzinger, 1992	N	x	x	x						x	x		
Grant et Mizuyama, 1991	L	x	x	x				x		x	x		
Warburton, 1992	N	x	x	x			x	x		x			
Furbish, 1993	N	x	x	x			x			x	x		
Adenlof et Wohl, 1994	N	x	x	x				x	x	x	x		
Wohl et Grodek, 1994	N	x	x	x	x	x				x			
Rosport, 1994	L	x	x	x	x			x			x		
Abraham <i>et al.</i> , 1995	N/L	x		x	x	x				x	x		
Montgomery <i>et al.</i> , 1995	N	x	x	x	x		x	x					
Schmidt et Gintz, 1995	N	x	x	x					x	x			
Gintz <i>et al.</i> , 1996	N	x	x	x			x	x	x	x			
Montgomery et Buffington, 1997	N	x	x	x									
Wohl <i>et al.</i> , 1997	N	x	x	x	x	x		x					
Blizard et Wohl, 1998	N	x	x	x				x		x		x	
Carling <i>et al.</i> , 1998	N	x	x	x				x	x	x		x	
Chin, 1998	N	x											
Chin, 1999a	N	x		x	x	x				x			
Chin, 1999b	N	x	x		x	x							
D'Agostino et Lenzi, 1999	N	x		x				x		x			
Lenzi <i>et al.</i> , 1999	N	x		x				x		x			
Chartrand et Whiting, 2000	N	x	x	x	x	x				x			
Trayler et Wohl, 2000	N	x	x	x				x	x	x	x	x	
Wohl et Thompson, 2000	N	x		x						x	x	x	
Wohl, 2000	N	x	x	x	x	x				x	x		
Duckson et Duckson, 2001	N	x	x	x	x	x							
Lenzi, 2001	N	x	x	x	x	x		x		x	x	x	
Zimmermann et Church, 2001	N	x	x	x	x	x	x			x	x		
Crowe, 2002	L	x	x	x	x	x			x	x			
Lee et Ferguson, 2002	N/L	x	x	x		x	x			x			
Wooldridge and Hickin, 2002	N	x	x	x	x	x	x						
Aberle et Smart, 2003	L	x	x	x						x	x		
Chin, 2003	N	x	x	x									
Comiti, 2003	N/L	x	x	x	x	x				x			
Curran et Wohl, 2003	N	x	x	x	x	x					x		
Faustini et Jones, 2003	N	x	x	x			x	x		x			
Gomi <i>et al.</i> , 2003	N	x			x	x		x					
Lenzi et Comiti, 2003	N/L	x	x	x	x	x				x			

	Milieu	Morphologie							Transport	Écoulement				
		Pente	Topo sur profils ou transects	Taille des grains	Espacement entre les steps	Hauteur des steps	Étude des blocs	Débris de bois	Taux et volume	Distance de mouvement	Débit mesuré ou estimé	Vitesse moyenne	Vitesse instantanée	Structures turbulentes (événements)
MacFarlane et Wohl, 2003	N	x	x	x	x	x		x			x			
Marion et Weirich, 2003	N	x		x					x	x	x			
Lenzi, 2004	N	x		x					x		x			
Curran et Wilcock, 2005	L	x		x	x	x	x				x	x		
Mueller et Pitlick, 2005	N	x	x	x					x		x			
Ryan <i>et al.</i>, 2005	N	x		x					x		x	x		
Wilcox et Wohl, 2005	N	x	x	x	x	x						x		
Lenzi <i>et al.</i>, accepté	N	x		x					x		x			

Les difficultés de mesurer *in situ* les variables dynamiques pertinentes expliquent en partie le manque de données échantillonnées à une résolution spatiale et temporelle adéquate pour comprendre les processus dans les step-pools. En fait, le manque de données de première main est surtout attribué à la rugosité du lit et aux conditions d'écoulement qui gouvernent leur morphologie (Chartrand et Whiting, 2000). Ces contraintes limitent le déploiement des appareils de mesure de topographie, de transport des sédiments et de vitesse de l'écoulement, ainsi que l'application des différentes stratégies d'échantillonnage que l'on utilise fréquemment pour l'étude des séquences seuil-mouille ou des méandres. Quelques outils et d'approches qui s'appliquent difficilement dans les step-pools sont présentés dans la prochaine section.

Les changements morphologiques des cours d'eau à lit de graviers sont souvent caractérisés à partir de photographies aériennes (ex. Wright *et al.*, 2000; Westaway, 2004; Brasington, 2003; Carbonneau *et al.*, 2005; Lejot *et al.*, 2005). L'analyse de photographies obliques et verticales permet même l'étude des changements locaux de taille de particule (Lane *et al.*, 1994; 1998; Lane, 2001; Carbonneau *et al.*, 2003). Aussi, à l'échelle du tronçon de cours d'eau, on observe l'application de nouvelles technologies comme le LIDAR qui, déployé au sol, offre une résolution de près de 500 points/m² (Milan *et al.*, 2005). Malgré la performance de ces techniques, elles sont réellement difficiles à utiliser dans les step-pools. D'abord, elles sont peu performantes en présence de végétation. Puisque les step-pools sont souvent caractérisés par une végétation abondante et qu'ils sont aussi régulièrement incisés, ces approches cartographiques s'avèrent inutiles, particulièrement à l'échelle du tronçon de cours d'eau. Ceci explique qu'il y ait peu de cartes détaillées des step-pools dans la littérature et que les études qui s'intéressent à la hauteur et à la distance entre les steps, deux éléments plus faciles à mesurer, abondent. La plupart du temps, ces variables sont mesurées directement sur le terrain à l'étiage grâce un examen visuel. Il n'est pas surprenant qu'elles représentent les principaux indicateurs des relations géométriques au même titre que la pente et surtout, que les relations ne soient pas convergentes d'une étude à une autre. On doit s'inquiéter

de l'objectivité dans l'identification des steps et des mouilles à partir d'une classification qualitative.

En milieu fluvial, le transport en charge de fond des sédiments se mesure de façon continue principalement à l'aide d'échantillonneurs mécaniques comme le Helley-Smith ou à l'aide de trappes à sédiments. L'échantillonneur Helley-Smith (Helley et Smith, 1971) permet de mesurer le flux de transport en charge de fond dans les cours d'eau à lit de graviers. Puisqu'il a été conçu pour échantillonner des sables grossiers et des petits graviers (Emmett, 1980), son efficacité est réduite avec l'augmentation de la taille des particules (Sterling et Church, 2002; Bunte *et al.*, 2005). L'efficacité de l'échantillonneur dépend aussi de considérations pratiques lors du déploiement. Il doit être en contact avec le lit et orienté avec l'écoulement (Gaudet *et al.*, 1994). À cause de l'hétérogénéité du lit et de l'organisation complexe des lignes d'écoulement, le Helley-Smith n'est pas particulièrement recommandé pour les step-pools.

Les trappes à sédiments interceptent les particules qui se déplacent en contact avec le lit. Bien que leur déploiement soit possible dans des cours d'eau montagneux (ex. Habersack *et al.*, 2001), elles sont rarement utilisées dans les step-pools. L'efficacité de la trappe est fonction de sa taille relativement à la distribution granulométrique du matériel du lit. Hubbell (1964) a suggéré que la taille de la trappe soit d'au moins $100D$, où D est la taille caractéristique des sédiments. Si on considère que le D_{50} peut atteindre 100 mm dans les step-pools (ex. Bathurst, 1988; Ergenzinger, 1992; Schmidt et Gintz, 1995; Wohl et Thompson, 2000, Comiti, 2003; Curran et Wohl, 2003), la trappe devrait avoir une taille de près de 10 mètres. Or, les step-pools investigués dans la littérature ont souvent une largeur inférieure à cette taille. Les difficultés associées à la mesure de la charge de fond à la fois avec le Helley-Smith et les trappes à sédiments expliquent qu'il y ait peu d'études qui caractérisent les volumes et les flux de transport dans les step-pools.

Enfin, la mesure des vitesses de l'écoulement est le défi le plus important dans les step-pools. Les instruments qui mesurent les vitesses, comme les courantomètres

électromagnétiques (ex. Carling *et al.*, 1998) et à effet Doppler (ex. Wilcox et Wohl, 2003; 2005), sont en général déployés au lit. Or, à de forts débits, à cause de la puissance du cours d'eau, on requiert des installations spéciales en dehors du chenal. Certains auteurs ont échantillonné à partir de plateformes qui s'appuient sur les berges et traversent le chenal (Wohl et Thompson, 2000). Ces plateformes sont coûteuses mais surtout, elles exigent un échantillonnage par transect. Aussi, seuls les travaux de Wohl et Thompson (2000) montrent des séries de vitesses échantillonnées à une haute résolution temporelle. Pourtant, les vitesses sont à la base de la description des propriétés turbulentes de l'écoulement. Puisque l'importance du rôle de la turbulence sur le transport des sédiments en rivière est distinct (Drake *et al.*, 1988; Thorne *et al.*, 1989; Williams *et al.*, 1989; Nelson *et al.*, 1995; Sumer *et al.*, 2003), certaines caractéristiques turbulentes devraient fournir une base aux explications du développement et du maintien des séquences step-pools. Aucune étude qui s'intéresse spécifiquement aux structures turbulentes de l'écoulement dans les step-pools n'est répertoriée et pour seulement quelques-unes, les vitesses instantanées ont été mesurées en détail. Enfin, l'analyse en trois dimensions de l'écoulement fournit un apport intéressant à l'examen des structures sédimentaires et des courants à l'échelle de la section de cours d'eau. Il n'y a pas de travaux dans les step-pools qui donnent cette perspective.

Faisant suite aux difficultés liées à la mesure, la seconde lacune identifiée dans la littérature sur les step-pools se traduit par la variabilité des conditions d'échantillonnage. La figure 2.44 présente la pente et la taille des particules des step-pools étudiés en milieu naturel. La pente des step-pools varie entre 0.05% et 60%. Plusieurs sont en deçà du seuil de pente minimale qui permet le développement d'une morphologie en step-pool et quelques uns ont une pente supérieure à 25%. Les D_{50} oscillent entre 10 et 1000 mm lorsqu'ils sont mesurés sur la totalité des sections à l'étude alors qu'ils varient entre 150 et 950 mm lorsque mesurés uniquement sur les steps. La variabilité de la pente et de la taille des particules contribue certainement au manque de cohérence entre les relations géométriques qui caractérisent les step-pools. Elle conduit aussi à la formulation d'hypothèses de formation qui demeurent controversées. En fait, la configuration du lit est directement fonction de la pente et de la taille du matériel. Cette configuration joue

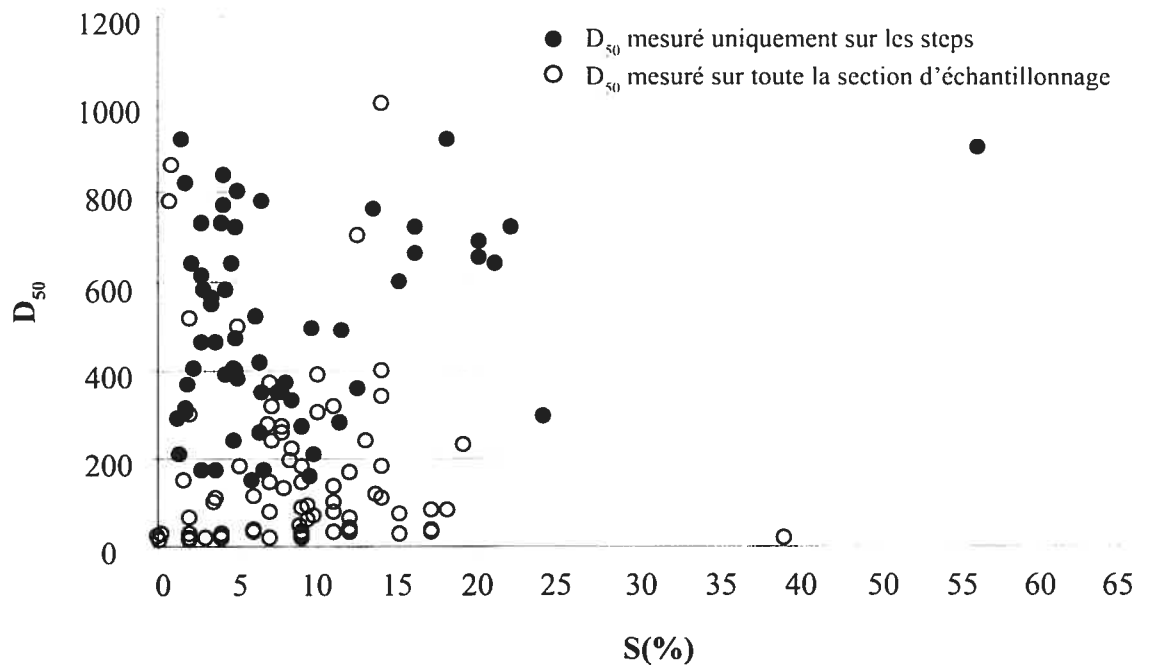


Figure 2.44. Pente et taille de particules correspondant aux step-pools investigués en milieu naturel. Les données sont tirées des études présentées au tableau 2.1.

un rôle décisif sur le transport des sédiments et détermine la stabilité des lits. Les processus en jeu dans la dynamique des step-pools deviennent alors difficiles à décrire.

2.5 LES OBJECTIFS

L'objectif global de cette thèse est de mieux comprendre la dynamique des cours d'eau de morphologie en step-pool en tentant de combler les lacunes qui ont été mises en évidence dans la recension de la littérature. Le recensement a permis de montrer : 1) la complexité et la difficulté de la mesure dans le step-pool, 2) l'importance des structures sédimentaires à l'échelle du tronçon de cours d'eau, notamment pour en assurer la stabilité, 3) le manque de mesures de vitesse échantillonnées à une haute résolution spatiale et temporelle et 4) la faiblesse de la description et de la compréhension des liens entre le transport, la morphologie et l'écoulement. À l'égard de ces observations, les objectifs de la thèse se présentent en deux volets complémentaires. Ils visent le développement et l'application de nouveaux outils, approches et stratégies d'échantillonnage pour l'étude des step-pools ainsi qu'une meilleure connaissance des fondements et de la dynamique de ces environnements. Les objectifs spécifiques de la thèse sont :

1. d'évaluer un nouveau type de traceur pour quantifier le transport de particules individuelles dans les cours d'eau à lit de graviers,
2. de montrer qu'il est possible de caractériser les structures sédimentaires à partir d'une cartographie détaillée de la topographie du lit,
3. de décrire et comprendre les processus de développement des structures sédimentaires à l'échelle d'un tronçon de cours d'eau à partir d'un échantillonnage *in situ*,
4. d'évaluer le potentiel d'un courantomètre acoustique pour mesurer les vitesses et la turbulence de l'écoulement dans un step-pool, et
5. d'établir des liens entre la morphologie, l'écoulement et le transport des sédiments dans deux step-pools de morphologie différente.

Chaque objectif est associé à un chapitre de la thèse. La figure 2.45 montre la nature des objectifs et les liens entre les divers chapitres. Les symboles «marteaux» identifient

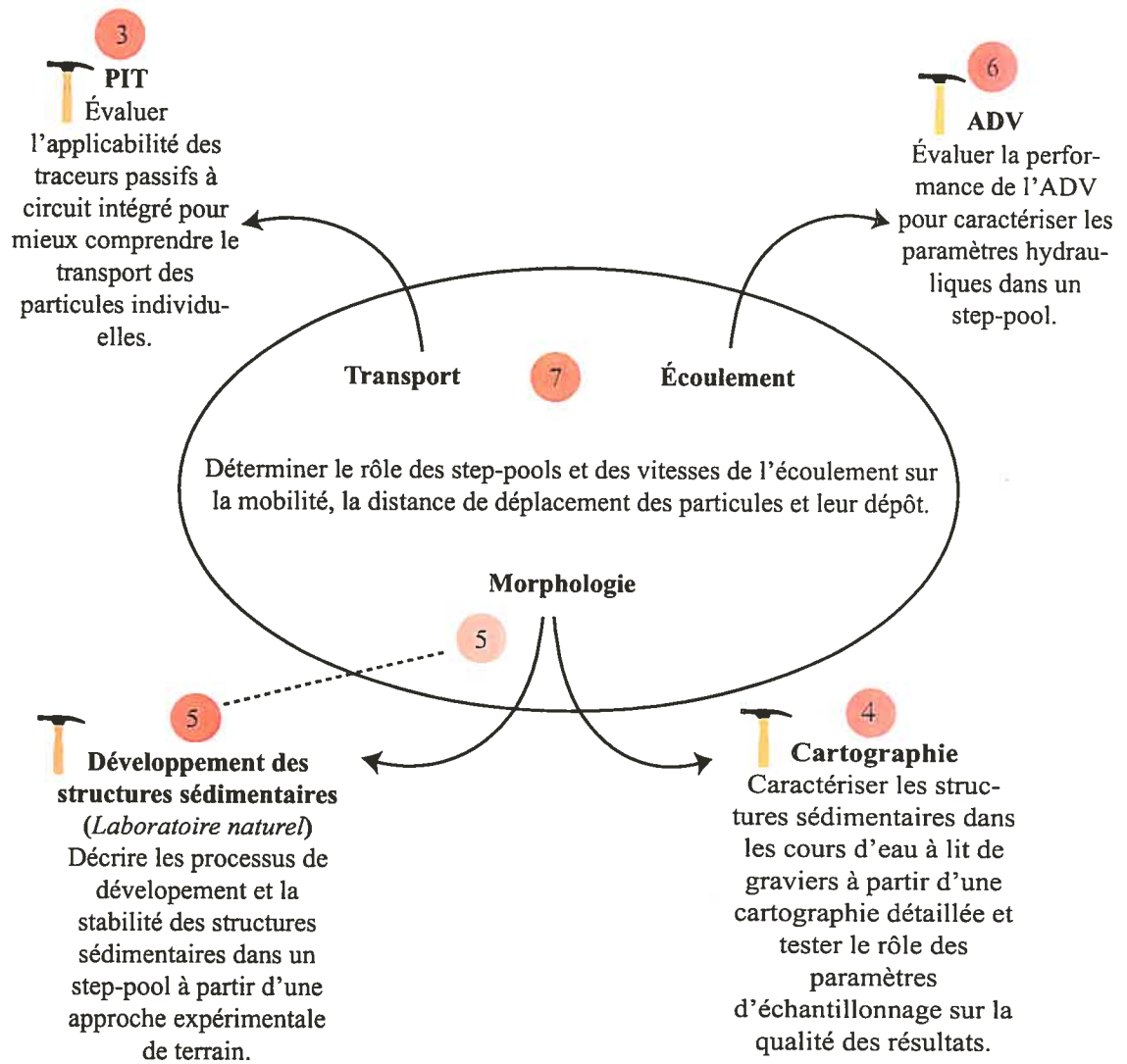


Figure 2.45. Organisation des objectifs de recherche autour de la «Trinité» de Leeder (1983). Les objectifs méthodologiques sont identifiés à l'aide d'un marteau. Chacun des objectifs est lié à un chapitre de la thèse indiqué à l'intérieur des cercles rouges. Le chapitre 5 s'intègre aussi bien aux objectifs méthodologiques que dynamiques de la thèse.

les objectifs méthodologiques. Dans son ensemble, cette thèse procure des méthodes novatrices pour l'étude des cours d'eau graveleux et en particulier pour les step-pools, fournit un détail sans précédent de la morphologie, du transport des particules et de l'écoulement dans les step-pools naturels, et permet de mieux comprendre le transport des sédiments et la stabilité de ce type de morphologie. Pour répondre le plus fidèlement à ces objectifs, plusieurs approches ont été choisies.

2.6 OUTILS ET APPROCHES MÉTHODOLOGIQUES

Les approches choisies se définissent dans un contexte d'expériences menées entièrement en milieu naturel. Puisque la mesure *in situ* des variables qui caractérisent les step-pools est cruciale dans ce contexte, le choix des instruments de mesure est important. La seconde approche détermine que l'échelle d'analyse correspond au tronçon de cours d'eau (*reach-scale*). Une approche de laboratoire naturel est aussi mise en place pour l'étude de la formation des structures sédimentaires. Enfin, l'étude de la dynamique des step-pools est abordée, de façon générale, par l'angle des processus plutôt que par celui de la description morphologique et sédimentologique.

L'approche empirique appliquée en milieu naturel est utilisée dans toutes les expériences de cette recherche. Ceci nécessite l'utilisation d'appareils de mesure qui offrent des opportunités nouvelles pour l'étude des step-pools. Les changements topographiques sont caractérisés à l'aide d'une station totale robotisée Trimble modèle 5600DR (Fig. 2.46a). La station permet de faire des relevés topographiques à une résolution spatiale très fine. Sa précision varie entre 3 et 10 mm à 200 m de distance, surtout en fonction des conditions météorologiques (Trimble, 2005). La résolution offerte permet de caractériser la rugosité du lit dans les step-pools (chapitre 4). Aussi, la station robotisée est facile à déployer à l'étiage même dans les petits cours d'eau incisés, et particulièrement au printemps et à l'automne où la végétation est peu abondante. Elle nécessite un seul opérateur qui commande la station à partir du point même où la mesure est prise. La station totale traditionnelle est régulièrement utilisée pour caractériser les changements morphologiques en rivière (ex. Sear et Milne, 2000; Chappell *et al.*, 2003). Avec la technologie de robotisation, sa performance s'accroît et elle devient un

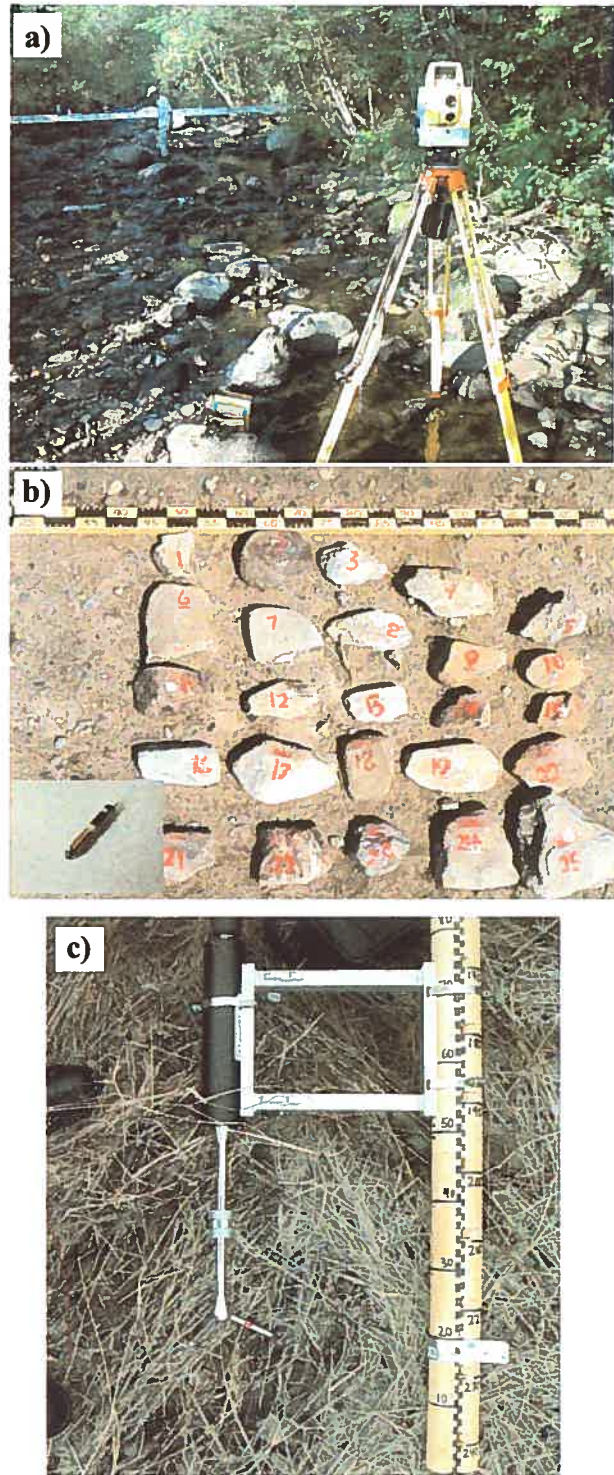


Figure 2.46. Instruments de mesure: a) station totale, b) particules marquées à l'aide de traceurs passifs, et c) courantomètre acoustique à effet Doppler Sontek.

instrument idéal pour le suivi des changements morphologiques dans les petits cours d'eau comme les step-pools.

Pour décrire le développement des structures sédimentaires et les liens entre la morphologie et le transport des sédiments, une description des mouvements des particules individuelles a été choisie. L'utilisation des traceurs permet surtout de quantifier la mobilité, les distances de déplacement, et les zones d'érosion et de dépôt (Ergenzinger *et al.*, 1989; Hassan *et al.*, 1991; Schmidt et Ergenzinger, 1992a; Lenzi, 2004). Les traceurs passifs à circuit intégré (PIT), développés pour la détection de mouvement à l'intérieur de systèmes de sécurité, sont utilisés dans cette thèse pour la caractérisation du transport des sédiments dans les step-pools. Des PITs, distribués par Texas Instruments, ont été insérés à l'intérieur des particules naturelles choisies sur les sites à l'étude (Fig. 2.46b). Les PITs possèdent plusieurs avantages physiques. Ils sont petits et surtout, ils possèdent un numéro d'identification unique (Texas Instruments, 1996). Grâce à cette identification, ils constituent une approche au marquage capable de caractériser les liens entre la morphologie, l'écoulement et le transport des sédiments dans les rivières à lit de graviers.

Enfin, l'utilisation d'un courantomètre acoustique de Sontek (ADV), qui fonctionne selon le principe Doppler, a été testée pour mesurer les vitesses de l'écoulement dans un step-pool (Fig. 2.46c). L'ADV a été testé en laboratoire et en milieu naturel autant sur des cours d'eau à lit de graviers que sableux (Lane *et al.*, 1998; Carling *et al.*, 2002; Lane *et al.*, 2004; Schindler et Robert, 2005). Le modèle ADVField possède plusieurs avantages. Il permet un échantillonnage à une haute résolution temporelle, il mesure les trois composantes de l'écoulement, il n'est pas intrusif au volume d'échantillonnage et surtout il semble plus robuste que d'autres types de courantomètre. L'ADV offre l'opportunité de décrire non seulement les propriétés moyennes mais aussi les caractéristiques turbulentes de l'écoulement dans les cours d'eau de morphologie en step-pool (chapitre 6). L'ADV est utilisé sans avoir recours à des passerelles au-dessus du chenal, à de hauts niveaux d'eau qui n'atteignent cependant pas le débit plein bord.

La résolution spatiale a atteint un niveau de détail remarquable pour la caractérisation des step-pools.

Complémentaire à la mesure en milieu naturel, la seconde approche choisie se base sur le tronçon de cours d'eau, *reach-scale*. Le tronçon définit l'échelle d'analyse spatiale en représentant une division naturelle. Malgré les difficultés pour établir les limites inférieure et supérieure de cette échelle, Ferguson (2005) a défini le tronçon de cours d'eau comme une échelle à laquelle certaines irrégularités apparaissent. Dans les step-pools, la différenciation entre les unités morphologiques de step et de mouille représente ces irrégularités. Dans cette thèse, des sections d'échantillonnage qui regroupent entre quatre et cinq séquences de step-pool ont donc été délimitées pour décrire les liens entre la morphologie, le transport des sédiments et l'écoulement. Dépendamment de la largeur et de l'espacement entre les steps, le tronçon de cours d'eau correspond à des sections entre 50 et 130 m (entre $4.5W$ et $5.5W$). Des sections un peu plus courtes ont été sélectionnées pour répondre à certains défis méthodologiques. L'échelle du tronçon de cours d'eau a plusieurs avantages. Elle permet d'obtenir un échantillonnage détaillé de la morphologie, du transport et de l'écoulement dans un délai considéré comme étant raisonnable pour les campagnes de terrain. Travailler à l'échelle du tronçon permet de répliquer les expériences sur un même cours d'eau. En fait, différents tronçons peuvent avoir des propriétés similaires, utiles dans l'optique d'une approche comparative. Chaque tronçon peut alors être traité comme une entité. Enfin, malgré l'hétérogénéité des cours d'eau à lit de graviers et particulièrement des step-pools, la taille du tronçon de cours d'eau est suffisamment importante pour obtenir des répliques de structures sédimentaires et de patrons d'écoulement.

Le tronçon de cours d'eau a permis d'appliquer une troisième approche méthodologique spécifique à cette thèse. Au chapitre 5, une approche de laboratoire naturel ou l'expérience est «partiellement contrôlée» est utilisée. Cette approche est rarement utilisée. Le laboratoire naturel permet de résoudre les questions liées au développement des structures sédimentaires dans les step-pools. Zimmermann et Church (2001) ont soulevé la difficulté d'étudier en temps réel le développement des steps et le

rôle des particules d'ancrage. L'observation directe est risquée et incertaine en milieu naturel. Par ailleurs, les travaux de laboratoire peuvent offrir une alternative. L'expérience de terrain «partiellement contrôlée» pour fournir un substitut aux avantages que procure le laboratoire. En contrôlant certaines variables initiales lors de l'expérience, il est possible d'observer la formation de structures sédimentaires, comme les amas de galets et les alignements, grâce à des mouvements de particules qui se produisent à l'échelle annuelle. On peut alors faire l'observation directe de la réorganisation des particules en fonction de la configuration du lit, et surtout des particules d'ancrage comme des blocs métriques.

La dernière approche réfère à l'analyse directe des processus. L'approche par processus permet de définir un ensemble d'interrelations qui transforment les composantes d'un système. C'est pourquoi elle s'avère particulièrement intéressante pour décrire la dynamique des step-pools. Seulement, puisqu'il y a de nombreuses variables en jeu, cette approche est exigeante et contraint le nombre de sites à l'étude. Les expériences de cette thèse ont été conduites en grande partie sur deux step-pools pour lesquels la morphologie, le transport des sédiments et l'écoulement sont caractérisés. Les expériences s'étendent sur une période de deux ans de septembre 2003 à septembre 2005. Les cours d'eau de morphologie en step-pool sélectionnés ont une pente et un D_{50} mesuré sur la totalité des tronçons qui les localisent aux extrémités du nuage de points défini par les propriétés des step-pools investigués dans la littérature (Fig. 2.47). À ces deux sites s'ajoute, le temps d'une expérience, un troisième dont la morphologie est caractéristique d'une séquence seuil-mouille.

2.7 LES SITES D'ÉTUDE

Les trois sites à l'étude dans cette thèse sont représentatifs d'un gradient de pente et d'une variabilité morphologique rencontrée dans les cours d'eau graveleux (Fig. 2.48). La rivière Eaton Nord possède les plus faibles pentes. Sa morphologie se traduit par des ondulations topographiques de type seuil-mouille le long d'un profil longitudinal. Le ruisseau Moras a des pentes modérées. Certaines sections sont caractérisées par une morphologie en step-pool alors que d'autres sont plutôt caractéristiques des séquences

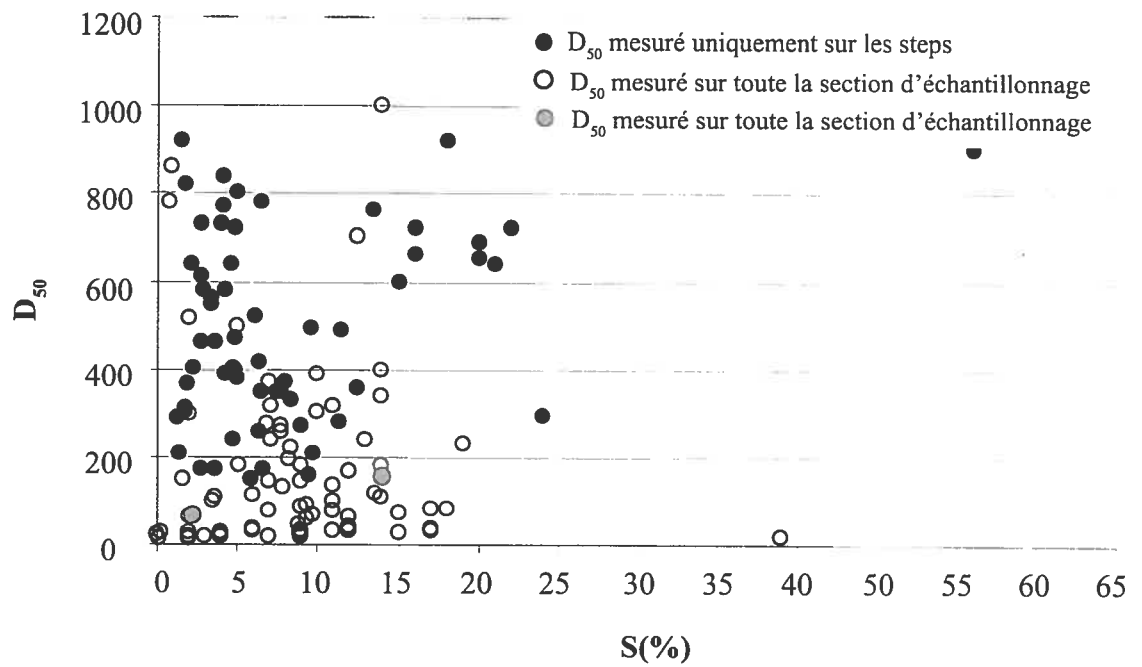


Figure 2.47. Pente et taille de particules correspondant aux step-pools investigués en milieu naturel. Les données sont tirées des études présentées au tableau 2.1. Les points rouges représentent les step-pools à l'étude dans cette thèse.

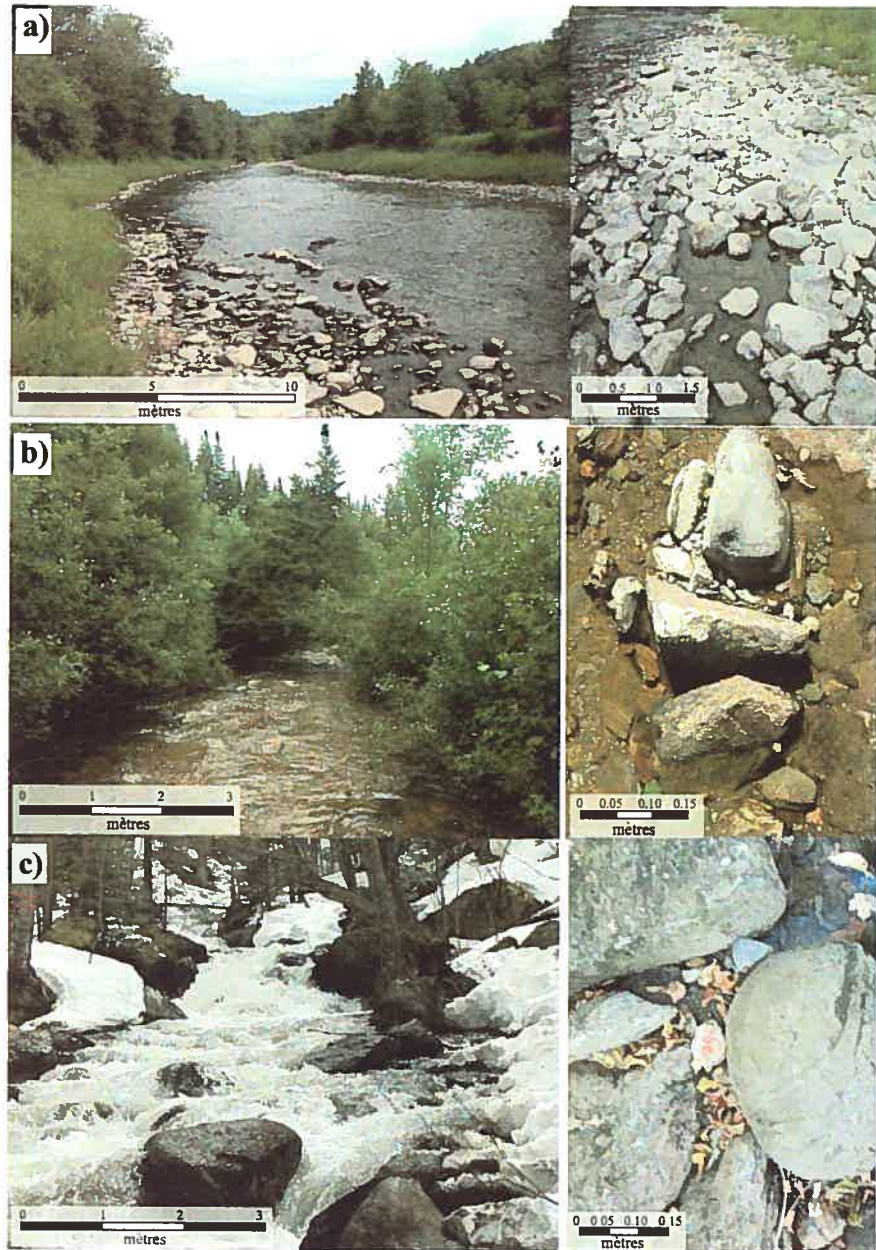


Figure 2.48. Rugosité des différents sites à l'étude à l'échelle du tronçon de cours d'eau (photos de gauche) et à l'échelle des grains (photos de droite): a) Eaton Nord (vue vers l'amont), b) ruisseau Moras (vue vers l'aval), et c) ruisseau Spruce (vue vers l'amont). Les échelles sont approximatives.

seuil-mouilles. Le dernier site, le ruisseau Spruce, est un step-pool classique caractérisé par des changements morphologiques fréquents dans le profil longitudinal du ruisseau. Les pentes locales sont fortes et la morphologie du chenal est en grande partie contrôlée par les blocs de taille métrique.

Les sites choisis possèdent certaines similarités. Ils sont tous localisés au sud du St-Laurent dans la région des Appalaches (Fig. 2.49). Les cours d'eau sont recouverts de glace durant la saison hivernale, ce qui affecte l'érosion des berges et du lit. Les régimes d'écoulement répondent à la fonte des neiges entre la fin mars et avril, et aux fréquences de précipitation plus abondantes à l'automne. On note aussi des crues pendant la période estivale, surtout lorsque les conditions antécédentes sont humides dans le bassin versant. Malgré les proportions changeantes, les sites choisis sont tous caractérisés par un lit rugueux où la taille des particules varie des sables aux blocs. Dans chacun des cours d'eau, les particules forment des structures organisées que l'on retrouve à différentes échelles. Les sédiments transportés proviennent majoritairement de l'érosion des berges et du lit. Les matériaux sont sédimentaires et comprennent surtout des schistes et des grès ayant une densité qui varie entre 2.5 et 3.2 g/cm³. Il existe aussi d'importantes différences entre la taille du bassin versant de chacun des sites (Tab. 2.2). Cette taille affecte considérablement le temps de réponse du cours d'eau aux précipitations. La pente sur toute la longueur de chacun des cours d'eau s'étend de 0.7 à 8% (Fig. 2.50) et l'on observe des différences dans la forme du chenal. Ces différences se manifestent par la profondeur et la largeur moyenne du chenal au niveau plein bord.

TABLEAU 2.2 *Principales caractéristiques des bassins versants et des sites à l'étude.*

	Eaton Nord	Moras	Spruce
Aire du bassin versant (km²)	287.1	18.5	3.2
Occupation forestière (%)	89	70	93
Longueur du cours d'eau (km)	29.5	8	2.8
Altitude du site (m)	257	400	520
Pente du cours d'eau (%)	0.7	2.3	8
Largeur moyenne plein bord (m)	30.5	6.6	6.0
Profondeur moyenne plein bord (m)	1.25	0.55	0.45
D₅₀ (mm)	94	70	160
D_{max} (mm)	308	472	870

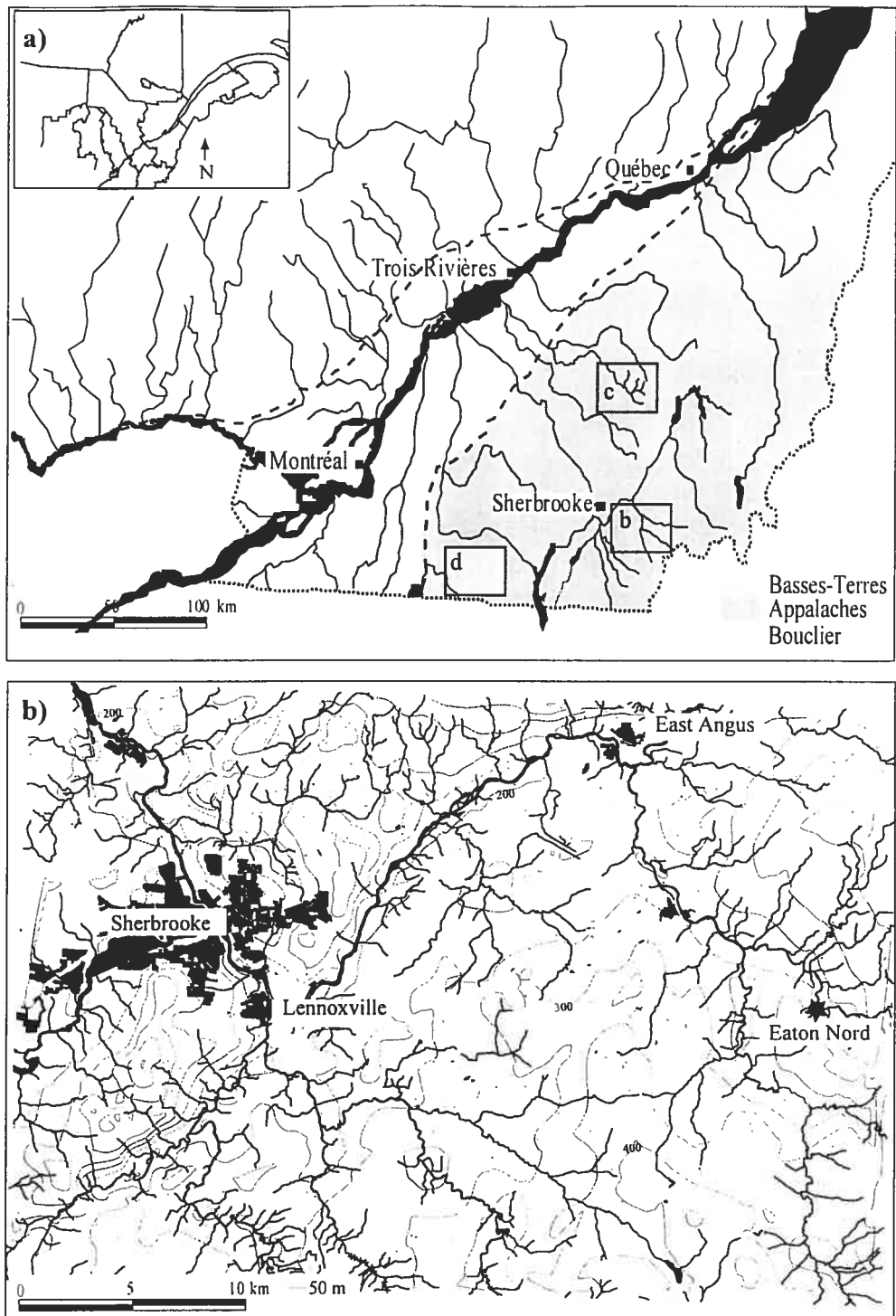


Figure 2.49. Localisation des sites d'échantillonnage: a) sud-ouest du Québec b) Eaton Nord, c) ruisseau Moras, d) ruisseau Spruce. Les données en b, c) et d) sont respectivement extraites des cartes topographiques 21E05, 21E13 et 31H02 versions au 1:50 000 (Ressources naturelles du Canada, 1998).

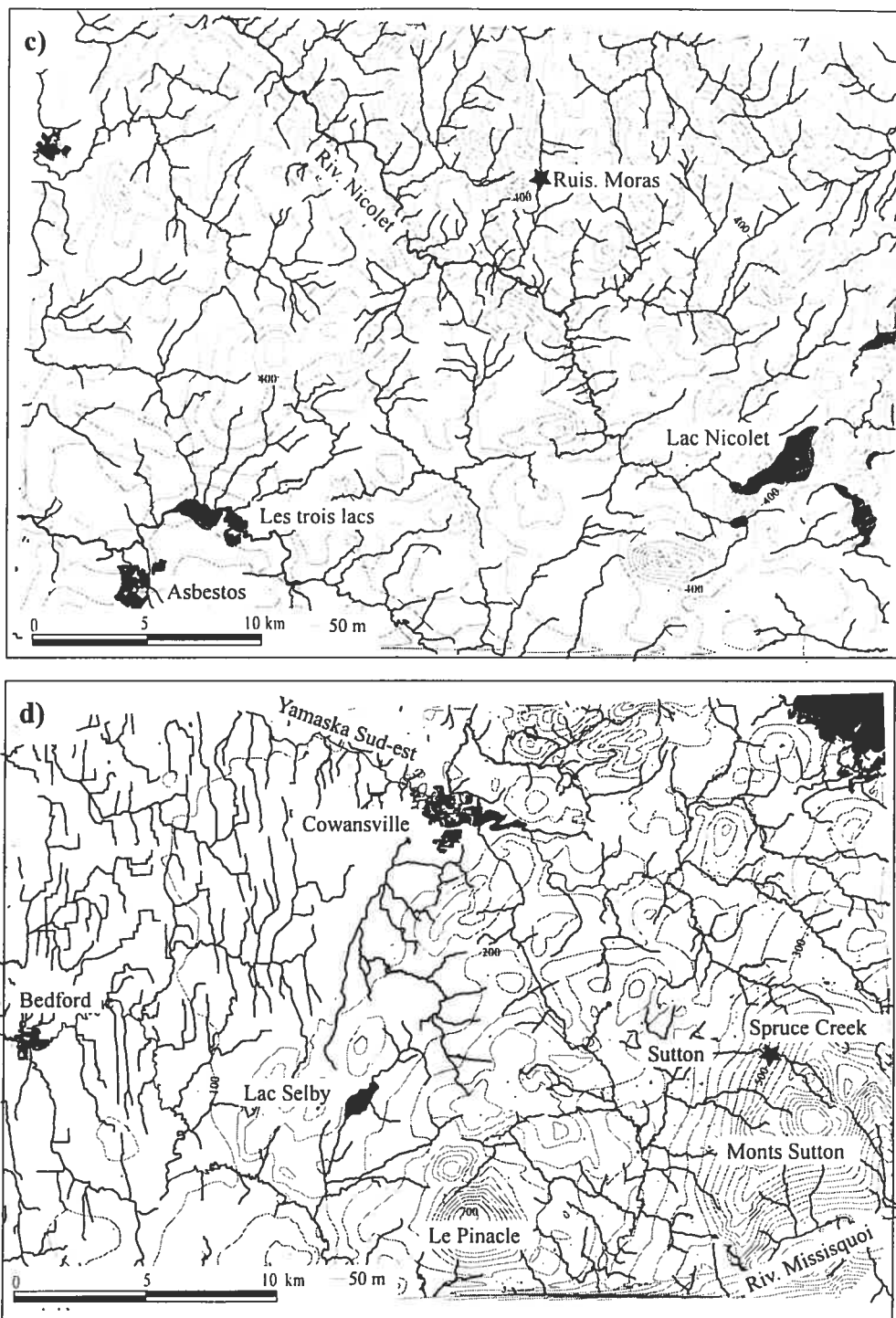


Figure 2.49. suite.

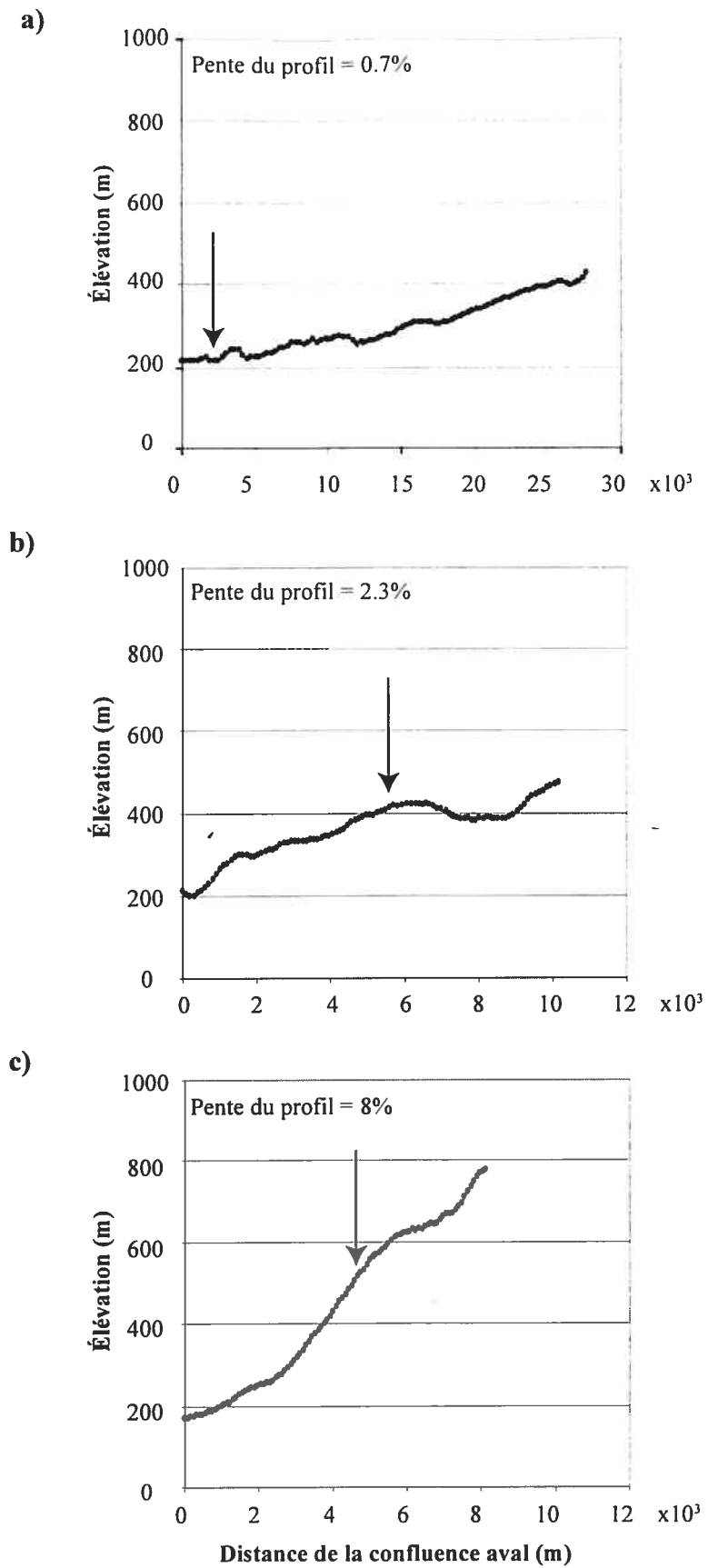


Figure 2.50. Profil longitudinal et pente des cours d'eau: a) Eaton Nord, b) ruisseau Moras, c) ruisseau Spruce. Les données présentées sont extraites des cartes topographiques.

Les données présentées dans les chapitres de la thèse proviennent d'un ou de plusieurs de ces sites. Le ruisseau Moras est notre principale source de données. Étant donné sa morphologie en step-pool, le ruisseau Spruce est un site que l'on compare au Moras, notamment en ce qui a trait au transport des sédiments et à la description des liens entre le transport, la morphologie et l'écoulement dans les step-pools. Parce qu'il présente la morphologie la plus rugueuse, le ruisseau Spruce a été retenu pour évaluer la qualité des mesures de vitesse de l'écoulement échantillonnées à l'échelle du tronçon. Enfin, les données topographiques échantillonnées sur l'Eaton Nord sont uniquement utilisées au chapitre 4. Conjointement avec celles récoltées sur les deux autres sites, elles permettent de conclure sur la validité des conditions d'échantillonnage topographique pour la quantification de la rugosité des lits graveleux.

2.7.1 L'Eaton Nord

La rivière Eaton Nord est située à une altitude de 257 m dans la région de l'Etrie au sud-est de Montréal (Québec) (Fig. 2.51a). Le bassin versant de l'Eaton Nord occupe une superficie de 287.1 km et la longueur totale du cours d'eau est de 29.5 km. Le bassin versant est caractérisé par une zone forestière qui occupe près de 89% de l'espace ainsi que par une zone agricole. En plus des activités de villégiature, de pêche et de chasse, l'extraction de minerai et de graviers sont des activités économiques dominantes. Le réseau de drainage en amont du bassin versant définit la ligne de partage des eaux transfrontalières. L'Eaton Nord draine les eaux vers la St-François. La nature des dépôts sur l'ensemble du bassin versant varie de la roche en place, aux dépôts fluvioglaciers et glaciolacustres, au till indifférencié et aux alluvions récentes et anciennes. Dans la section d'échantillonnage, la surface du lit est principalement caractérisée par des tailles de particules allant des sables aux cailloux. Le D_{50} à la section d'échantillonnage est de 94 mm. Les particules plus fines s'accumulent dans les mouilles et les particules plus grossières se regroupent pour former des structures sédimentaires comme les amas de galets et des alignements transversaux. La forme légèrement asymétrique de la coupe transversale montre aussi la présence de bancs le long des berges.

a)



b)



c)

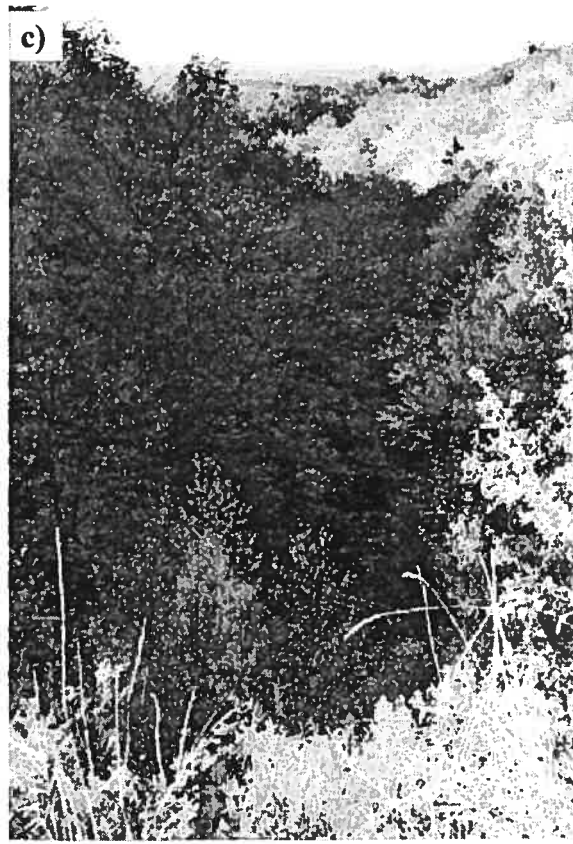


Figure 2.51. Vue sur le bassin versant en aval du site d'échantillonnage : a) Eaton Nord, b) ruisseau Moras, c) ruisseau Spruce.

2.7.2 Le ruisseau Moras

Le ruisseau Moras se trouve à une altitude de 400 m dans la région des Bois Francs à 250 km au sud-est de Montréal (Qc) (Fig. 2.51b). Le bassin versant du ruisseau Moras occupe une superficie de 18.5 km² en milieu rural. Le cours d'eau a une longueur totale de 8.0 km et une pente de 2.3%. Le bassin versant du ruisseau Moras est caractérisé par une zone forestière de près de 75%. Quelques champs sont ouverts pour l'agriculture, notamment pour l'élevage du bovin, les pâturages et le maïs, mais de façon très extensive. La coupe forestière comme l'extraction de graviers sont des activités locales importantes à l'échelle du bassin versant. L'apport de sédiments au cours d'eau provient des dépôts meubles formés d'un till indifférencié. Le till est composé d'un mélange de matériaux de granulométrie et de proportion variable allant des argiles aux blocs. En tête de bassin versant, le ruisseau Moras montre une morphologie en step-pool en transition vers une séquence seuil-mouille lorsque la pente locale est plus faible et les particules du lit moins grossières. Dans la portion amont, on observe quelques affleurements de roche en place. Toutes les campagnes d'échantillonnage ont été effectuées à l'intérieur d'un tronçon de cours d'eau qui s'étend sur une distance de 130 m où le D_{50} est de 70 mm.

2.7.3 Le ruisseau Spruce

Le ruisseau Spruce est un cours d'eau de tête qui se trouve à une élévation de 520 m sur le flanc du Mont Sutton, qui culmine à 968 m dans la région de l'Estrie (Qc) (Fig. 2.51c). Le Mont Sutton fait partie de la chaîne Sutton-Notre-Dame et représente la continuation au Québec des Montagnes Vertes aux États-Unis. Le bassin versant est essentiellement forestier (93%) et protégé par le Parc d'environnement Naturel de Sutton qui promeut la conservation transfrontalière du paysage appalachien. Il borde un circuit de sentiers pédestres et voisine près d'une cinquantaine de pistes de ski de fond et alpin. Le bassin versant a une superficie de 3.2 km² et la longueur du ruisseau est de 2.8 km. Le ruisseau Spruce draine les lacs Spruce, Vogel et Mud Pond situés à une altitude de 750 m. Les dépôts proviennent essentiellement de la roche en place et d'un till mince. La pente de la totalité du cours d'eau est de 8%. Le ruisseau est caractérisé par une morphologie en step-pool. La surface du lit est composée de blocs, de cailloux et de graviers, ces derniers étant particulièrement présents dans les zones de surcreusement.

2.8 CONCLUSION

L'étude des step-pools contribue à l'évolution de nos connaissances des cours d'eau à lit de graviers. Seulement, à cause de la pente, la rugosité des step-pools et de leur régime hydraulique, peu de travaux ont permis de quantifier leur dynamique. Les données de qualité récoltées à une haute résolution spatiale et temporelle sont rares, ce qui rend difficile la description des processus qui lient la morphologie, le transport des sédiments et l'écoulement. Cette thèse vise à combler ces lacunes en présentant des outils, des approches et des stratégies d'échantillonnage pour décrire et quantifier l'organisation du lit, pour suivre le mouvement des particules dans le chenal ainsi que pour mesurer le transport des sédiments.

PARAGRAPHE DE LIAISON A

Les études sur le transport des sédiments ont montré qu'il existe de nombreuses difficultés lors de l'échantillonnage du matériel transporté, particulièrement en rivières à lit de graviers (Carling *et al.*, 1998). Par exemple, la validité des taux de transport estimés à partir des échantillonneurs Helley-Smith s'avère constamment remise en question (Sterling et Church, 2002; Bunte *et al.*, 2005). Leur utilisation dans des milieux beaucoup plus rugueux que ceux pour lesquels ils ont été développés intervient dans la qualité des estimations (Sterling et Church, 2002). À cause de ces difficultés, le suivi des particules est donc une approche alternative particulièrement intéressante dans la description de la dynamique du transport des sédiments (Ferguson et Wathen, 1998). Or, les méthodes de traçage de particules les plus simples (ex. peinture et particules magnétiques) sont souvent peu convaincantes puisqu'elles ne résultent (sauf exceptions) qu'en de faibles pourcentages de récupération post-événement. Elles offrent aussi un potentiel très limité pour les études à moyen et long terme. Le premier article présente une revue de la littérature des techniques de traçage des particules individuelles, soulève la question de la performance de ces différentes techniques et identifie les problèmes qui sont typiquement associés au marquage et au traçage des particules en rivières à lit de graviers. Cette revue mène à la proposition d'une méthode nouvelle pour le suivi des particules en rivière à lit de graviers : l'utilisation de traceur passif à circuit intégré (PIT). La méthode a récemment aussi été testée avec succès par Nichols (2004). Dans l'article, la stratégie d'implantation des émetteurs et les paramètres d'échantillonnage est décrites, les avantages d'utiliser des PITs comme traceur sont clairement définis et l'efficacité de l'approche est évaluée par le biais de pourcentages de récupération obtenus dans un cours d'eau graveleux. La technique peut être appliquée à plusieurs formes de transport particulaire. Elle pourrait permettre de suivre le déplacement des particules dans divers environnements fluviaux ou côtiers. Dans le cadre de la thèse, cet article propose un premier outil méthodologique pour la caractérisation de la dynamique du transport de sédiments dans les rivières de matériel grossier comme les systèmes en step-pool. Il suggère aussi la possibilité d'établir des liens entre le mouvement des particules, la morphologie du cours d'eau et l'écoulement (chapitre 5 et 7).

CHAPITRE 3: USING PASSIVE INTEGRATED TRANSPONDER (PIT) TAGS TO INVESTIGATE SEDIMENT TRANSPORT IN GRAVEL-BED RIVERS.

3.1 INTRODUCTION

Sediment transport is central to the understanding of morphological change in alluvial rivers. Traditional methods of estimating sediment transport rates include Helley-Smith samplers and bedload traps. While designed to work in gravel-bed rivers (Sterling and Church, 2002), these methods are difficult to deploy in rivers characterized by irregular beds with a complex organization of highly heterometric particles (Arkell *et al.*, 1982; Schmidt and Ergenzinger, 1992b; Schmidt and Gintz, 1995). Additional problems are associated with high loads of coarse particles as they are inadequately measured with the existing measuring devices (Ergenzinger and Conrady, 1992). Because the movement of the coarse fraction of sediments is spatially variable and sporadic in gravel-bed rivers, transport rates estimated from *in situ* measurements are difficult to interpret (Ferguson *et al.*, 2002). Individual particle tracking represents an alternate approach to the study of gravel movement in rivers (Ferguson and Wathen, 1998). This approach has been used to complement the information gathered from bedload samplers and traps (Church and Hassan, 1992; Church and Hassan, 2002). However, existing techniques to track displacements of individual particles are limited by problems such as cost, low recovery rates, and rapid deterioration of the tracking device, making long-term studies with representative samples difficult or untenable. The objective of this paper is to introduce a new technique to track individual particles that overcomes many of the limitations of existing methods.

3.2 BACKGROUND

Programs to track individual particles in rivers began in the 1960s. Active and passive tracer techniques played a significant role in the investigation of bedload movement. Several studies have focused on the relation between distance of movement and particle size (e.g. Helley, 1969; Butler, 1977; Ergenzinger *et al.*, 1989; Church and Hassan, 1992; Hassan and Church, 1992b; Hassan *et al.*, 1999; Pyrce and Ashmore, 2003a). Other programs have investigated entrainment thresholds of clasts in natural settings

(Petit, 1987; Schmidt and Ergenzinger, 1992a; Ergenzinger and Conrady, 1992; Barta *et al.*, 1994; Chase, 1994; Wilcock *et al.*, 1996; McNamara and Borden, 2004), pathways of individual particles during transport (Laronne and Duncan, 1992; Habersack, 2001), hydraulic sorting by particle size or shape (Carling, 1987; Hattingh and Illenberger, 1995; Ferguson and Wathen, 1998), downstream fining of the surface material (Ferguson and Hoey, 2002), sediment bedload fluxes (Wilcock, 1997), and particle mobility over different timescales (Ferguson *et al.*, 2002). An exhaustive review of tracer techniques as applied to fluvial and coastal environments is presented in Sear *et al.* (2000). This section only reviews the use of painted particles, magnetization, and radio-transmitter tracers to document the behavior of clasts transported in gravel-bed rivers and describe the passive integrated transponder (PIT).

Painted particles were the first tracer technique used in gravel-bed rivers. This simple technique consists of using colors to classify particles according to morphological properties such as shape, size, and density (Carling, 1987; Hattingh and Illenberger, 1995) or by morphological unit (Petit, 1987; Chase, 1994). Painting is inexpensive, and a large number of particles can be used. However, recovery rates are generally low (Schmidt and Ergenzinger, 1992a), ranging between 5% and 50% (Tab. 3.1). They decrease rapidly as particle size diminishes because of the visual nature of the recovery process (Laronne and Carson, 1976) and the loss of particles buried within the substrate (Butler, 1977). Painted particles have a very short lifetime, owing to the abrasion of the painted surface. This technique is not applicable to the long-term investigation of sediment transport (Ferguson and Wathen, 1998) and has limited potential (Sear *et al.*, 2000).

The introduction of the passive magnetic tracer technique, both for particles with natural magnetic properties or those with implanted magnetic cores, has opened new possibilities (Ergenzinger *et al.*, 1989). A broad range of particles sizes within the same system can be used (Arkell *et al.*, 1982). After sediment transport events, tagged particles are recovered with a magnetometer (Hassan *et al.*, 1984; 1999). In ideal

conditions, recovery rates can be as high as 90% (Ashworth and Ferguson, 1989), but in general they range between 25% and 70% (Tab. 3.1).

TABLE 3.1 *Some recovery rates obtained from field studies using painted particles and magnetic tracers. See table 8.1 in Hassan and Church (1992b) for other results obtained in studies previous to 1988.*

Authors	Tracer method	Grain-size representation (<i>b</i> axis in mm)	Recovery rates (%)
Sear (1992; 1996)	Painted	18 to 150	35 to 100*
Hattingh and Illenberger (1995)	Painted	28 to 82	48
Ashworth and Ferguson (1989)	Painted	24 to 238	26 to 89*
Haschenburger and Wilcock (2003)	Magnet	16 to 256	5 to 30*
Church and Hassan (2002)	Magnet	16 to 500	70
Ferguson and Wathen (1998)	Magnet	16 to 256	61
Hassan <i>et al.</i> (1999)	Magnet	18 to 90	28
Schmidt and Gintz (1995)	Magnet	30 to 170	71 to 95*
Laronne and Duncan (1992)	Magnet	n/a	75
Hassan <i>et al.</i> (1991)	Magnet	30 to 180	55 to 93

*The recovery rates are function of the magnitude of the flood, the number of floods, and/or the number of reaches investigated in the study.

Magnetic particles can be recovered to a burial depth of 1 m within the substrate (Schick *et al.*, 1988; Laronne and Duncan, 1992; Warburton and Demir, 2000). The limitations associated with magnetic tracers are: 1) the time necessary to extract particles from the bed in order to identify individual particles (Sear *et al.*, 2000) and 2) the confounding factor of naturally occurring magnetic material where implanted magnetic cores are used (Schmidt and Ergenzinger, 1992a; Church and Hassan, 2002).

Radio-tracking is an active technology in which individual grains can be precisely located as they move along the river bed. Particles are equipped with radios transmitting at different frequencies, enabling multiple particles to be tracked separately (Chacho *et al.*, 1994). Radio-tracking systems have been developed to detect the passage of the transmitters at a specific cross section or to locate the particle in 3D space using portable antennas (Ergenzinger *et al.*, 1989). Additionally, using the relationship between the intensity of the signal and distance, it is possible to record the state of the particles (i.e. in motion or at rest) along with positional data (Habersack, 2001). Tagged particles are easily detected over a distance of 100 m and up to a burial depth of 0.6 m within the substrate (Ergenzinger *et al.*, 1989). Although Ergenzinger *et al.* (1989) were able to

pinpoint the location of the tagged particles within a 0.7 m diameter circle with a portable antenna, typical detection resolutions are greater than 2 m (Sear *et al.*, 2000). A considerable limitation is the internal battery required to power the tracers. The battery limits the minimum size of the tagged particles and controls the duration of the experiments, because the lifetime of a transmitter usually ranges between three months and two years. In a given experiment, the number of tagged particles is generally less than 20 owing to the relatively high cost of each radio-transmitter.

Passive integrated transponders have become increasingly popular since their introduction in the early 1980s (Feldheim *et al.*, 2002). These tags are a RFID (radio frequency identification system) technology used to positively identify individuals. Initially designed as part of an automotive security system, they were quickly applied in biology, particularly as an animal tracking device. In a fluvial environment, PIT tags have been used extensively to monitor the displacements of fish, to describe their behavior and habitat use, to help understand population dynamics (Prentice *et al.*, 1990; Armstrong *et al.*, 1996; Skalski *et al.*, 1998; Roussel *et al.*, 2000; Downing *et al.*, 2001; Zydlewski *et al.*, 2001; Bruyndoncx *et al.*, 2002), and recently to quantify the displacement of individual particles (Nichols, 2004).

Passive integrated transponders offer several advantages for the tracking of individual sediment particles. First, each transponder can be encrypted with its own unique identification code. This allows detailed analysis of individual clast movements. For instance, displacements can be correlated with section-averaged or local values of hydrodynamic forces in rivers. Second, PIT tags are robustly constructed, designed to withstand vibration and shock and to be insensitive to temperature changes and humidity. PITs also have the advantage of being inexpensive (3 US dollars per PIT), meaning that a large number of individuals can be tagged and tracked. Finally, because they are batteryless, they appear to have an unlimited life span and they could be useful in either short-term or long-term studies. The manufacturer's quote for PIT tags longevity is 50 years (Texas Instruments, 1996). The objective of this paper is to demonstrate the use of PIT tags for tracking individual sediment particles in gravel-bed

ivers. This technique is a new approach to the study of the dynamics of sediment transport, and it provides significant advantages over existing individual sediment tracking techniques. Possible applications of PIT tags include the displacement distances, the characterization of active sediment layer, and the investigation of the development and maintenance of sedimentary structures in rivers.

3.3 DESCRIPTION OF PIT TAGS

We used PIT tags developed by TIRIS Technology and distributed by Texas Instruments. We chose PITs of 23.1 ± 0.5 mm long and 3.85 ± 0.5 mm in diameter, although other sizes exist (Fig. 3.1). We used the RI-TRP-WRHP read and write version, which allows identification codes to be changed by the user. The tags consist of glass-encapsulated pulse transponders that are hermetically sealed. The transponder is composed of a ferrite core, a charge capacitor, a resonance capacitor, and the integrated circuit. The antenna inductance and the resonance capacitor form a high-quality resonant circuit (Texas Instruments, 1996). Orientation of the transponder does not affect the range detection in our applications.

PITs require a reading and a control unit to be activated and detected. An electromagnetic signal sent by the control unit powers the passive transponder and transmits the identification number to the reader unit. During the powering phase, an interrogator generates the electromagnetic field at a frequency of 134.2 kHz. The integrated circuit energizes the resonant circuit of the transponder and rectifies the induced voltage to charge the capacitor (Texas Instruments, 1996). The transponder detects the end of the charge burst. It then transmits its data using frequency shift keying and the energy stored in the capacitor, after which the capacitor discharges. The reader unit connects to the control unit, powered by a rechargeable 12 V DC lead-acid battery, and to the open loop inductor antenna, which generates the energizing electromagnetic field and receives the transmitted signals from the transponder. The antenna can have various configurations. Here, we used a circular antenna with a diameter of 0.50 m (Fig. 3.1). A PVC tubing frame protects the wires connecting the antenna to the control unit. The control unit also connects to a Palmtop computer. Whenever a transponder is

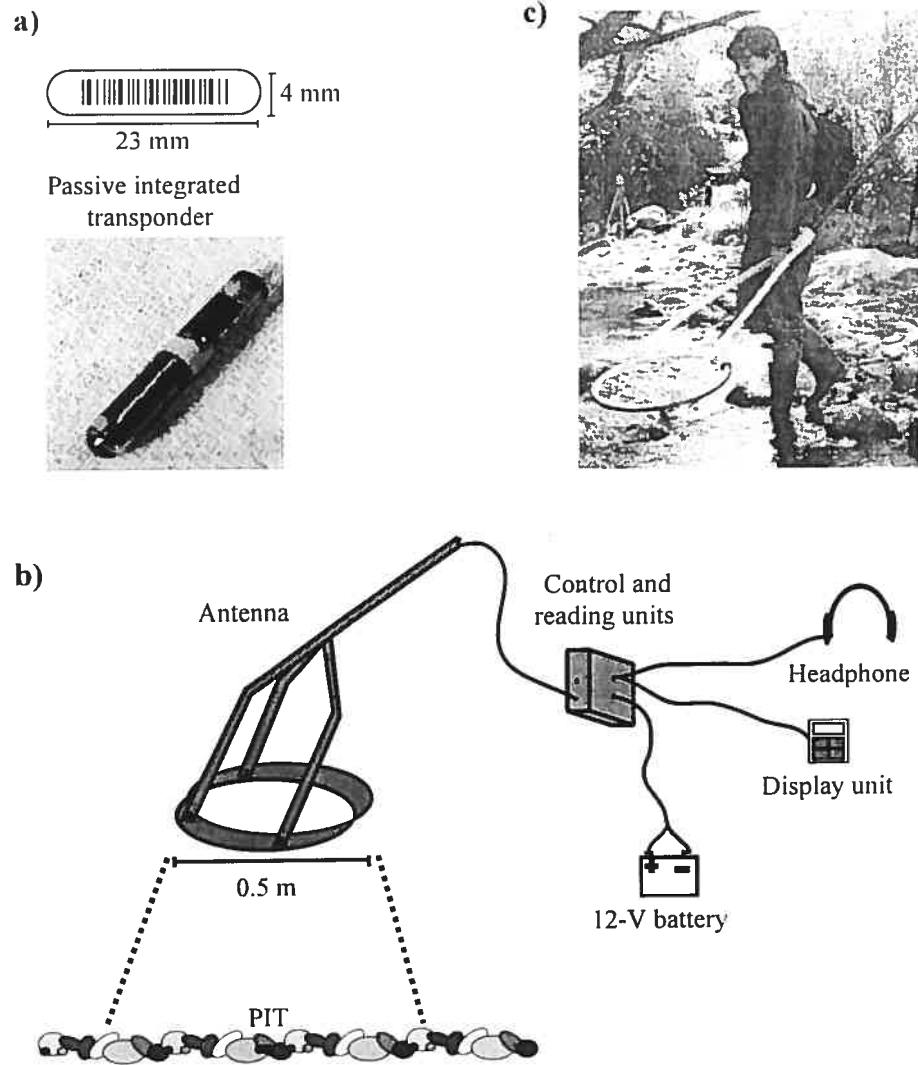


Figure 3.1. Experimental design: a) passive integrated transponder, b) portable reading unit of PIT tags (components are not to scale), and c) field test demonstration.

detected in the antenna field, an alarm circuit on the control module sends a loud tone and the transponder code sent from the reading unit is displayed on the Palmtop. When the antenna is close to the transponder, the strength of the signal amplifies. In the field, the control and reading units and the battery are in a backpack (Fig. 3.1). Because the Palmtop can be fixed to the wrist, one person can manipulate the entire device.

When the antenna is set horizontal with respect to the river bed, the optimal vertical distance of detection above the surface is 0.5 m. A blind test was done to quantify the average range of detection in four directions around a PIT and to estimate the error associated with the detection. The PIT was at (0, 0) in the grid. We moved the antenna toward the PIT tag and we noted the location where the identification number of the tracer was displayed. For each direction, 25 repetitions of the test were done. In laboratory conditions, the average lateral detection was a circle of 0.4 m in diameter. The average standard deviation of the detection was 0.06 m.

PIT tags were inserted into holes (6 mm by 30 mm long) drilled in natural clasts. To protect the PIT and seal the hole, stonework silicone was used, because it is not affected by humidity or freezing. It is also a non corrosive product and does not affect the glass capsule of the transponder. The silicone should remain in good condition during long-term studies. Before the tagged particles were put back into the river bed, the silicone was allowed to cure and each transponder was encrypted with a unique identification number. These numbers were associated with a database containing particles measurements (weight, axis lengths, lithology) and their initial location coordinates on the river bed.

3.4 FIELD SITE

The efficiency of the portable device in detecting tagged particles was evaluated in a 130 m reach of Moras Creek, a shallow gravel-bed river located near Notre-Dame-de-Ham (Québec) (Fig. 3.2). The channel average width is 7 m and the mean depth is 0.6 m at bankfull stage (Tab. 3.2). The bed has a mean gradient of 2.3%. D_{50} of the particles over the reach is 70 mm. The river has a nival flow regime where high competent

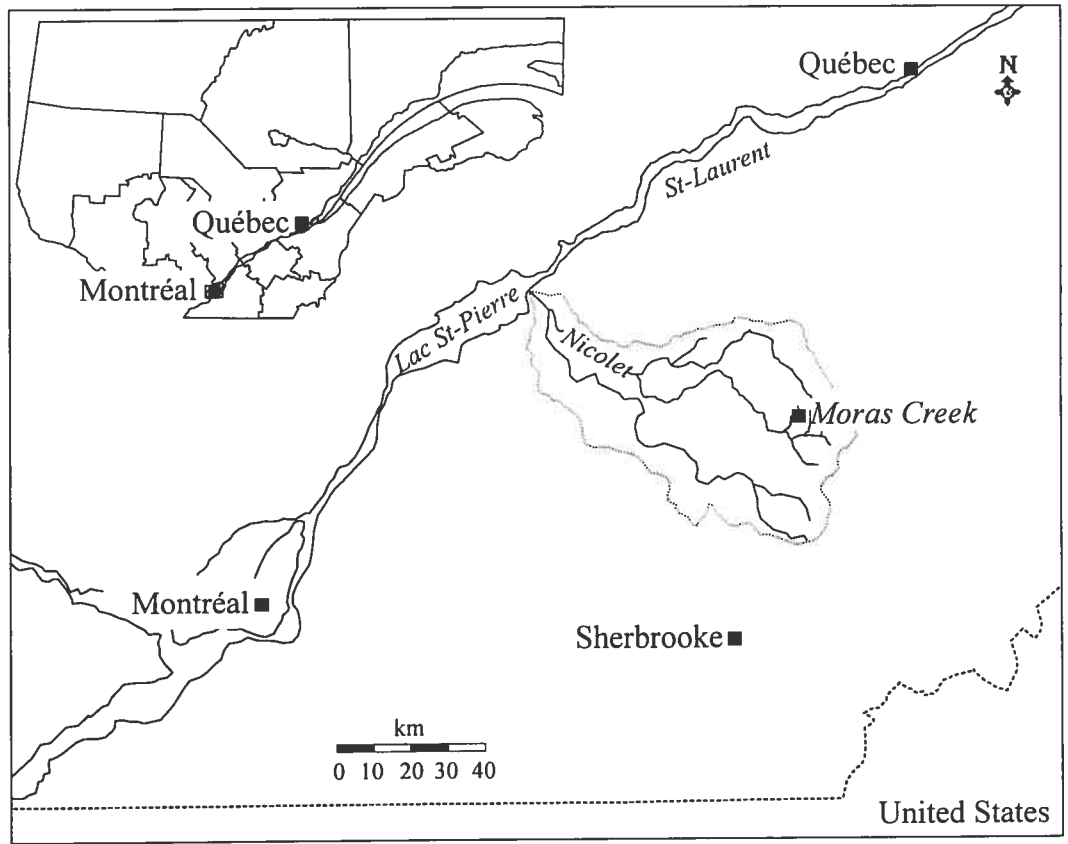


Figure 3.2. Location of Moras Creek in Québec (Canada).

discharges are observed after the snowmelt period and in fall. Less frequent sediment transport episodes also occur on occasion during exceptional precipitation events in the summer. Bankfull discharge is close to $2.4 \text{ m}^3/\text{s}$.

TABLE 3.2 *Hydrological and morphological characteristics of Moras Creek at high and low flow conditions.*

	Low flow	High flow
Average depth (m)	0.28	0.55
Average width (m)	5.6	6.6
Discharge (m^3/s)	0.08	2.41
Unit stream power (W/m^2)	2.6	119.0
D_{16} (mm)		34
D_{50} (mm)		70
D_{84} (mm)		167
Slope (%)		2.3
Reach length (m)		130

The studied reach can be divided into three distinct morphological units. In the upstream section, the spatial organization of the bed is controlled by large boulders (Fig. 3.3). The bed is characterized by ribs oriented transverse to the flow direction (Lamarre and Roy, 2001). Microscale sediment structures such as pebble clusters and step pools are characteristic of the section. In the middle reach there is a 30 m-long-bar along the right bank. A shallow pool occupies the left-hand side of the channel. The downstream reach has characteristics very similar to those of the upstream reach. There are several isolated boulders that anchor complex bed structures such as clusters and ribs.

3.5 SAMPLING STRATEGIES AND PRELIMINARY RESULTS

204 particles were collected from a bar in Moras Creek for tagging. The size distribution of these particles is close to that of the particles composing the bed (Fig. 3.4), although two limitations prevented a perfect match. Firstly, particles with a b axis smaller than 40 mm are too small to accommodate a PIT tag. Secondly, particles larger than 250 mm are difficult to bring back to the laboratory because of their excessive size, although this limitation could be overcome by inserting PIT tags into boulders directly in the field. Field drilling is feasible but would necessitate a generator and low flow conditions. The particles were measured, drilled, and tagged over three days in the laboratory. The weight of the tagged particles ranged between 100 and 10 500 g. Their



Figure 3.3. The bed of Moras Creek is composed of highly heterometric particles and the morphology is controlled by boulders and pebble clusters.

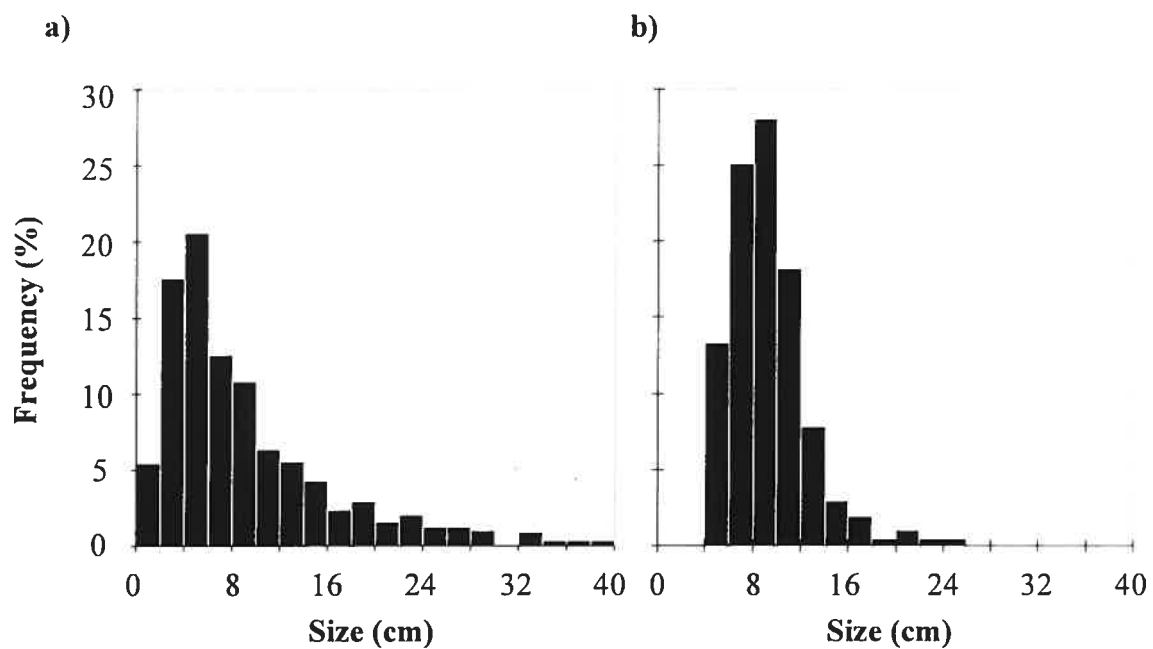


Figure 3.4. Grain-size distribution of surface material (b axis): a) Moras Creek and b) tagged particles.

mean density, as estimated from the volume displacement measured in a bucket of water, is 3.1 g/cm^3 . The particles are metamorphic and sedimentary rock fragments derived from a glacial till. Table 3.3 presents a summary of the properties of the tagged particles.

TABLE 3.3 *Characteristics of the tagged particles.*

	<i>a</i> axis (mm)	<i>b</i> axis (mm)	<i>c</i> axis (mm)	Weight (g)	Density (g/cm^3)
Minimum	27	42	17	100	2.1
Maximum	411	252	143	10 500	4.0
Mean	142	93	43	986	3.1
Standard deviation	50	34	21	1390	0.4

On 11 September 2003, tagged particles were inserted into the river bed. Of the 204 tagged particles, 180 were systematically located along 36 cross sections. Twenty-four particles were randomly located in the middle section of the reach (Fig. 3.5). This strategy aimed at initially separating the particles in order to detect the code of each clast more easily. The spatial coordinates of the location of each particle were recorded using a Trimble Robotic Total Station (model 5600DR). The precision of this instrument is on the order of millimeters in three dimensions. All attempts were made to respect the natural organization of the particles on the bed when tagged particles were replaced on the bed surface. This included size sorting of sediment and imbrication of particles in clusters. Some particles were also placed in open positions on the bed surface.

Particle locations were measured after two hydrologic events that moved bed particles and changed substantially the morphology of the bed, each of which had a discharge close to $2.5 \text{ m}^3/\text{s}$. The tagged particles were recovered at low flow on 27 November 2003 and on 28 April 2004. In both cases, bed scanning using the antenna could be done in a single day (approximately seven hours) using one person to locate the tagged particles and another to register the location of the recovered tracers with the total station. The rates of recovery were 96% after the first event and 87% after the second. From the maps, we see that most marked particles have moved after two sediment transport events and that some areas where clasts tend to cluster appear to develop (Fig. 3.5).

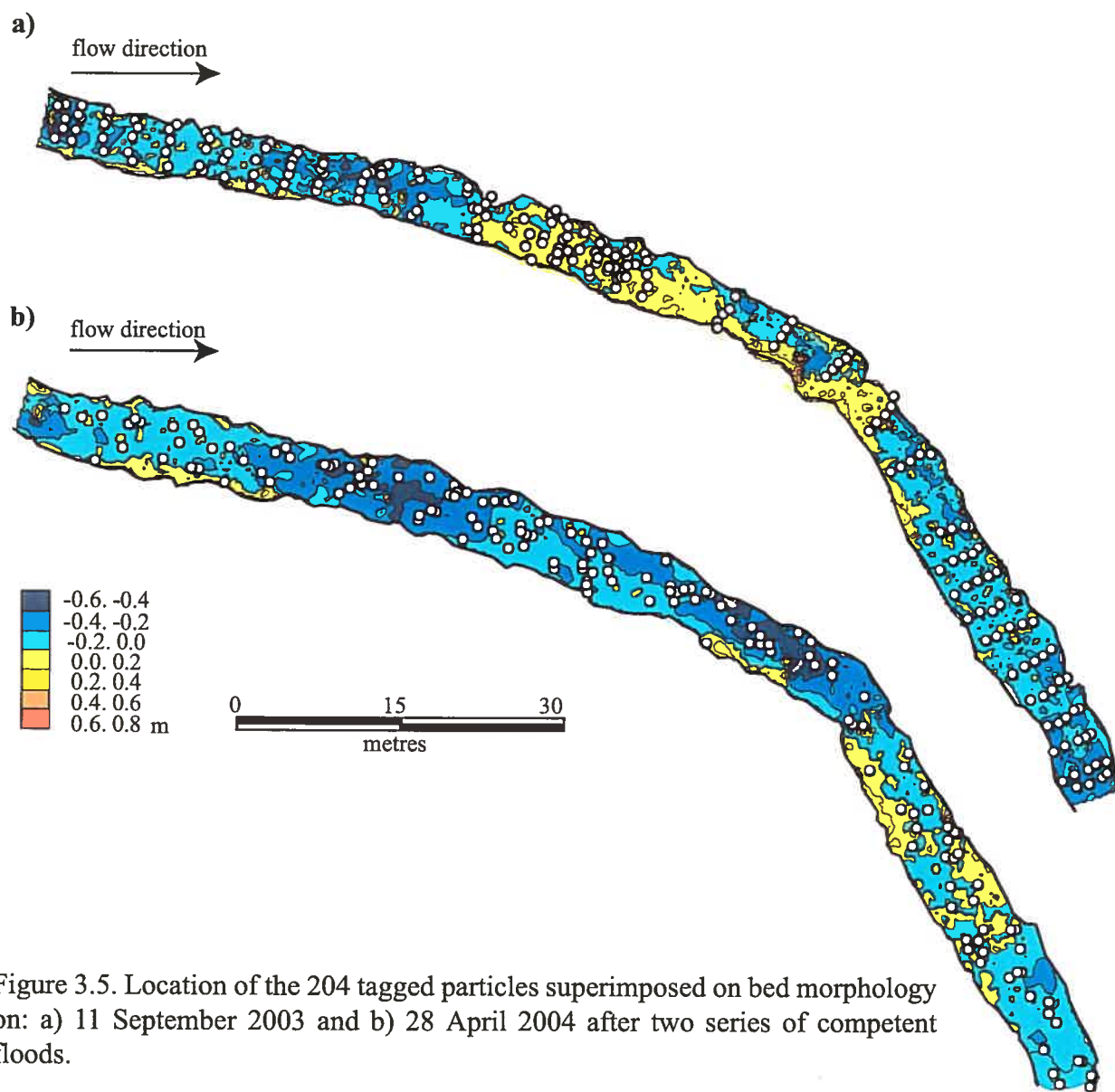


Figure 3.5. Location of the 204 tagged particles superimposed on bed morphology on: a) 11 September 2003 and b) 28 April 2004 after two series of competent floods.

Interestingly, tagged particles tend to form distinct small-scale alignments that are oriented more or less perpendicular to the flow.

3.6 ADVANTAGES AND UNCERTAINTIES OF USING PIT TAGS AS PARTICLE TRACERS

PIT tags provide a number of advantages for the investigation of sediment transport processes in gravel-bed rivers. Foremost is the unique ability to link individual particles with displacement vectors. This allows investigations of the development of sedimentary structures and the role of local flow-field properties. The use of PIT tags also opens new possibilities, including its applicability to a wide range of particle sizes and shapes and to very large sample of particles owing to its affordable cost. The size distribution of the tagged particles can therefore be quite close to that of the bed material. Finally, insertion of PIT tag into clasts is easy and rapid, and the detection procedures are reliable, which are essential in both short-term and long-term investigations of sediment transport. The dynamics of a reach may be studied for many years with repeated injections of tagged particles.

The high recovery rates of tagged particles in this study demonstrate the effectiveness of using PIT tags to study the movement of individual particles. These rates are considerably higher than studies to date with a comparable sample size. However, a number of improvements could be made to obtain even better recovery rates. We observed that undetected particles were either: 1) too close to other tagged particles, 2) buried deeply within the substrate, or 3) moved outside of the sampling section. We review here some adjustments to the experimental design and sampling strategies which could reduce errors and uncertainties in future applications of the technique.

A first source of error during detection occurs when two particles are in the same detection range leading to mixed signals. Too many transponders in a reach generate some confusion. As a result more time may be required during detection to isolate and locate the particles. This problem could be corrected: 1) by reducing the sample size of tagged particles with the reach size or 2) by reducing the detection range of the antenna in order to lower the probability that more than one tagged particle is in the detection

area. A smaller lateral detection range has the advantage of increasing the vertical detection range (the depth at which particles can be detected in the substrate) but the disadvantage of increasing the time required to complete a survey. A compromise is necessary between the range of detection and the speed of detection. Instrument parameters can easily be adjusted to different needs at the instrument design stage but are difficult to modify later. Then, it would be recommended to find a way to have an antenna with variable range of detection.

A second source of error is associated with the morphological dynamics of the bed surface following hydrological events. Buried tagged particles were recovered up to a depth of 0.25 m within the substrate. This range may be adequate in small step-pool channels with narrow cross sections, shallow flows, and macroform stability. However, in larger river and under higher flow conditions, the magnitude of fill and scour increase, considerably affecting the recovery rates. Large amounts of fill and scour is one of the most serious problems in tracing the movement of individual tagged particles (Butler, 1977). It is also well known that error due to burial increases with the time scale of investigation (Hassan *et al.*, 1991; Haschenberger and Wilcock, 2003). Magnetic tracers offer recovery rates higher than 70% in larger rivers and recovery depths of up to 1 m within the substrate (Schmidt and Grintz, 1995; Church and Hassan, 2002). The antenna device designed for PIT tags detection needs to be improved by increasing burial detection depth. Further study is needed at a longer time scale to conclude on the effect of time on recovery rates.

A last source of uncertainty is associated with particles that are transported outside of the sampling section. Particles downstream of the sampled section are considered by default to be undetected. Unless the sampling section is gradually extended, recovery rates decrease with time even though the error is not related to the effectiveness of the detecting device. Because the antenna can be deployed in various ways, this source of error could be eliminated with the installation of a permanent detection cross section at the downstream end of the sampling section (Downing *et al.*, 2001; Zydlewski *et al.*, 2001). This could be achieved by installing an antenna coil within the substrate over the

width of the channel and a continuous recording system on the river bank. The system would use the coil to produce the electromagnetic fields and energize the PITs at a fixed rate. As a tagged particle passes over the coil, the tag code and the time would be recorded. While this experimental design would not identify the exact location of the tagged particles, it would give complementary information of sediment transport during flood events, and increase recovery rates in long-term studies. Because of the time required to complete a survey of the sampling reach with a mobile antenna, stationary antennae could also be effective in large rivers for assessing sediment mobility, especially for long-distance tracking of particles.

3.7 CONCLUSION

PIT tags have been used to investigate sediment transport in a gravel-bed river. The technique has been shown to provide high recovery rates and unique advantages in tracking individual clasts. Because recovery rates are not affected by the nature of the clast, the technique can be applied to a wide range of rivers with different morphological and hydraulic characteristics. For example, PIT tags are presently being used in two other small river systems, one a steep mountainous channel with a slope of 15% and characterized by very coarse bed material, and the other, a more gently sloping river at 1% slope and characterized by a pool-riffle morphology. The use of passive integrated transponders could be extended to track other features of a river, such as large woody debris and to other sediment transport research issues including sediment balance studies at the watershed scale, hillslope processes, and longshore transport in coastal pebble environments. There is a great potential for this technique in the study of sedimentary processes in a wide range of systems.

PARAGRAPHE DE LIAISON B

Le chapitre précédent a montré l'intérêt de l'utilisation de traceurs passifs à circuit intégré (PIT) pour le suivi des particules en rivières à lit de graviers. Les pourcentages de récupération sont particulièrement élevés, ce qui assure une bonne représentation des mouvements de transport. Dans la caractérisation de la dynamique fluviale, cette nouvelle approche prétend à une meilleure compréhension de l'organisation spatiale des particules. Toutefois, dans les articles publiés, il existe peu de cartes de la morphologie du lit qui expriment en détail cette organisation. Le modèle numérique d'élévation (DEM) est indispensable à l'échelle du tronçon de cours d'eau pour définir la rugosité du lit et caractériser les structures sédimentaires. Les techniques de cartographie à distance sont de plus en plus prisées pour la construction des DEMs mais elles s'appliquent difficilement à tous les types de cours d'eau et à toutes les échelles. Par exemple, la photogrammétrie donne d'excellents résultats mais elle requiert que la surface du lit soit visible, ce qui est peu fréquent pour les petits cours d'eau en milieux forestiers. L'article suivant répond à un second objectif méthodologique en évaluant une approche de cartographie détaillée au sol pour la caractérisation de la morphologie du lit en rivière à lit de graviers. Dans le but de fournir les lignes directrices qui permettent d'obtenir un DEM d'une résolution et d'une qualité élevée, le rôle de l'opérateur, de la stratégie d'échantillonnage, du nombre de points et de la méthode d'interpolation est évalué. L'article mène à une liste de conditions qui doivent être respectées pour produire des modèles numériques de tronçons de rivière représentatifs de la morphologie et de la rugosité du lit. À ce niveau de détail, les cartes font ressortir les structures sédimentaires et la présence d'échelles de rugosité qui expriment la complexité des rivières graveleuses, et particulièrement des step-pools, à l'échelle du tronçon de cours d'eau. Ces résultats se distinguent de la simple caractérisation visuelle et architecturale des structures sédimentaires habituellement effectuées dans les step-pools.

CHAPITRE 4: SAMPLING STRATEGIES FOR SURVEYING AND MAPPING SEDIMENTARY STRUCTURES IN GRAVEL-BED RIVERS.

4.1 INTRODUCTION

Gravel-bed rivers exhibit different scales of roughness associated with a variety of sedimentary structures (Robert, 1990). The micro-scale sedimentary structures result from the spatial arrangement of individual particles into bedforms. Bed protuberances, such as isolated boulders or cobbles, enhance the development of more complex structures including pebble clusters, and transverse or longitudinal ribs (Laronne and Carson, 1976; Brayshaw, 1984; Billi, 1988; Hassan and Reid, 1990; De Jong and Ergenzinger, 1995; Wittenberg, 2002). At a larger scale, the relative protrusion of the clasts also maintains the development of structures such as step-pool sequences (Grant and Mizuyama, 1991; Chin, 1998; Lenzi, 2001; Zimmermann and Church, 2001). Sedimentary structures play a significant role on particle motion and bed stability, but it remains difficult to assess how they affect the properties of the flow in coarse-grained steep channels (e.g. Blizard and Wohl, 1998; Carling *et al.*, 1998; Wohl and Thompson, 2000).

Although the effect of bed roughness is crucial to the understanding of near-bed flow processes, defining the appropriate quantitative description of gravel-bed roughness is still a problem (Nikora *et al.*, 1998). Conventional techniques for determining bed roughness, such as grain-size sieving and median grain-size measurements, disturb the bed surface, do not exhibit a direct relationship to flow processes, are time-consuming, and their representativeness often depends on the observer's experience (Smart *et al.*, 2004; Verdu *et al.*, 2005). In addition, the measurement of individual particles is often reduced to statistical values (Chandler *et al.*, 2000) along cross-sections of the river channel (Westaway *et al.*, 2003). Recent studies have suggested that detailed digital elevation models (DEMs) of surface topography, taken from field data, is central to the understanding of river channel processes (Lane, 1998; Chandler *et al.*, 2001; Smart *et al.*, 2004; Lamarre and Roy, 2005) and moreover, is critical for the understanding of the effects of roughness upon flow and sediment entrainment (Hassan and Reid, 1990;

Clifford *et al.*, 1992; Butler *et al.*, 1998). DEMs also provide a quantitative three-dimensional model for the estimation of roughness statistics (Smart *et al.*, 2004; Verdu *et al.*, 2005).

Topographic data acquisition techniques for the construction of DEM have become more effective during the last decade. Multi- and hyper spectral imagery (Hardy *et al.*, 1994; Witterbottom and Gilvear, 1997; Wright *et al.*, 2000), light detection and ranging system (Brasington *et al.*, 2003), and laser scanning (Smart *et al.*, 2004) provide remote measurements of bed topography to derive DEM at the river scale. Recently a new technique of vertical and oblique photogrammetry has allowed researchers to characterize both the small-scale topography and the arrangement of grains (Lane *et al.*, 1994; 1998; Chandler *et al.*, 2000; Lane, 2001; Carbonneau *et al.*, 2003), and the large-scale features of the bed (Lane, 2001; Westaway *et al.*, 2003; Carbonneau *et al.*, 2005; Lejot *et al.*, 2005). These techniques have far-reaching capabilities but, because they are difficult to apply at the reach-scale and particularly in small, incised and steep gravel-bed rivers in forested areas, ground data acquisition techniques, such as global positioning system and total station surveying, are still commonly used to obtain DEMs. However, in these types of survey, DEMs are sensitive to the sampling parameters and strategy. Some authors advance that the quality of a DEM is sample-size dependent (Butler *et al.*, 2001; Ferretti *et al.*, 2004). This is an important issue in a geomorphic context where the objective is often to optimize the data volume while retaining the accuracy and precision of the DEM (Keim, 1999; Gong *et al.*, 2000). The choice of an adequate interpolation technique is also critical as shown by Keim *et al.* (1999) and Gong *et al.* (2000).

In this paper, we used detailed topographic data obtained from ground surveys to describe the roughness in three gravel-bed rivers of contrasting morphologies. We have measured high spatial resolution topographic data using a robotic total station and derived detailed ground surveying DEMs of the riverbed. The objectives of this paper are: 1) to assess the role of the operator on the sampling strategies, 2) to propose guidelines of sampling strategies to estimate gravel-bed roughness at the reach-scale,

and 3) to describe sedimentary structures and to quantify the scales of roughness from DEMs.

4.2 METHODS

4.2.1 Site description

Detailed mapping of bed morphological features was done in three gravel-bed rivers exhibiting different bed roughness characteristics (Fig. 4.1). Morphological properties of the sections are presented in table 4.1. The first site is a straight section of Eaton Nord river (Québec) located 180 km east of Montréal. The 15 m long section has a gentle slope of 0.5%. At low flow, mean width is 22 metres. The reach is described as a straight riffle. The bed is characterized by small-scale bedforms such as pebble clusters and more frequently, by isolated clasts placed in open positions. The frequency distribution of the size of the surface bed material was done using the Wolman (1954) pebble count sampling method. 500 particles a (longest) axis, b axis (intermediate) and c axis (shortest) were measured. The D_{50} of the b axis is 94 mm and maximum particle size is 451 mm (Fig. 4.2). The Manning roughness coefficient (n_m) was estimated to be 0.038 using Cowan's method (1956).

TABLE 4.1 *Morphological characteristics of each section. Particle sizes are estimated from the b axis. C axes are in parenthesis.*

	Slope (%)	Length (m)	Width (m)	n_m	D_{16} (mm)	D_{50} (mm)	D_{84} (mm)	D_{90} (mm)	D_{max} (mm)
Eaton Nord	0.5	22	15	0.038	49 (17)	94 (39)	164 (78)	350 (199)	451 (308)
Moras	4	30	5.5	0.073	43 (19)	97 (41)	268 (116)	635 (406)	664 (760)
Spruce	10	20	4.5	0.090	51 (20)	113 (48)	334 (136)	910 (600)	1860 (1250)

The second site is Moras Creek, a shallow gravel-bed river located in the Bois-Francs (Québec). The gradient of the surveyed section is slightly less than 4.0% and the average channel width is 5.5 m at low flow and 7 m at bankfull stage. The section is characterized by step-pool bedforms in transition to a riffle-pool morphology. The topographic survey was done along a section of 30 m. Step size parameters were estimated using zero-crossing method guided by visual observations in order to avoid

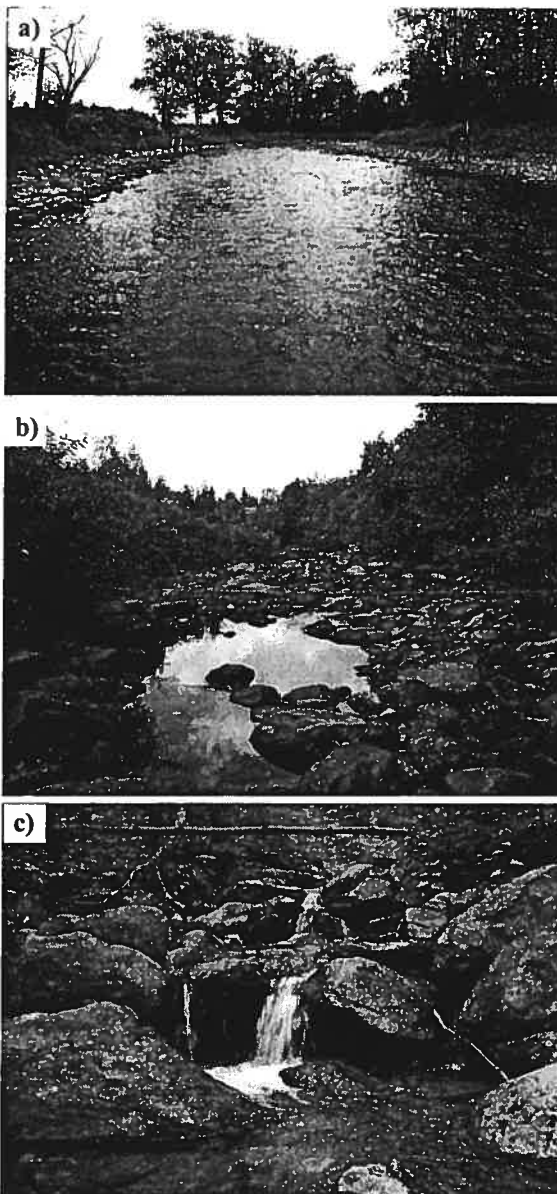


Figure 4.1. Upstream view of the investigated reaches: a) Eaton Nord, b) Moras Creek, and c) Spruce Creek. At low flow, average channel width is 22, 5.5 and 4.5 m in the three reaches respectively.

measuring individual protuberant clasts as steps (Wooldridge and Hickin, 2002). We mapped three steps. The average step height is 0.21 m and the mean distance between steps is 14 m. The morphology of the bed is mostly controlled by coarse-grained imbricated clasts in the steps. However, the channel is also characterized by isolated and heterometric particles more or less randomly located in the section. This creates a complex pattern of fluctuations in bed elevations. The frequency distribution of the particle sizes is strongly positively skewed and the D_{50} of the b axis in the investigated section is 97 mm (Fig. 4.2). Protuberant isolated clasts have a maximum size of 664 mm. Manning's coefficient is estimated to be 0.062 at low flow.

The third study site is Spruce Creek, a classic step-pool channel, located on Mount Sutton in Estrie (Québec). The surveyed section has a steep gradient of 10%. The mean width of the section is 4.5 metres. We mapped a sequence of five step-pools on a distance of 20 m. The steps are anchored to the bed by protruding metric boulders. They have an average height of 0.45 m and a wavelength of 4.12 m. The bed is characterized by a large range of grain size except in pools, where the size of the particles decreases markedly and the shape of the particle becomes less heterometric (Fig. 4.2). D_{50} is 113 mm and n_m is evaluated to be 0.090.

4.2.2 Data acquisition

A Trimble Robotic Total Station (model 5600DR) was used to obtain high resolution bed elevations and to derive digital elevation models. The total station collects (x_i, y_i, z_i) coordinates electronically and stores the observations directly in an ACU portable computer. The total station includes two technologies that enhance its effectiveness over more traditional ground surveying methods: 1) a robotic surveying function and 2) an autolock mode.

Robotic surveying allows for a rapid acquisition of topographic data and for a high sampling resolution and precision. Because the station can automatically track a 360^0 prism, sampling of a river bed can be done over a relatively short period of time by only one operator. The quality of the measurements is upgraded as all the control initiation

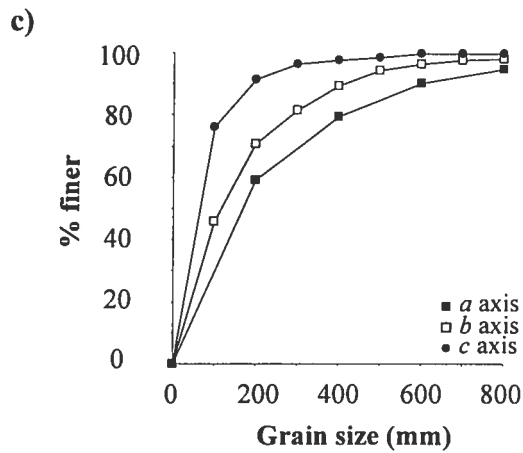
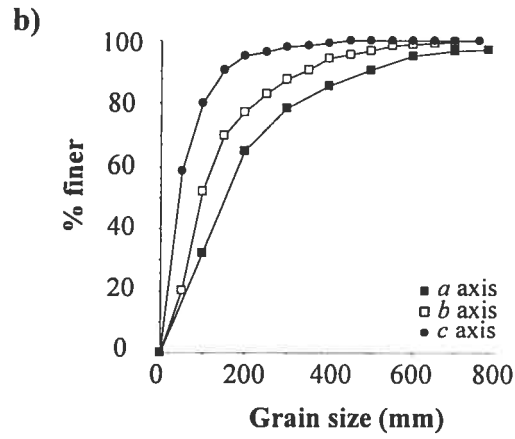
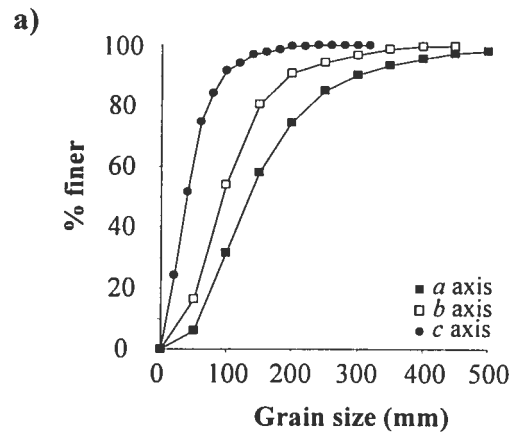


Figure 4.2. Cumulative frequency distribution of particles: a) Eaton Nord, b) Moras Creek, and c) Spruce Creek.

and registration can take place at the measuring point. It is easy for the operator to detect errors or discrepancies (Trimble, 2005). In the robotic mode, measurements have an accuracy of within 3 and 10 mm in distance over 200 m, and of 9×10^{-5} degrees in orientation. In ideal condition where there is no haze overcast and under moderate sunlight, each measurement takes three seconds. Measurements can be done at a minimum distance of 2 m from the total station and a maximum distance of 5500 m using the long range 3D prism. By adding the autolock mode, traditional steps of fine adjustment and focus are eliminated. The total station seeks out the target, locks to it, and tracks it during movement between sampling points (Trimble, 2005). Autolock gathers survey data as fast as the operator can move on the riverbed and set the rod holding the prism to a vertical position.

Several sources of error are introduced in the survey of topographic data. In this study, we attempted to avoid mistakes and accidental errors by training operators to become familiar with the manipulation of a robotic total station and with the nature of the problems. All setup procedures have been standardized and benchmarks were clearly identified in the field. Some accidental errors can be attributed to holding the prism in a non-vertical position rod. These errors are negligible as the rod is equipped with a holder and a bubble level. Also, each data out of the tolerance error range due to an un-leveled prism or to a movement of the surveyor during a measurement are automatically listed in the ACU computer. These data can be removed from the database. Sampling errors are mostly associated with the subjective choice of surveyed points by the operator. These errors are examined in this study.

4.2.3 Sampling strategies and interpolation methods

Mapping of the riverbed was performed using the same sampling strategy at the three sites. The sampling was replicated by two operators on the same river section during the same day to test if the sampling instructions were applied consistently. The operators were given two instructions. Firstly, elevations were sampled systematically along cross-sections equally spaced by 0.45 m (Fig. 4.3). At every two cross-sections, a flag was placed on both river banks to help the surveyors to keep the sampling along straight

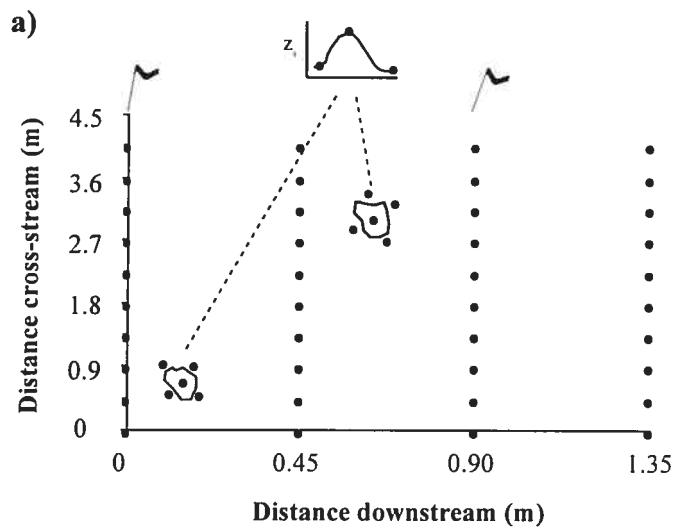


Figure 4.3. Sampling strategies of bed elevations: a) systematic sampling and breaks of slope measurements, and b) location of boundaries in Moras Creek. Flags located on both sides of the river help to keep the sampling along straight lines.

lines. Measurements were taken at each 0.45 m along these cross-sections. The systematic step size was chosen considering the most detailed sampling density that could be achieved in a single day, approximately seven hours of measurements (3.5 hours per operator) in good lighting conditions. Secondly, points describing breaks of slope were added to the systematic sampling (Fig. 4.3). These measurements are crucial to choose a modeling approach for elevation data (Fuller *et al.*, 2003). The instruction was to sample what the operator identified as protuberant obstacles to the flow that were omitted using the systematic sampling approach. These obstacles are seen as important morphological features with respect to the local mean bed elevation. The operators were given the freedom to select the number of points necessary to represent the breaks of slope using their own interpretation of the morphological features of the bed.

Post-treatment of the elevation measurements included the removal of the downstream and cross-section slopes of the reach using regression analysis. Bed elevations were standardized around a zero metre mean bed level. We tested two different interpolation methods that are strongly recommended for high resolution measurements of local features (Isaak and Srivastava, 1989; Keim *et al.*, 1999). Firstly, the triangular irregular network (TIN) modeling approach that interpolates surfaces that pass through the original points. Using this model, the peaks and depressions are extended beyond the local maximum and minimum values. We used a linear interpolation solution that calculates the grid values directly from the TIN surface therefore no derivative slope solution is applied. TIN is considered to be appropriate when critical breaks of slope are included in the sampling scheme. The second method is the natural neighbor interpolation, which is a geometric estimation technique using natural neighborhood regions generated around each point in the data set to create an elevation model. Natural neighbour method makes use of an area-weighting technique based on Thiessen polygon to determine a new value for every grid node. The grid value is determined using a slope-based solution by averaging the extrapolated slope of each surrounding natural neighbour region and area weighted. The method can be applied to a variety of spatial data (Watson, 1992) and respects local minimum and maximum values in the data. The natural neighbor interpolation is appropriate when data are sparsely distributed.

4.2.4 Analysis

The effects of the operators on the sampling were tested comparing different parameters that include the total number of points, the percentage of total number of points sampled from breaks of slope, and the time to complete the surveying. We examined the spatial distribution of the sampling points surveyed by each operator. The aim is to obtain a complete coverage of the surveyed section and to avoid misrepresentation of some of its parts. We also looked at the precision of the data sampled by both operators, evaluated the accuracy of the interpolation models, and measured the effects of the number of points on the distribution of bed elevation and on the characteristics of sedimentary structures. After defining guidelines of surveying and mapping, we performed semivariograms on the DEMs to describe the scales of roughness from a fractal analysis at the reach-scale.

The accuracy of the interpolation models was estimated using the sum of the differences between a group-test of bed elevations measured in the field and the interpolated values. As suggested by Voltz and Webster (1990), the sample is divided into two groups: 1) points used to interpolate the data and 2) points used to validate the interpolation model. Drouin (1999) has shown that the proportion of points necessary to validate the accuracy of the interpolation model should be between 5 and 30% of the total number of points. We have validated the interpolation models using 30% of the sample in each section. We calculated two simple accuracy indices as proposed by Li (1988): 1) the mean absolute difference ($|\overline{\Delta z}|$) between exact values and those estimated from the interpolation model, and 2) the standard deviation of $|\overline{\Delta z}|$. These indices are respectively defined as:

$$|\overline{\Delta z}| = \frac{\sum_{i=1}^n |\Delta z_i|}{n} \quad (4.1)$$

$$\sigma(|\overline{\Delta z}|) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (|\Delta z_i| - |\overline{\Delta z}|)^2}{n-1}} \quad (4.2)$$

where n is the sample size. The accuracy of the model increases when the mean absolute difference and the standard deviation of the distribution tend towards zero.

The effect of the number of points on a DEM was tested on sub-samples taken from the maximum number of points measured during each of the three experiments. Analyses were performed on sub-samples of 100 points up to the maximum sub-sample size, with increments of 100 points. The sub-samples were generated from a random uniform distribution and independent sub-samples were selected for sets of measurement gathered by each surveyor. For each sub-sample of n number of points, ten independent distributions of bed elevations were generated from the original data.

Two types of analyses were performed on bed elevations sub-samples. Firstly, we have examined the effects of the number of points on the average and standard deviation of the frequency distribution. Smart *et al.* (2004) suggested that the frequency distributions of bed elevations are a powerful tool to characterize bed surface statistical properties. It has been frequently shown that grain-size measurements of the surface material at a local scale and the standard deviation of local bed surface heights are correlated (Furbish, 1987; Kirchner *et al.*, 1990). In this case, the standard deviation is, as the grain-size, an estimator to characterize and model the flow field (Smart *et al.*, 2004). However, frequency distributions may be sample-size dependent and could lead to a poor description of the particle size when reducing the number of points in the sub-samples. This effect will be tested here.

We have also assessed the effect of the number of points on the size of sedimentary structures that were extracted from the interpolated DEMs. Sedimentary structures observed at different scales in the surveyed section were delineated using a reclassification of the bed elevation data. We reclassified the data into four classes based on the c axis particle size. The classes represent 0 to D_{16} , D_{16} to D_{50} , D_{50} to D_{84} , and D_{84} to D_{max} of the particle size distributions. This reclassification procedure is based on the assumption that the c axis is commonly oriented vertically to the bed (Komar and Li, 1986). Contour areas higher than the D_{16} were associated with the sedimentary structures

including boulders, pebble clusters, transverse ribs and longitudinal fabrics. (The interpretation of sedimentary structures from the topographic features is discussed in chapter 5 of this thesis).

The location of sedimentary structures delimited from the DEMs was validated using control points and field observations. In the three sections, four control points were located on boulders that were measured in the field. The sedimentary structures composed of more than one clast such as clusters, alignments, and larger ribs were validated using photographs taken in the field. From the reclassified topographic maps, we identified the central point of the sedimentary structures and estimated the total area of the section they occupied. This procedure allowed the investigation of the effect of the number of points on the characteristics of the sedimentary structures and to characterize their spatial distribution at the reach-scale.

Scales of roughness in the three surveyed sections were characterized using DEMs obtained with the most accurate operator, interpolation technique and number of points. From these DEMs, we have characterized the distribution of the bed elevations along one longitudinal profile and identified scales of roughness from geostatistical analysis. Semivariograms were performed to identify roughness length scales in the longitudinal direction of the sections. The semivariogram represents a measure of the variability that increases with distance between observations. The variance is described as a function of the distance (lag) separating the sampling points by :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2n(h)} \sum_{\alpha=1}^{n(h)} [z_w(u_\alpha) - z_w(u_\alpha + h)]^2 \quad (4.3)$$

where $n(h)$ is the number of pairs of data locations separated by a distance h , u_α is the datum location and z_w is a weight value (Goovaerts, 1997). Because of the irregular nature of the gravel-bed surface, this technique has been suggested in the past as a means to identify the distance at which important differences in bed elevations emerge in a pool-riffle river reach (Robert, 1991). The parameters of the semivariogram give insight into the nature of spatial variation of bed elevations as well as its scale and magnitude (Fig. 4.4). When plotted on a log-log scale, semivariogram of a gravel-bed

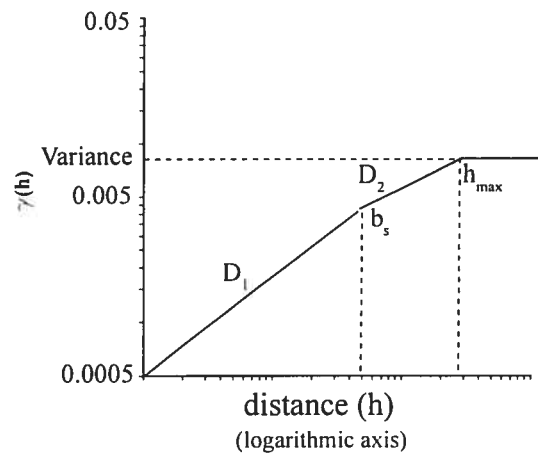


Figure 4.4. Basis properties of semivariograms of gravel-bed profiles measured in the field by Robert (1988). b_s is the break of slope, and h_{\max} , represents the range of the observed processes, a distance where the semivariance stops increasing. D_1 and D_2 are the fractal dimensions of segments.

river is segmented and presents two distinct linear increases of $\gamma(h)$ with distance. The segments are defined by breaks of slope (b_s). The location of b_s corresponds to the distance at which the residual sum of squares of the linear regression of the points of each segment is minimized (Thornes, 1970).

The power function model of semivariogram is of particular interest because of its link to the theory of fractals (Robert, 1888; Clifford *et al.*, 1992). In the case of gravelly surfaces, Robert (1988), using data along a longitudinal profile and Butler *et al.* (2001), using a photogrammetric approach, have shown that there is a reasonable case for a mixed fractal. This idea is supported by the presence of several roughness scales behavior that may be responsible for greater flow resistance and by different processes operating at each scale (Robert, 1990; Clifford *et al.*, 1992). Clifford *et al.* (1992) have shown that the spatial elevation dependence is short in gravel-bed rivers. This suggests the presence of two discrete scales of bed roughness within a riffle-pool reach, one is associated with grain roughness while the other reflects the sedimentary structures such as pebble clusters. The first segment that characterized the semivariogram can be associated with D_1 (fractal dimension) and represents the scaling region. If a second segment is observed, it represents the transition region which has a D_2 value (Nikora *et al.*, 1998). For surfaces with a high fractal dimension, elevation at a given point cannot be accurately predicted from the heights of neighboring points (Mark and Aronson, 1984). A high fractal dimension suggests greater topographic variability at a given scale.

4.3 ON THE DETERMINATION OF SAMPLING GUIDELINES

The sampling time and the number of points sampled during the survey by each operator are detailed in table 4.2. Maximum speed depends largely on the surveyor. Better results seem to be obtained by surveyor 1 who was able to sample more points in a shorter period of time. For both surveyors, the number of points sampled in an hour is less in the steepest channel. The proportion of points sampled at breaks of slope varies greatly from one surveyor to the other. The first surveyor sampled 60 to 75% points at breaks of slope compared to 30 to 55% for the second surveyor. For the first surveyor

the percentage is higher in Spruce Creek while for the second, the percentage is higher in Eaton Nord river.

TABLE 4.2 *Sampling parameters of both surveyors.*

Operator	Sampling time		Total number of points		Points per hour		Points per square metre		% of total number of points sampled at breaks in slope	
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Eaton Nord	2h50	3h20	1882	1613	664	484	6.3	5.4	61.4	54.9
Moras	1h35	2h30	1061	867	670	347	5.8	4.7	61.9	46.5
Spruce	1h45	1h40	813	647	464	388	9.0	7.1	75.6	30.6

Figure 4.5 shows the elevation data points sampled by the two surveyors in the three sections. It is clear from the maps that in general, the second operator was more meticulous in the application of the systematic sampling rule and included less points to capture the breaks of slope. Although the density of points is less, the coverage for this surveyor is more extensive. In the Eaton Nord river, the spatial distribution of the sampled points is similar for both surveyors even if the points sampled by surveyor 2 are better aligned along the cross-sections. For both surveyors, there are portions of the surveyed section that were not well covered during the sampling. These sections occupy larger areas for surveyor 1. In Moras Creek, the sampling is also more systematic for surveyor 2 with a low percentage of points sampled at breaks of slope. For both surveyors, the spacing between the points is less systematic in Spruce Creek. The spatial distribution of the points is more clustered locally in space for the first surveyor indicating that the points sampled at breaks of slope represent a large percentage of the total number of sampled points.

Table 4.3 presents the indices of Li (1988) measuring the accuracy of the three interpolation models, and the results of z-tests that compared the indices between the models. The Eaton Nord river has the lowest indices while Spruce Creek has the highest in most interpolation models and for both surveyors. This in part reflects a better ability of the models to represent gravel beds with less roughness. The results of the z-test show that for the first operator, indices do not differ greatly between interpolation models for

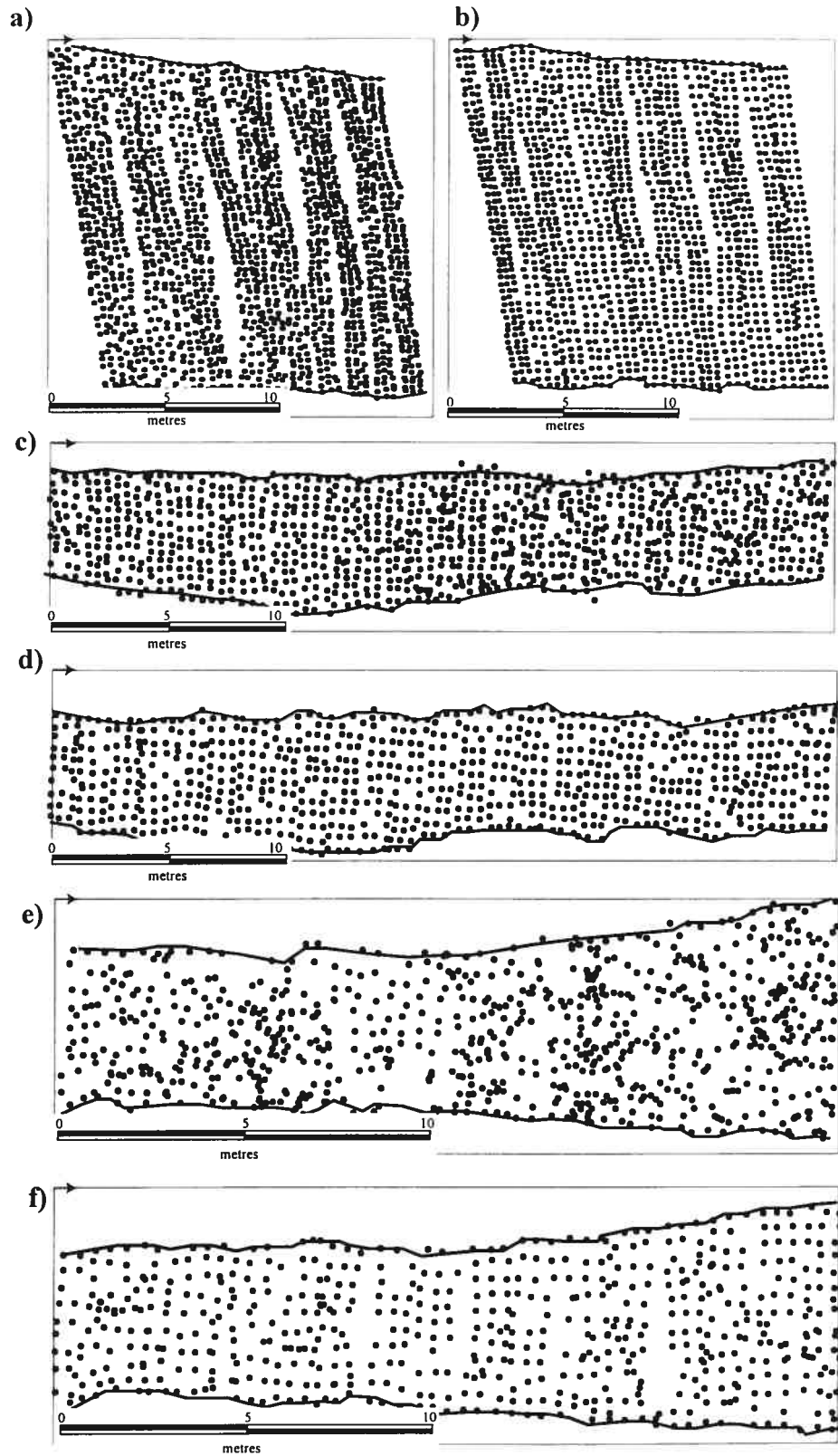


Figure 4.5. Maps of the location of sampling points: a) Eaton Nord (operator 1), b) Eaton Nord (operator 2), c) Moras Creek (operator 1), d) Moras Creek (operator 2), e) Spruce Creek (operator 1), and f) Spruce Creek (operator 2). Arrows indicate the flow direction.

Moras and Spruce Creek. For the second operator, similar indices between the interpolation models were obtained for Spruce Creek. Because of the statistical similarity of the indices, it is difficult to determine which model provides an interpolated map that is closest to the measured elevations.

TABLE 4.3 a) Accuracy indices of the interpolation models, b) comparison of indices obtained from the two interpolation models using a *t*-test.

a)

Operator		Triangular network		Natural neighbor	
		1	2	1	2
Eaton Nord	$ \overline{\Delta z} $	0.03	0.08	0.03	0.05
	std $ \overline{\Delta z} $	0.02	0.06	0.02	0.04
Moras	$ \overline{\Delta z} $	0.08	0.17	0.08	0.09
	std $ \overline{\Delta z} $	0.07	0.14	0.07	0.08
Spruce	$ \overline{\Delta z} $	0.18	0.15	0.17	0.15
	std $ \overline{\Delta z} $	0.14	0.12	0.20	0.12

b)

Operator		Operator 1		Operator 2	
		<i>t</i>	<i>p</i>	<i>t</i>	<i>p</i>
Eaton Nord	$ \overline{\Delta z} $	-3.70	0.00	9.11	0.00
	std $ \overline{\Delta z} $	-2.18	0.03	17.88	0.00
Moras	$ \overline{\Delta z} $	0.38	0.70	7.37	0.00
	std $ \overline{\Delta z} $	0.21	0.83	5.07	0.00
Spruce	$ \overline{\Delta z} $	0.41	0.68	0.68	0.49
	std $ \overline{\Delta z} $	-1.63	0.10	0.16	0.87

In order to better discriminate among the models, we have examined the manner they reproduce large features of the bed structures. As an example, interpolated maps of Moras Creek given by the two interpolation models were compared to known morphological features such as boulders (Fig. 4.6). Even if the global topographic patterns are similar for all three interpolation models, the variability in the representation

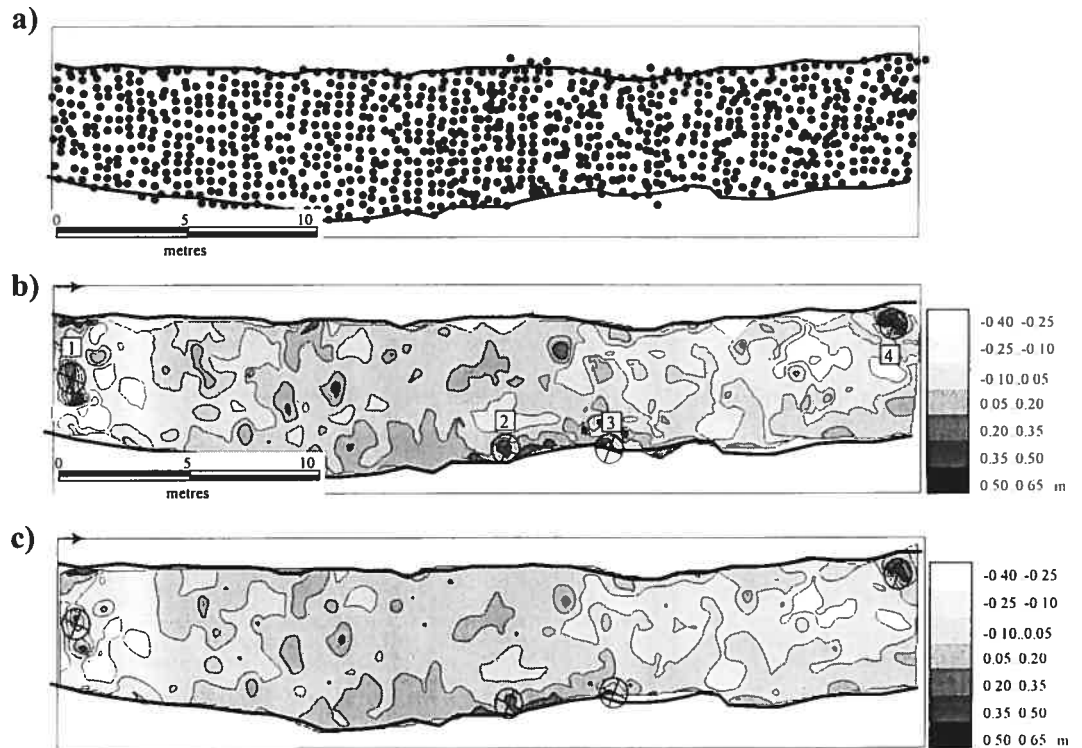
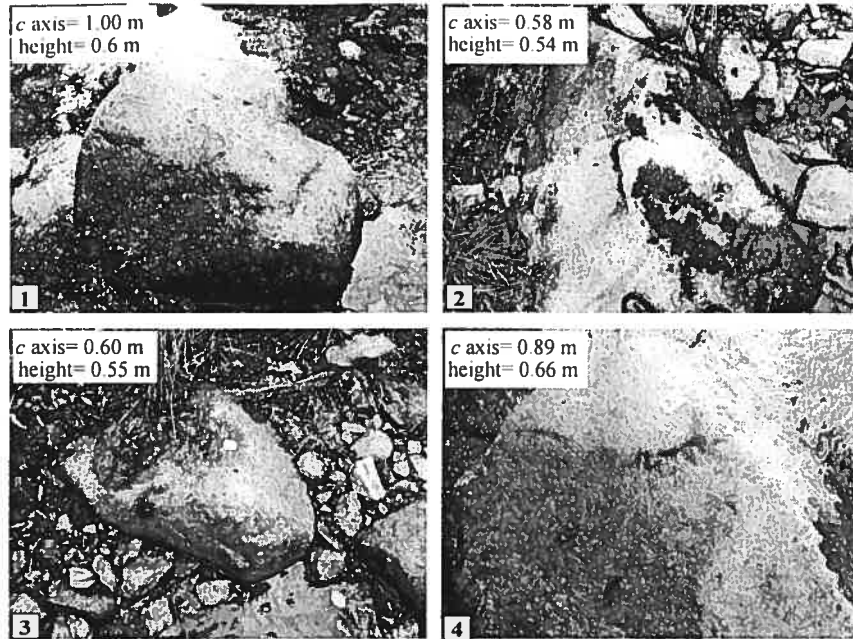


Figure 4.6. Interpolated maps of Moras Creek performed using 1000 points sampled by the first operator: a) spatial distribution of points, b) triangular irregular network, and c) natural neighborhood.

of the bed elevations at the local scale is important. Looking at four control points located on boulders in the investigated section, the natural neighbor interpolation segmented the upstream boulder in two topographic objects. The three other boulders seemed well represented and located using the TIN interpolation. They were also identified by the other interpolation model, but the heights of the topographic objects were underestimated by 10 to 40 cm. Because the indices are relatively small and objects appear to be better represented, the TIN interpolation model was considered to be more accurate for the identification of sedimentary structures. It was also observed (data not shown) that for the Eaton Nord river and Spruce Creek, the topographic objects identified from the TIN model better reproduced the control boulders than other interpolation models.

Figure 4.7 shows the relation between the mean and the standard deviation of the distributions of bed elevations, and the number of sampling points used to derive the DEM using a TIN interpolation scheme. The figure gives results for each section and each operator. We evaluated the number of points needed to achieve stability of the distribution characteristics of the bed elevations. This number was identified performing a series of ANOVA tests ($\alpha=0.05$) to compare the characteristics obtained from the sub-samples. We determined from how many points the mean and standard deviation are not statistically different as additional points are added into the sub-samples. For the Eaton Nord river, the mean ceases to increase at 1200 points for the first surveyor and at 500 points for the second. Below the thresholds, mean and standard deviation estimated from sub-samples differed slightly from values obtained for sub-samples having the highest number of points. In Moras Creek, the mean bed elevation is mostly constant for all sub-sample sizes and for both surveyors. There is no significant difference in mean bed elevation estimated from 100 points when compared to mean estimated using 1000 points. In Spruce Creek, the thresholds are at 700 and 300 points for surveyor 1 and 2 respectively. In the three surveyed sections, there are no differences in the behavior of the standard deviations between the operators. Also, except in the Eaton Nord river for sub-samples between 100 and 500 points, the standard deviations are not different when increasing the number of points to compute the DEM.

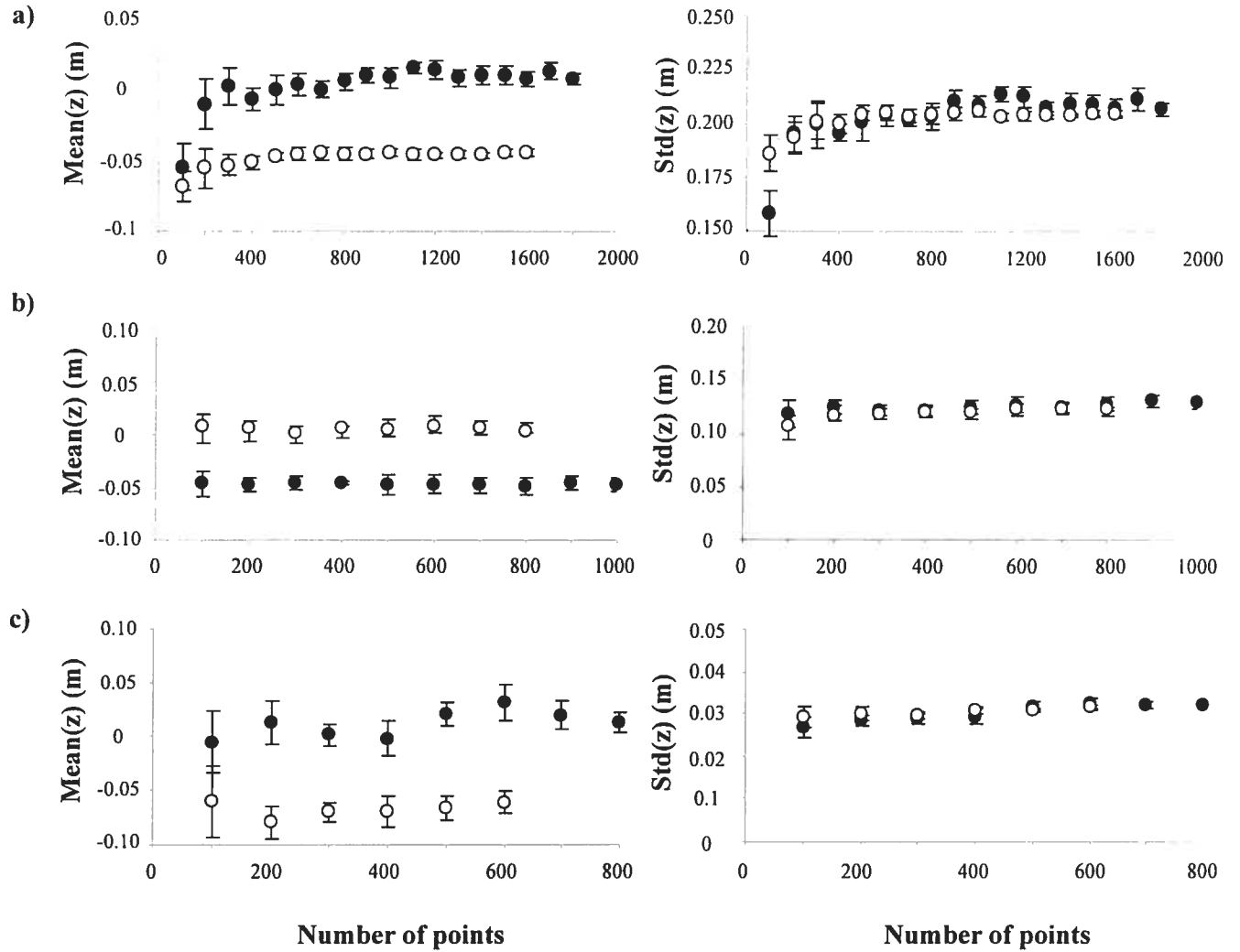


Figure 4.7. Relation between the mean and the standard deviation of frequency distributions of bed elevations, and the number of points used in sub-samples to create the digital elevation model from TIN. Standard deviations are represented. Black circles represent the first operator and white circles the second. a) Eaton Nord, b) Moras Creek, and c) Spruce Creek.

The total area of sedimentary structures estimated from the reclassified maps is related to the number of points in the sub-samples used to derive the DEM (Fig. 4.8). In the Eaton Nord river, the area remains constant for sub-sample sizes greater than 900 and 600 points for the first and second surveyor respectively. The increasing area with the increase in sub-sample size is linked to an additional connectivity between sedimentary structures, not to an addition of new individual structures that would appear in the interpolated map (Fig. 4.9). In Moras Creek, the area is constant for all sub-sample sizes for the first operator while for the second operator, the area becomes stable at 400 points (Fig. 4.8). There is a segmentation of the surface from the minimum number of points in a sub-sample to the maximum sub-sample size. Sedimentary structures are smaller but they become more numerous. In Spruce Creek, the area increases with the number of points and there are no plateaus where the area becomes stable for surveyor 1. For the second surveyor, a plateau is observed at 400 points. Sedimentary structures increase in both size and number.

The sampling guidelines required to describe bed roughness in gravel-bed rivers are based on the instrumentation, sampling rules, operators, interpolation models and number of points needed to obtain a map of the river bed configuration representing small or large morphological features at the reach-scale. Using a robotic total station, we have shown that a single surveyor can sample more than 350 points per hour, with an average of 535. This is more than twice as many points that could be sampled with the traditional total station (e.g. Keim *et al.* 1999). This instrument considerably increases the possibility of obtaining detailed topographic measurements from rapid ground survey at the reach-scale. It is also clear that the efficiency of the survey is related to the interpretation and to the application of the sampling rules given to the surveyor. The surveyor that gave more importance to the systematic sampling strategy measured less point per hour than the other that relied on a more balanced approach between systematic and breaks of slope sampling.

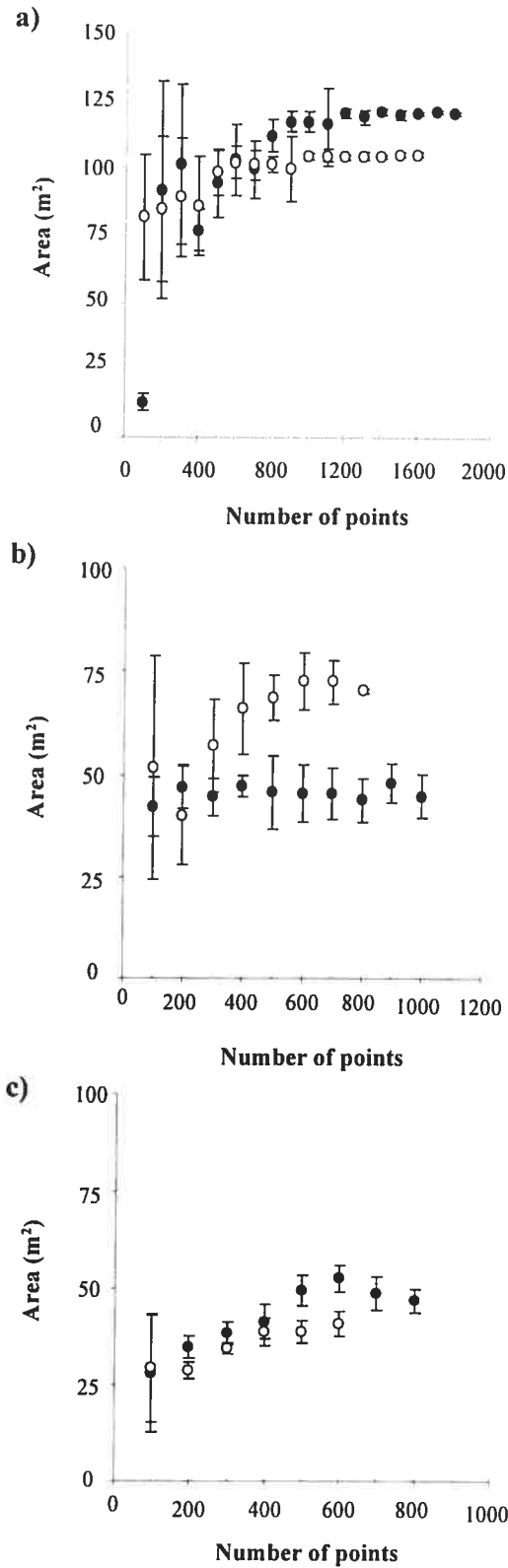


Figure 4.8. Relation between the area of the surface occupied by sedimentary structures, and the number of points used in sub-samples to create the digital elevation model from TIN. Standard deviations are represented. Black circles represent the first operator and white circles the second. a) Eaton Nord, b) Moras Creek, and c) Spruce Creek.

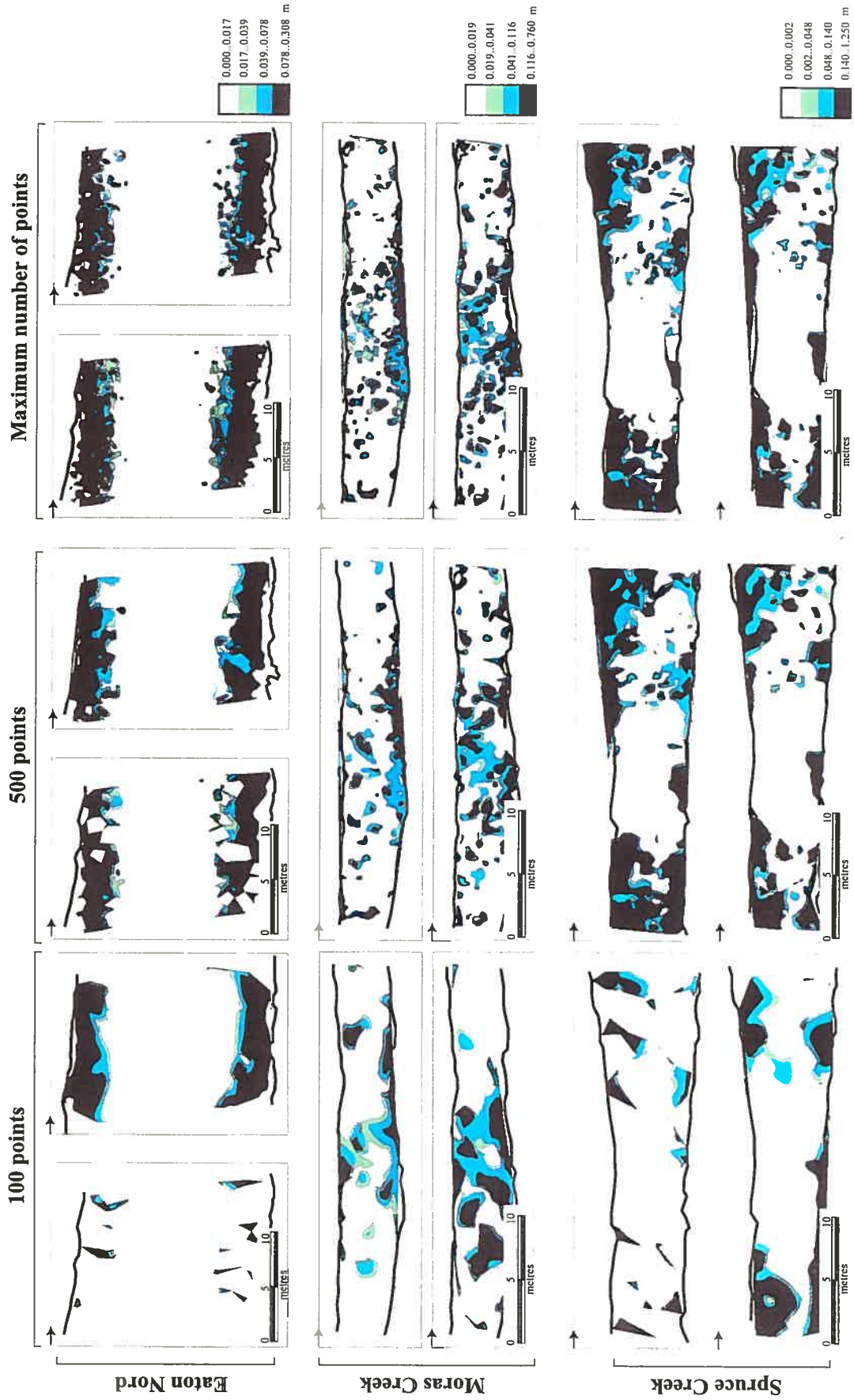


Figure 4.9. Sedimentary structures extracted from DEM using 100, 500 and the maximum number of points sampled to derive de DEM. The results obtained by both operators are presented for each reach.

Systematic sampling is more difficult to apply when large protuberant obstacles are present along a cross-section, because these roughness elements force the operator to change trajectory. The size of the river also influences the applicability of the systematic sampling. Even if markers were set on either side of the channel, deviation from the trajectory is more frequent if the channel is wide. This is why elongated holes appear in the sampling grid on the Eaton Nord river. Unlike the systematic strategy, which is fairly straightforward and does not entail any kind of subjectivity, the break of slope sampling is an adaptive sampling method that gives higher sampling density in areas of greater attribute variation (Goodchild and Kemps, 1990). The points sampled at breaks of slope contain more information with respect to the bed features, but they are mostly controlled by the visual ability of the surveyor to detect roughness elements. It may be more rapid than the systematic sampling but the choices of sampled points are related to understanding of the river morphology by the surveyor. This understanding is conditioned by the experience of the operator in river surveying and by external factors that affect the perception of the roughness of the bed such as the water level and the sunlight and shadows. Both sampling strategies are needed but their applicability during the survey must be clearly determined. To increase the speed of the survey and to reduce the sampling errors, it is likely that the rules given to the surveyors have to be more precise than those we have chosen to give. Besides its efficiency, the total station also gives precise measurements which are not affected by the operator.

The reliability of the sampling strategies to characterize the bed morphological features is based on the interpolation models and on the number of sampling points used to derive the DEM. We found that the TIN model was the only one to display boulders that we had identified as control features in the field. Reducing the number of sampled points introduces errors mostly in the characteristics of the sedimentary structures extracted from DEM. At the reach-scale, increasing the number of points in the sub-samples improves the delineation of individual sedimentary structures. Although in many cases, the number of points could be reduced by 50% without altering the interpolated maps, we were not able to find a minimum specific threshold.

While reducing the sampling effort saves considerable resources, the decision concerning sampling density also needs to be made by setting an acceptable level of precision in relation to the objectives of the investigation, to the spatial and local conditions, and to the available resources (Ferretti *et al.*, 2004). In this study, we obtained a level of precision in centimeters from which we described reach-scale features such as clusters, boulders, transverse and longitudinal ribs. Grain-scale roughness could not be quantified.

4.4 SEDIMENTARY STRUCTURES AND DISTRIBUTION OF BED ELEVATIONS

Detailed DEMs obtained from the ground surveys of river reaches provide important information on the roughness characteristics of the bed in gravel-bed rivers. In order to maximize the use of this information, we combined the topographic data sampled by both surveyors for further analysis. Although it does introduce some redundancy in the representation of the bed topography, this decision takes into account the facts that the operators have omitted to cover some areas during the survey, that the interpretation of the rules seemed to differ among the operators, and that the effect of the number of sampling points on bed elevation distributions and on the identification of sedimentary structures was not the same for both operators.

Topographic and sedimentary structures maps provide a descriptive tool of the bed roughness features in the three surveyed sections (Fig. 4.10). In the Eaton Nord river, the topographic map clearly shows the talweg closer to the right-hand side of the channel. From the maps of sedimentary structures, we delineated a few single or groups of small topographic objects. These objects are interpreted as individual clasts, protruding from the bed. They may be detected from their shape and the abrupt local change in bed topography. Sedimentary structures that are observed near the banks occupied a much larger area. This is consistent with the observations of Lamarre and Roy (2001). Their shapes are elongated in the downstream direction. Because of their morphological characteristics, the entities are associated to more than a single clast indicating a preferred accumulation area for a group of particles.

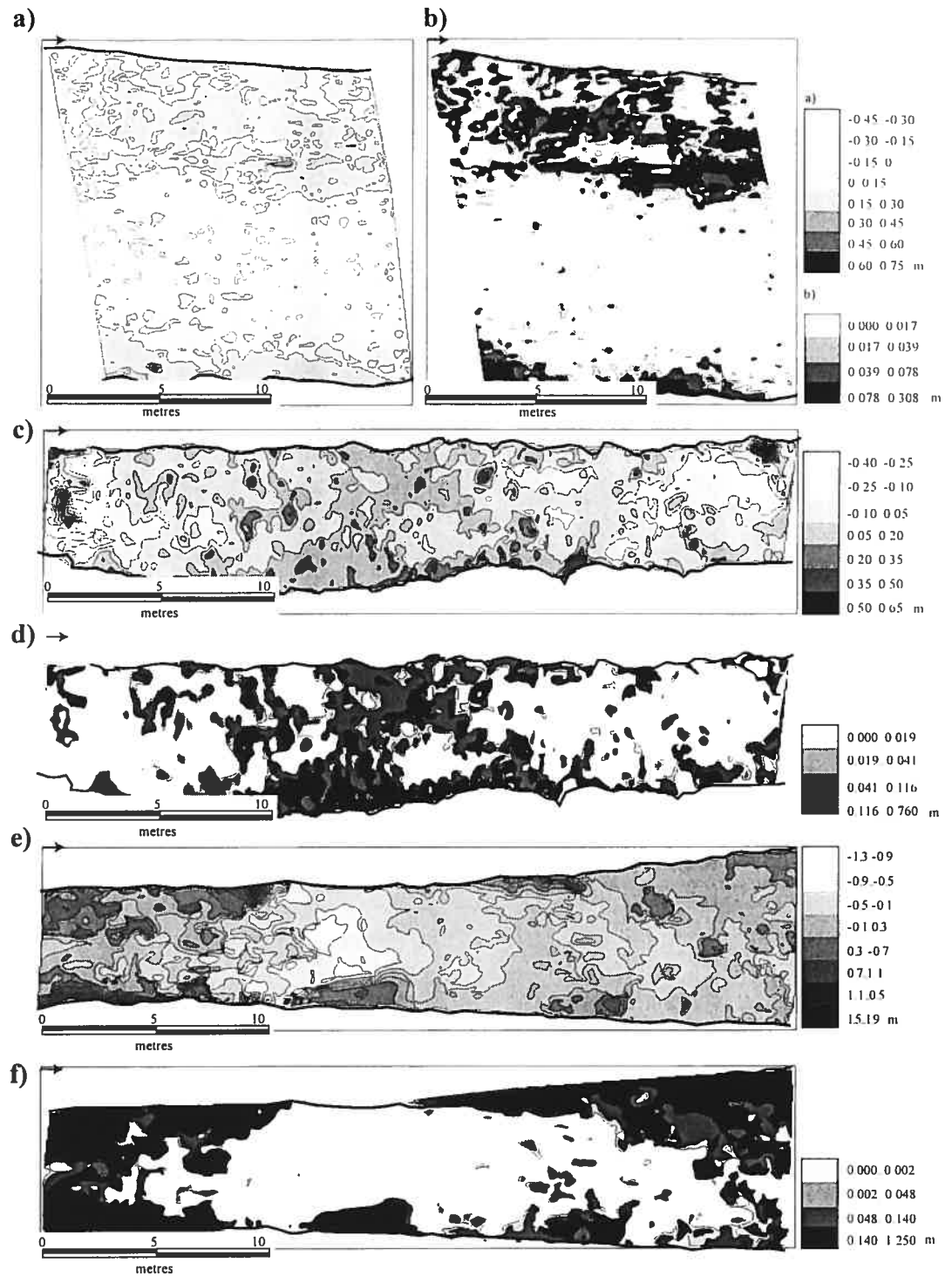


Figure 4.10. Topographic maps of the riverbed and sedimentary structures extracted from the reclassification of bed elevations using clasts c axis: a) Eaton Nord (map), b) Eaton Nord (structures), c) Moras Creek (map), d) Moras Creek (structures), e) Spruce Creek (map), and f) Spruce Creek (structures).

In Moras Creek, the topographic map shows a major accumulation of particles in the middle section of the investigated section (Fig. 4.10). This accumulation corresponds to a rib orientated obliquely through the channel at an angle of approximately 40° . The width of the rib varies along the cross-section. From the maps of sedimentary structures, different scales of objects were delimited. At the upstream and downstream end of the section, there are small individual objects that protrude over the mean bed elevations. These objects were associated with structures composed of individual or of a small number of grouped clasts that may be associated to open structures. Larger isolated objects, having highest elevations, surely represent boulders.

In Spruce Creek, higher bed elevations at the upstream and downstream ends of the section are clearly visible from the topographic map. These large features control much of the roughness and prevent the signature of individual clasts to be extracted from the map. The small sedimentary structures are hidden within larger roughness elements. Large morphological features correspond to steps that are marked by important breaks of slope in the longitudinal profile. These steps tend to be perpendicular to the flow. Although field observations show that very large boulders anchor the steps, it is not possible to identify individual topographic objects that may be interpreted as boulders within the steps.

Maps of sedimentary structures helped to interpret topographic features within the surveyed sections. Based on the reclassification of elevation data, the delimited sedimentary structures seem to correspond well to the morphological configuration of the channel, particularly in Eaton Nord river and in Moras Creek. The maps are particularly capable of identifying boulders, transverse and longitudinal ribs, as well as steps (Chapter 5, this thesis). They are likely a very useful tool to follow the evolution of the sedimentary structures through time and to compare the nature of bed configuration between reaches.

We used frequency distributions of bed elevations to emphasize further the differences between the morphology of the three sections. The longitudinal variability of the bed is

shown from the frequency distributions of elevations along cross-sections of the interpolated DEMs (Fig. 4.11). In the Eaton Nord river, the distribution is similar along the section with an average elevation close to zero. The frequency distributions are slightly positively skewed. In Moras Creek, the average elevations and the standard derivations change along the channel. In the middle of the surveyed section, the local average elevation is above the mean bed level while it is below the mean at the upstream and downstream end of the section. In Spruce Creek, there are many differences in the distributions of bed elevations along the channel. The upstream sections are characterized by more uniform distributions with values being higher or similar to the mean bed elevations. In the middle of the surveyed section, the distribution is characterized by values that are generally lower than the mean bed elevation. Some sections are characterized by two distinct frequency distributions which indicate the presence of different sets of sedimentary structures along cross-sections (e.g. 6, 9, 10 m). At the downstream end of the section, the distributions are characterized by very long tails.

Figure 4.11 incorporates gradients of roughness variability which may be associated to channel width, depth, and bed configuration. In the Eaton Nord river, the distributions do not show much variability in the structures of the bed along the section. However, the more uniform spatial configuration of bed elevation is dominated by the talweg which controls the dynamics of the flow field at the reach-scale (see Fig. 4.1). Lamarre and Roy (2005) have shown that in spite of the complex configuration of the bed in the Eaton Nord river, mean and turbulent flow characteristics vary mostly with flow depth. In Moras Creek, the variability along the investigated section is greater. Longitudinal topographic changes are mostly associated with transverse ribs and steps. In Spruce Creek, the characteristics that describe the frequency distributions were highly variable. This variability is typical of step-pool morphology where there are abrupt topographic changes over short distances along the longitudinal profile.

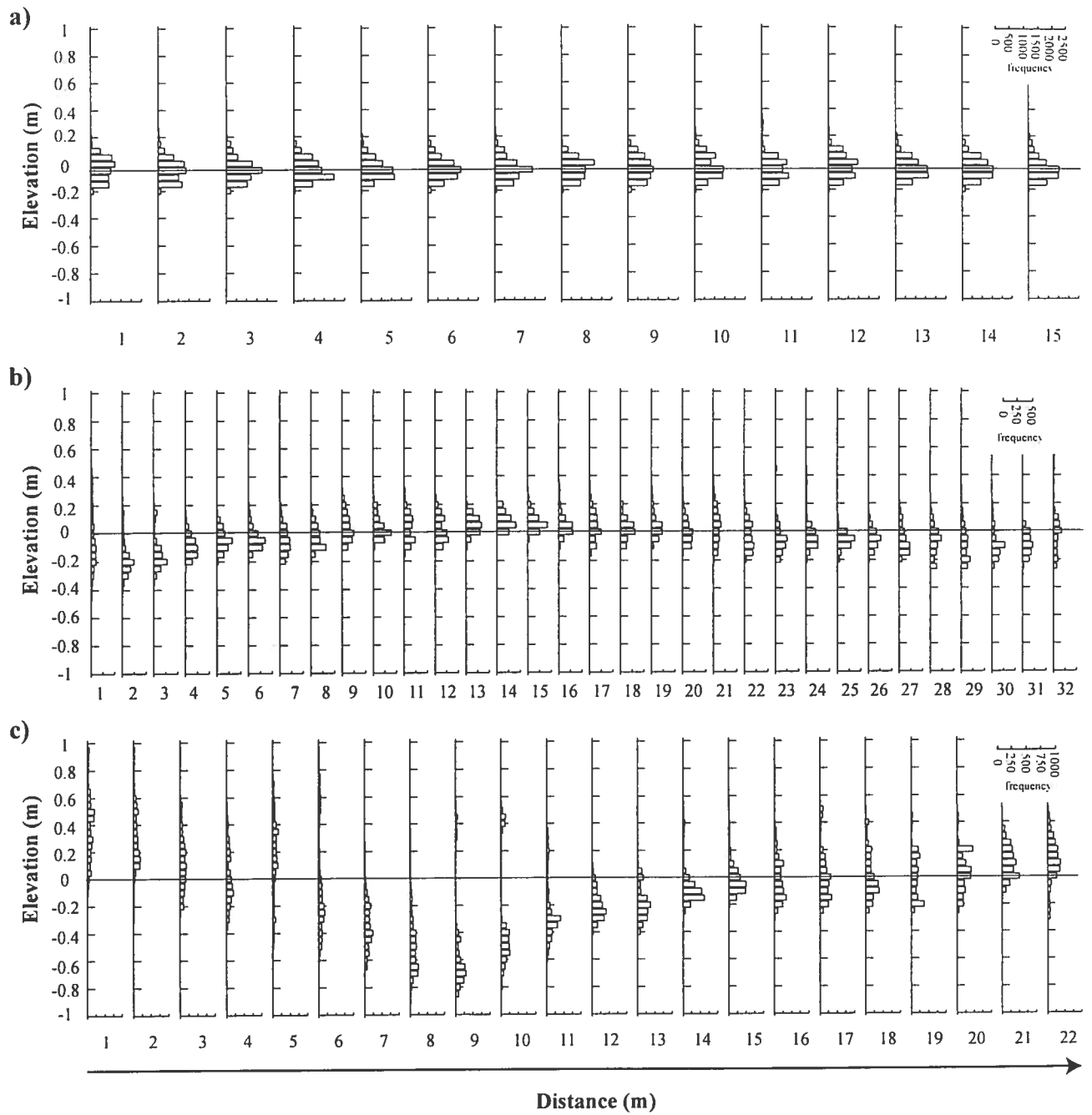


Figure 4.11. Spatial variability of frequency distribution of bed elevations along longitudinal profile: a) Eaton Nord, b) Moras Creek, and c) Spruce Creek.

4.5 SCALES OF ROUGHNESS USING GEOSTATISTICAL ANALYSIS

The number of scales of roughness within the surveyed sections is investigated using a geostatistical approach. Figure 4.12 presents the semivariograms in the downstream direction for each surveyed sections. The semivariogram of bed elevations in Eaton Nord river shows distinct scales of roughness. The first scale is associated to the increase of the semivariance until the break of slope that is located at 6.60 m and the second scale is described by h_{max} that extends to 9.79 m. Both segments are associated to high values of fractal dimension ($D_1 = 1.87$ and $D_2 = 1.56$). In Moras Creek, the break of slopes is located at 4.80 m, initiating a second segment with a h_{max} of 11.24 m. The fractal dimensions are 1.93 for the lower segment and 1.78 for the upper. In Spruce Creek, there is no segmentation visible in the semivariogram. The maximum variance is observed at 4.70 m and the fractal dimension is 1.73.

Two scales of roughness are identified in two sections and one in the Spruce Creek. The roughness scales are associated with structures of clasts on the bed and to bed morphology.

TABLE 4.4 *Correspondence between semivariogram characteristics and roughness scale estimated from step spacing (L).*

	b_s (m)	h_{max}	L (m)
Eaton Nord	6.60	9.79	169
Moras	4.80	11.24	14.2
Spruce	-	4.70	4.8

In the Eaton Nord river, the first fractal band displays a higher fractal dimension ($1.87 > 1.56$). This irregular structure may be associated with the presence of several individual clasts and their spatial organization on the bed. The second fractal band could not be associated to a known specific scale of roughness. It may reflect the general topographic bed undulations, it may be an expression of the talweg and bars structures or of the riffle-pool morphology. This scale may not have been captured due to the short length of the investigated section.

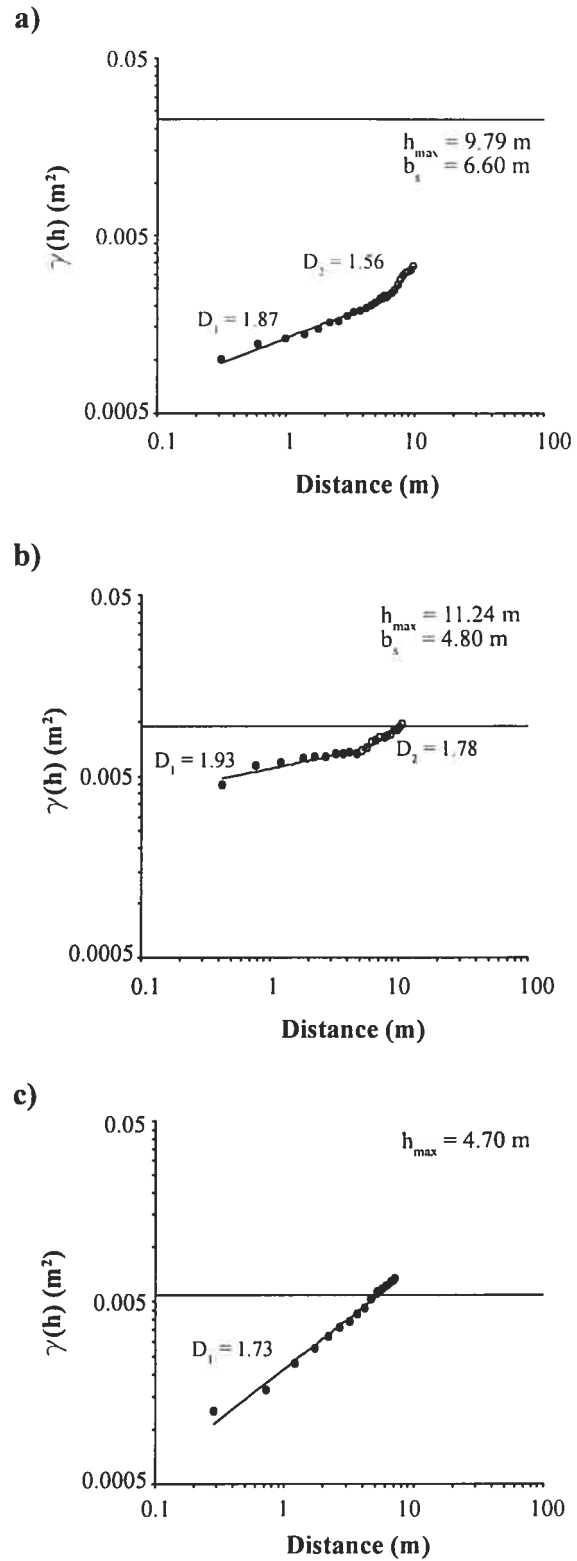


Figure 4.12. Scales of roughness: a) Eaton Nord, b) Moras Creek, and c) Spruce Creek.

In Moras Creek, the segments describe two fractal bands that are more irregular than in Eaton Nord and Spuce Creek sections. This means that at both scales, bed elevations are less homogenous. The first fractal band of roughness is linked to the spatial organization of protruding particles or individual bedforms such as pebble clusters. The second scale is associated with a step-pool morphological unit described by Naden and Brayshaw (1987). Judd and Peterson (1969) reported that the spacing of steps can be estimated from the expression:

$$L = \frac{0.3113}{S^{1.188}}. \quad (4.4)$$

While this expression may be contested due to the subjective nature of step identification (Whittaker, 1987), many authors have proposed that step structure stability and spacing are directly link to the bed slope. In Moras Creek, the value of h_{max} , estimated from the semivariogram corresponds to the typical step spacing L (Table 4.4).

Finally, in Spruce Creek, only one scale of roughness can be extracted from the semivariogram ($D_I=1.73$). The spacing distance $L = 4.8$ m corresponds to h_{max} and describes step-pool sequences.

4.6 CONCLUSION

Digital elevation models of river beds are powerful tools to describe roughness in gravel-bed channels. However, approaches such as photogrammetry are difficult to use in steep, rough, and incised channels especially in a forested area, in summer low flow stage and a the reach-scale. This chapter has shown that river bed topographic mapping using ground surveying can be cost effective, reliable, precise and quick to produce detailed DEMs. The robotic technology of total stations increases the reliability and efficiency of the more traditional methods. Using ground surveying, we determined simple guidelines to derive DEMs that represent the bed roughness at the reach-scale in gravel-bed rivers. First, we suggest that triangular irregular network interpolation gives the most accurate representation of the bed morphology by delimiting control boulders observed in the field. We also recommend conducting both systematic and breaks of slope sampling strategies during the surveys, but as we reported, there is some

variability among surveyors. The objectives of the study should clearly be stated because they define the scales of roughness that need to be characterized over the reach and give an indication of the percentage of breaks of slope points that should be sampled. Although, in many cases, the number of points sampled in the survey could be reduced by 50% without affecting the statistical properties of bed elevation data or the sedimentary structures identification, we were unable to find the most suitable number of points. In this case, we recommend that, at the reach-scale, the maximum number of points should be included in the survey even if some redundancy is introduced. It prevents misrepresentation of parts of the surveyed section that cannot be corrected in post-processing. Using these guidelines, we were able to distinguish morphological characteristics of the investigated channel by giving a detailed description of the morphological features of the bed and by identifying a number of scales of roughness using semivariogram and fractal analysis. While ground surveys are difficult to apply at high flow conditions, it is suitable for many studies and for management applications to investigate riverbed adjustment processes.

PARAGRAPHE DE LIAISON C

Il existe plusieurs hypothèses pour expliquer la formation des step-pools. En milieu naturel, il est généralement difficile d'observer la formation de ces structures et de quantifier les processus qui contrôlent leur maintien sans se pencher sur la reconstitution historique des débits. Chin (1998) a analysé la formation des step-pools à partir de valeurs de débit théorique critiques permettant de déterminer les conditions d'écoulement nécessaires pour entraîner la mobilité des steps. Une fois ces débits calculés, ils sont liés à une fréquence d'occurrence dans le temps. L'auteur observe que la restructuration des steps se produit sur une période de temps qui peut varier de 5 à 100 ans. En l'absence de ce type d'événement, les step-pools restent stables. Certains auteurs ont soulevé le rôle possible des particules d'ancrage, comme les blocs métriques, sur le développement et la stabilité des step-pools (Lamarre et Roy, 2001; Zimmermann et Church, 2001). À défaut de pouvoir en faire l'observation directe, d'autres solutions peuvent être envisagées à l'échelle temporelle contemporaine. Il existe un parallèle entre les steps et les autres structures sédimentaires que l'on retrouve dans les step-pools. Parce que ces structures sont généralement formées de particules plus petites que les steps et que la mobilité des grains se produit pour des seuils critiques d'entraînement plus faibles, il est possible de suivre leur développement suite aux événements de crue qui se produisent à l'échelle annuelle. Nous nous sommes donc intéressés au rôle de la rugosité du lit et des particules d'ancrage sur la formation des amas de galets et des alignements dans une step-pool. Nous avons d'abord détruit les structures sédimentaires et déplacé toutes les particules de la surface du lit, sur une épaisseur de plus ou moins 30 cm, pour limiter l'imbrication. Après les manipulations, seuls quelques blocs métriques demeurent à leur position initiale. L'injection de PITs et l'utilisation de la cartographie détaillée ont permis de suivre la réorganisation du lit suite à plusieurs événements de transport. Les résultats sont comparés à ceux obtenus dans deux sections témoins. On observe que les structures sédimentaires se reforment rapidement après les manipulations et augmentent la stabilité des lits, que la rugosité du lit et particulièrement les blocs métriques jouent un rôle prépondérant sur le développement des structures sédimentaires en piégeant les particules mobiles, et que les sections témoins demeurent relativement stables durant toute l'expérimentation.

CHAPITRE 5: A FIELD EXPERIMENT ON THE DEVELOPMENT OF SEDIMENTARY STRUCTURES IN A STEP-POOL REACH.

5.1 INTRODUCTION

Step-pool systems are characterized by a highly variable sequence of morphological units and of hydraulic parameters over the rough bed (Phillips and Harlin, 1984; Grant *et al.*, 1990; Furbish, 1998a; 1998b; Lopez and Falcon, 1999; Wohl *et al.*, 2004). In these systems, reach-scale relief exhibits several types and size of sedimentary structures that depend largely upon the interlocking of individual particles of different size, near-bed flow characteristics, and sediment transport conditions (Hassan and Reid, 1990; Church *et al.*, 1998). The structures range from isolated large clasts dispersed more or less randomly on the bed (Zimmermann and Church, 2001), pebble clusters (Brayshaw, 1985; Naden and Brayshaw, 1987; De Jong, 1993; Wittenberg, 2002), coarse transverse ribs (McDonald and Banerjee, 1971; Gustavson, 1974; Martini, 1977; Koster, 1978; Allen, 1983; Bluck, 1987), structures characterized by their longitudinal fabric (Martini, 1977) and their opened, closed, or tight sediment structural arrangements (Laronne and Carson, 1976), and step-pool bedforms (Grant *et al.*, 1990; Montgomery and Buffington, 1997; Abraham *et al.*, 1995; Chin, 2003).

Sedimentary structures affect the resistance to flow. Their presence delays the entrainment of particles, reduces both the distance and duration of sediment transport events, and increases the residence time of sediments in the channel, thus promoting channel stability (Reid *et al.*, 1992; Church *et al.*, 1998; Hassan and Church, 2000). This stability has been observed in a large number of step-pool systems (Whittaker, 1987; Grant *et al.*, 1990; Church, 1996; Whiting *et al.*, 1999; Warburton *et al.*, 2002; Gomi *et al.*, 2003). Some authors have suggested the hypothesis that isolated large clasts act as keystones in determining the configuration of the channel morphology (Martini, 1977; Church, 1992; Furbish, 1998ab; Tribe and Church, 1999; Lamarre and Roy, 2001; Zimmermann and Church, 2001) and stabilize the channel beds once the other particles have been interlocked with them (Carling, 1987; Zimmermann and Church, 2001).

A detailed description of the formation processes of sedimentary structures within a reach is essential to define the overall activity of sediment transport in gravel-bed rivers (Church and Jones, 1982) and more particularly to improve our understanding of channel adjustments and bed stability in step-pool channels. Most studies on sedimentary structures development were carried out in the laboratory, using gentle slope and mixtures of bed material size and shape that are not representative of natural conditions in step-pool channels, or were conducted using a two-dimensional modeling approach (Naden, 1987; Rosport and Dittrich, 1995; Church *et al.*, 1998; Tribe and Church, 1999). These studies have mainly focused on the local mechanisms involved in the formation of individual sedimentary structures where tractive force and particle size are often the only controlling factors. Even if the studies have provided useful information on the processes involved, field studies are still necessary to take into account the role of channel morphology and reach-scale variables such as the location of large bed features on the development and maintenance of the sedimentary structures in step-pool channels (Malmaeus and Hassan, 2002).

It is estimated that large-scale morphological features of step-pool systems are restructured on a 5 to 100 years time frame (e.g. Chin, 1998; Curran and Wilcock, 2005). This time scale of river adjustment and the sporadic nature of the events that modify the bed do not facilitate the research on mechanisms of sedimentary structures development. As the mobility of the bed is directly influenced by the structure of the sedimentary deposits, an experimental disruption of the bed surface material could provide conditions to describe the restructuration of the bed in step-pool channels and to better understand the processes involved in the development of sedimentary structures. Such manipulation can give an initial configuration of the bed characterized by a random arrangement of clasts at the bed surface and by the absence of water worked structures. From these initial conditions, it may be possible to follow the reorganization of the particles on a sediment transport event-basis approach and on short time scales. On a two years period, we have examined the development of sedimentary structures such as pebble clusters and ribs in step-pool channels following the disruption of the bed. The objectives of this study are to: 1) describe the processes of sedimentary structures

development in a step-pool channel from a manipulated bed surface and 2) to show the effect of keystone on the development of the sedimentary structures through the displacement of individual tagged particles

5.2 METHODS

The experiment was conducted in Moras Creek, a small step-pool gravel-bed river located in the Bois-Francs (Québec). At bankfull stage, the channel average width is 6.6 m and the mean flow depth is 0.55 m. The channel has a mean gradient of 2.3% and is characterized by a step-pool sequence that seems to be in transition to a riffle-pool morphology. The morphology of the bed appears to be controlled by the distribution of very coarse particles. This forms a pattern of bed elevations associated with the local accumulation of clasts into discrete sedimentary structures. Besides the steps, the structures that compose the bed consist of isolated boulders, pebble clusters, transverse and longitudinal ribs. The river has a nival flow regime where competent discharges are generally observed after the snow melt period and in the fall. Less frequent high stages can also occur during very intense precipitation events in the summer.

We investigated the dynamics of sedimentary structures in three 15 m long sections of Moras Creek. An experimental section where the bed has been manipulated is positioned between two 'control' sections. The sections were chosen because of their morphological similarity as seen in table 5.1. All three sections are relatively straight, characterized by large values of relative roughness and by moderate slopes (Tab. 5.1). It was relatively difficult to find three sections that had similar characteristics for this experimental study. The length of the sections was chosen in order to maintain in as much as possible a constant bed roughness configuration along each section.

TABLE 5.1 *Bed material characteristics of the sampling sections. The size of the particles is estimated using the b axis. The numbers in parenthesis represent the c axis size.*

	Slope (%)	Width (m)	Length (m)	Relative roughness	D_{16} (mm)	D_{50} (mm)	D_{84} (mm)	D_{max} (mm)
Upstream control	3	5.5	14.5	5.7	46(16)	96(41)	194(90)	909(472)
Experimental	1	6.5	15.1	5.5	36(12)	64(25)	155(69)	532(400)
Downstream control	0.7	5.4	18.2	2.5	35(38)	60(24)	129(56)	557(298)

The width of the sections varies between 5.4 and 6.5 m and their slopes are different, ranging between 0.7 and 3%. The bed is mostly composed of gravel to cobble with occasional large boulders. D_{50} is 64 and 60 mm in the experimental and the downstream control section respectively, while it is larger in the upstream control section (96 mm). All these sections display a heterometry of the bed material and a range of gravelly sedimentary structures before the manipulation. The downstream control section appears to be less structured than the two other sections.

The first control section is located immediately downstream from the experimental section where the bed surface has been disrupted by moving the clasts of the bed surface (Fig. 5.1). The second control section is located one hundred metres upstream from the experimental section. It is likely that the three sections will not receive the same input of sediments at their upstream end because mobility of the loosened bed material is increased in the experimental section. This affected indirectly the dynamics of sediment transport in the downstream control section while the upstream control section was not influenced by any upstream changes in bed morphology or sediment supply.

In the experimental section, the morphology of the bed surface was changed by moving all the particles in a layer more or less 30 cm thick (Fig. 5.2). Because the disruption of the bed was done by hand, it was not possible to move particles that were located deeper in the bed. Particles were moved within the reach following three general rules. First, we filled local depressions with bed material originating from areas of local relief. This procedure leveled the mean bed surface but accentuated local extreme values of topographic elevation that are associated with large isolated clasts. Second, we tried to breakup all sedimentary structures. Also, in the experimental section, each clast was ensured to have minimal surface contact with its neighbours in order to avoid imbrication. The patterns of particles resulting from the manipulation had a more random appearance with no well developed water-worked structures as shown in figure 5.2b. Because of their weight, the particles larger than 0.8 m in diameter remained at the same location and could act as keystones for the restructuration of the bed.

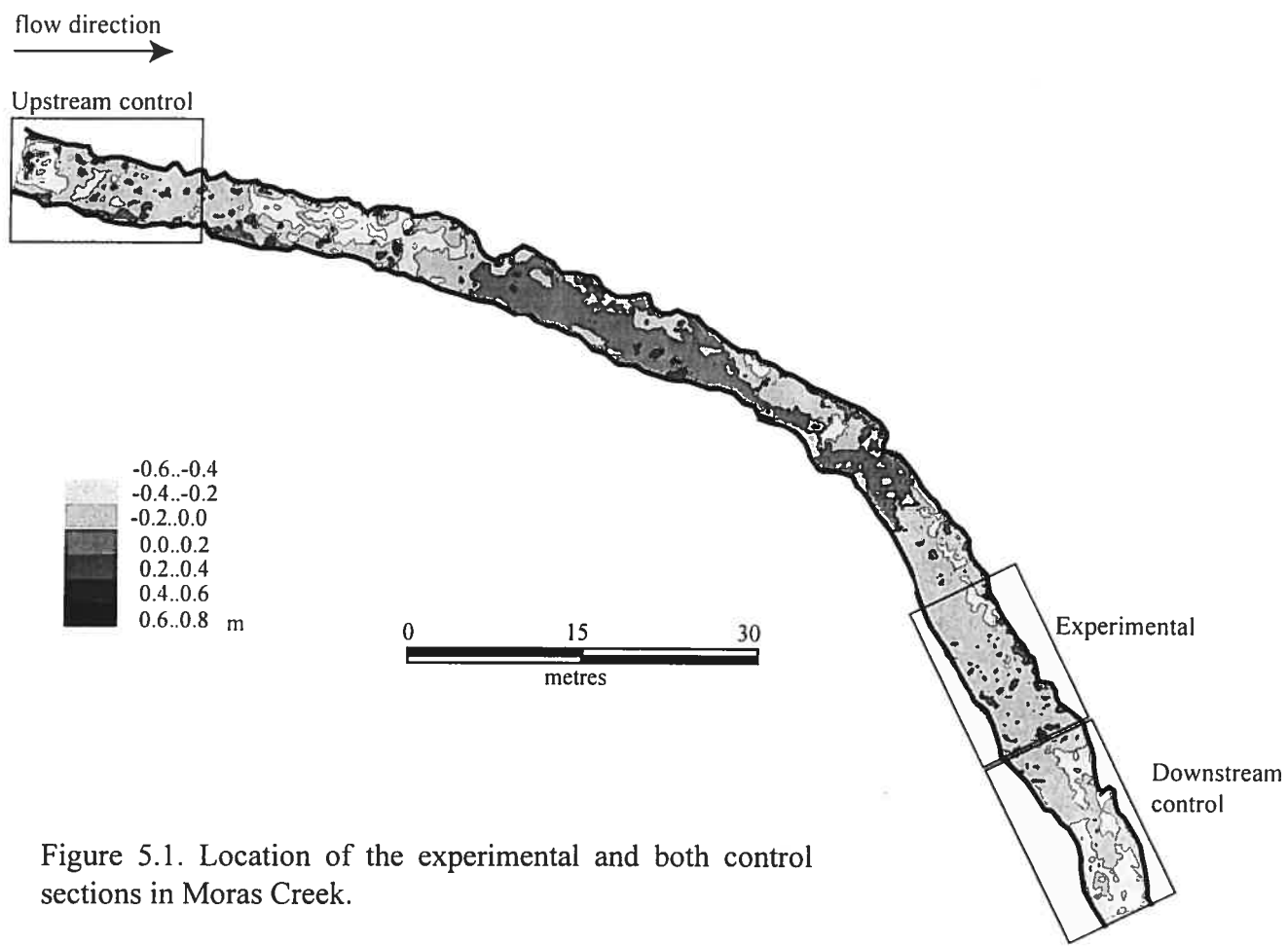


Figure 5.1. Location of the experimental and both control sections in Moras Creek.

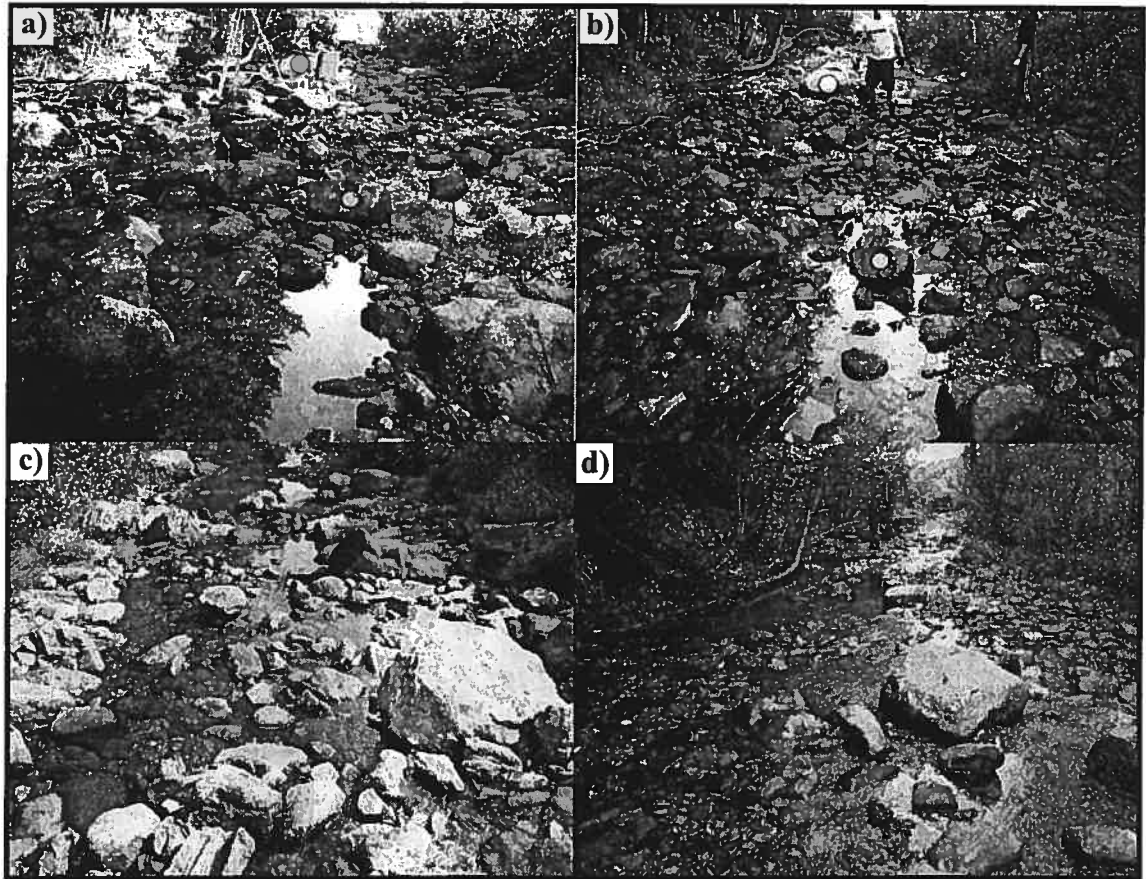


Figure 5.2. Downstream views of the reaches: a) experimental section before the bed manipulations, b) experimental section during the manipulations, c) upstream control section, and d) downstream control section. Pictures in the experimental section were not taken from the same point of view. Shaded circles represent reference clasts.

All three sections were mapped in detail on 11 September 2003 immediately after the bed manipulation of the experimental section. To map the bed topography, elevations and planar coordinates were measured using a Trimble robotic total station (model 5600DR). The precision of the topographic measurements is in the range of 3-10 mm over a distance of 200 m. Eight benchmarks are used to ensure the precision of the survey during the entire study. All surveys can therefore be compared to one another in order to assess morphological changes. The performance of these topographic surveys to obtain high resolution elevation data, to derive digital terrain models and to identify the sedimentary structures has been assessed in chapter 4 (this thesis).

Maps of the bed in the three reaches were prepared three times at low flow after the initial mapping: on 12 May 2004 after the snow melt period, 19 October 2004 at the end of the summer, and on 12 May 2005. An average sampling density of more than eight measurements per square metre was maintained throughout the surveyed sections. The sampling points systematically selected along cross-sections were completed with points that depicted important breaks of slope. The choice of the breaks of slope is done by the surveyor. In order to avoid errors and judgment inconsistencies, the same person carried out all the surveys. The slopes were removed from the topographic data using a regression analysis and triangular network interpolation was used to generate the maps. We also performed maps of differences in elevation between each survey to identify erosion and accumulation area.

From the interpolated maps of the bed surface, we have interpreted sedimentary structures as topographic objects having elevations higher than a specific threshold. It means that the interpretation fits a large definition of the sedimentary structures that states that they are formed by the local vertical, lateral and longitudinal assemblage of particles (De Jong et Ergenzinger, 1995). The sedimentary structures are defined as close structures. The identification of sedimentary structures is based on the reclassification of elevation data using the distribution of bed material size as a threshold (chapter 4, this thesis). We selected elevation values that were higher than the D_{16} of the c axis particle size above the mean bed level. This choice is based on the fact that

individual particles have usually their c axis oriented orthogonal to the bed (Johansson, 1963; Nikora *et al.*, 1998). The threshold corresponds to 0.012, 0.038 and 0.016 m in the experimental, downstream, and upstream control sections respectively (see Tab. 5.1)

Areas on the maps where elevations are higher than the D_{16} are interpreted as sedimentary structures composed of individual large clasts or of an amalgam of particles protruding above the mean bed surface. The structures include boulders, pebble clusters, transverse ribs, and longitudinal fabrics. Figure 5.3 illustrates the identification of topographic objects and their correspondence to sedimentary structures observed in the field. The protuberance of an individual boulder was characterized on the map by a circular shape. In Moras Creek, metric boulders are not common. We identified 6, 3 and 4 metric boulders in the experimental, downstream and upstream control sections respectively. The boulders that are embedded into other structures such as large cluster cannot be identified. Pebble clusters are generally composed of two to six particles (De Jong and Ergenzinger, 1995; Wittenberg, 2002; Papanicolaou and Schuyler, 2003). Considering the D_{50} of particles and the number of particles in sedimentary structures in Moras Creek, the mean diameter of the clusters should be around 0.40 cm. All topographical objects that were smaller than that threshold and that displayed a non-regular roundness shape were interpreted as clusters. Pebble clusters are widespread sedimentary structures at the reach-scale (Wittenberg, 2002). They were numerous in the experimental and in both control sections before the experimentation began. They composed 43, 65, and 40% of the total number of sedimentary structures identified in the experimental, downstream and upstream control sections, respectively. Some topographic objects identified from the maps as clusters may, in fact, be isolated clasts. The difficulty in classifying these clasts and pebble clusters may not be critical since both types of structures have similar effects on the flow dynamics (e.g. Acarlar and Smith, 1987; Kirkbride, 1993; Buffin-Bélanger and Roy, 1998; Roy *et al.*, 1999).

Transverse ribs are composed of more than six particles (Martini, 1977). A rib may have a variety of shapes and orientations. They may be oriented obliquely, in lobe, in V-notch or perpendicular to the flow direction (De Jong and Ergenzinger, 1995). Many of

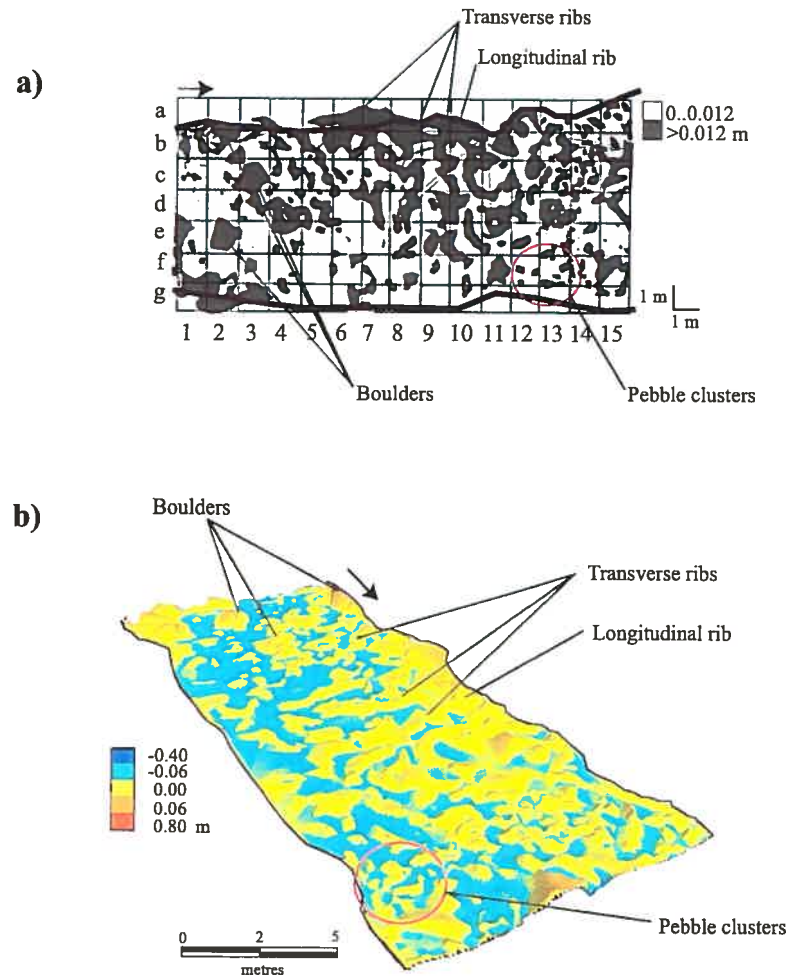


Figure 5.3 Example of sedimentary structures interpreted from topographic maps of the bed in the experimental section on 11 September 2003. a) D_{16} as a threshold for new contours map and b) three-dimensional topography.

the transverse ribs in Moras Creek do not cross the channel over its entire width. Topographic objects extracted from the sedimentary structure maps were interpreted as transverse ribs if they were longer than 0.40 m, they had an elongated shape, and they were not oriented parallel to the flow direction. Longitudinal ribs are interpreted from a continuous surface, larger than the transverse ribs, oriented parallel to the flow direction and often connected to the banks (Martini, 1977). Unclassified patches of the reach that had an elevation above the D_{16} threshold represent exceptionally large boulders, the coalescence of multiple structures or, in the case of a large area above the threshold, a bar. In this case, the shape of the structures is more chaotic. The identification and location of sedimentary structures identified from the maps was confirmed using a three-dimensional representation.

Figure 5.3b displays a three-dimensional representation of the bed topographic. Such a correspondence between the map and the sedimentary structures is encouraging on the performance of the method. From the topographic maps reclassified using the D_{16} threshold, we estimated the area and perimeter of each sedimentary structure, identified their central points, and measured the distances between all pairs of central points. We also performed a reclassification of the contour maps based on the D_{max} c axis particle size as a threshold (see Tab. 5.1). This reclassification aims at the identification of the sedimentary structures having the highest values of bed elevations and representing mostly boulders and exceptionally large pebble clusters. These high and large protuberances should have limited mobility and may act as keystones.

Sediment transport is investigated from the individual displacements of particles in all three sections using passive integrated transponder tags (PIT). We have inserted tags into a hole drilled into natural clasts. Each transponder has a unique identification code encrypted. A detailed description of the PIT tags and of its used to track particles in a gravel-bed river is given in Lamarre *et al.* (2005). PIT tag investigation in this experiment is part of a large-scale intensive sediment transport study in Moras Creek where 204 tagged particles were seeded on the stream bed. In the experimental and control sections, 25 tagged particles were systematically inserted along five equally

space cross-sections. The tagged particles were inserted on the bed surface close to particles that have similar dimension. The b axis of the tagged particles ranged between 47 and 168 mm (Tab. 5.2). Tagged particles that were seeded in between the control sections were also tracked through the experimental and the downstream control sections. In the three sections, the tagged particles were recovered after five sequences of hydrological events on: 27 November 2003, 28 April 2004, 1 June 2004, 5 October 2004, and 19 May 2005. The particles were recovered even if they were buried into the substrate to a depth of 0.25 m. Clasts recovered at a distance shorter than 0.3 m from their location in the previous survey were considered to be immobile.

TABLE 5.2 *Size of tagged particles (b axis) inserted on 11 September 2003.*

	Upstream control	Experimental	Downstream control
Minimum (mm)	51	49	47
Maximum (mm)	152	139	168
Average (mm)	98	79	90

Figure 5.4 presents the hydrograph of Moras Creek during the study period and the times of the topographic surveys and tagged particles tracking. Because the gauging instrument at Moras Creek was impaired at several times during the study, the missing discharges were estimated from the relationship between daily average discharges measured at Moras Creek and at the gauging station located in the neighboring Bulstrode watershed. The correlation coefficient between discharges measured in both streams is 0.78. Extreme values of discharge are likely to be underestimated from the relationships. It is interesting to note that low flow stage is higher during the two winters than in the summers. This is caused by the ice and snow cover in the stream. Bankfull discharge is about to 2.4 m³/s. Maps of the bed and of the tagged particles were prepared at the beginning of the experiment and in between each sequence of flow events. Due to the presence of ice and snow, surveys could not be conducted during the winter. In the spring, the surveys were carried out as soon as the flow stage allowed us to safely wade the river. The first two intervals of time between the recoveries of tagged particles are characterized by three consecutive floods, the third and fourth by a unique event, and the last interval is characterized by five floods (three before the winter and two in spring).

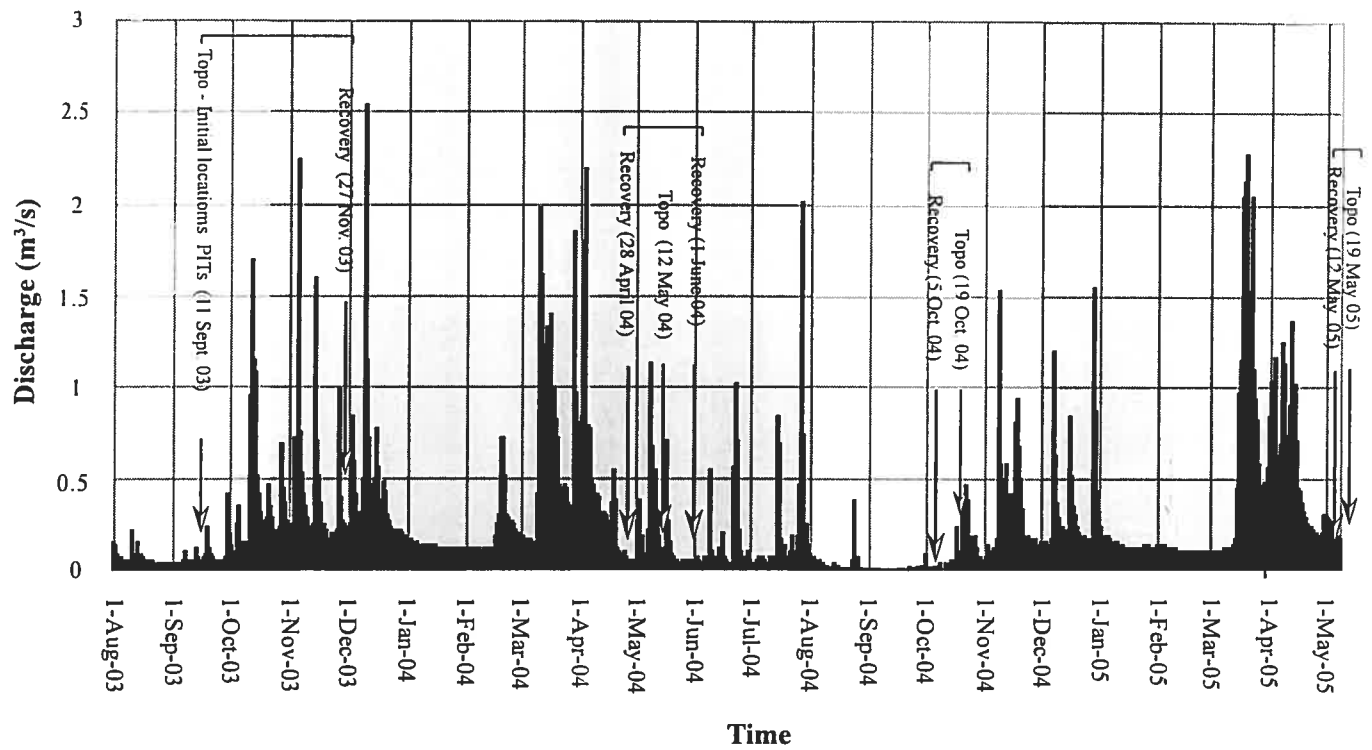


Figure 5.4. Hydrograph of the average daily discharges of Moras Creek between August 2003 and June 2005. Shaded values are estimated from the Bulstrode gauging station which is located downstream Moras Creek. Dates of the topographic measurements and of the recovery of tagged particles both in relationship to flood events are presented.

The discharges of water and the unit stream power values associated with the periods between the surveys are given in Table 5.3.

TABLE 5.3 Characteristics of the sequences of flow events. Q_{bk} = bankfull discharge.

Interval between recovery dates	Number of floods	Q_{max} ($m^3 s^{-1}$)	ω_{max} (Wm^{-2})	Q_{max}/Q_{bf}
11 September 2003 – 27 November 2003	3	2.24	72.13	0.9
27 November 2003 – 28 April 2004	3	2.54	81.79	1.0
28 April 2004 – 1 June 2004	1	1.20	38.64	0.5
1 June 2004 – 5 October 2004	1	2.01	64.72	0.8
5 October 2004 – 12 May 2005	5	2.25	72.45	0.9

5.3 RESULTS

5.3.1 Morphological changes in reaches

Figure 5.5 presents the detailed morphological changes of the river bed after each topographic survey in each section. In the experimental section and immediately after the bed manipulations, the surface appears to be highly segmented and disjointed with very few continuous patches of similar bed elevation. Local elevation values higher than average are numerous and are dispersed over the entire reach. From 11 September 2003 to 12 May 2004, the topography starts to organize. There are more continuous surfaces having the same bed elevation. After 12 May 2004, there are no major topographic changes in the experimental reach. Some local protuberances remained after each sequence of flood events, the most easily identified being in *b2*, *b8-9*, *e2*, *d-e4*, *d15* and *g2*. Although the protuberances change in size and shape, their center point stays at the same location. This illustrates the role of keystones in the restructuring of the bed. In the downstream control section, the most important morphological changes between the first and the last topographic survey is the general increase of bed elevations. This is evident from the upstream end of the reach until the channel narrows downstream (at 7 metres). This aggradation of the bed may have been likely caused by the increased input of sediments derived from the experimental section. Only three protuberances, located at *d4*, and *c16-17* remained after each flood events. In the upstream control section, only minor changes are observed from the different topographic maps. During the surveyed sampling period, large protuberant features remained stable at *a1-2*, *cd1*, *c6* and *f3* locations.

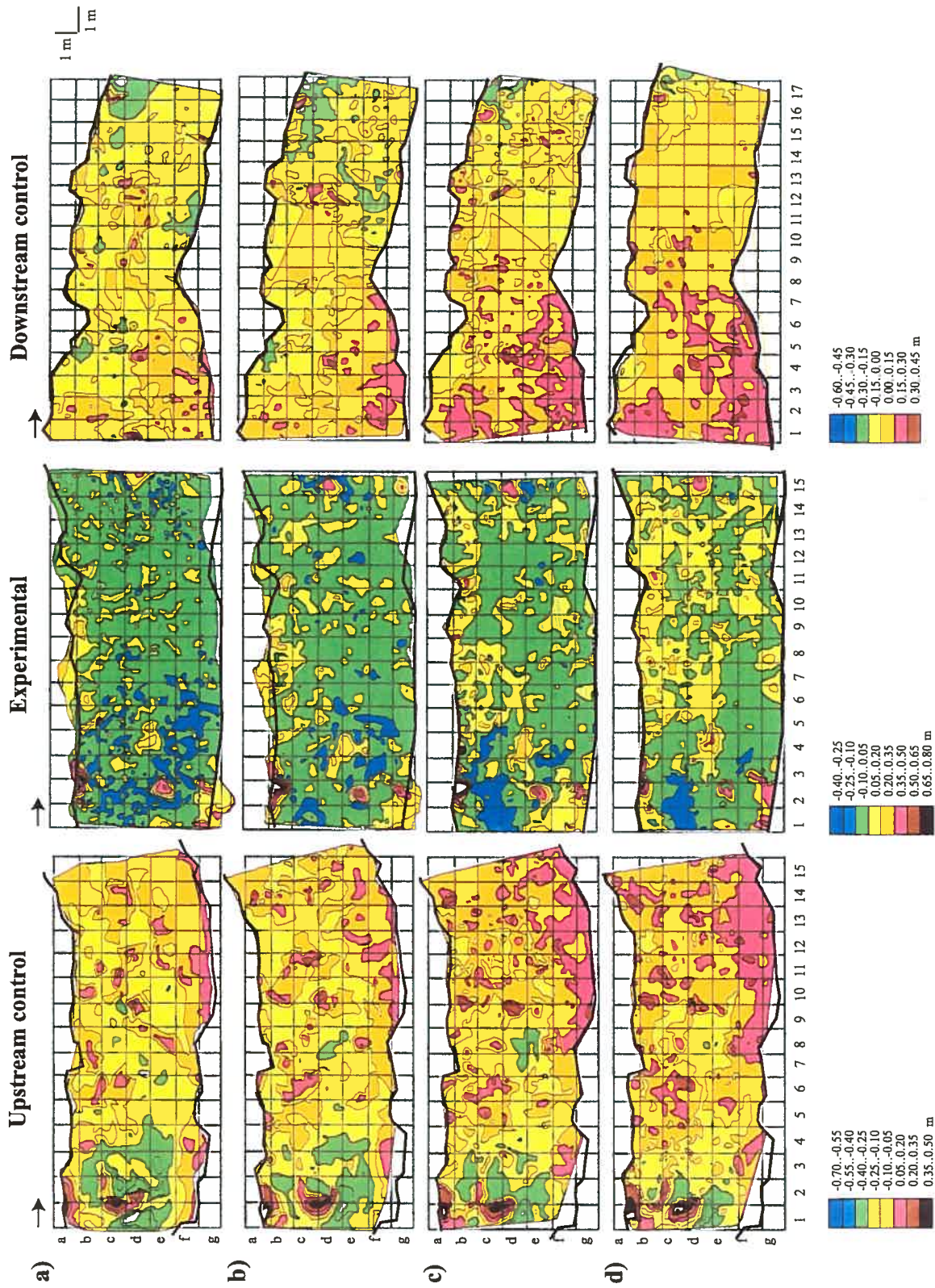


Figure 5.5. Topographic maps of the bed: a) 11 September 2003, b) 12 May 2004, c) 19 October 2004, and d) 12 May 2005. Arrow indicates direction of the flow.

Figure 5.6 shows the differences in bed elevation between successive topographic maps. During the entire period of the study, a similar general pattern of bed aggradation is observed (Fig. 5.6d). This pattern is more pronounced in the downstream experimental section where zones of bed erosion are barely visible. Another common feature of the bed changes is the patchiness and the small sizes of areas of erosion and deposition. In the experimental section, we observed widespread small areas of accumulation and erosion from 11 September 2003 to 12 May 2004. From 12 May 2004 to the end of the experiment, the accumulation zones increased in size. In the downstream and upstream control sections, patches of bed material accumulation are observed immediately after the first sequence of events. As in the experimental section, small areas of accumulation are also dominant.

The location of topographically high areas interpreted to be sedimentary structures is shown in figure 5.7. Interpretation allows differentiating the three reaches in terms of the number and spatial distribution of sedimentary structures. In the experimental section, on the 11 September 2003, the bed is segmented into a entire range of small-scale bedforms. The most dominant structures are individual boulders. Despite the efforts to break-up all sedimentary structures during the manipulation of the bed, a few small structures, clusters and some elongated patches that correspond to ribs, were still present. During the experiment, the small structures and ribs tend to merge with one another and to form large coalescent areas. Large portion of the reach becomes well organized into typical water-worked bed morphology. In the downstream control section, boulders and clusters are also dominant features. Small transverse ribs are developed from 11 September 2003 to 19 October 2004 as the particles tend to stack on one another. After the last survey, some structures are merged into a larger area that may be a longitudinal rib at the upstream end of the reach on the right bank. Boulders and clusters remained the dominant bedforms at the downstream end of the section. In the upstream control section, boulders and segmented transverse ribs that cross the channel, with longitudinal ribs extending into the channel from the right bank, are clearly visible during the whole survey period. The concentration of small-scale features such as pebble clusters at the downstream end of the reach is particularly noticeable from the 19

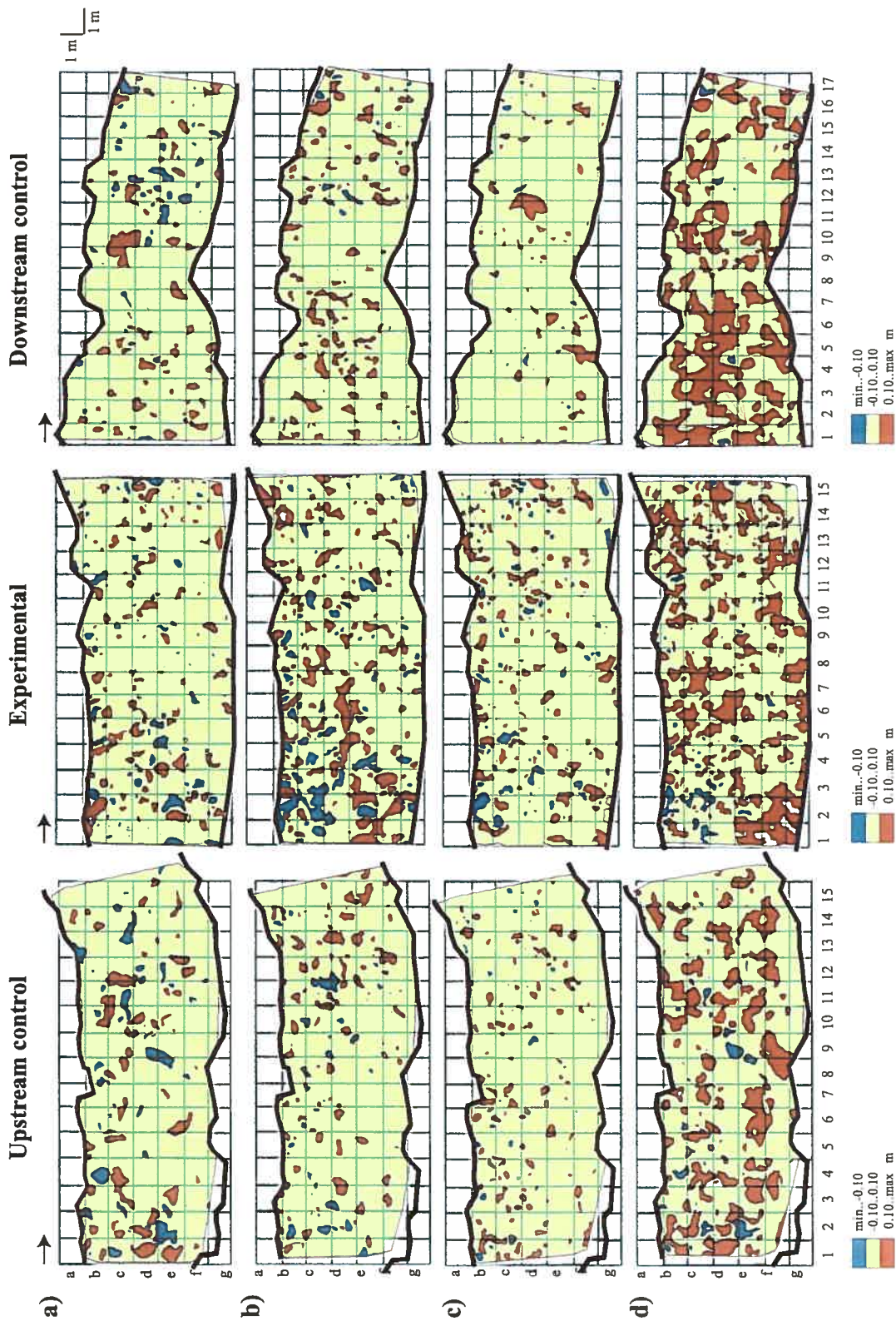


Figure 5.6. Differences in bed elevations between: a) 11 September 2003 and 12 May 2004, b) 12 May 2004 and 19 October 2004, c) 19 October 2004 and 12 May 2005, and d) 11 September 2003 and 12 May 2005. Areas in red represent accumulation of material while areas in blue are associated with local erosion.

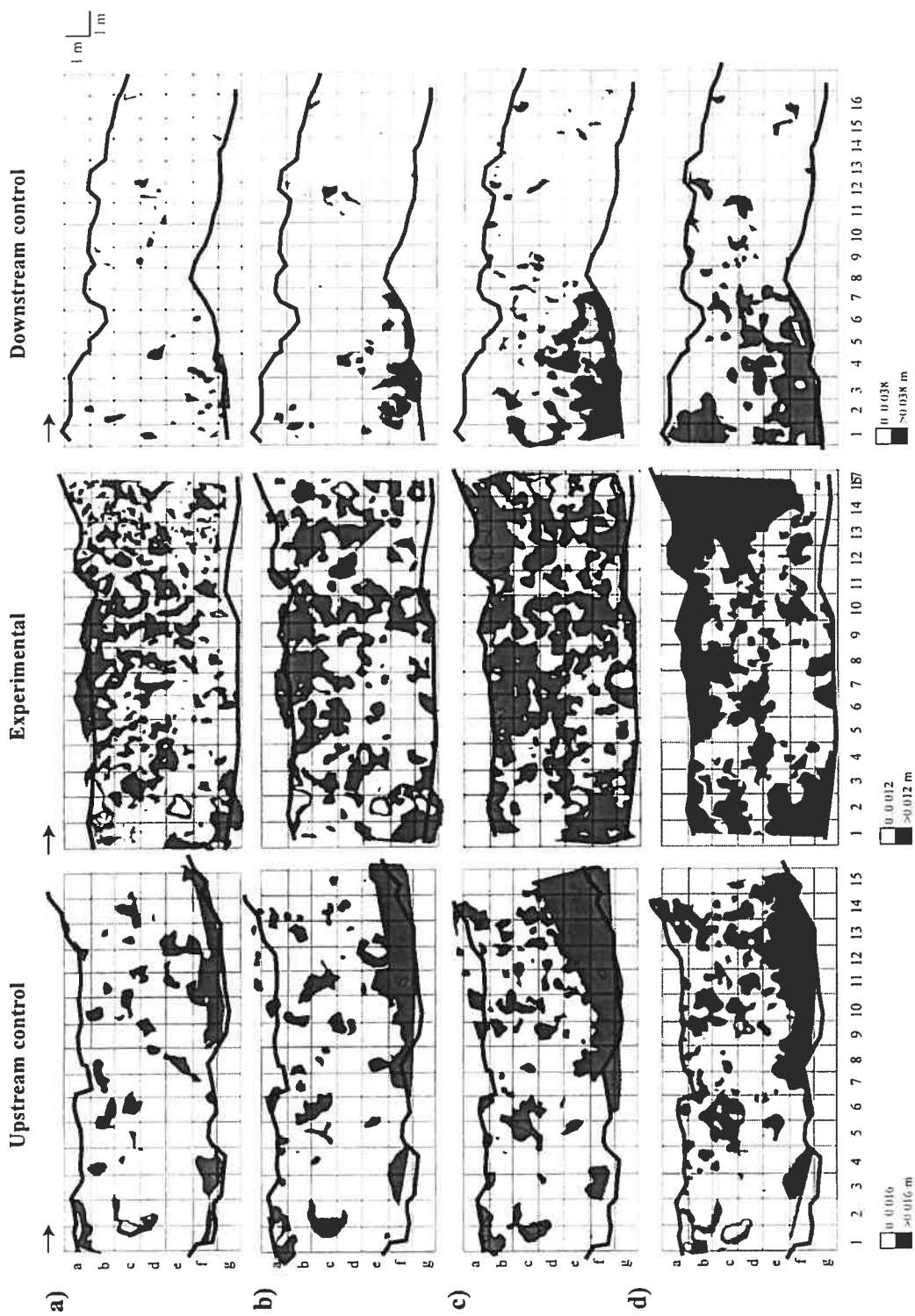


Figure 5.7. Location of sedimentary structures extracted from topographic maps: a) 11 September 2003, b) 12 May 2004, c) 19 October 2004, and d) 12 May 2005.

October 2004. At the end of the survey period, the most important change concerns the size of the longitudinal ribs which tend to coalesce.

5.3.2 Displacement of individual particles

We present now the results obtained from the displacements of tagged particles and describe the patterns of erosion and deposition in the three sections. Figure 5.8 shows the frequency distances of travel for particles that were originally seeded in experimental and control sections. Note that few particles that could not be found at each recovery survey with high recovery rates ranging between 84 and 100%. After the first sequence of floods, less than 40% of the tagged particles moved distances smaller than 0.3 m in all three sections while close to 15% traveled distance greater than 5 m. The high mobility of tagged particles in all three sections may be associated with the seeding procedure of the tagged particles and with the high stream power, which corresponds to 90% of the bankfull stage (see Table 5.3). Some of the tagged particles may be less imbricated than the natural material within the reach. In the three sections, the displacements larger than 5 m are more frequent from 27 November 2003 and 28 April 2004. The movement of particles results from three floods exhibiting the maximum unit stream power observed during the study. The proportion of particles that did not move, corresponding to travel distances smaller than 0.3 m, can be used as an indicator of bed stability. In the three sections, the stability is higher from 28 April 2004 and 1 June 2004. The period is characterized by only one flood and has the lowest unit stream power (see Tab. 5.3). During the subsequent summer and fall, between 1 June 2004 and 5 October 2004, the number of tagged particles traveling more than 5 m increases particularly in the experimental and downstream control section. Even though five floods were recorded from 5 October 2004 to 19 May 2005, the tagged particles remained relatively stable in the three sections but they are reorganized within the sections. There are not many differences in the distance of displacements of tagged particles between the experimental and the control sections. With the exception of the very early period of the investigation when the tagged particles were inserted into the bed, the absence of movement is particularly frequent in the upstream control section which is not influenced by the experimental manipulations. In the latter part of the experiment, the number of tagged

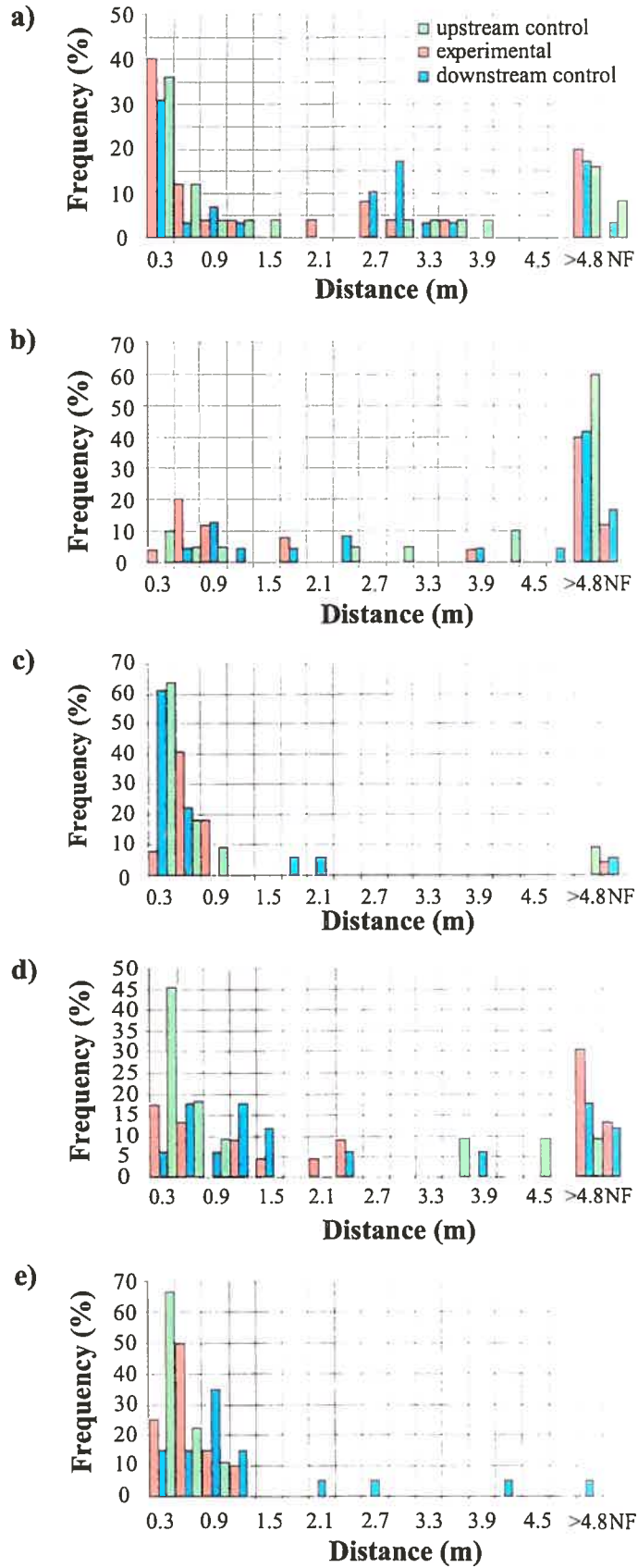


Figure 5.8. Distances of displacement of tagged particles from: a) 11 September 2003 to 27 November 2003, b) 27 November 2003 to 28 April 2004, c) 28 April 2004 to 1 June 2004, d) 1 June 2004 to 5 October 2004, and e) 5 October 2004 to 19 May 2005. Nf= not found tagged particles.

particles that are not found is higher in the experimental and downstream control sections. This may be caused by the more intense vertical mixing of the bed material resulting from the manipulation of the bed or by the displacement of the tagged particles downstream from the control section.

In the experimental section, the distances of displacement are related to the size of the particles for the first two sediment transport episodes (Fig. 5.9). Larger tagged particles traveled smaller distances. In both control section, an inverse relationship between the size of the tagged particles and their distance of displacement was not observed.

5.3.3 Deposition of tagged particles

In figure 5.10, the reaches were subdivided into cells of 1 m by 1 m. For each cell, the standard deviation of the interpolated bed elevations which is used as a roughness parameter was calculated (Smart *et al.*, 2004). The values ranged from 0 to 0.1 m. For a standard deviation lower than 0.04 m, a value that is close to the D_{16} of the c axis of the particles in all three sections, the roughness of the cell was judged to be minor. Moderate roughness is characterized by standard deviations between 0.04 m and 0.08 m while major roughness corresponds to values above 0.08 m. Major roughness cells are usually associated with changes in bed elevation around sedimentary structures where there are important breaks of slope. In the experimental section, cells with a standard deviation greater than 0.08 m are found mostly in the upstream end of the section. At the beginning of the experiment, there are only a few cells where the roughness is minor. During the experiment, the number of cells with a minor roughness increases while cells of major roughness are more spatially connected. In the downstream control section, isolated major roughness cells are more numerous on 11 September 2003 than at the end of the experiment. Continuous sections of cells with minor roughness are developed from 28 April 2004 to 5 October 2005. After the last winter, these patches of minor roughness are segmented by moderate roughness cells. In the upstream control section, major roughness cells are found at the upstream end of the section, moderate roughness cells are the most numerous and the minor roughness cells are few. The pattern of roughness is similar over the entire experiment.

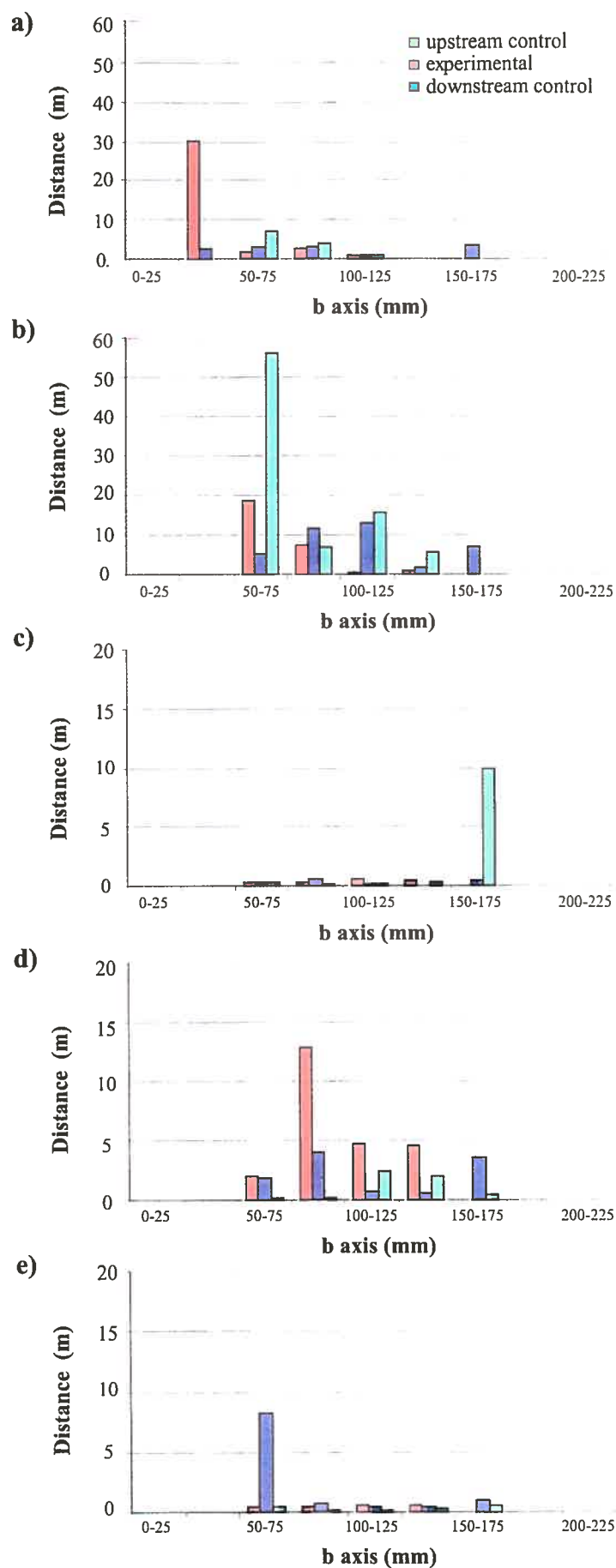


Figure 5.9. Distances of displacement in relation to the size of the tagged particles from: a) 11 September 2003 to 27 November 2003, b) 27 November 2003 to 28 April 2004, c) 28 April 2004 to 1 June 2004, d) 1 June 2004 to 5 October 2004, and e) 5 October 2004 to 19 May 2005.

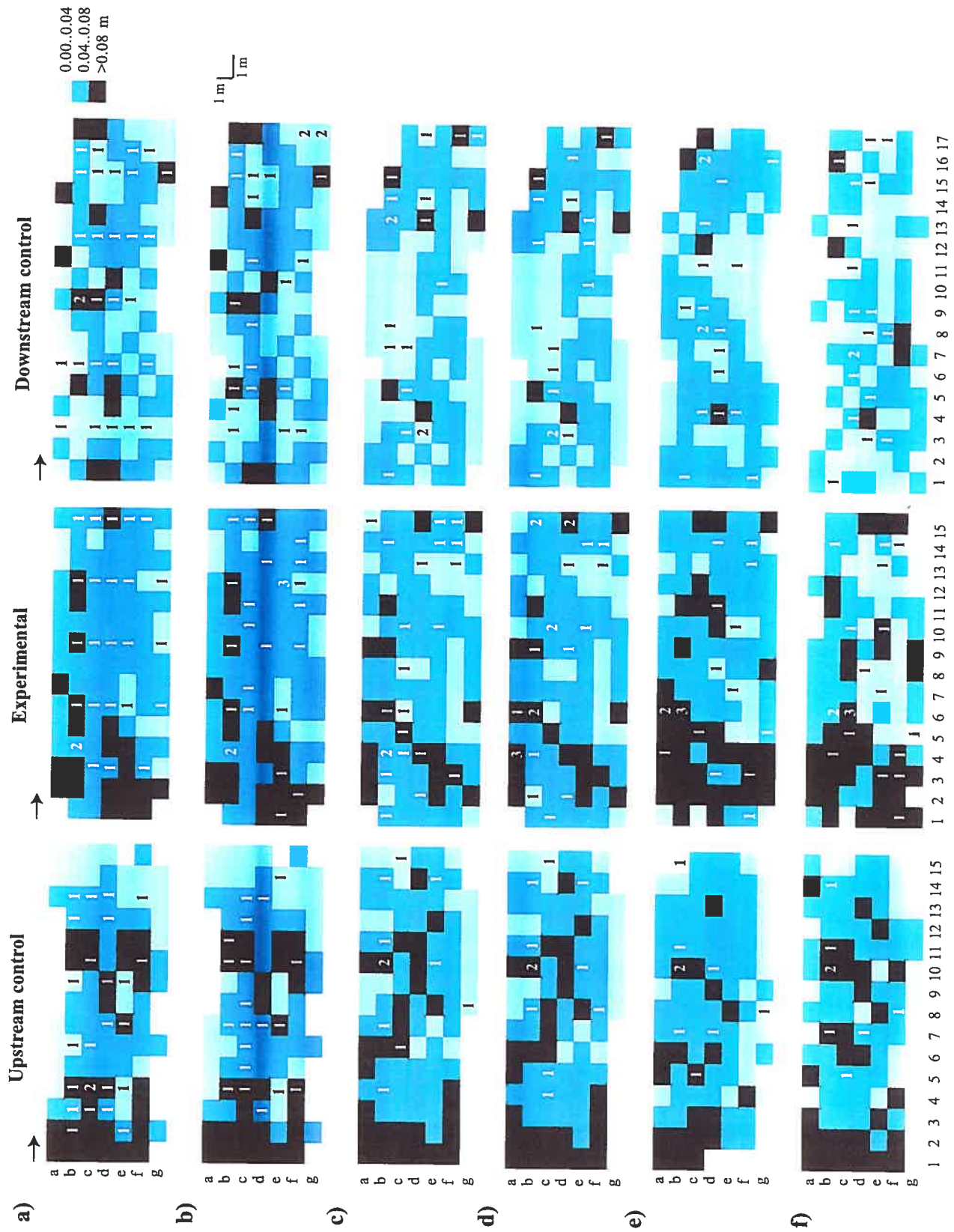


Figure 5.10. Location and number of deposited tagged particles superimposed on a map of roughness indices estimated from topographic surveys in the experimental and control sections on: a) 11 September 2003 (topo-11 Sep. 03), b) 27 November 2003 (topo-11 Sep. 03), c) 28 April 2004 (topo-12 May 04), d) 1 June 2004 (topo-12 May 2004), e) 5 October 2004 (topo-19 October 04), and f) 19 May 2005 (topo-12 May 05).

We established the location of tagged particles in relationship to the roughness. In the experimental and the upstream control sections, the tagged particles occupy minor, moderate and major roughness cells on 11 September 2003. For the duration of the experiment, the number of tagged particles that were deposited in moderate and major roughness cells increases (Fig. 5.10). In the downstream control section, which initially corresponds to the least rough section, there are more tagged particles in major and moderate roughness cells on 11 September 2003. Immediately after the first sequence of floods, the tagged particles moved and 14 were deposited in minor roughness cells. After each of the last three events, the tagged particles were redeposited, mostly in moderate roughness cells.

The relationship between sedimentary structures and the location of the tagged particles is shown in figure 5.11. A typical example of the trends in the movement and deposition of tagged particles is shown for the experimental section. On 27 November 2003, after the first displacement, two particles smaller than 90 mm are in close contact at *b4*, and three others located 3 m downstream are less than 0.6 m apart (*b-c-d6*). Both arrangements are developed very close to segmented transverse ribs. On 28 April 2004, the deposition of tagged particles occurs at two locations within the section. The upstream cluster is composed of four particles among which two were already close to one another on 27 November 2003 (*b4*). The downstream cluster (*b-c-d6*) is composed of the same three tagged particles shown on 27 November 2003. All seven particles remained in the same position or have moved closer together on 1 June 2004. After these two flow events, the two clusters join and form a single cluster. The core of these deposits overlaps with a transverse rib and a longitudinal fabric that extends parallel to the flow along the left-hand side of the channel. In the downstream control section, with few exceptions, tagged particles often move along the talweg and are not specifically deposited in sedimentary structures. This is mostly due to the small number of sedimentary structures in the section. In the upstream control section, the largest tagged particles (*b* axis = 120-300 mm) are deposited in or very close to sedimentary structures. We also observed that three of the smallest tagged particles are grouped at *b10-11*.

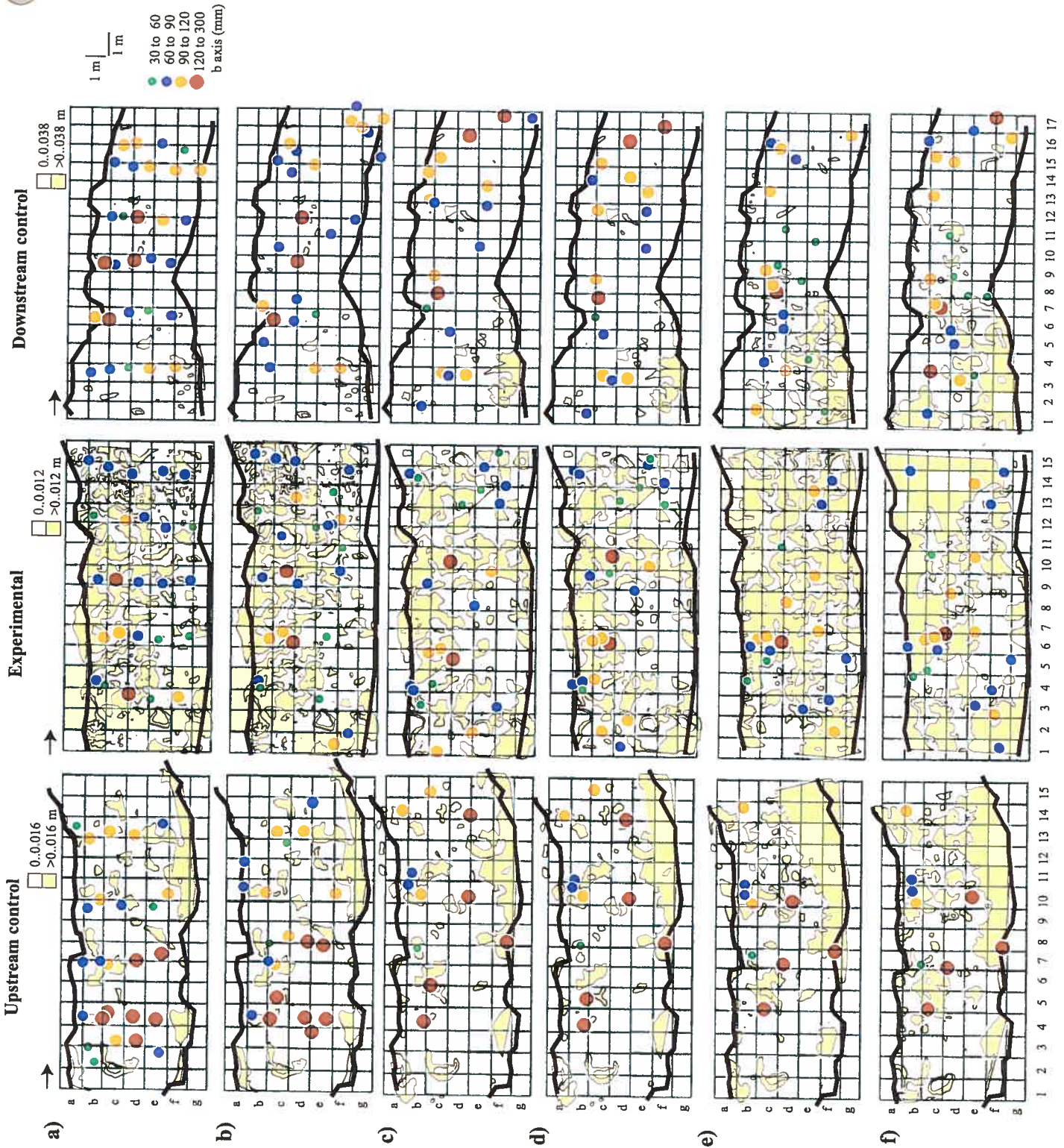


Figure 5.11. Location of deposited tagged particles around sedimentary structures extracted from topographic maps: a) 11 September 2003, b) 27 November 2003, c) 28 April 2004, d) 1 June 2004, e) 5 October 2004, and f) 19 May 2005. See caption of figure 5.11 for related topographic survey dates.

Table 5.4 summarizes the average distance between tagged particles and the closest downstream sedimentary structures. In the experimental section, the average distance decreases until 28 April 2004 and then becomes stable until 19 May 2005 when it is 0.1 m. This suggests that practically all tagged particles are found in sedimentary structures. The sedimentary structures play an important role on where the mobilized particles tend to stop. Because of their roughness, they trapped the tagged particles. In the downstream control section, the tagged particles move closer to sedimentary structures. From the initial seeding of particles until 19 May 2005, the tagged particles are found closer to sedimentary structures by 1 m on average. In the upstream control section, the average distance decreases by more than 0.5 m from 11 September 2003 to 19 May 2005. At the end of the experiment, all tagged particles that remain in the section are imbricated to sedimentary structures.

TABLE 5.4 *Average distance between the tagged particles and the closest sedimentary structures located downstream (m).*

	11 Sep. 03	27 Nov. 03	28 April 04	1 June 04	5 Oct 04	19 May 05
Upstream control	0.6	0.6	0.4	0.3	0.4	0.1
Experimental	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1
Downstream control	1.4	1.5	1.4	1.5	0.6	0.4

5.3.4 Development and spatial distribution of sedimentary structures

In figure 5.12, we present the number, perimeter and area of sedimentary structures after each sequence of hydrological events. The metrics are presented as ratio of the bed area of the sections. In the experimental section, the number of structures at the beginning of the experiment is very high, reflecting the segmentation of the bed resulting from the manipulation. The number of structures decreases rapidly to stabilize around the number observed in both control sections. A similar trend is also observed in the change of the perimeter of the sedimentary structures. It decreases between 11 September 2003 and 12 May 2005. On 12 May 2005, the total perimeter measured in the experimental section becomes similar to that measured in both control sections. The proportion of the bed area occupied by the sedimentary structures increased in the three sections from 11 September 2003 to 12 May 2005. It is mostly associated with a general aggradation of the bed during the study.

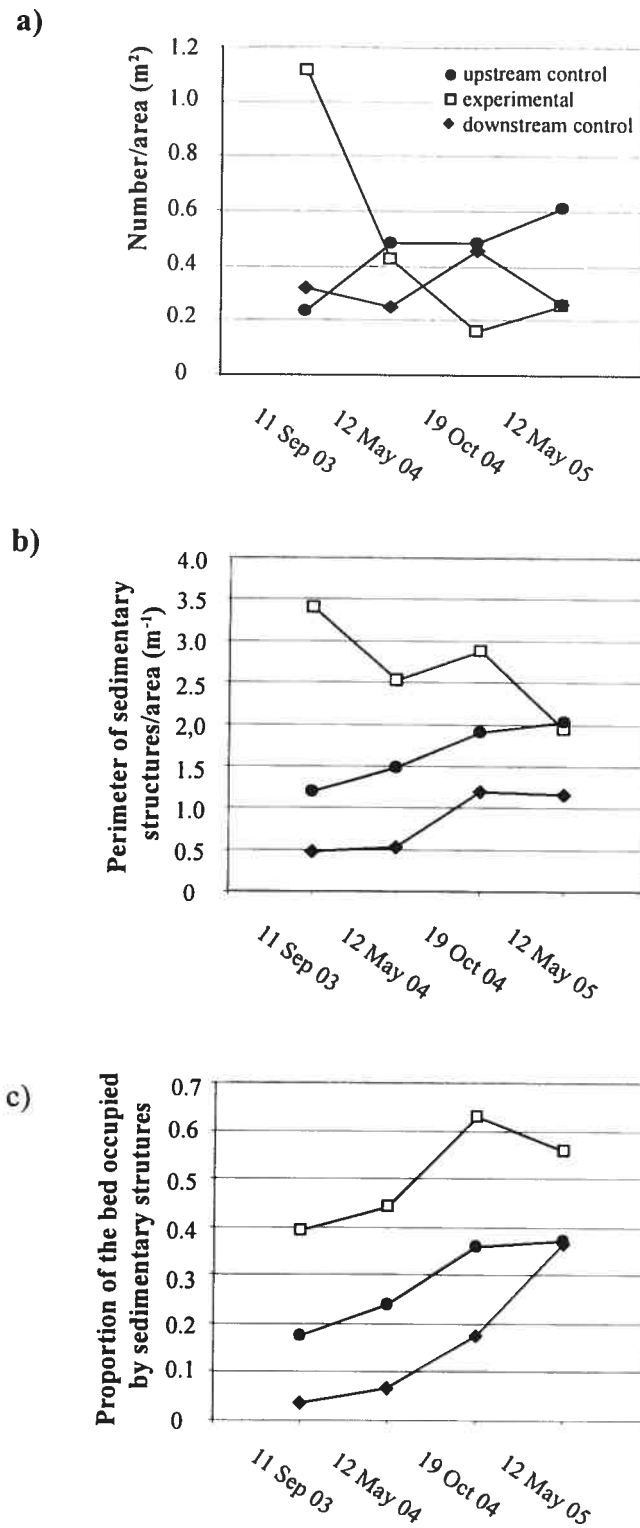


Figure 5.12. Changes in statistics of sedimentary structure after each investigated transport event: a) number, b) perimeter, and c) area of sedimentary structures.

In the experimental section and at the beginning of the study, the distribution of distances between the centroids of all pairs of sedimentary structures does not show a preferential distance between the sedimentary structures (Fig. 5.13). The shape of the distribution changes as seen from the results of the 12 May 2005 survey where a clear modal value is observed. The distributions of distances become positively skewed with a peak located at 4 m. In the downstream control section, the distribution displays several modes on 11 September 2003. On 19 October 2004, the distribution also becomes positively skewed. A long tail is developed for larger distances and the average distance between sedimentary structures is 5.9 m. On 12 May 2005, two groups with modes at 3 and 5.5 m have appeared. In the upstream control, the frequency distributions of distances between the sedimentary structures maintain a similar shape during the entire period of the study. The average, standard deviation and skewness values of the frequency distribution also remain similar indicating a stability of the spatial distribution of the sedimentary structures.

It has been suggested that the spatial distribution of sedimentary structures such as pebble clusters is related to the width of the channel (Hassan and Reid, 1990). In order to examine the role of channel width on sedimentary structures, the surveyed sections were segmented into cross-sections every 0.5 m. We measured the width of the channel and the length occupied by the sedimentary structures along each cross-section. Figure 5.14 shows the relation between the width and the length of sedimentary structures. The relationships vary from the beginning to the end of the experiment. In general, the control sections display a significant ($\alpha=0.05$) positive relationship. In the experimental section, the strength of the relation generally increases with time, suggesting the progressive development of the bed structure. The strength of the relations between the length of the structures and the width of cross-sections also increased in the downstream control section, and in less significantly way in the upstream control section which displays a more stable relation. The positive relationships describing each section tend to have similar slopes at the end of the study.

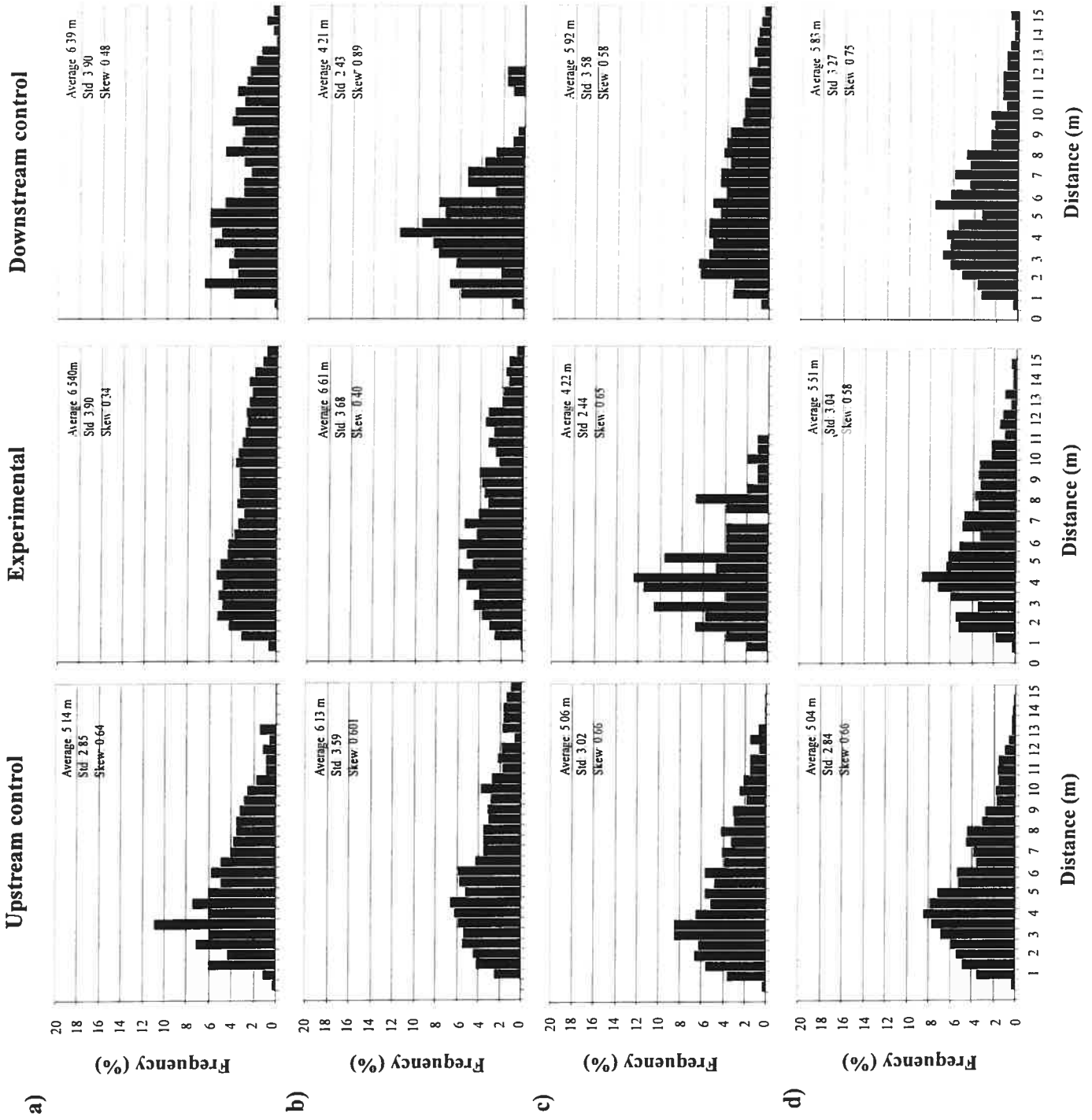


Figure 5.13. Distribution of distance between central points of sedimentary structures identified from the reclassification of bed elevation: a) 11 September 2003, b) 12 May 2004, c) 19 October 2004, and d) 12 May 2005.

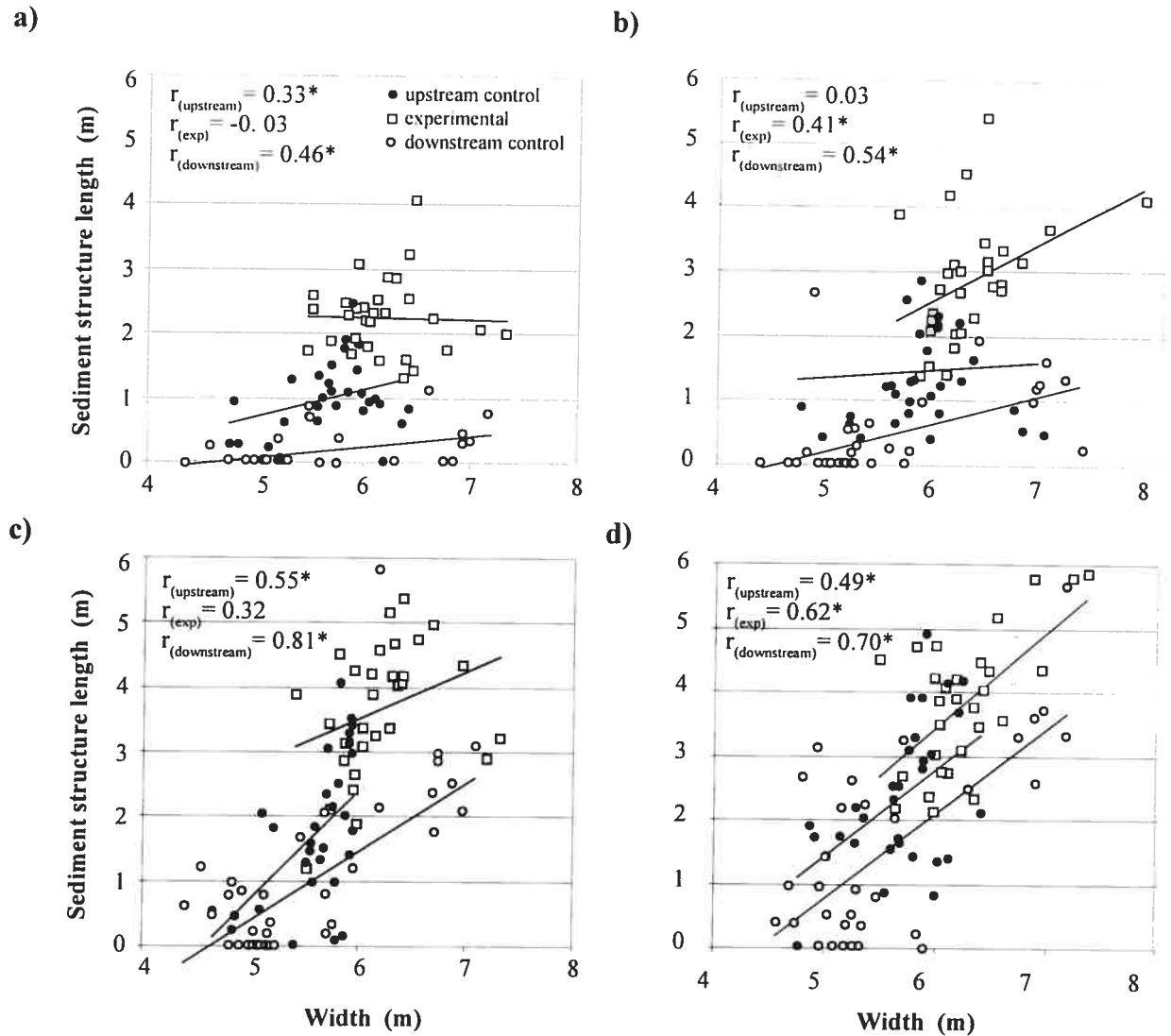


Figure 5.14. Relation between the channel width and the length of sedimentary structures along a cross-section: a) 11 September 2003, b) 12 May 2004, c) 19 October 2004, and d) 12 May 2005.

Figure 5.15 shows the effect of keystone on the development of sedimentary structures. The keystone was identified at the beginning of the experiment using D_{max} of the c of axis particle size as a threshold to classify the elevation maps. They are represented mostly by large pebble clusters and metric boulders. For this analysis, we only kept the large structures that remained at the same location throughout the experiment. In all three sections, sedimentary structures extend both upstream and downstream of the keystone. In the experimental and the downstream control sections, the accumulation of bed material around keystone created structures five and seven times larger than the initial size of the keystone respectively. In the upstream control section, the sedimentary structures are twice as large as the size of the initial keystone. The largest increases are associated with keystone that are near the banks.

5.4 DISCUSSION

Because particles are often imbricated in coarse-grained bed channels, the mobility and the distance of displacement of clasts are generally reduced. Under these circumstances, a manipulation of the bed that loosens and breaks-up the imbrication of particles as the one undertaken in the experimental section provides a unique opportunity to investigate the development of sedimentary structures at the reach scale. By increasing mobility, this study could be carried out on a short time-scale period, thus allowing for direct observations of bed structure development in a step-pool channel. The manipulations not only affect the imbrication, the exposure and the armoring of heterometric clasts but also the size, shape and spatial distribution of sedimentary structures. The reorganization of particles close to and into sedimentary structures was observed during a sequence of sediment transport events where some of the large protuberant clasts remained immobile. The flows were insufficient to displace the largest clasts, but were competent to move particles that had a b axis ranging from 40 to 175 mm in both the manipulated and control sections. From the combination of the results obtained from detailed topographic maps and the displacement of passive integrated transponder tags, the discussion will focus on the initiation, the development and the maintenance of sedimentary structures in Moras Creek and on the stability of the configuration of the bed that is promoted by keystone.

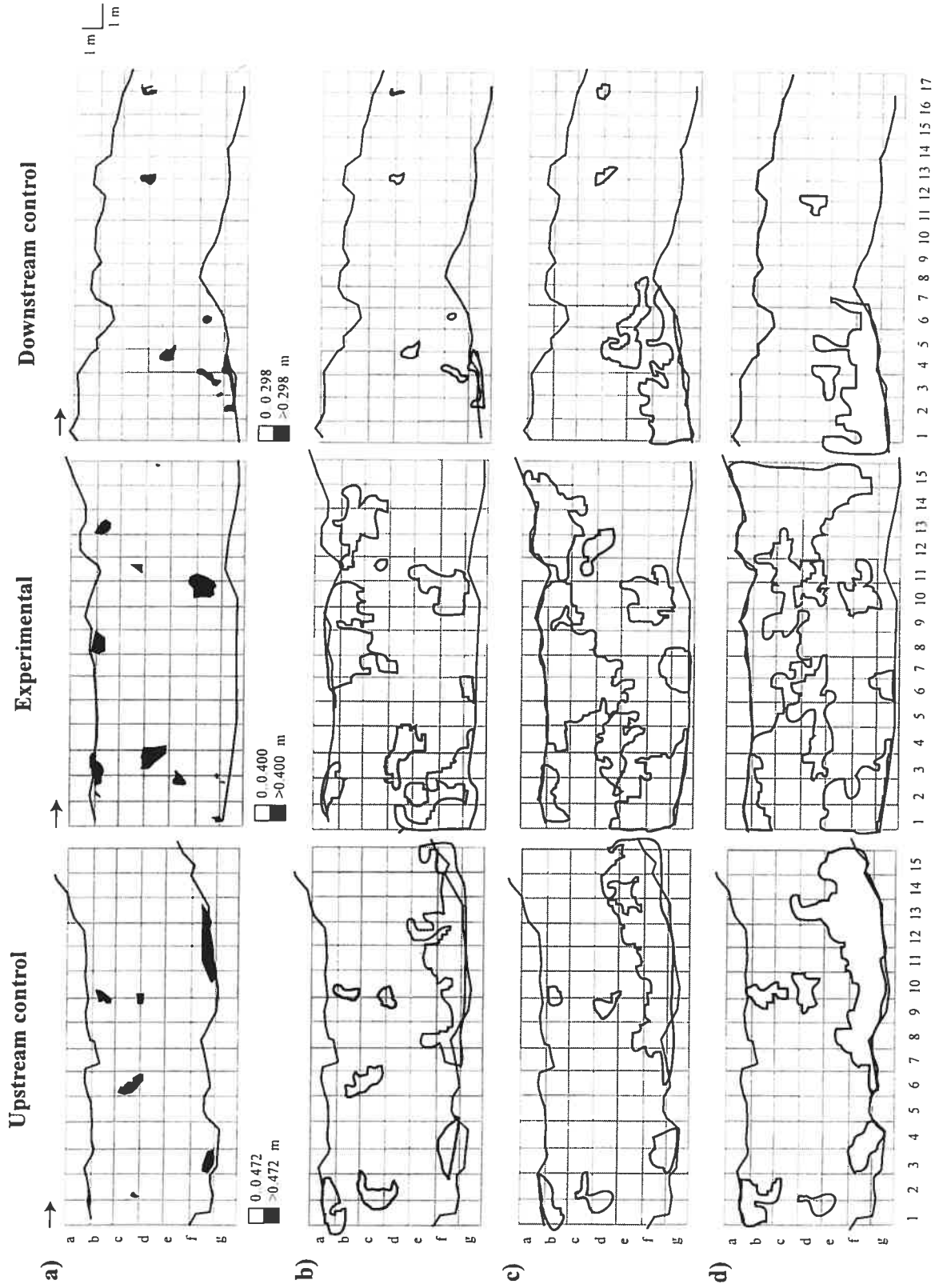


Figure 5.15. Expansion of sediment structures around keystone: a) 11 September 2003, b) 12 May 2004, c) 19 October 2004, and d) 12 May 2005. See text for details concerning areas of sedimentary structures.

This study has provided direct observations to show that the reach-scale control of the development of sedimentary structures is mostly the presence of keystone that control transport. These protuberant bed features usually include one or two metric boulders having close surface contact with each another. We observed that bed material displaced during competent events accumulated around keystone. When keystone are not displaced, they increase the probability of congested areas of deposited clasts that we characterized as sedimentary structures. Wathen *et al.* (1997) reported that sediments tended to be stored around keystone and to promote the development of larger structures. The flow structures around keystone may be determinant for the initiation of the development of the sedimentary structures. As shown for pebble clusters, while there is a zone of flow acceleration of the fluid at the top of the highest pebble in the cluster and around the cluster, a region of weak flow recirculation is caused by the separation of the flow immediately downstream from the obstacle (Buffin-Bélanger and Roy, 1998). This region of low flow velocity can indeed increase the deposition of bedload and stimulate the development of sedimentary structures around keystone.

While keystone provide the initial formation conditions, this experiment has also shown that the development of sedimentary structures and their maintenance are mostly related the entrapment of particles within areas of high bed roughness. Particles entrapment has been reported from laboratory experiments as a dominant process that explains the clustering of displaced particles into sedimentary structures (Malmaeus and Hassan, 2002). Using PIT tags to investigate sediment transport in Moras Creek, it was observed that even if the displaced particles are not in immediate contact with sedimentary structures they tend to settle very close to them. The surrounding areas of sedimentary structures display high roughness values as revealed by important changes in bed elevations. The particles cease moving when entering these high resistance fields. Tagged particles tend to accumulate in locations of major roughness that are close to sedimentary structures. This accumulation increases the size of the sedimentary structures which is limited by the width of the channel. As more space in the reach is occupied by the sedimentary structures, the more they alter the transport of bed load and

increase the likelihood of the "jams" and bed material storage which then controls further deposition of particles and assures the maintenance of sedimentary structures. As the sedimentary structures grow, the distances of displacement of individual particles become shorter. As reported by Benda (1990), Whiting and Bradley (1993), Abraham *et al.* (1995) and Church *et al.* (1998), the sedimentary structure deposits govern the availability of sediments, the transport of large material that accumulates in the channel, and they decrease the transport rate for hydraulic conditions up to and slightly larger than bankfull.

This study also highlights the rapidity of the recovery of the bed after its manipulation and the persistence of the sedimentary structures at the reach-scale. Bed stability was rapidly achieved after the first spring floods through the development of sedimentary structures in the experimental section and through the maintenance and growth of these structures in both control sections. In the experimental section, not only the shape of sedimentary structures but also their spatial distributions were readjusted to conditions close to the undisturbed sections on 12 May 2004. Afterwards, from 12 May 2004 to 12 May 2005, the sedimentary structures appeared to have achieved some sort of equilibrium. During this period, only slight morphological changes were observed. In both control sections, the sedimentary structures increased in size during the experiment. The morphology of these sections, the displacement of tagged particles, and the spatial distribution of sedimentary structures, however, were more stable than in the experimental section, particularly in the upstream control section which was not influenced by the bed manipulations. In all three sections, the stability of sedimentary structures is linked to the low probability of displacement of keystone within the reach. During the survey of Moras Creek, stable keystone have played a major role in the stabilization of the bed thus confirming Hayward's (1980) and Zimmermann and Church's (2001) assertion that the overall stability of the bed configuration is a result of 'permanent' features such as large boulders. If the keystone remain immobile the probability of individual particles to be imbricated into sedimentary structures increases and some material can essentially remain stored for several transport events (Carling, 1987).

5.5 CONCLUSION

This study showed that structural development of sedimentary structures in step-pool systems can be observed under natural conditions with competent sediment transport events. It provided information on the sedimentary structures and on reach-scale processes that control their dynamics in a step-pool channel. We artificially increased the initial entrainment of particles by an experimental manipulation of the bed. Using detailed topographic maps and PIT tags to investigate sediment transport, we followed the reorganization of the bed material over two years. We found that the sedimentary structures rapidly reorganized themselves after the manipulation in the experimental section and remained largely intact even after sequences of competent flood events. The sedimentary structures developed in the experimental section are similar to those observed in two control sections. The tagged particles are spatially organized into clusters, transverse and longitudinal ribs. In all three investigated sections the bed configuration is strongly associated to the presence of keystone. After transport events, tagged particles were found to deposit mostly around keystone and were involved in the development of sedimentary structures. Once the formation of sedimentary structures was initiated, the roughness conditions increase flow resistance and the likelihood of particle entrapment. When the tagged particles enter the strong resistance field created by sedimentary structures, they are trapped, become imbricated, and assure the development of larger structures. The immobile keystone assured the stability of the sedimentary structures by increasing the threshold of particles mobility.

PARAGRAPHE DE LIAISON D

La compréhension de la dynamique des step-pools serait incomplète sans détails sur l'écoulement. Dans le chapitre précédent, nous avons montré les liens entre le transport des particules individuelles et la morphologie du lit pour expliquer le développement et le maintien des structures sédimentaires. Les vitesses de l'écoulement sont particulièrement influencées par la présence de ces structures. Elles jouent aussi un rôle important sur la mobilisation, le transport et le dépôt des sédiments. Nous nous interrogeons sur l'absence presque totale de mesures de vitesse échantillonnées à une haute résolution spatiale et temporelle dans les step-pools. Dans la littérature, les relations entre les composantes de la dynamique fluviale passent par le débit alors que les obstacles protubérants, les échelles de rugosité et la variabilité morphologique perturbent l'écoulement localement et influencent les propriétés turbulentes près du lit. Dans le prochain chapitre, nous avons échantillonné plusieurs séries de vitesse à 25 Hz près du lit dans le ruisseau Spruce à l'aide d'un courantomètre acoustique à effet Doppler (ADV). Malheureusement, la majorité des séries montre de faibles valeurs de corrélation, ce qui compromet la qualité des données de l'ADV. En respectant les seuils d'acceptabilité définis par le fabricant, seulement quelques séries peuvent être utilisées pour définir les caractéristiques turbulentes de l'écoulement. Nous montrons tout de même qu'il est possible d'extraire des caractéristiques moyennes et d'interpoler ces valeurs à l'échelle des unités morphologiques du step-pool. Cela implique de mettre en évidence des liens spécifiques entre les caractéristiques de l'écoulement et la morphologie dans les rivières à step-pools naturelles.

CHAPITRE 6: FLOW VELOCITY IN A STEP-POOL CHANNEL: MEASUREMENTS AND INTERPRETATION.

6.1 INTRODUCTION

For the last decade, progress has been made in the understanding of the relationships between step-pool configuration, sediment transport and flow velocity in order to seek causal mechanisms (Chin and Wohl, 2005). Although flow velocity distributions have been investigated in gravelly environments (Clifford *et al.*, 1993; Clifford and French, 1993; Kirkbride and Ferguson, 1995; Nikora and Smart, 1997; Robert, 1997; Smart, 1999; Roy *et al.*, 2004) and related to bedforms or sediment transport (Clifford, 1996; Clifford and French, 1993; Nelson *et al.*, 1993; 1995; Robert, 1997; Buffin-Bélanger and Roy, 1998), very little is known of the flow hydraulics in step-pool channels (Chin and Wohl, 2005). This is indicative of the complex environments of step-pool systems where steep slopes, extremely rough beds, and particularly metric boulders promote highly variable and turbulent hydraulic properties (Chin, 1998; Newman and Bennell, 2002).

To the author's knowledge, only a few studies have been conducted on the hydrodynamic characteristics of step-pool channels (Tab. 6.1). Most of the data available to date come from Wohl and her co-workers. They have reported average values of velocity measured at points along cross-sections (e.g. Adenlof and Wohl, 1994; Wohl and Thompson, 2000; Wilcox and Wohl, 2003). They showed that locations immediately downstream from steps are dominated by wake turbulence, whereas other locations are dominated by bed-generated turbulence. Some attempts were also made to link sediment transport or bed adjustments to flow in step-pool systems (Blizard and Wohl, 1998; Wohl and Thompson, 2000; Wilcox and Wohl, 2003) but several inconsistencies in the sediment transport-flow relationships were observed. For example, Blizard and Wohl (1998) showed that stream power, near-bed velocity and average velocity were all relevant indicators of bedload transport in East St. Louis Creek (U.S.) but none of the relationship was consistent at all cross-sections.

TABLE 6.1 *Recent studies of velocity measurements at high temporal and spatial sampling resolution in step-pool channels. ECM = electromagnetic current meter and ADV = acoustic Doppler velocimeter.*

References	Instrument	Frequency	Number of points	Results
Adenlof and Wohl, (1994)	ECM-1D	(-)	36 (x11)	Flow characteristics averaged across the entire cross-section is insufficient to differentiate incipient motion or sediment transport movement.
Blizard and Wohl (1998)	ECM-1D	(-)	30	Inconsistencies between sediment transport and hydraulic variables.
Furbish <i>et al.</i> (1998b)	Teledyne Gurley CM	(-) average on 45 s	60	Linear stability analysis suggests that initial wavelength selection of alternate bars is too high for the range of flow conditions.
Wohl and Thompson (2000)	ECM-1D	30 Hz average on 2 s	37 (x5)	Flow is more variable when discharge increases, downstream step = wake turbulence, upstream step = bed generated-turbulence.
Wilcox and Wohl (2003)	ADV-flow tracker-3D ECM- 1D			Discharge and bedform type affect both mean downstream and cross-stream velocity, ADV velocities need extensive filtering to interpret turbulence properties.

These inconsistencies may be the consequence of field-based measurements. Field studies on step-pool channels still rely on the measurements of channel characteristics and processes active at low stages, which are used to infer processes at higher discharges. This situation is in part explained by the relatively low frequency of high flows in most field settings including in step-pool systems (Chin and Wohl, 2005). It is also fair to say that the acquisition of high-quality velocity measurements for an adequate quantification of the mean and turbulent flow properties in rough channels such as step-pool reaches is a challenge because of the extreme temporal and spatial variability of the flow (Newman and Bennell, 2002; Legleiter *et al.*, submitted).

Moreover, questions remain on the need for single point velocity measurements to describe the flow (Chin and Wohl, 2005) and on the ability to interpolate such point velocity measurements to obtain reach-scale spatial distributions of the mean and turbulent flow properties. Lamarre and Roy (2005) have used an interpolation of local average hydraulic quantities in a riffle section to characterize flow resistance at the reach-scale. Although the authors discussed the issue in the paper, no systematic tests were made to determine how the sampling strategy and the distribution of bed

irregularities affect the quality of the interpolation. This question is even more important in step-pool channels where sharp morphological changes occur on very short distances both across a channel and along its longitudinal profile.

In view of the problems associated with the measurement of the hydraulic properties at high flows in step-pool channels, this essay aims at discussing the performance of an acoustic Doppler velocimeter to measure flow velocities and to describe flow patterns. The specific objectives are: 1) to identify the sources of errors introduced in the velocity signals, 2) to illustrate the potential of applying corrective procedures to the velocity measurements, and 3) to assess how flow properties measured at single points can be interpolated at the reach-scale in a step-pool channel.

6.2 METHOD

6.2.1 Field site

The experiment was carried out in Spruce Creek (alt. 520 m) on Mount Sutton (Québec, Canada). It is a classic step-pool channel located in a forested watershed (Fig. 6.1). Mean channel width and depth are respectively 6.0 m and 0.45 m at bankfull stage. In the surveyed section, the slope is 14% and the D_{50} , 160 mm. Velocity and topographic measurements were taken in a 50 m long reach consisting in a sequence of five step-pool units. The steps are composed of boulders that can reach up to a few metres in diameter while the pools are covered with particles ranging from sand to gravel. Detailed topographic sampling of the riverbed topography was done using a Trimble robotic total station (model 5600DR). The bed topography was interpolated using the TIN algorithm. In this analysis, we have removed the average slope of the reach from the data. The reach was subdivided into ten morphological units corresponding to each step and pool (Fig. 6.2). The morphological characteristics of each unit are presented in table 6.2. None of the average characteristics is significantly different between the steps and the pools ($\alpha=0.05$). In Spruce Creek, pools are only a few centimeters deeper than steps. Average slopes, lengths and widths are similar in both types of morphological units. Even though there is great variability among the units, there are no significant differences for the reach-averaged shear stress and unit stream power values. Although



Figure 6.1. Upstream view of Spruce Creek: a) a typical step-pool sequence at low flow and b) the studied reach at high flow during the snowmelt in April.

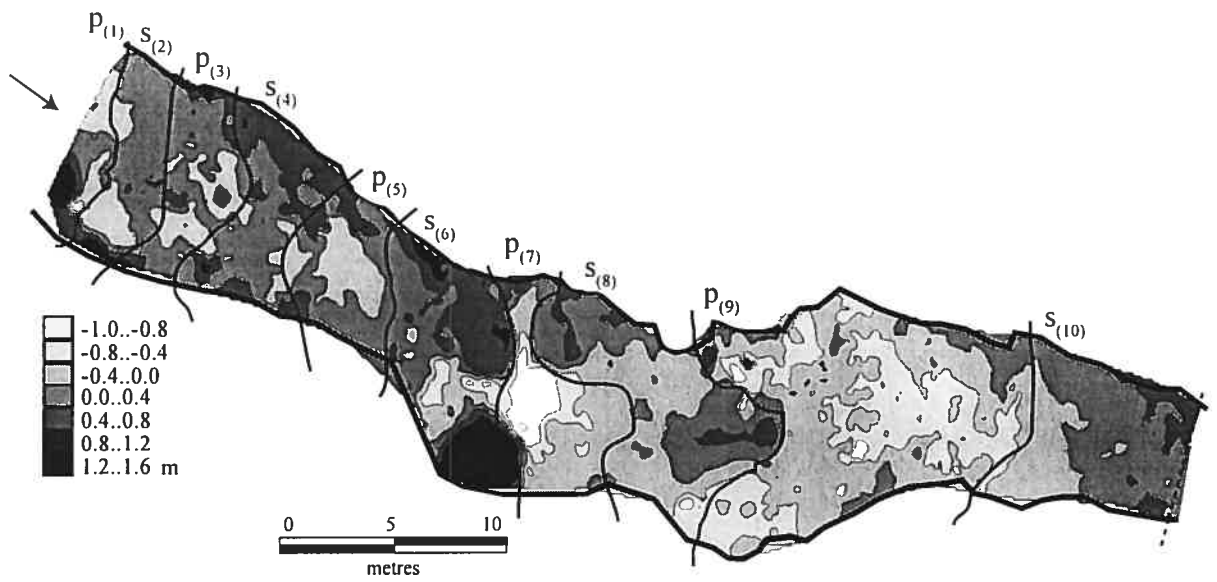


Figure 6.2. Classification of Spruce Creek into distinct morphological units based on elevation. Five step-pool sequences are represented. The average channel slope has been removed from the topographic map.

some of the morphological units along the Spruce Creek are associated with the presence of large woody debris, such units were absent from the studied reach.

TABLE 6.2 *Measured and estimated morphological and hydraulic characteristics.*

Unit Number	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Mean (std)	Mean (std)
Morphology	pool	step	pool	step	pool	step	pool	step	pool	step	pool	step
Slope (%)	3.5	8.0	14.1	10.4	8.7	9.2	7.2	12.8	12.7	7.5	9.2 (4.3)	9.6 (2.1)
Width (m)	5.37	6.67	7.87	7.44	5.42	6.13	8.15	7.71	7.64	5.76	6.89 (1.38)	6.74 (0.83)
Flow depth (m)	0.20	0.17	0.18	0.16	0.20	0.18	0.32	0.20	0.23	0.20	0.23 (0.06)	0.18 (0.02)
Length (m)	2.16	3.00	3.00	3.71	4.53	6.14	5.75	9.26	10.43	7.47	5.17 (3.25)	5.92 (2.60)
Reach-averaged shear stress (Nm⁻²)	63.8	126.8	237.8	156.3	158.8	153.3	209.4	238.5	270.0	147.0	187.9 (80.5)	164.4 (43.0)
Unit stream power (Wm⁻²)	8.9	69.3	154.2	9.7	56.3	51.9	18.1	138.0	200.4	174.8	87.5 (85.4)	88.7 (66.7)

* Significantly different means between step and pool morphological units at $\alpha = 0.05$.

6.2.2 Instrument and sampling strategies

Although we had access to both Marsh-McBirney electromagnetic current meters (ECM) and Sontek acoustic Doppler velocimeters (ADV) to measure flow velocity, we have chosen the ADV to conduct our investigation. The ECMs appeared too fragile to be deployed in Spruce Creek at high flows. As the operator manipulating the instrument could not see the bed while the river is in flood, there was too much risk that the sensor could enter in contact with clasts near the bed. Also, the ECMs could measure only two velocity components. On the other hand, the ADV was considered to be more robust and it measures all three flow velocity components.

The ADV uses one transmitter and three acoustic receivers (Fig. 6.3). The technology applies the principle of Doppler shift and is based on the method known as pulse-to-pulse coherent (Zedel *et al.*, 1996). In this technique, the instrument sends two pulses of sound separated by a time lag; it then measures the phase of the return signal from each pulse (Sontek/YSI, 2001). It measures the velocity of acoustic targets which consist of particles traveling in the flow and passing into a small, remote cylinder sampling volume located away from the sensor. Thus, the instrument does not interfere with the flow,

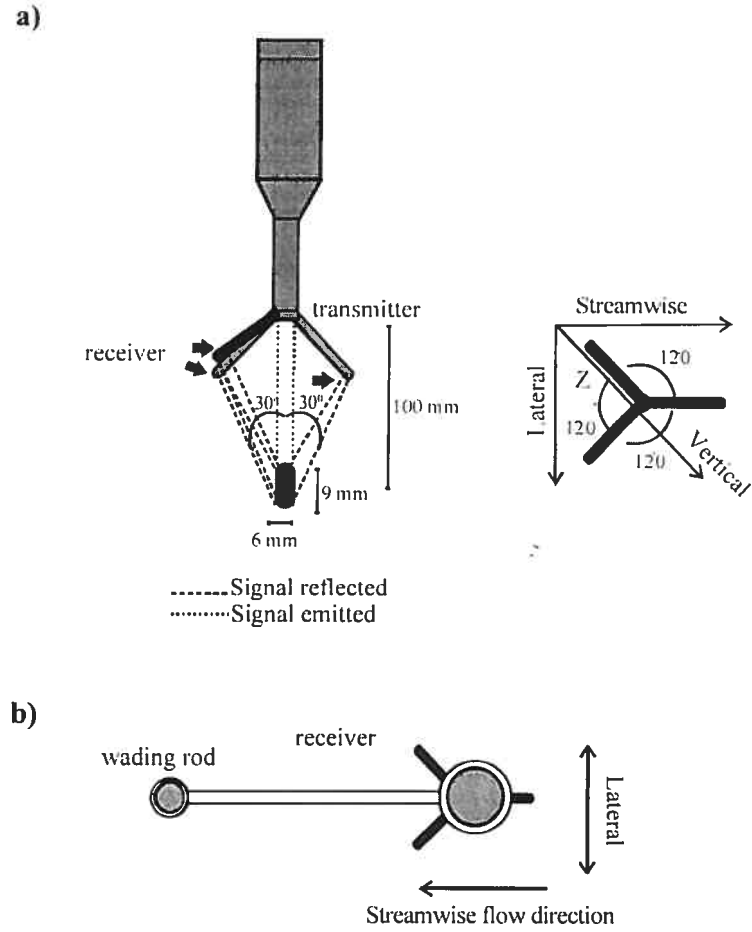


Figure 6.3. a) ADV components and b) planview of the sensor (adapted from Lane *et al.*, 1988).

which it is measuring. The ADV samples at rates from 0.1 to 25 Hz, the latter being equal to or higher than the frequency often used for turbulence characterization including for the estimation of Reynolds shear stresses and for the identification of turbulent flow structures (Clifford and French, 1993; Voulgaris and Trowbridge, 1998; see also table 1 in Buffin-Bélanger and Roy, 2005). One of the most important ADV parameters is the velocity range setting (Sontek/YSI, 2001). The velocity range determines the maximum velocity that can be measured by the ADV. It must cover the maximum velocity expected in the experiment, because recorded values outside the range introduce noise into the velocity time-series and the quality of the data is reduced. To set the velocity range, Sontek suggests estimating the magnitude of the velocity fluctuations by approximating the standard deviation from the velocity data. If the standard deviation is 5% or more of the velocity range setting, it should be increased.

A detailed account of the practical and technical aspects related to the deployment of an ADV can be found in Lane *et al.* (1998), among others. Its efficiency has been compared to other instruments in rough channels (Krauss *et al.*, 1994; Voulgaris and Trowbridge, 1998) but has not been systematically tested to measure turbulent and complex flow fields in natural step-pool channels. Lane *et al.* (1998) highlighted the need for further research on the use of the ADV for determining turbulent flow properties in very rough channels where the ability of the ADV to accurately resolve flow turbulence is still uncertain (Garcia *et al.*, 2005). In such experiments, it can be subject to more problems than in gravel- or sand –bed rivers (Hosseini *et al.*, in press).

Flow velocities were collected using a Sontek ADVField. We sampled at a rate of 25 Hz for 2.5 minutes from which we have extracted a 2 minutes sample for analysis. The velocity range of the ADV was set to 250 cm/s which is the maximum allowed for the instrument. As the velocity range is a nominal value (see Sontek/YSI, 2001 for further explanations), the maximum horizontal and vertical velocity that can be sampled are respectively 360 cm/s and 90 cm/s. The standard deviation of the streamwise velocity component estimated during the recording of the velocity time-series was estimated to

be 50 cm/s, which is more than twice as much as the 5% threshold associated with the maximum velocity range.

On 19 April 2004, 53 velocity time-series were recorded at a discharge of approximately $1 \text{ m}^3/\text{s}$, a value close to half the bankfull flow (Fig. 6.4). This was the maximum number of velocity-time series that we could sample in a one day survey and at a constant stage. The ADV was placed on a wading rod and the operator had to stand in water with the rod during the sampling. The orientation of the sensors was determined visually with respect to the local water surface streamlines of the flow. Our sampling strategy was conditioned by changes in bed morphology, particularly flow depths. A minimum depth of 15 cm is required to measure flow velocity with an ADV in order for the probe to be completely immerge. Technically, it is possible to sample as close as five millimeters above the boundary. In practice, however, it is very difficult to obtain a good return signal that close to a gravel bed. We decided to measure at 10 cm above the bed, the closest distance at which the ADV could detect the boundary while measuring. If some parts of the reach are underrepresented by the distribution of the sampling points, this is mostly due to local shallow flows, to the high density of vegetation close to the banks, and to metric boulders that protruded above the water surface.

The quality of the signals was first assessed visually by scrutinizing all the sampled velocity time-series in order to detect inconsistencies over the recording period. The incoherence of the signals, manifested through non-stationary data, can be caused by the displacement of the operator holding the wading rod during the sampling, by a change of the orientation of the sensor or by power/electronic problems. The quality of the velocity data was also investigated through two parameters measured by the ADV: the signal-to-noise ratio (*SNR*) expressed in dB, and the correlation (*COR*) measured for each receiver. *SNR* represents the signal strength and it is related to the amount of particulate matter in the water that can reflect the acoustic signal. When the water is too clear, the return signal may not be sufficiently strong. For the maximum resolution measurements (25 Hz), Sontek/YSI (2001) suggests maintaining a *SNR* of at least 15 db. The *COR* value is related to the quality of the acoustic return signal. While according to the

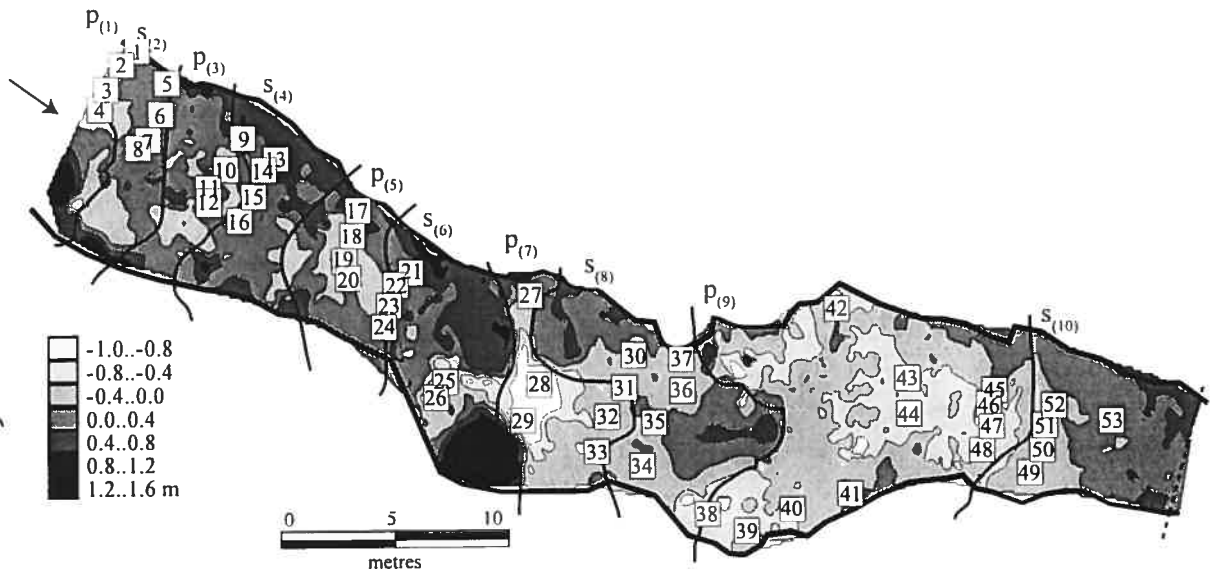


Figure 6.4. Location of the velocity measurements on 19 April 2004.

manufacturer, the minimum *COR* of each individual beam should be higher than 70% for the study of turbulent flows, we have established a threshold of 70% based on the average percentage of all three beams. Below this threshold, the ADV is operating in a difficult regime. Possible causes of low *COR* values are: the *SNR* is too low, the probe is intermittently exposed above the water surface, the environment is too turbulent meaning that the flow is highly aerated or contains many air bubbles, a velocity gradient within the sampling volume that is too great, the velocity range is set too small, or many large clasts on the bed are interfering with and contaminating the reflected signals (Lane *et al.*, 1998; Voulgaris and Trowbridge, 1998; Rodriguez *et al.*, 1999; Sontek/YSI, 2001; Goring and Nikora, 2002). All these factors reduce the coherence of the signal which is manifested by the increase of the number of spikes in the velocity records. When *COR* values are between 30% and 70%, the velocity signal can be used but only to describe mean flow properties.

Several studies have identified sources of errors that are associated with the use of the ADV (Lane *et al.*, 1988; Lohrmann *et al.*, 1994; Lohrmann *et al.*, 1995; Nikora and Goring, 1998; Finelli *et al.*, 1999; Rodriguez *et al.*, 1999; Snyder and Castro, 1999; McLelland and Nicholas, 2000; Goring and Nikora, 2002). Besides the problems of low *SNR* and *COR* values, an inflation of the variance occurs in the high frequency range of the measurements as a result of the Doppler noise inherent to all backscatter systems (Lohrmann *et al.*, 1994; McLelland and Nicholas, 2000). Even if the Doppler noise does not affect the mean velocity because it is considered as a white noise (Nikora and Goring, 1998) and is independent from the velocity measurements (Lohrmann *et al.*, 1995), it does affect turbulent velocity fluctuations. Other problems exist such as the configuration of the ADV that can affect the velocity signals, and mostly the variance of the signal. Variance increases when the measured velocity exceeds the preset velocity range (Goring and Nikora, 2002).

Considering all potential sources of errors, several precautions should be taken to ensure that the velocity data are of good quality. Methods exist to correct some of the problems encountered in the velocity record. As it is not the purpose of this essay to

develop new methods to correct velocity time-series measured with an ADV, we have identified some of the sources of errors and corrected those using methods described in the literature. First, in the case of non-stationary of the mean velocity, trends were systematically removed using a simple linear regression analysis (Soulsby, 1980). We decided to remove series containing incoherence problems such as abrupt changes of the amplitude of the velocity fluctuations in the signals. This decision reflects the fact that the nature of the non-stationary variances of the data was uncertain. Some corrections could, however, have been applied for specific problems, such as in clear cases of the misalignment of the sensor (Roy *et al.*, 1996). We followed simple guidelines proposed by Rodriguez *et al.* (1999), and used by Legleiter *et al.* (submitted) in rough channels, to remove spikes in the velocity signals. We removed from the velocity time-series all instantaneous velocity measurements greater than three times the standard deviation of the entire series. The data were not replaced because as McLelland and Nicolas (2000) have suggested, the effects of the replacement techniques have not yet been examined in detail.

Finally, we looked at the effects of the Doppler noise on the velocity signals by performing power spectra analysis using Welch's method (Hayes, 1996). To eliminate the noise, Lane *et al.* (1998) suggested the application of a Gaussian filter developed by Biron *et al.* (1995) that remove 99% of the variance due to the noise in the high frequency range. Roy *et al.* (1997) have suggested to use a Butterworth filter of $n=3$. To remove the inflation of variance due to the Doppler noise, we have used a low-pass, frequency domain, Chebychev type-I first order filter as suggested by Nicholas (2001) and Scott (2004). The filter is monotonic in the pass band and equirippled in the stop band. The normalized cutoff frequency is a number between 0 and 1, where 1 corresponds to the Nyquist frequency. The filter does not affect the mean flow velocity. All correction procedures have been programmed using Matlab. After the corrections have been applied, we only retained the velocity time-series that seem devoid of major inconsistencies to assess the spatial distribution of the flow properties at the reach-scale.

6.2.3. Data analysis

We have separated the mean streamwise $\langle u \rangle$, lateral $\langle v \rangle$ and vertical $\langle w \rangle$ flow velocity and the fluctuating part (u' , v' , w') of the instantaneous measurements. To assess how flow properties measured at several points can be interpolated at a reach-scale in a step-pool channel, we looked at flow patterns described by the mean flow velocity, turbulence intensity and turbulent kinetic energy (*TKE*). The turbulence intensity was estimated in percentage, for the three components of the flow from:

$$\frac{std_u}{\bar{U}} * 100, \quad (6.1)$$

$$\frac{std_v}{\bar{U}} * 100, \text{ and} \quad (6.2)$$

$$\frac{std_w}{\bar{U}} * 100 \quad (6.3)$$

where *std* represents the standard deviation of the instantaneous velocity distribution sampled for each component of the flow and \bar{U} is the average flow velocity of the reach in the longitudinal direction. *TKE* was measured by:

$$0.5\rho\left(\overline{(u')^2} + \overline{(v')^2} + \overline{(w')^2}\right). \quad (6.4)$$

TKE is directly related to bed shear stress, as shown in recent studies (e.g. Biron *et al.*, 2004).

Maps of hydraulic characteristics were performed using Vertical Mapper in MapInfo6.5. To assess the errors of the interpolation model in relation to the number of points, we calculated the absolute differences between the measured hydraulic characteristics sampled at specific locations in the field that we removed before applying the interpolation model and those estimated for the same locations from the interpolated model obtained using the rest of the points. The distribution of errors was performed each time when reducing the number of points by 10%, 20%, and 30%. Points that were removed from the interpolation were chosen randomly over the reach.

6.3 RESULTS

6.3.1 Velocity signals, data quality, and corrections

This section presents the raw velocity measurements around a zero mean flow velocity and illustrates some examples of the most frequent and typical problems encountered in each morphological unit of the reach (Fig. 6.5). The three components are shown for each location. The series show a wide range of inconsistencies that are different from one location to another. This variability is particularly evident in the streamwise (black curves) and lateral (blue curves) velocity components. Some signals appear very spiky (c, e, g, and d) while others are much smoother (a, f, h, i, and j). In (b), we observe 24 individual spikes in the streamwise direction, all of which occur in the negative values. This is typical of the effects of the velocity range parameter of the ADV which is too small to resolve all the velocities. Velocity measurements recorded in steps appear in many cases less spiky than those recorded in pools in all three components of the flow.

In figure 6.6, we present two examples of errors that are manifested through inconsistencies in the intermittent variability in the amplitude of the fluctuations around the mean. The first example was recorded in a pool while the other at a step. Although the signals appear to be stationary in the mean, both signals display a non-stationary behavior of the variance. The exact causes of these changes in the velocity time-series are not known. The most plausible explanations could be that the operator moved or displaced the wading rod while measuring or that there is some noise (e.g. electronic) corrupting the signal.

TABLE 6.3 *SNR and COR values averaged from velocity signals sampled in each step and pool.*

Unit Number	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Mean (std)	Mean (std)
Morphology	pool	step	pool	step	pool	step	pool	step	pool	step	pool	step
<i>COR U (%)</i>	59.94	58.24	20.32	40.66	23.28	58.83	12.92	40.77	41.49	55.44	31.59 (19.02)	50.79* (9.28)
<i>COR V (%)</i>	51.40	51.66	33.09	34.80	23.04	57.50	12.97	37.70	34.46	47.27	30.99 (14.33)	45.79 (9.49)
<i>COR W (%)</i>	58.48	57.66	31.53	37.85	22.19	58.12	12.63	37.78	39.04	54.15	32.77 (17.46)	49.11 (10.43)
<i>SNR_{avg} (db)</i>	56.19	50.84	38.82	37.78	50.46	53.47	54.36	51.88	46.63	42.37	49.29 (6.92)	47.27 (6.83)

* Significantly different means between step and pool morphological units at 0.05.

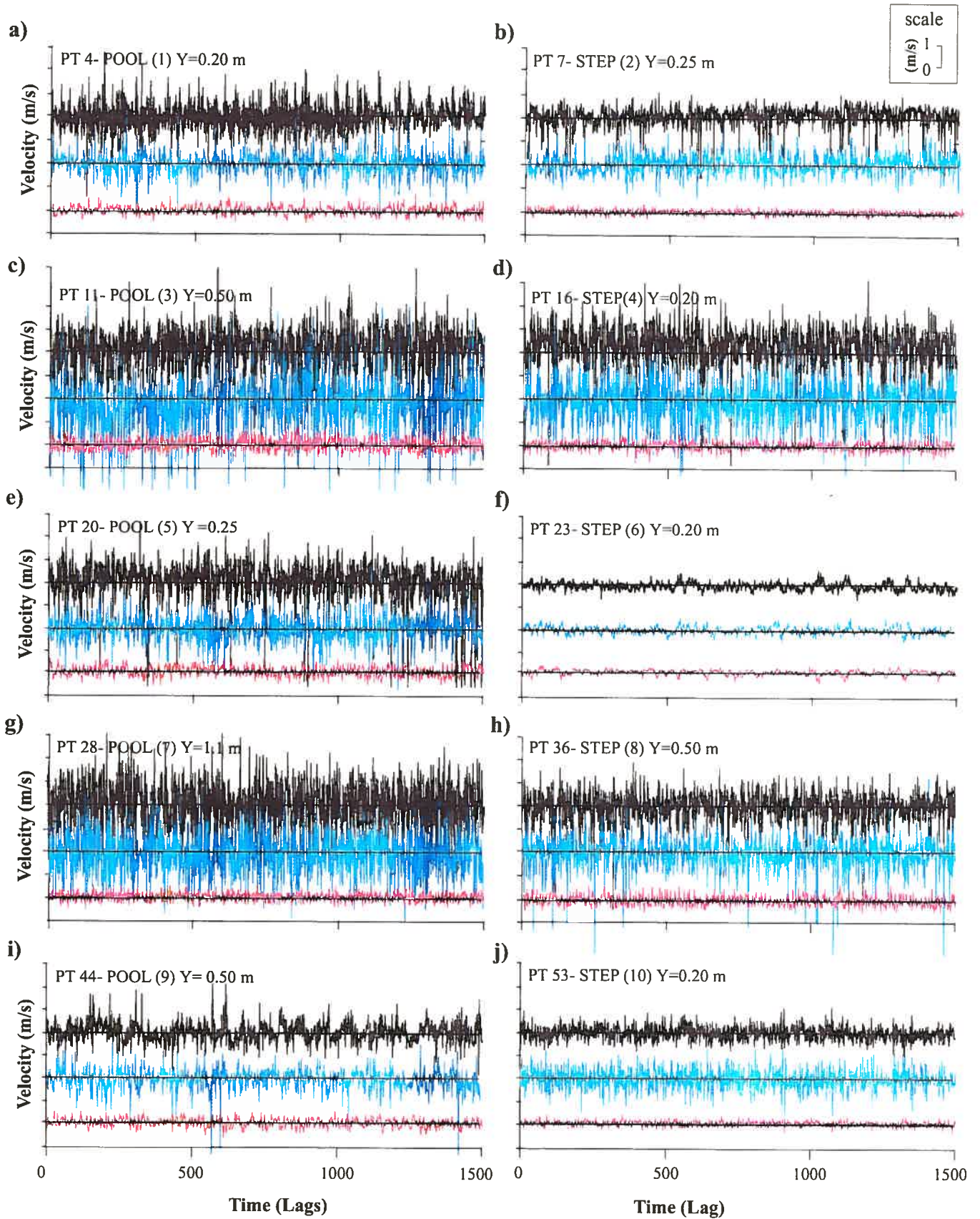


Figure 6.5. Time-series of raw velocity fluctuations for the three components. One typical example was selected from each morphological unit from a to j. Black = streamwise component, blue = lateral, and red = vertical component.

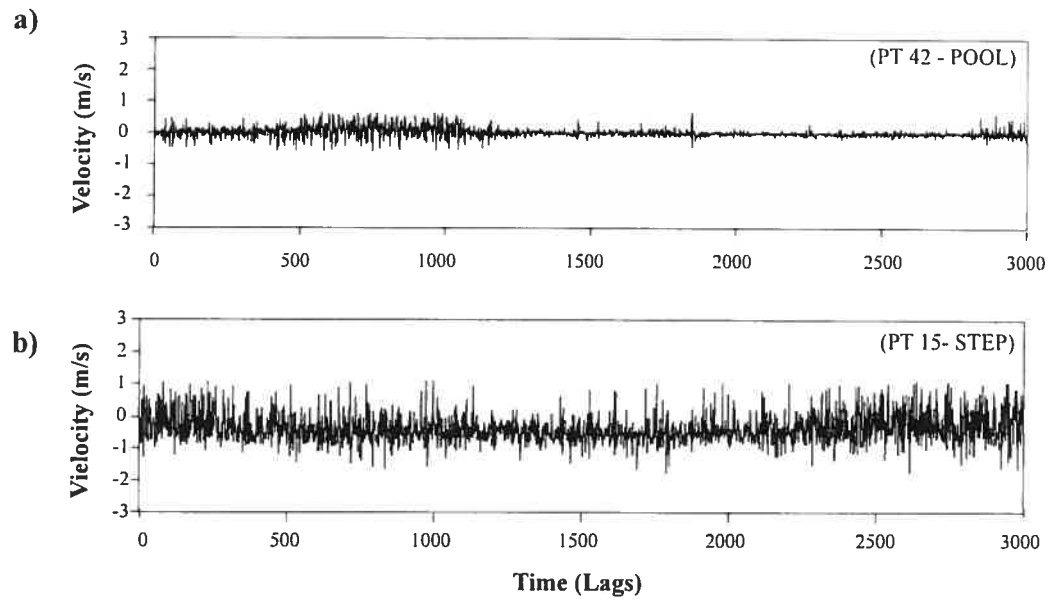


Figure 6.6. Examples of changes in the magnitude of the fluctuations in the streamwise velocity component: a) example from a pool and b) example from a step.

In both step and pool morphological units, the average *SNR* of the velocity signals is greater than twice the value of 15 db (Tab. 6.3). In fact, only two of the 53 velocity signals contained values that were lower than 15 db. The correlations for all three components were quite low, however. The lowest percentages of *COR* are observed in pools (Tab. 6.3). Of the 53 velocity signals recorded, 88% of the velocity time-series had an average *COR* lower than 70%, and 35% had an average *COR* lower than 30%. These values are well below the recommended threshold. If one follows these recommendations, practically none of the velocity time-series that we recorded would be suitable for further analysis.

In figure 6.7a, we show an example of a signal where instantaneous *SNR* and *COR* values correlate in time. In other cases, the *SNR* and *COR* values are not related and both time-series display spikes that do not occur at the same time. Figure 6.7b shows an example of such signals. These measurements are taken immediately downstream from two large boulders composing the upstream step (see Fig. 6.4). The frequency distribution of the correlation coefficients between *SNR* and *COR* reveals a very wide range of values with some signals displaying a high correlation ($r > 0.8$) and a large majority of time series being poorly correlated ($r < 0.5$) (Fig. 6.7c). During the survey, we identified 14 velocity signals that were measured in particularly high turbulent environments revealed by eddies and boils at the water surface. All of these signals show a poor correlation coefficient estimated between *SNR* and *COR*, thus illustrating the role of local flow properties on the quality of the signal and on discrepancies between the *SNR* and the *COR*.

We also examined the relationship between the *SNR* and *COR* values averaged for each velocity time-series. For many velocity time series, the average *SNR* increases with average *COR* (Fig. 6.7d). This trend, however, does not apply to all series, especially for high values of *SNR* (between 40 and 60 db), where *COR* values are lower than 50%. Low values of *COR* associated with high *SNR* values are related to the flow conditions as shown by the points highlighted in the figure that were measured in a highly turbulent

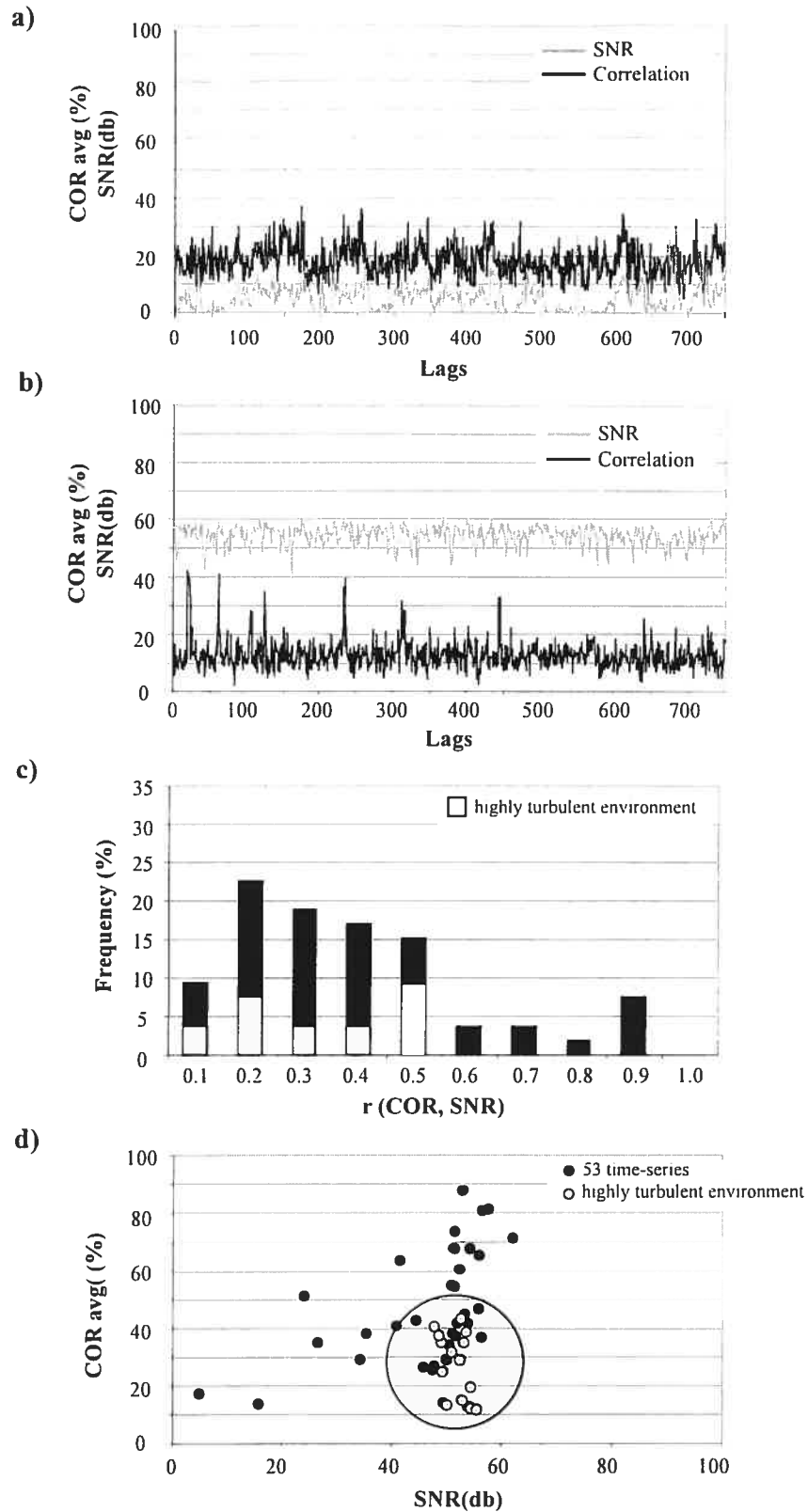


Figure 6.7. a) Example of concomitant temporal fluctuations of correlation (COR) and signal-to-noise ratio (SNR) (point 5 in step 2), b) example of independence between the fluctuations of COR and SNR (point 28 in pool 7), c) frequency distribution of the correlation coefficient between instantaneous COR and SNR, and d) relationship between mean values of SNR and COR.

environments. In these situations, eddies and boils entrain many air bubbles into the flow disrupting the reading of the return signal.

Because the velocity signals seem to be affected by various problems, we have applied a sequence of procedures to correct and eliminate some of the errors. Spikes that were identified in the velocity time-series were treated using removal of values higher than three times the standard deviation of the measurements. In some signals, a large number of spikes are present (Fig. 6.8), a situation that is typical of velocity signals recorded in step-pools, as reported by Wohl and Thompson (2000). Using a three standard deviation threshold, only 0.98, 1.09 and 0.46% of the instantaneous measurements were removed on average for the U , V , and W velocity components respectively. The maximum number of points removed in a specific series is 2.52, 3.17, and 2.72% for the three velocity components. This may be related to the effect of including the spikes in the computation of the standard deviation values. The spikes in the signals may be associated either to a low SNR or to a low COR value. Many of the spiky signals were sampled immediately downstream from steps or metric boulders as shown in the examples of the velocity series (Fig. 6.8). The number of spikes becomes smaller from the top (Fig. 6.8a) to the bottom figures (Fig. 6.8c) as flow turbulence and eddies are less dominant.

Figure 6.9 presents examples of power spectra estimated from the raw streamwise velocities. The general shape of the spectra is typical of those obtained from ADV measurements where the effect of the Doppler noise is visible in the flattening of variances at high frequencies (Biron *et al.*, 1995; Lane *et al.*, 1998; Nikora and Goring, 1998). The application of the Chebychev filter on the streamwise velocities produces a frequency spectrum with a clear roll-off of the spectral density in the high frequency range and with a portion of the spectrum forming a slope closer to $-5/3$, a value that is characteristic of turbulent flow (Frisch, 1995).

Considering all potential sources of errors that we have identified, the instantaneous velocity measurements recorded in Spruce Creek do not seem to be of high quality. This

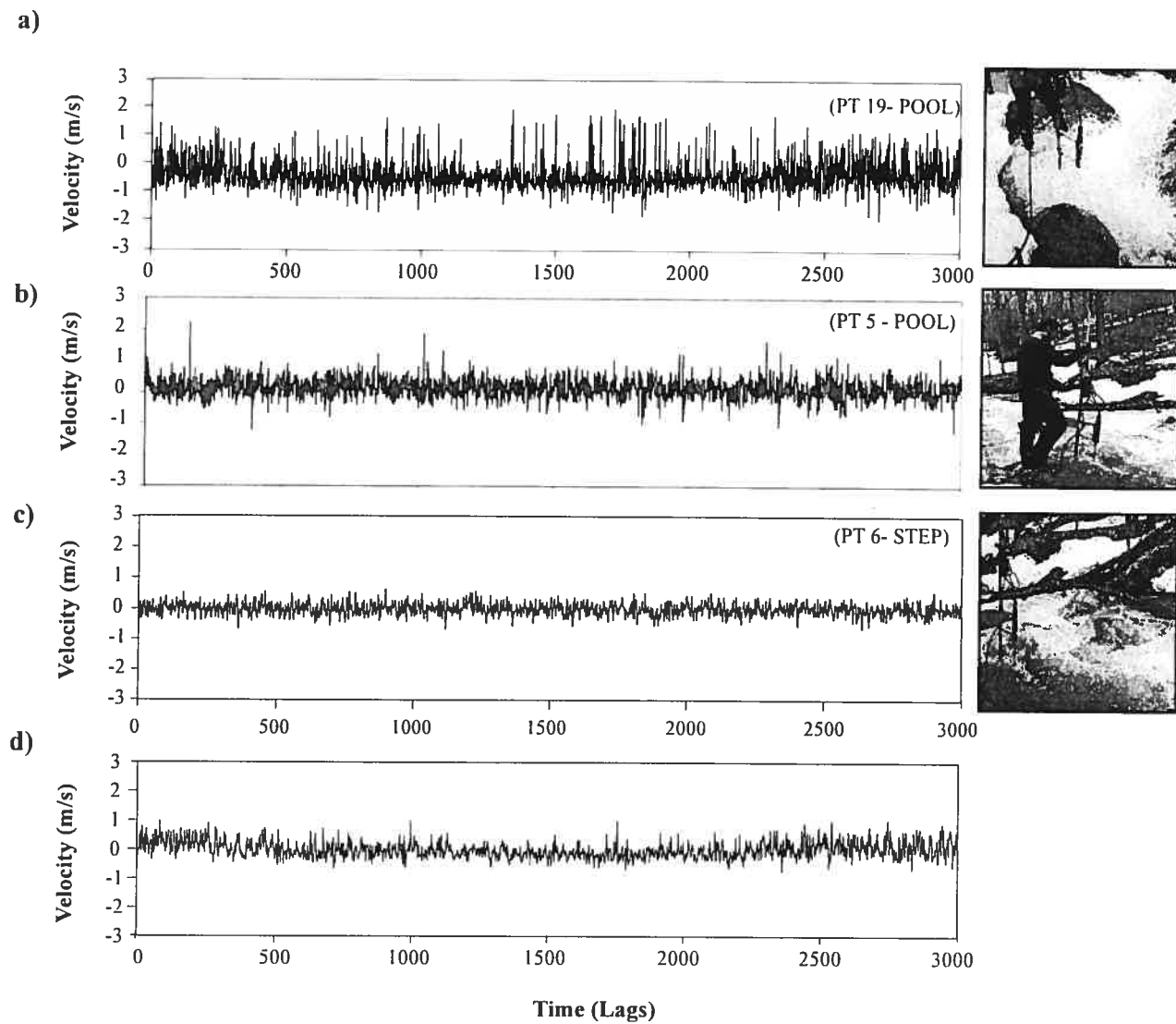


Figure 6.8. Examples of streamwise velocity time-series. a) and b) Velocity measured in a turbulent environment characterized by eddies at the water surface. The sampling points are located immediately downstream from a step. c) Velocity measured at the downstream end of a step. d) Velocity signal sampled at point 19 (a) with spikes removed using the standard deviation threshold.

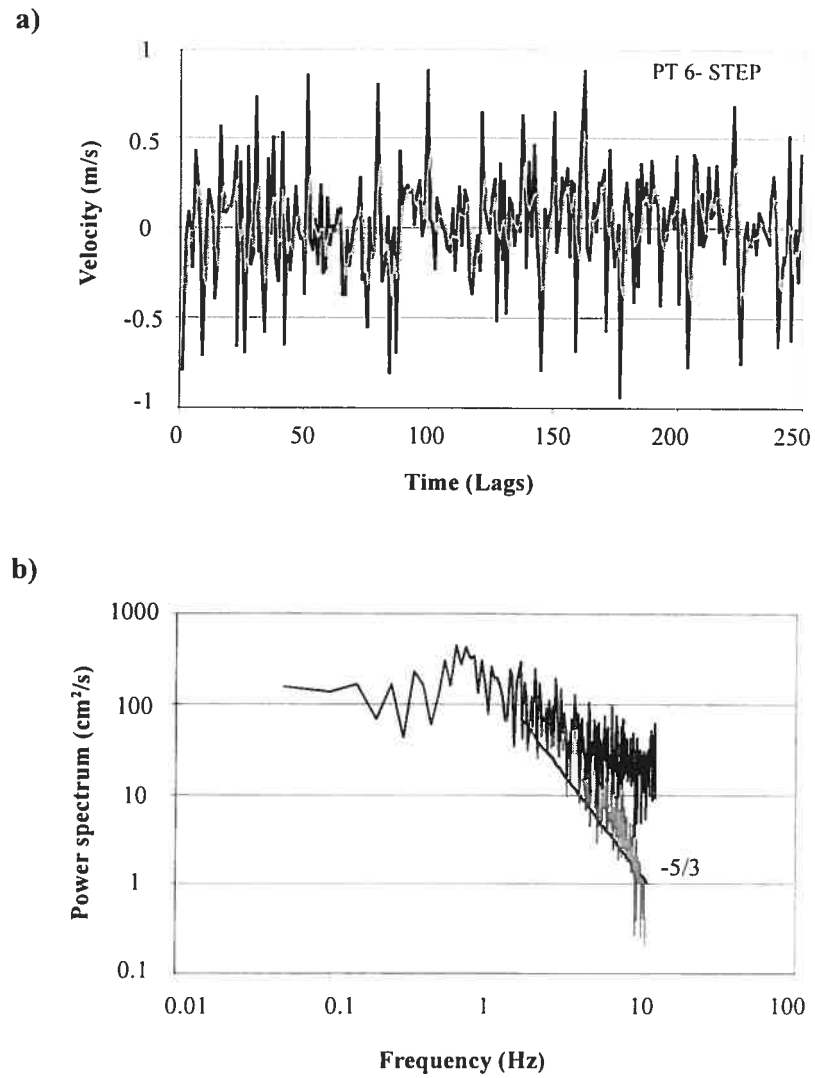


Figure 6.9. a) Raw (black) and filtered (grey) streamwise velocity time-series and b) corresponding power spectrum.

is caused by a whole range of conditions and it considerably limits further interpretation of the velocity fluctuations and turbulence data. Table 6.4 indicates the number of series that should be removed for further analysis following the recommendations of Sontek and the number of series that we eventually decided not to use. Of the 53 velocity time-series, seven showed non-stationarity of the variance. Because we are unsure of the nature of the problem, these velocity series were not used to describe flow patterns within the reach. Considering the minimum threshold of 15db for *SNR*, two velocity time-series should be removed. Using a 70% threshold for the average correlation value (*COR*), 47 velocity series should not be used for further analysis. At *COR*=30%, the number decreases to 19. Low *COR* values are the major problem affecting the measured velocities and these are associated with the large number of spikes in the signals. The most obvious spikes have been removed using the three standard deviation threshold. After applying all corrections, in only a few cases did we consider the velocities to be too dubious and removed them from further analysis. The data measured at the 9, 15, 17, 18, 31, 41, 42, 47 and 50 sampling point were removed. In order to test if the average flow properties can describe the spatial distribution of hydraulic characteristics, we decided to keep filtered series with low *COR* values. The average statistics of the mean turbulent flow velocities of 44 out of the 53 series were estimated, however. These values are analyzed in conjunction with units of the channel.

TABLE 6.4 *Synthesis of problems listed in the signals, corrections and recommendation for further analysis.*

	Corrected	Number of series that should be removed	Number of series that were removed
Non-stationary (variance)		7	7
<i>SNR</i> < 15 db		2	2
<i>COR</i> < 70%	√ (in part from spikes removal)	47	0
<i>COR</i> < 30%	√ (in part from spikes removal)	19	0
Doppler noise	√	0	0

6.3.2 Sampling resolution for spatial distribution of single point values

The hydraulic characteristics of the velocity time-series recorded in steps and pools were averaged to examine the association between morphology and the flow properties (Tab. 6.5).

TABLE 6.5 *Hydraulic characteristics averaged from velocity signals sampled in each step and pool.*

Unit number	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Mean (std)	Mean (std)
Morphology	pool	step	pool	step	pool	step	pool	step	pool	step	pool	step
<i>Avg</i> < <i>u</i> > (m/s)	0.13	0.52	0.62	0.57	0.33	0.32	0.08	0.55	0.70	0.82	0.37 (0.28)	0.56 (0.18)
<i>Avg</i> < <i>v</i> > (m/s)	0.06	0.02	-0.07	-0.08	0.004	-0.13	-0.01	0.11	0.03	0.16	0.003 (0.05)	0.02 (0.12)
<i>Avg</i> < <i>w</i> > (m/s)	0.05	-0.02	-0.08	0.08	0.06	0.12	0.01	-0.01	0.03	0.07	0.01 (0.06)	0.05 (0.06)
<i>Std_u</i> (m/s)	0.28	0.39	0.60	0.47	0.95	0.56	0.92	0.61	0.55	0.30	0.66 (0.28)	0.47 (0.13)
<i>Std_v</i> (m/s)	0.28	0.27	0.63	0.52	0.73	0.50	0.91	0.62	0.59	0.34	0.63 (0.23)	0.45* (0.14)
<i>Std_w</i> (m/s)	0.10	0.11	0.19	0.14	0.20	0.15	0.17	0.16	0.20	0.12	0.17 (0.04)	0.14 (0.02)
<i>INT_U</i> (%)	172.6	88.8	110.1	121.6	85.1	70.9	51.4	54.4	109.5	40.5	105.74 (44.39)	75.24 (31.59)
<i>INT_V</i> (%)	164.2	56.5	130.9	111.3	77.8	66.8	192.4	63.45	112.3	44.7	135.50 (44.58)	68.10* (25.41)
<i>INT_W</i> (%)	65.9	24.0	35.0	53.8	28.6	23.3	185.7	19.4	40.13	16.4	71.10 (65.61)	27.38 (15.09)
TKE (Nm ⁻²)	211.2	258.8	690.7	442.3	1004.4	683.4	934.8	617.1	535.9	196.5	674.4 (320.9)	439.6* (213.8)

* Significantly different means between step and pool morphological units at 0.05.

Although we found that most of the averaged hydraulic variables cannot be statistically discriminated between step and pool units, the average streamwise velocity is most of the time higher in steps than in pools. The maximum average streamwise velocity (0.82 m/s) was measured at step 10 and both of the lowest values were measured in pools (pool 1 = 0.13 m/s and pool 7 = 0.08 m/s). The standard deviation of average streamwise velocity is slightly less variable in steps meaning that the flow is more constant even if it is highly turbulent. In the pools, the high variability of average streamwise velocity may be associated with the variability of the morphological characteristics of each pool. The average velocities of the lateral and vertical components of the flow are similar in step and pool morphological units. We also observed that most of the time, the standard

deviation in the streamwise, lateral (significant at $\alpha=0.05$) and vertical velocity components are higher in pools than in steps. This may reflect the many spikes in the velocity signals collected at pools (Fig. 6.5). In all three components of the flow, the average turbulent intensities and standard deviations are usually higher in pools than in steps. Finally, *TKE* is higher and more variable in pool than in step morphological units.

Figure 6.10 shows the spatial interpolation patterns of seven hydraulic variables superimposed onto the map with the morphological units and the largest boulders in the surveyed section. The hydraulic characteristics all show a high spatial variability over steps and pools. An area of faster average streamwise velocity develops at the downstream end of pool 3 and it persists to step 4 and pool 5. The flow accelerates at the end of this zone because it is constricted between two metric boulders in step 6. Faster average streamwise velocity is also seen at the exit of pool 7. Approaching the downstream end of step 8, the flow is diverged by a mid-channel boulder. Most of the flow passes on the left hand side channel and creates the higher average streamwise flow velocity in pool 9. At the downstream end of step 6 a zone of negative streamwise velocity is observed between the boulders. Most of the average velocities for the lateral component show a pattern that changes from left to right. The interpretation of this pattern must consider the possible misalignment of the sensor with the local flow direction. Negative average velocities for the vertical component were observed in pool 9. Otherwise, vertical velocities are mostly positive or close to zero, the maximum being when approaching an obstacle, upstream of the boulders in steps 4 and 6.

The spatial distribution of the turbulent intensity and *TKE* shows a more consistent spatial pattern (Fig. 6.10). The pattern shows that the highest values of turbulence intensities and *TKE* are around the boulders, and the patterns persist through short distances. These areas of high turbulence are small thus indicating that the effects of boulders on the flow turbulence are dissipated rapidly downstream in the next pool.

The performance of the interpolation model used to describe the hydraulic characteristics in the step-pool was assessed by reducing the number of velocity time-

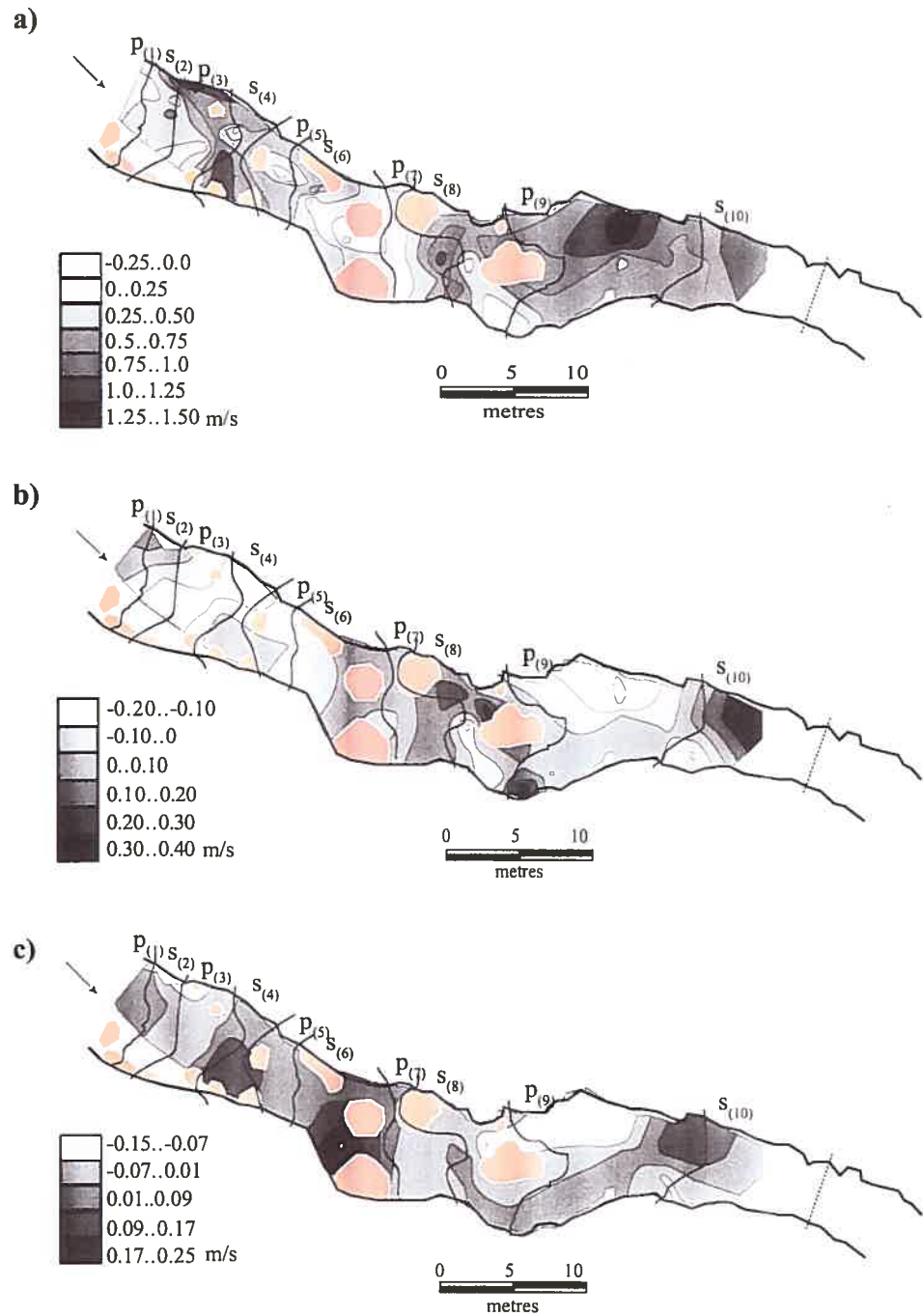


Figure 6.10. Maps of the hydraulic characteristics interpolated at the reach-scale superimposed on the morphological units and boulders represented in light brown: a) $\langle u \rangle$, b) $\langle v \rangle$, c) $\langle w \rangle$, d) INT_{U^2} , e) INT_{V^2} , f) INT_{W^2} , and g) TKE.

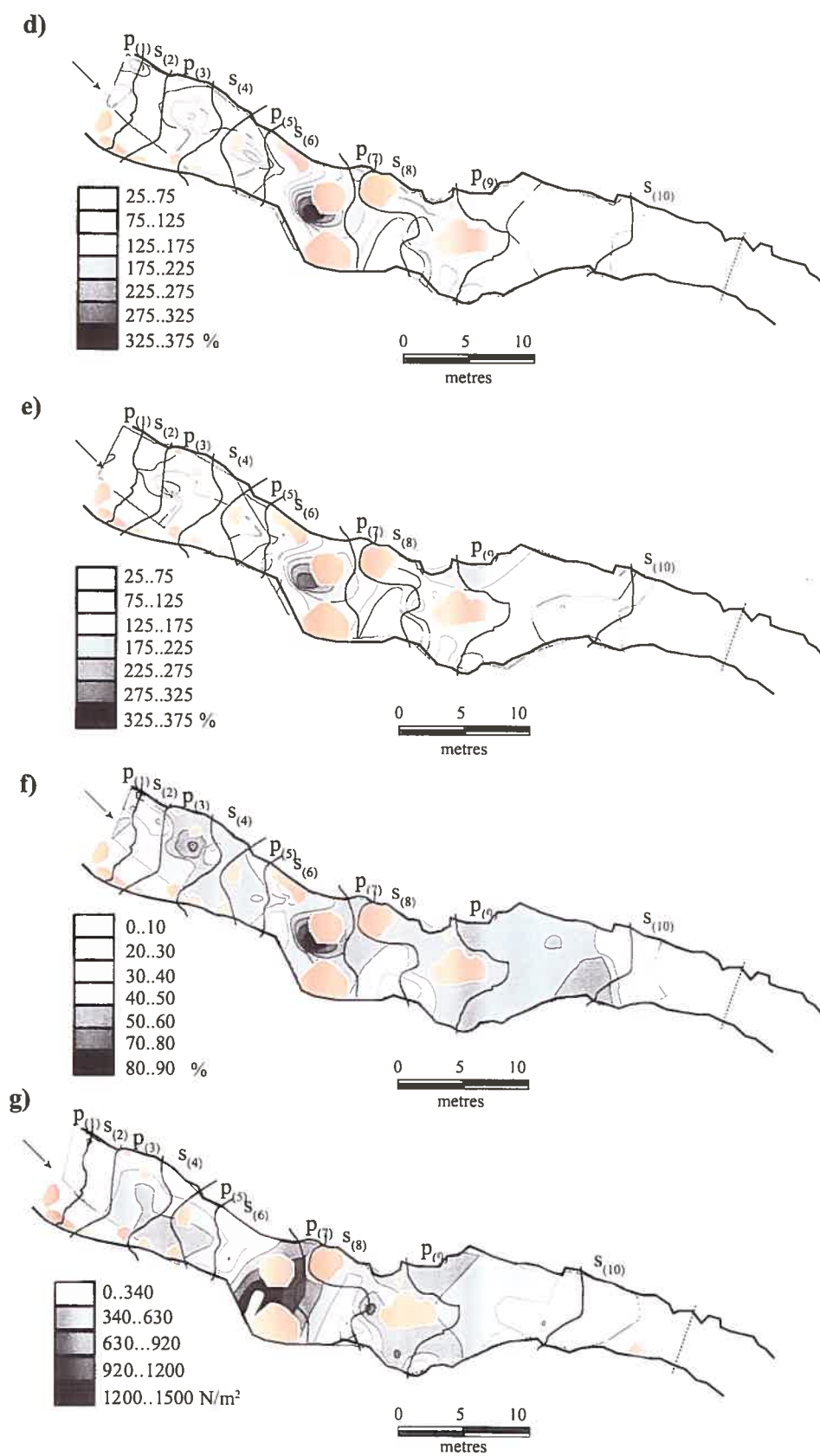


Figure 6.10. continued.

series used to perform the interpolation. The points removed were selected randomly from the 44 velocity series. At 10% of points removed, the differences between the measured and the hydraulic characteristics extracted from the model are very close to zero for the mean velocity of all three flow components (Fig. 6.11). The standard deviations around the mean differences between the measured and interpolated values are small considering the high average velocities. In the streamwise flow velocity component, for example, the standard deviations represent 6% of the velocity averaged over the reach (estimated from Table 6.5). The mean turbulent intensity differences in all three components of the flow range between 0 and -2% when 10% of points are removed. The standard deviations represent a high proportion of the average values corresponding to 25%, 13%, and 4% for the turbulence intensity of the streamwise, lateral and vertical velocity components respectively. While the difference between the measured and the *TKE* extracted from the model is close to zero when 10% of points are removed, standard deviation represents 40% of the reach average *TKE*. Reducing the number of points of 10% does not introduce many errors in the interpolation model for mean velocities only. At 20%, means of the difference for the average velocities still appear close to zero. The standard deviations of errors have increase in the streamwise flow velocity component but it still represents only 8% of the average velocity. Turbulence intensity in all three flow components shows larger standard deviations compared to those observed at 10%. The mean difference of *TKE* is 265 Nm^{-2} and the standard deviation represent 60% of the average *TKE* measured over the reach. This reflects the greater spatial variability of the turbulent hydraulic characteristics. Once 20% of the points are removed, the interpolation model does not describe well the spatial variability of the turbulent flow characteristics associated with the step-pool morphology at the reach-scale. At 30%, all flow characteristics estimated using the model misrepresent the measured data. The errors of estimates become very large particularly for average velocities and *TKE* and are on average three times greater than those at 10% points removed.

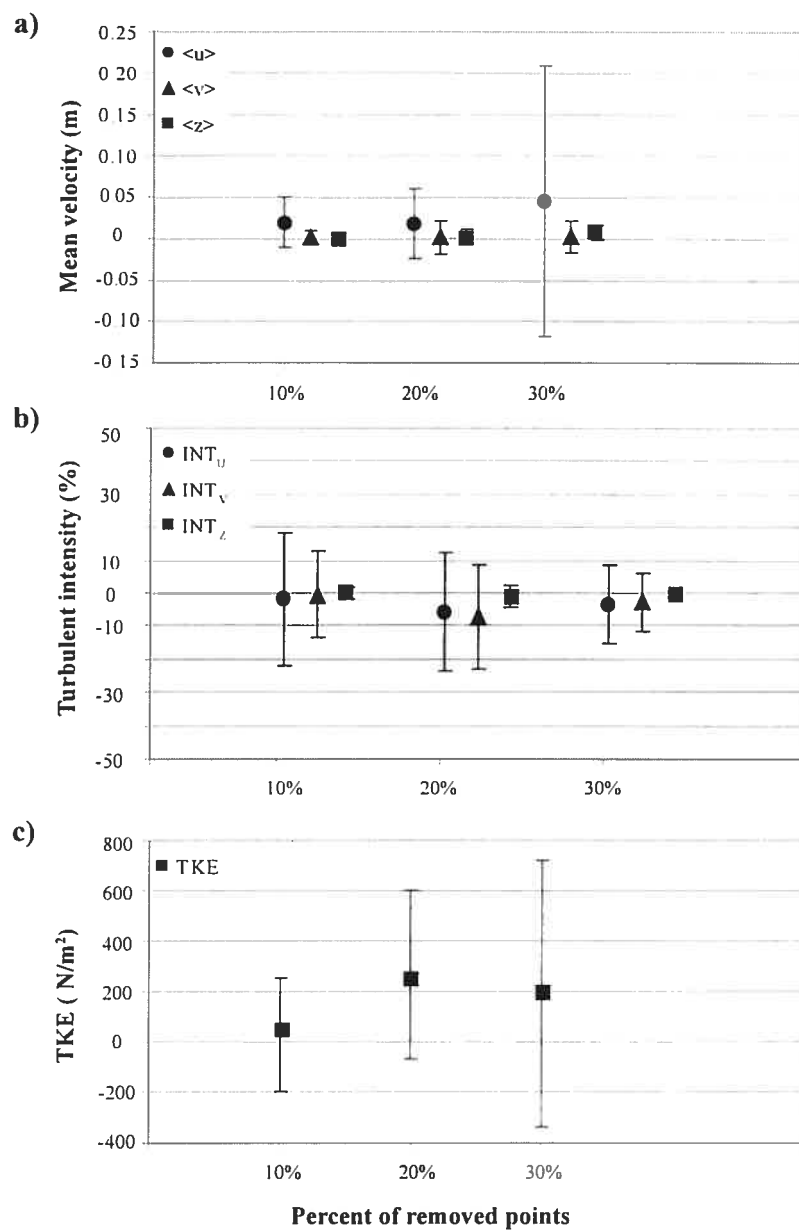


Figure 6.11. Means of the absolute differences between measured and interpolated flow characteristics in relation to the percentage of points removed. Error bars represent the standard deviations of the errors.

6.4 DISCUSSION AND CONCLUSION

Not many detailed velocity measurements have been reported in the literature for step-pool systems compared to other fluvial environments. This is an obvious admission of the difficulties of measuring the hydraulic characteristics in such rough and steep channels, especially at high flows (Newman and Bennell, 2002). Here, we have attempted to measure the mean and turbulent properties of the flow using an acoustic Doppler velocimeter at half the bankfull stage. The results of this research show that it is extremely difficult to obtain high quality velocity measurements in step-pools. Despite these difficulties, some insights can be gained, especially in the spatial patterns of the hydraulic variables.

6.4.1 Sources of errors and correction potential

The performance of the ADV was assessed by listing the most important problems encountered during the measurement in the field of velocity signals in a step-pool channel. We also assessed the possibility of correcting the data. First, some of the signals showed a non-stationarity of the variance. The steep slopes, the rough beds and the increasing magnitude of the flow made it very difficult for the operator to remain immobile while holding the wading rod steady during the entire sampling period. Abrupt changes in the amplitude of the velocity fluctuations may be linked to the displacement or to the misalignment of the rod during the recording period. This may be more probable than electronic problems associated with the ADV. The signal-to-noise ratio of a few of the velocity signals was clearly below the recommended threshold. As mentioned by Sontek/YSI (2000), the low values mean that the particulate matter in the water is not sufficient to ensure the signal strength. This problem is susceptible to arise in step-pool channels where the water is relatively clear and the bed remains mostly stable during ordinary floods (Chin and Wohl, 2005). Velocity measurements also showed a very low average correlation in the three velocity components of the flow. Several velocity signals did not even pass the threshold of the percentage of correlation (30%) recommended by Sontek to obtain accurate mean flow velocities and all signals did not reach the 70% threshold for the analysis of turbulence.

The ADV performance is considerably reduced at locations where strong turbulent eddies at the surface of the water were evident and where air bubbles are entrained into the flow. These air bubbles may pass in the sampling volume of the ADV and affect the quality of the signals by reducing the *COR* values (Rodriguez *et al.*, 1999). The quality of the signals is a function of the type of environment where the measurements are taken. The signals that had the lowest correlation values displayed several spikes. Some of them may have been caused by the air bubbles while others may be associated with measured velocities that fell outside the velocity range of the ADV (Lane *et al.*, 1998) or with the effect of the proximity of the bed during the recording. Goring and Nikora (2002) noted that the signals can be contaminated from ADV pulses reflected from the boundaries of complex geometries such as cobbles on the bed streams. Finally, from the spectral analysis, we identified the Doppler noise as reported in Lohrmann *et al.*, (1994), Nikora and Goring (1998), McLelland and Nicholas (2000), and others.

For some sources of errors, the corrective procedures are limited while for others, various approaches can be applied. The only way to avoid low values of *SNR* is to decrease the sampling frequency. At 0.5 Hz, Sontek/YSI (2000) stated that the ADV can operate reliably with a *SNR* as low as 5 db. In this case, only mean current measurements can be taken however. As the flow cannot be fed with particulate matter to increase the *SNR* when average velocities are as high as those in Spruce Creek during the survey, the question concerning the necessity of a high sampling frequency to characterize the flow and describe its interrelation with the dynamics of sediment transport and bed morphological adjustments must be raised. The 10 Hz optimum sampling rate used by West *et al.* (1986) seems to be the lowest admissible to measure turbulence in a fluvial environment (Clifford and French, 1993). Clifford and French (1993) from the guidelines of Soulsby (1980) showed that the optimum sampling rate is related to bedforms and must increase in riffle sections up to 21 Hz because of the increasing roughness. The interpretation of the threshold must take into account that Soulsby's (1980) model has been developed from a tidal environment for ECMs. Buffin-Bélanger and Roy (2005) noted that such a model has not been developed for velocity measurements in river flows with various bed configurations. Further work must be done

in step-pool channels to determine the minimum sampling rate needed to capture small scale turbulence. Unfortunately, the deployment of instruments providing flow velocity measurements at a high temporal resolution such as the ADV remains a challenge in step-pool systems.

In contrast to signals containing low values of *SNR*, the ones that contained low values of *COR* were numerous. The *COR* is a direct output of the Doppler velocity calculations and it is computed for each acoustic receiver. As low correlation values are associated to spikes in the signals, they will affect the short-term variability in velocity data, which is important to characterize highly turbulent flows. However, as the recommended threshold merely provides a general guideline (Sontek/YSI, 2000), we performed some corrections on the spiky signals. We filtered velocities that were higher than three times the standard deviation. Using this approach, only a few data points associated with the most important spikes caused by the air bubbles, the Doppler noise, the velocity range or the reflection of the bed, were detected and removed. Some spikes can persist after the filtering. Other filters could have been applied to detect and remove those spikes (see Goring and Nikora, 2002). However, as stated by Wahl (2000) and Wilcox and Wohl (2003), if noise is persistent in the signals, a specific attention should be paid to the potential over filtering that may have significant effect on the data. In this case, as we have shown, the quality of the velocity signals sampled using the ADV is affected by many factors and this instrument may not be the most accurate current meter to sample flow velocity in step-pool channels. Other instruments should be tested in step-pool such as pressure sensors, which are currently used in laboratory to describe turbulent flow (Vollmer *et al.*, 2002; Hofland *et al.*, 2005; Detert *et al.*, 2005). Other approach should also be investigated such as remote sensing that may capture turbulence by non contact on further away monitoring.

6.4.2 Interpolation model of hydraulic characteristics in a step-pool

A series of point velocity measurements can provide insight into the distribution of velocities in step-pool channels. As reported by Chin and Wohl (2005), we showed that the hydraulic characteristics displayed variable velocity patterns. Wilcox and Wohl

(2003) have reported flow acceleration and deceleration along step-pool channels, with associated flow separation and turbulence. Using only one variable that is the average streamwise velocity, Wohl and Thompson (2000) have shown that there are insufficient justifications in their data to document differences in average hydraulic properties for the various bedforms features. The average velocities and the spatial distribution of those quantities in Spruce Creek showed that average streamwise velocity is higher approaching a step than elsewhere along the channel. More precisely, the average streamwise velocity appears less variable in steps than in pools. This is a direct reflection of the morphological characteristics of the bed. The pool units appear to have a slope, width and length that are more variable in space. We also noted that the patterns of high turbulence intensity and kinetic energy are mostly associated with the location of metric boulders that constrict the flow in the channel. The effects of these boulders on the flow properties, however, are rapidly dissipated, as shown by Lawless and Robert (2001), who described the three-dimensional nature of the flow turbulence structures above a pebble cluster. The dissipation of the energy is very local in step-pool channels. From the patterns of mean turbulent properties, it is clear that hydraulic characteristics are linked to the morphological units and to the spatial distribution of large features such as metric boulders. Detailed spatial characterization of flow velocity patterns at the reach-scale are still needed for understanding of sediment transport in step-pools.

Because velocity point measurements are time consuming, some have given up the detailed collection of velocity measurements and turned to reach-averaged velocity (Chin and Wohl, 2005). Here, we have shown that in spite of the difficulties in gathering good quality measurements, it is possible to sample a high number of velocity time-series and describe the spatial variability of the average hydraulic properties. However, because the hydraulic characteristics are particularly variable in step-pool channels, the flow patterns described are related to the number of points used in the interpolation model. 10% of the 44 sampled points in this investigation could be removed from the interpolation model to describe the spatial distribution of average flow velocity without introducing significant errors in the model. However, looking at the standard deviations of the differences between measured and interpolated data, all other hydraulic

parameters investigated were very sensitive to changes in the number points used in the model. Although velocity point measurements provide a more detailed characterization of the spatial patterns of the flow than reach-average velocity, if the number of surveyed points is too small, many errors are introduced in the interpolation model, mostly because some points representing the extreme hydraulic conditions are not represented. In any step-pool systems, sampling efforts must then be done to increase the spatial resolution of the measurements, especially in areas of greater hydraulic variability.

PARAGRAPHE DE LIAISON E

Le dernier article intègre les méthodes et les approches développées aux chapitres 3, 4 et 6 pour lier la morphologie, le transport des sédiments et l'écoulement dans deux step-pools qui présentent des caractéristiques morphologiques différentes. Même si depuis que les études sur les liens entre la morphologie, le transport et la structure de l'écoulement sont plus abondantes, les articles publiés portent souvent sur la dynamique des step-pools en laboratoire (Chin, 1999a) et les équations de transport sont souvent conditions d'écoulement uniforme et permanent (Schmidt et Ergenzinger, 1992b). Ces lacunes sont associées à la grande variabilité spatiale de la morphologie du lit et de l'écoulement dans les step-pools ainsi qu'aux difficultés d'échantillonnage en milieu naturel. Dans cette étude, nous examinons le rôle de l'écoulement et des unités morphologiques sur le transport des sédiments pour une période de deux ans. Les cartes détaillées permettent d'extraire les unités morphologiques et les traceurs passifs à circuit intégré sont utilisés pour caractériser le transport entre les steps et les mouilles. Les particules sont récupérées après quatre événements dans le ruisseau Moras et après deux événements dans le ruisseau Spruce. Nous avons aussi déployé un ADV pour décrire la structure de l'écoulement dans chacune des unités morphologiques. Les propriétés moyennes de l'écoulement sont jumelées aux distances cumulées du déplacement des particules au cours de l'expérimentation. Les différences morphologiques que nous observons entre les deux systèmes de step-pools sont fonction de la stabilité du lit. Cette stabilité, qui est contrôlée par le nombre et la taille des blocs protubérants ainsi que par la pente, semble plus accentuée dans le ruisseau Spruce. Elle explique les distances de déplacement des particules individuelles qui sont moins longues que dans le ruisseau Moras. La mobilité des particules est influencée par les propriétés moyennes de l'écoulement et par la position des particules au lit, alors que la distance de déplacement s'explique particulièrement par les propriétés morphologiques du tronçon de cours d'eau. Enfin, nous n'avons pas observé de zones de dépôt préférentiel dans le ruisseau Spruce alors que dans le ruisseau Moras les particules les plus petites ont tendance à se déposer dans les mouilles. En fait, dans le ruisseau Moras les particules se déplacent particulièrement de mouille en mouille, ce qui souligne l'importance du rôle des unités morphologiques sur le transport des sédiments.

CHAPITRE 7: THE MOBILITY AND DISPLACEMENT OF INDIVIDUAL CLASTS USING PASSIVE INTEGRATED TRANSPONDERS IN STEP-POOL.

7.1 INTRODUCTION

Step-pools are commonly found in steep headwater streams (Chin, 1989; Abrahams *et al.*, 1995; Chartrand and Whiting, 2000; MacFarlane and Wohl, 2003), where the channel width to depth ratio is small (Montgomery and Buffington, 1997) and bed material is heterogeneous (Grant *et al.*, 1990; Grant and Mizuyama, 1991). The longitudinal profile of the stream is characterized by steps viewed as congested zones where large clasts have clustered (Church and Jones, 1982; Church *et al.*, 1998). These features alternate with pools containing finer bed material (Chin, 1989). Step-pool sequences are characterized by a relative submergence of the large-clasts (Y/D_{84}) that is less than 1.2 (Bathurst, 1978). The step-pools are formed under high discharge in conditions of low sediment supply (Grant *et al.*, 1990). The large-scale morphological features maintain a stable channel configuration (Church and Jones, 1982) and control much of the in-channel storage of sediments (Whittaker, 1987; Chin, 1989; Warburton, 1992; Montgomery and Buffington, 1997). The step-pool morphology also serves a fundamental role in river systems because they control hydraulic resistance (Wohl and Grodek, 1994; Abrahams *et al.* 1995) and energy dissipation (Hayward, 1980; Whittaker and Jaeggi 1982; Montgomery and Buffington, 1997). Recently, there has been a growing interest aiming at understanding step-pool systems. In this research, the dynamics of sediment transport remain difficult to document.

The entrainment, transport, and deposition of clasts in gravel-bed rivers are affected by a large number of interrelated variables (Hassan *et al.*, 1991; Hassan and Church, 1992b; Rennie and Millar, 2004). In these channels, the mobility of individual clasts over short temporal and spatial scales is mostly dominated by variables affecting the entrainment of particles such as clast size and local bed shear stress distribution (Ferguson *et al.*, 2002). At a larger scale, Brayshaw (1985), Hassan (1990) and Sear *et al.* (2000) have identified bed structures as a controlling factor on the entrainment and on displacement of particles using coarse sediment tracers. The movement of individual particles involves exchanges

between bars and other depositional environments (Ferguson *et al.*, 2002). Some authors have observed that the spacing between bars is reflected in the distribution of particle displacements (Hassan and Church, 1992b; Pyrcce and Ashmore, 2003a). In a step-pool channel, the bed topography displays morphological features that can play a significant role in sediment transport. Clasts entrained, moved and deposited over a given time period may reflect the spacing of step structures in the same way that they reflect bar spacing in gravel-bed streams. Moreover, because the step-pool sequence can be viewed as a self-organized bed morphology in alluvial channels (Montgomery and Buffington, 1997), it is also reasonable to expect that the movement of individual particles may be controlled by the large morphological features such as the step and the pool (Pyrcce and Ashworth, 2003a).

Although studies on the dynamics of steep and coarse-bed channels have been more numerous in recent years, much of the published record on the dynamics of step-pool systems has come from laboratory experiments (Chin, 1999a) and equation from uniform and steady flow conditions (Schmidt and Ergenzinger, 1992a). Identifying hydraulic and morphological variables that explain sediment transport in step-pool channels, where the spatial variability of the flow field and of the bed are extreme, remains a considerable challenge. Some attempts were made to link sediment transport or bed adjustments to flow in step-pool systems (Blizard and Wohl, 1998; Wohl and Thompson, 2000; Wilcox and Wohl, 2003) but several inconsistencies in the sediment transport-flow relationships were observed. This research aims at improving our understanding of step-pool channels using field data on sediment transport, flow dynamics, and channel morphology. The specific objectives of this paper are to: 1) quantify the mobility and the distance of movement of individual clasts, 2) to examine the relationship between the mobility, the distances of displacement, and the morphological units of the channel, and 3) to compare the dynamics of sediment transport between two step-pools with different morphological properties.

7.2 METHODS

The study was conducted in two gravel-bed rivers with different channel slope and bed material size, and therefore with contrasting step-pool geometry (Fig. 7.1). The first site is Moras Creek, a small gravel-bed river located in Québec (Canada). At bankfull stage, the river has a mean channel width and flow depth of 6.6 m and 0.55 m respectively. The studied reach is 130 m long and is characterized by a step-pool sequence that seems to be in transition toward a riffle-pool morphology. The average distance between steps is relatively long (33 m) and the average height of the steps is 0.30 m. The D_{50} of the particles is 70 mm and the slope of the surveyed reach is 2.3%. The second site is Spruce Creek, a classic step-pool channel located on Mount Sutton (Québec). At the bankfull stage, the average stream width is 6.0 m and depth is 0.45 m. The D_{50} of the bed material is 160 mm and the surveyed reach slope is 14%. The investigated reach is 50 m long and is composed of a sequence of five step-pool units. The spacing between the steps is more regular than in Moras Creek. The average distance between the steps is 11 m and mean step height is 0.90 m. Several small deep pools are also found downstream of large protruding clasts that anchor the step-pool. The head and tail of the pools are dominated by pebbles while gravel and coarse sands are present only at the center of pools.

We have implanted passive integrated transponder (PIT) tags into clasts of various sizes to quantify pebble movements in both rivers. PIT is a glass encapsulated pulse transponder with a unique encrypted identification code. A detailed description of the tags and its application to sediment transport investigation is given in Nichols (2004) and in Lamarre *et al.* (2005). Two hundred and four and 196 particles were marked with PIT tags in Moras and Spruce Creek respectively. The sizes of tagged particles inserted in both reaches are given in table 7.1. In Moras Creek, of the 204 tagged particles, 180 were systematically inserted along 36 cross-sections on 11 September 2003. This strategy has the advantage to provide an equal distribution of tagged particles over the bed to study the origin and the destination of clasts. Twenty-four particles were randomly located in the middle section of the reach. Because of the heterogeneity and roughness of the bed, we could not dispose the particles systematically along cross-



Figure 7.1. Upstream view of a) Moras Creek and b) Spruce Creek step-pool channels.

sections in Spruce Creek. The particles were randomly seeded in the reach on 1 December 2003. Both seedings were done at very low flow.

TABLE 7.1 *Size of tagged particles.*

Properties	Moras Creek				Spruce Creek			
	<i>a</i> axis (mm)	<i>b</i> axis (mm)	<i>c</i> axis (mm)	weight (g)	<i>a</i> axis (mm)	<i>b</i> axis (mm)	<i>c</i> axis (mm)	weight (g)
Minimum	27	42	17	100	61	35	20	114
Maximum	411	252	143	10 432	299	212	110	9500
Average	142	93	43	986	135	92	52	1347
Standard deviation	50	34	21	1391	46	31	19	1456

In both reaches, the tagged particles were placed into the position of similar clasts. We attempted to respect as much as possible the natural organization of the bed and the degree of imbrication of the replaced particles. It was difficult, however, to replace the tagged particles to maintain the exact structure of the bed surface material. Therefore, most tagged particles appeared less constrained than the clasts originally composing the water worked surface. We did not exert a specific control on particle size when reinserting the tagged particles in the reaches. But, as our attempt was to reproduce the natural dispersion of grain, larger clasts were mostly positioned in steps. The location of each particle within the channel was measured with a Trimble robotic total station (model DR-5600).

In Moras Creek, the tracking of particles was carried out at low flow after four episodes of sediment transport: on 27 November 2003, 28 April 2004, 1 June 2004 and 5 October 2004. The unit stream power of each hydrological event is presented in table 7.2. When the event is composed of more than one peak of discharge, the unit stream power is estimated from the highest peak. Note that stream power is much higher in Spruce Creek due to the very high slope of the channel. The recovery rate is 96% after the first transport period and 87% at the end of the survey. In Spruce Creek, recovery was done twice: on 25 May 2004 and 27 September 2004 after sequences of hydrological events with maximum discharge of 2.0 and 1.2 m³/s respectively (Tab. 7.2). The recovery rates were 92% and 85% for these sequences. Flow events in both reaches are comparable in terms of the proportion of bankfull discharge.

A tagged particle found outside of a 0.3 m radius of its previous location was considered being mobilized. This threshold is associated with the sampling error of the location of the PITs during the recovery process (chapter 4, this thesis). Figure 7.2 shows the decrease of the percentage of immobile tagged particles with the increase in discharge in Moras and Spruce Creeks. The relation emphasizes the significance of tracking sediment after hydrological events having different magnitude. Buried particles can be found to a depth of 0.25 m within the substrate. After the last sequence of sediment transport events investigated in both reaches, we visually identified particles that were still at the surface of the bed (vs buried) and those that were loose (vs imbricated).

TABLE 7.2 *Characteristics of the survey periods. When there is more than one flow event during the period, the maximum discharge (Q_{max}) is used to estimate the unit stream power (ω): a) Moras Creek, b) Spruce Creek. Q_{bk} = bankfull discharge.*

a)

Interval between recovery dates	Recovery rates (%)	Q_{max} ($m^3 s^{-1}$)	Q_{max} / Q_{bk}	ω (Wm^{-2})
11 September 2003		Initial seeding		
11 September 2003 – 27 November 2003	96	2.24	0.9	72
27 November 2003 – 28 April 2004	87	2.54	1.0	82
28 April 2004 – 1 June 2004	87	1.20	0.5	39
1 June 2004 – 5 October 2004	87	2.01	0.8	65

b)

Interval between recovery dates	Recovery rates (%)	Q_{max} ($m^3 s^{-1}$)	Q_{max} / Q_{bk}	ω (Wm^{-2})
1 December 2003		Initial seeding		
1 December 2003 – 25 May 2004	92	2.04	1	428
25 May 2004 – 27 September 2004	85	1.20	0.6	251

Using the tagged particles, we characterized the mobility, the distance of displacement and the depositional morphological unit of the clasts. The mobility represents the percentage of tagged particles that were displaced between each survey. The distance traveled by a tagged particle was estimated as the straight line distance between the point of travel initiation and the point of deposition. As both reaches have small widths, we assume that the difference between this estimate and the real distances traveled by the particles is negligible. We identified the number of particles in each morphological unit of both reaches at the time of the surveys.

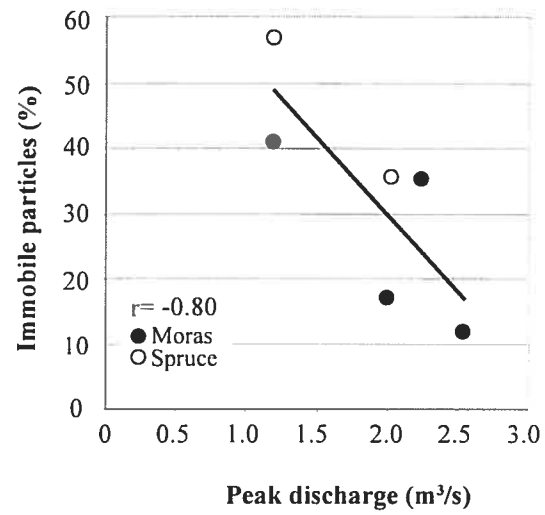


Figure 7.2. Correlation between discharge peaks and the percentage of tagged particles that were not mobilized during the hydrological sequence.

The locations of particles in both reaches were superimposed on detailed topographic maps of the bed. Mapping surveys were conducted at the end of the spring and of the summer seasons in both channels. Steps were distinguished from pools using field observations in conjunction with the topographic maps. The morphological units of the reach were identified visually from maps, steps and pools, respectively, corresponding to elevations higher and lower than the mean bed level (Trayler and Wohl, 2000). The location of the morphological units corresponds to one estimated from the zero-crossing technique along longitudinal profiles (Wooldridge and Hickin, 2002) and sketches that were done in the field. Figure 7.3 shows the topographic maps of the bed and the classification of each channel into step and pool units. Moras and Spruce Creek were respectively subdivided into eight and ten units. In Spruce Creek, step-pools of different scales are sometimes embedded. Some steps were identified in the field and using the zero-crossing technique, but failed to be identified on the topographic map of the riverbed. This was observed particularly for steps having heights smaller than the average. We decided to add these steps to the classified map.

Velocity measurements were also taken at 25 Hz during one flow event, in each unit of both channels using a Sontek acoustic Doppler velocimeter (ADV). The probe consists of a central circular transmitter surrounded by three equally spaced receivers. In Moras Creek, velocity sampling was done on 8 May 2004 while in Spruce Creek, it was conducted on 19 April 2004. At both sites, the flow event represents close to 50% of the bankfull stage. Velocities were sampled at approximately 10 cm above the bed. This height is the minimum distance that provides reliable results using the ADV in these relatively rough and complex channels (e.g. Goring and Nikora, 2002). We tried to sample the points systematically along transects, but the sampling was mostly controlled by the minimum flow depth required for the deployment of the instrument (~0.15 m). For the analysis, 72 of the 78 points measured were used in Moras Creek and 44 of the 53 points were used in Spruce Creek. Some noisy signals that contained non-stationary variances or a signal-to-noise ratio lower than 15 db were removed from the analysis (chapter 6, this thesis). In Moras Creek, all points located within the last pool (pool 8)

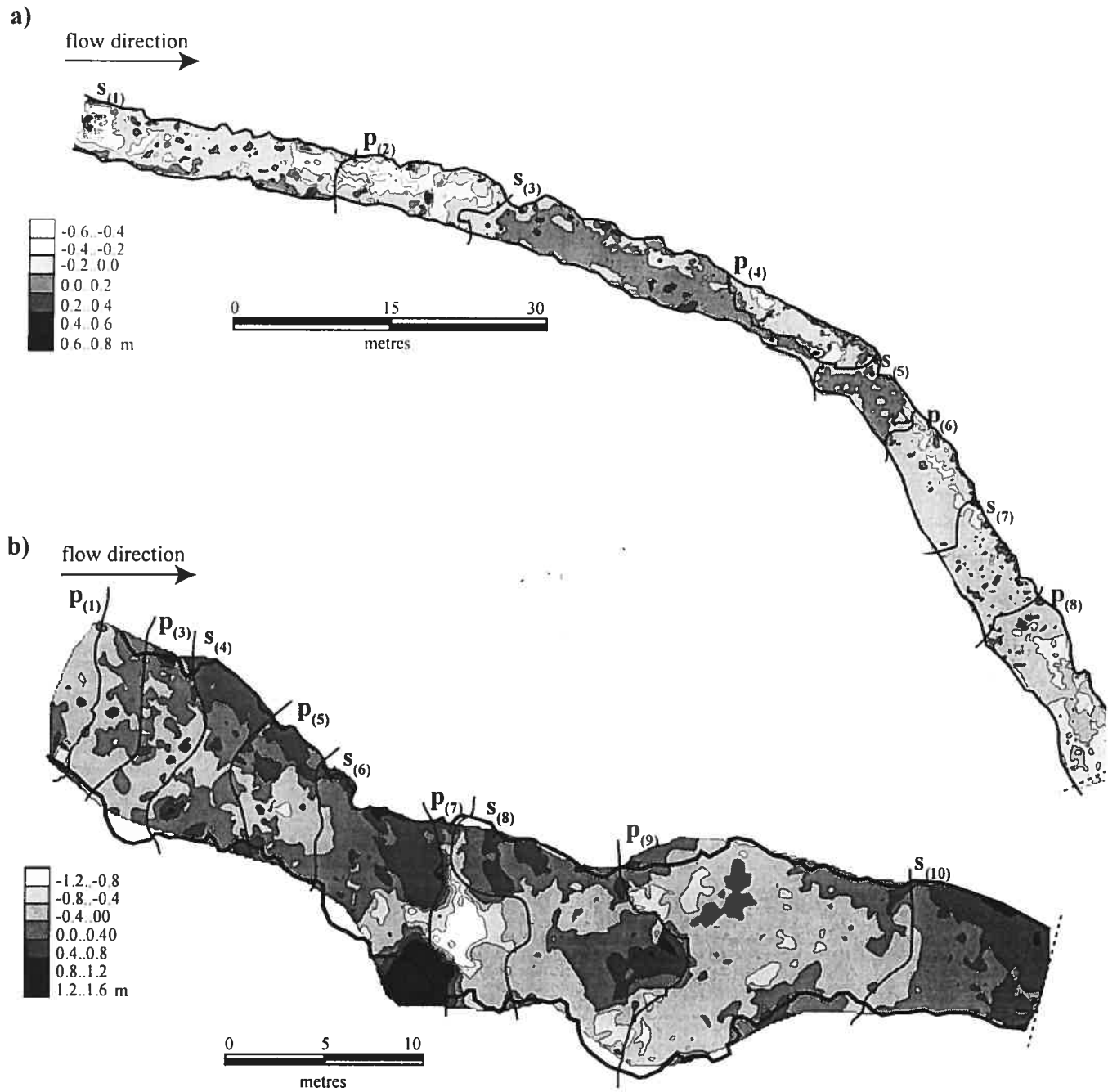


Figure 7.3. Subdivision of reaches in distinct morphological units. Steps and pools are identified on topographic maps sampled in autumn 2003: a) Moras Creek and b) Spruce Creek.

morphological unit were removed because of these problems. We sampled during 2.5 minutes from which we have extracted a 2 minute sample for analysis.

In this analysis, the mean and the standard deviation of streamwise u , lateral v and vertical w velocity components are included. These values also allow to estimate turbulence intensity which is define as $\frac{std_u}{\langle u \rangle}$, $\frac{std_v}{\langle v \rangle}$, and $\frac{std_w}{\langle w \rangle}$. Measures related to shear stress were also computed. Reynolds shear stress was estimated from:

$$\tau_0 = -\langle u'w' \rangle \quad (7.1)$$

where u' and w' are the instantaneous velocity fluctuations of the streamwise and vertical component and $\langle \rangle$ denotes an average. We used the absolute value of the Reynolds shear stress based on the assumption that the mobility is responding to both positive and negative forces although the effect of negative stresses value on sediment transport remains unclear (Biron *et al.*, 2004). The turbulent fluctuations representing the three components were estimated using the turbulent kinetic energy defined as:

$$TKE = 0.5\rho(\langle u'^2 \rangle + \langle v'^2 \rangle + \langle w'^2 \rangle) \quad (7.2)$$

where v' represents fluctuations of the lateral component of velocity. TKE is related to sediment transport as suggested by Cudden and Hoey (2003). Biron *et al.* (2004) showed that TKE provides reliable estimates of shear stress when velocity measurements are sampled at a specific height above the bed. To the author's knowledge, however, the direct effect of TKE on the mobility and distance of displacement of clasts in coarse-grained channels has never been shown. Finally, we estimated the reach-averaged shear stress define as:

$$\tau_0 = \rho g R S_f \quad (7.3)$$

where τ_0 bed shear stress, ρ is water density, g is acceleration due to gravity, R is hydraulic radius and S_f is the energy slope (estimated here from the bed slope S).

Velocity, Reynolds shear stress and TKE were averaged from all sampled points in each morphological unit identified in both reaches, and were correlated with the mobility and the distance of displacement of individual clasts in the corresponding unit. The flow

variables were used to explain sediment transport variables measured from the cumulative transport of tagged particles, from 11 September 2003 to 5 October 2004.

7.3 RESULTS

Table 7.3 summarizes the morphologic and hydraulic variables associated with the morphological units. In Moras Creek, the slope is the only morphological characteristic that can be used to discriminate step than pool units. In Spruce Creek, none of the average morphological characteristics is significantly different. However, in both reaches, the pools are a few centimeters deeper than the steps while the average lengths and widths are very similar in the step and in the pool units. Only a few averaged hydraulic variables are significantly different between the steps and the pools. In Moras Creek, the pools are characterized by slightly higher Std_u than steps. Table 7.3 also shows that the pools have higher bed shear stress values and turbulent intensities in the streamwise and lateral velocity components than the steps. These high values found in pools are also variables within the reach. In Spruce Creek, although we found that most of the averaged hydraulic variables cannot statistically discriminate the step and the pool units, the average streamwise velocity is higher in the steps. The maximum average streamwise velocity (0.82 m/s) was measured at step 10 and both of the lowest values were measured in pools (pool 1 = 0.13 m/s and pool 7 = 0.08 m/s). The standard deviation of average streamwise velocity is less variable in the steps meaning that the flow is more constant than in the pools. We also observed that most of the time, the standard deviations in the streamwise, lateral and vertical velocity components, turbulent intensities in all three components of the flow, and TKE are higher in the pool morphological units. Table 7.3 also shows that Spruce Creek displays a higher variability of all morphological and hydraulic characteristics used to describe the steps and pools than Moras Creek.

7.3.1 Moras Creek

The location of tagged particles in Moras Creek is superimposed on the topographic map of the reach in figure 7.4. Bed morphology changed during the study period. In the fall of 2003, the accumulation of a bar in the middle section of the investigated reach is

TABLE 7.3 Average characteristics of morphological step and pool units: a) Moras Creek, b) Spruce Creek.

a)

Unit number	1	2	3	4	5	6	7	8	Mean (std)	Mean (std)
Morphology	Step	Pool	Step	Pool	Step	Pool	Step	Pool	Step	Pool
Slope (%)	1.4	1.7	1.2	1.8	-0.2	1.0	2.0	3.5	1.1* (0.9)	2.0 (1.0)
Width (m)	5.29	5.37	5.38	4.58	5.01	5.78	6.71	5.28	5.60 (0.76)	5.25 (0.50)
Flow depth (m)	0.34	0.34	0.31	0.38	0.33	0.35	0.24	n/a	0.31 (0.05)	0.36 (0.02)
Length (m)	23.8	15.6	28.8	15.2	7.8	11.0	12.8	16.0	18.2 (9.7)	14.5 (2.3)
Reach-averaged shear stress (Nm ⁻²)	41.6	50.0	31.8	58.2	5.7	48.6	43.1	n/a	30.6 (17.3)	52.3 (5.2)
Avg<u> (m/s)	0.36	0.35	0.34	0.61	0.36	0.44	0.49	n/a	0.39 (0.07)	0.47 (0.13)
Avg<v> (m/s)	-0.07	0.02	0.08	-0.09	0.13	-0.09	0.02	n/a	0.04 (0.09)	-0.05 (0.06)
Avg<w> (m/s)	-0.02	0.00	-0.02	0.004	0.04	0.05	-0.03	n/a	-0.01 (0.03)	0.02 (0.03)
Std _u (m/s)	0.13	0.17	0.12	0.15	0.12	0.13	0.11	n/a	0.11* (0.01)	0.15 (0.02)
Std _v (m/s)	0.12	0.16	0.12	0.13	0.13	0.11	0.10	n/a	0.12 (0.01)	0.13 (0.03)
Std _w (m/s)	0.09	0.10	0.07	0.09	0.09	0.08	0.09	n/a	0.09 (0.01)	0.09 (0.01)
τ ₀ (m ² s ⁻²)	0.20	0.20	0.06	0.20	0.07	0.18	0.08	n/a	0.10 (0.07)	0.19 (0.02)
INT _U (%)	45.0	244.9	151.7	25.9	35.6	66.7	50.1	n/a	70.6 (54.4)	112.5 (116.5)
INT _V (%)	48.1	200.0	182.4	22.4	43.4	62.0	46.5	n/a	80.1 (68.2)	94.8 (93.2)
INT _W (%)	47.0	63.5	47.8	16.2	27.2	20.6	43.0	n/a	41.3 (9.6)	33.4 (26.1)
TKE (Nm ⁻²)	279.1	407.5	259.0	176.6	276.7	165.7	201.8	n/a	254.2 (36.0)	249.9 (136.6)

* Significantly different means between step and pool morphological units at 0.05.

b)												
Unit number	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Mean (std)	Mean (std)
Morphology	Pool	Step	Pool	Step	Pool	Step	Pool	Step	Pool	Step	Step	Pool
Slope (%)	3.5	8.0	14.1	10.4	8.7	9.2	7.2	12.8	12.7	7.5	9.6 (2.1)	9.2 (4.3)
Width (m)	5.37	6.67	7.87	7.44	5.42	6.13	8.15	7.71	7.64	5.76	6.74 (0.83)	6.98 (1.38)
Flow depth (m)	0.20	0.17	0.18	0.16	0.20	0.18	0.32	0.20	0.23	0.20	0.18 (0.02)	0.23 (0.06)
Length (m)	2.2	3.0	3.0	3.7	4.5	6.1	5.8	9.3	10.4	7.5	5.9 (2.6)	5.2 (3.3)
Reach-averaged shear stress(Nm ⁻²)	63.8	126.8	237.8	156.3	158.8	153.3	209.4	238.5	270.0	147.0	164.4 (43.0)	187.96 (80.5)
Avg<u> (m/s)	0.13	0.52	0.62	0.57	0.33	0.32	0.08	0.55	0.70	0.82	0.56 (0.18)	0.37 (0.28)
Avg<v> (m/s)	0.06	0.02	-0.07	-0.08	0.004	-0.13	-0.01	0.11	0.03	0.16	0.02 (0.12)	0.003 (0.05)
Avg<w> (m/s)	0.05	-0.02	-0.08	0.08	0.06	0.12	0.01	-0.01	0.03	0.07	0.05 (0.06)	0.01 (0.06)
Std _u (m/s)	0.28	0.39	0.60	0.47	0.95	0.56	0.92	0.61	0.55	0.30	0.47 (0.13)	0.66 (0.28)
Std _v (m/s)	0.28	0.27	0.63	0.52	0.73	0.50	0.91	0.62	0.59	0.34	0.45* (0.14)	0.63 (0.23)
Std _w (m/s)	0.10	0.11	0.19	0.14	0.20	0.15	0.17	0.16	0.20	0.12	0.14 (0.02)	0.17 (0.04)
τ_0 (m ² s ⁻²)	0.11	0.17	0.07	0.23	0.49	0.59	0.14	0.15	0.19	0.13	0.25 (0.19)	0.19 (0.17)
INT _U (%)	172.6	88.8	110.1	121.6	85.1	70.9	51.4	54.4	109.5	40.5	75.24 (31.59)	105.74 (44.39)
INT _V (%)	164.2	56.5	130.9	111.3	77.8	66.8	192.4	63.45	112.3	44.7	68.10* (25.41)	135.50 (44.58)
INT _W (%)	65.9	24.0	35.0	53.8	28.6	23.3	185.7	19.4	40.13	16.4	27.38 (15.09)	71.10 (65.61)
TKE (Nm ⁻²)	211.2	258.8	690.7	442.3	1004.4	683.4	934.8	617.1	535.9	196.5	439.6* (213.8)	674.4 (320.9)

* Significantly different means between step and pool morphological units at 0.05.

apparent. This bar is marked by a step (3) and is limited by pool (4) that has developed immediately downstream. After the snowmelt, high discharges washed part of the bed material away from the bar (c and d). Pool 4 remained at the same location but scoured by nearly 30 cm. The removal of the bed material may have been driven by floods under an ice cover during the winter. Bed material has accumulated at the downstream end of the reach, particularly in pool 6 and in step 7 where the bed has aggraded. In autumn 2004, after a long period of low flow stages, the bar was reconstructed and bed material has filled pool 4. The bar is closer to the right bank, and its elevation is higher than in

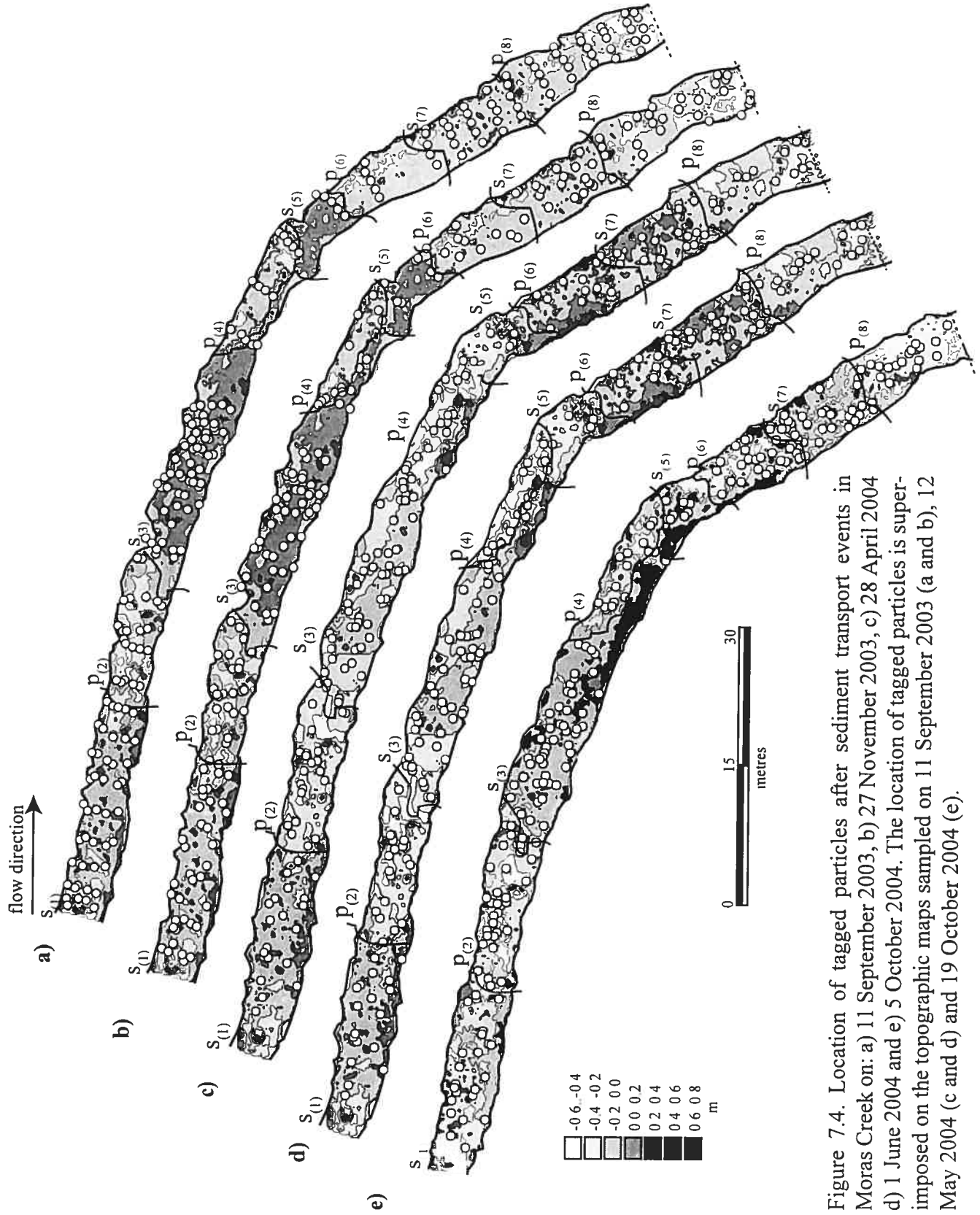


Figure 7.4. Location of tagged particles after sediment transport events in Moras Creek on: a) 11 September 2003, b) 27 November 2003, c) 28 April 2004 d) 1 June 2004 and e) 5 October 2004. The location of tagged particles is superimposed on the topographic maps sampled on 11 September 2003 (a and b), 12 May 2004 (c and d) and 19 October 2004 (e).

the first topographic survey. Over the entire survey, the seasonal flow regime is the dominant factor that explains the morphological changes in the reach.

The displacement and deposition of tagged particles display a clear pattern. From 11 September 2003 to 27 November 2003, most of the tagged particles remained close to their initial location or did not move (Fig. 7.4). The cross-sectional alignment of tagged particle, resulting from the systematic seeding procedure, is still visible over the reach. The frequency distribution of displacement distances of tagged clasts is presented in figure 7.5. The histogram is characterized by numerous short displacements of clasts and by a high percentage of immobile tagged particles. From 27 November 2003 to 28 April 2004, the spatial pattern of the tracers differs from the initial spatial distribution as a result of intense mobilization of the bed material during the spring flood. The tagged particles have moved farther from one another. Average displacement distance resulting from this transport event is 10 m (Fig. 7.5). Only 12% of the tagged particles remained immobile. The spatial distribution of the tagged particles is similar on 1 June 2004 to that observed on 28 April 2004. Most particles have remained in place or have traveled very short distances. The average traveled distance is close to 1.0 m. This is consistent with the relatively low discharge peaks observed during this period (see Tab. 7.2). After 5 October 04, tagged particles were reorganized over the bed and have clustered at specific locations in the reach. For example, eleven particles are grouped and aligned in the flow direction in the middle section of pool 2 (Fig. 7.4). A few tagged particles are also very close to one another and form transverse alignments, particularly at the downstream end of step 3 and at the upstream end of pool 4. Numerous tagged particles are also found in pool 6. There are preferential zones of accumulation in the reach. In this recovery period, the average distance traveled by the tagged particles is 9.7 m and 15% of particles have moved for distances up to 15 m.

Sediment transport mobility and distance of movement estimated from 11 September 2003 to 5 October 2004 are correlated with hydraulic characteristics and reach-averaged bed shear stress estimated from the depth-slope product in each morphological unit (Tab. 7.4). The mobility of the particles is not related to any of the hydraulic variables. Only

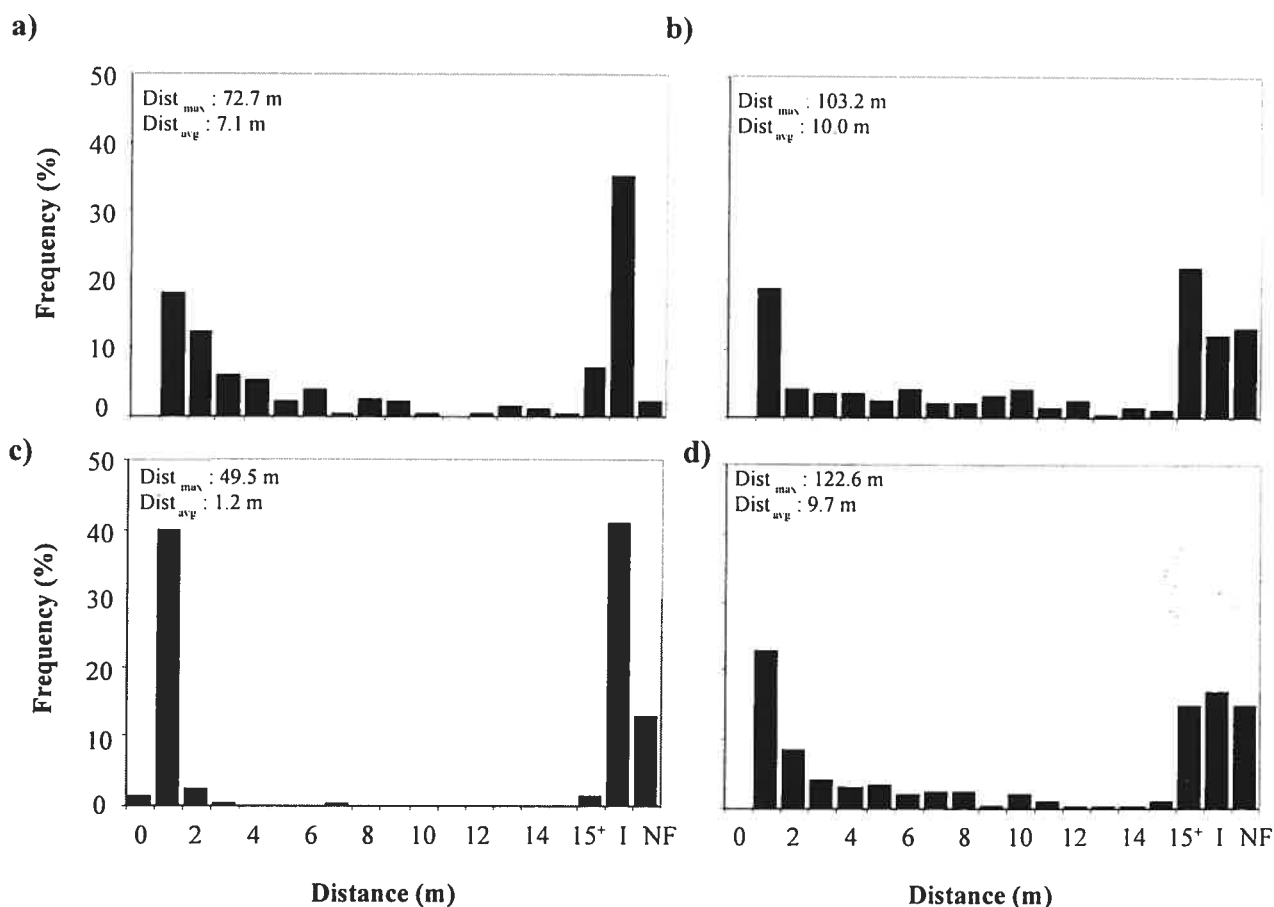


Figure 7.5. Frequency distributions of displacement distances for sequence of transport events in Moras Creek: a) 11 September 2003 to 27 November 2003, b) 27 November 2003 to 28 April 2004, c) 28 April 2004 to 1 June 2004 and d) 1 June 2004 to 5 October 2004. The distribution includes I representing immobile tagged particles and NF associated with tagged particles that were not found during the recovery process. Maximum and average distances traveled by tagged particles are given for each event.

the cumulative distance of displacement is significantly related to reach-averaged bed shear stress.

TABLE 7.4 *Correlation coefficients between sediment transport variables, and average-bed shear stress and hydraulic characteristics in Moras Creek.*

	Reach averaged bed shear stress	$\langle u \rangle$	$\langle v \rangle$	$\langle w \rangle$	$ \langle u'w' \rangle $	INT_U	INT_V	INT_W	TKE
Mobility	-0.26	0.61	-0.34	0.49	0.09	-0.59	-0.64	-0.59	-0.32
Distance	0.78 *	0.00	-0.13	-0.43	0.42	0.53	0.47	0.59	0.65

* represents significant correlations at $\alpha=0.05$.

In order to clarify the nature of the relationship between the movement of individual clasts and bed morphology, particle size, we have examined the behavior of particles in steps and pools separately. The results are presented for each sequence of transport events. After the first transport events, the mobility of particles is higher when they originated from steps than from pools (Fig. 7.6). That holds true over the entire range of particle sizes. After the other three sequences of events and for the cumulative transport, the mobility of particles in the steps is reduced compared to those that originated from pools. This pattern is first observed for smaller particles before being also characteristic of larger particles. After the last sequence of events, the mobility of all sizes of clasts is lower for the particles originating from steps than those in pools. The relationship between the size of tagged particles and mobility is less marked than what has been observed at the beginning of this experiment. This may be associated with an increase of the stability of individual tagged particles from the initial seeding on 11 September 2003.

For a given transport event, the distance of movement varies according to the morphological unit and to the size of the particles (Fig. 7.6). After the first displacement, the average distance of movement is longer for particles that originated from the pools but only in cases of particles smaller than 12 cm. For larger particles, distances were longer if particles were initially located within step units. After the second sequence of events, the distance traveled by the particles is similar for clasts that originated from step and from pool units. The distance decreases with particle size. The third sequence of events did not move particles sufficiently to observe any differences in the distance of

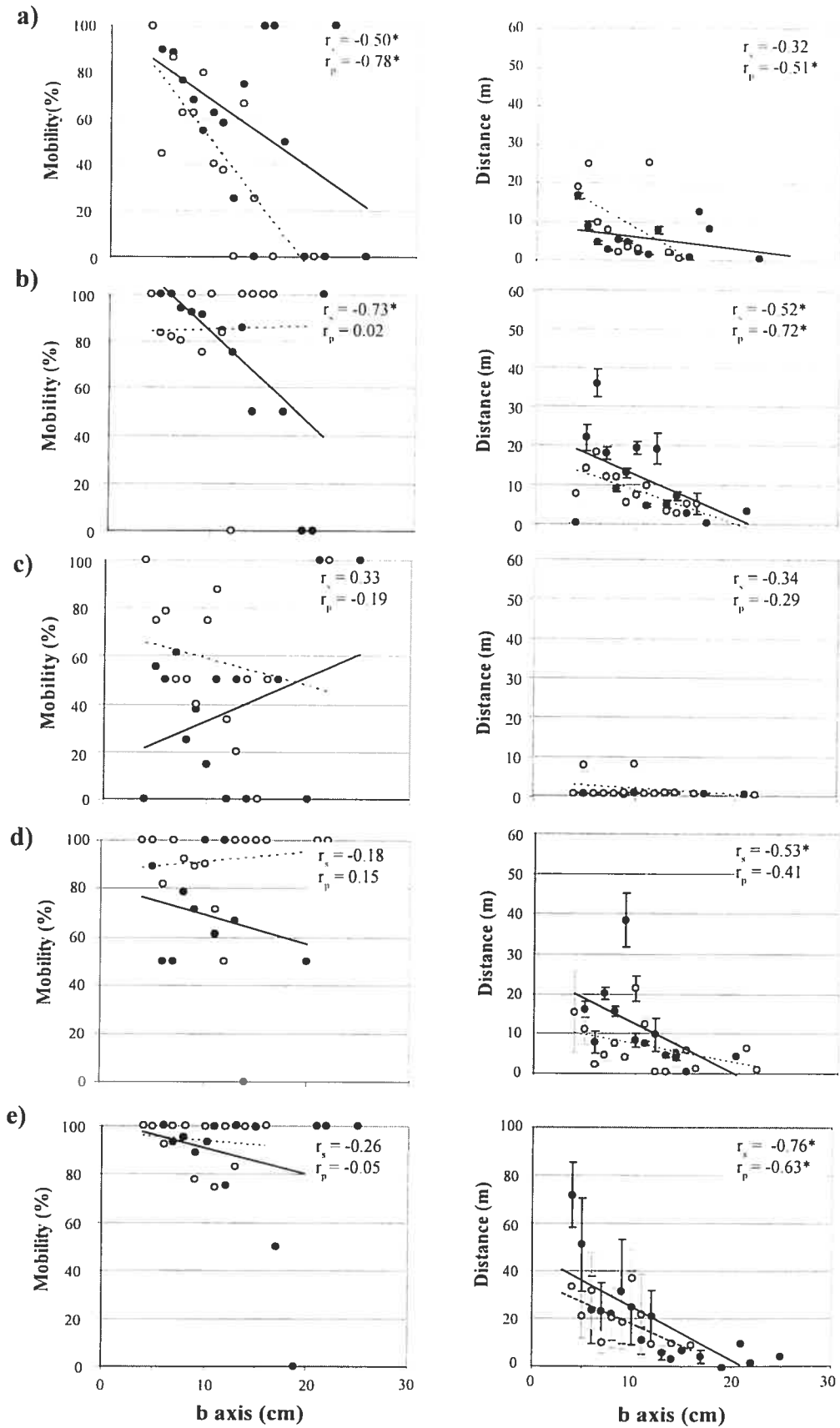


Figure 7.6. Mobility and travel distance in relation to the size of tagged particles in Moras Creek: a) 11 September 2003 to 27 November 2003, b) 27 November 2003 to 28 April 2004, c) 28 April 2004 to 1 June 2004, d) 1 June 04 to 5 October 2004, and e) 11 September 2003 to 5 October 2004. Black circles represent tagged particles that originated from step units and white from pools. Mobility data represent the percentage of tagged particles moved fromw the total number of tagged particles within each 1 cm class size. Distances data are averaged for each class of tagged particles with their standard error. The tagged particles that did not move (<30 cm) were not included in the distance analysis. * = r significant at $\alpha = 0.05$

displacement. After the last events, the distance traveled by the smaller particles is most of the time higher when they derive from step than from pool units. The morphology of the bed does not seem to affect the distance of movement of the large particles. For the cumulative transport event, the distance of displacement of tagged particles is significantly correlated with the particle size for clasts that originated from both the steps and the pools. The distances traveled by all the particles are slightly higher when they come from step units.

Depositional areas after each sequence of transport events in Moras Creek are also associated with the morphological units. The number of tagged particles deposited per length of morphological unit is presented in figure 7.7. The results and the interpretation are based on each step-pool sequence taken individually over the entire reach. Depositional areas are first investigated without consideration of particle size. In all sequences, more tracers are deposited in the pools than in their adjacent upstream steps, except in pool 4 downstream of step 3. This may be linked to the size of pool 4 which is very short and occupies only a small local proportion of the entire cross-section. In the three other step-pool sequences, the average number per unit length is four times higher in pools than in steps. The preferred particle deposition in pools was observed for each sequence of transport events with the sole exception of step 5 and pool 6 on 5 October 2004. Figure 7.7 (b to f) shows the relationship between the size of the tagged particles and the depositional areas. We removed step 3 and pool 4 from the analysis. Clasts having a size between 5 and 10 cm are more frequently deposited in pools than in the immediate upstream step. However, smaller or larger particles than this size do not show prevalence to be deposited in a particular morphological unit.

Besides the morphological characteristics of the deposition areas illustrated at the unit scale, the local position of tagged particles on the bed has been qualitatively described. On all the tagged particles recovered at the bed surface (vs buried), 38% were found in step morphological units and 62% were found in pools. Imbricated particles (vs particles found in open positions) were also identified. All buried particles were considered to be

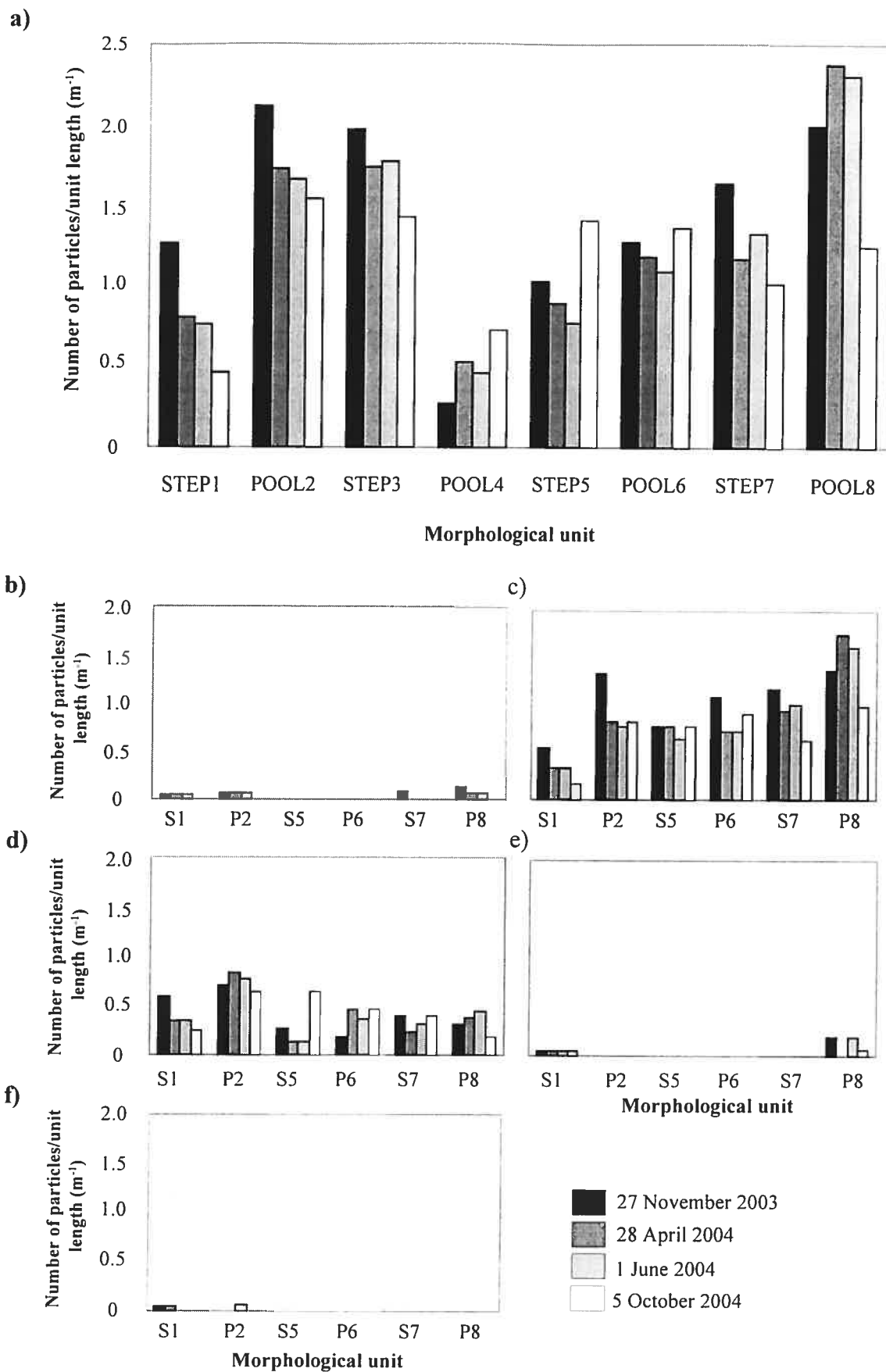


Figure 7.7. Deposition of tagged particles within individual step-pool units in Moras Creek after each sequence of sediment transport events: a) all sizes, b) 0-5 cm, c) 5-10 cm, d) 10-15 cm, e) 15-20 cm and f) 20-25 cm. The sizes are based on the b axis.

imbricated. Of all the tagged particles found in open positions, 54% were located in steps while 46% were in pool morphological units.

Sequences of areas of deposition within morphological units are presented in figure 7.8. Only a few particles have moved out of their original unit. Most of the tagged particles that originated from step units are deposited, after the next transport event, within the same step (S_n-S_n). There is one exception for the 11 September to 5 October 2004 cumulative event. In this case, the particles that originated from steps are deposited in the adjacent pool (S_n-P_n). Most of the particles that originated from pools are deposited in the same pool unit (P_n-P_n). There are two exceptions, for the 11 September 2003 to 27 November 2003 event and for the 11 September 2003 to 5 October 2004 when the tagged particles originating from the pool are deposited in the immediate step downstream (P_n-S_n).

If the tagged particles that have moved within the same morphological unit are removed from the frequency distribution, most particles traveled from a step to the pool immediately downstream (S_n-P_n) or from a pool to the step immediately downstream (P_n-S_n). The particles traveled from unit to the next over short distances, thus showing a morphological control on the particle movements. There is an exception, for the transport event between 11 September 2003 and 27 November 2003, where 2% more particles traveled from a step to the second step downstream (S_n-S_{n+1}) than from a step to the immediate downstream pool (S_n-P_n). When tagged particles traveling from a pool to the immediately downstream pool are removed from the distribution, most tagged particles traveled from the pool to the step immediately downstream (P_n-S_n). Note that for the sediment transport cumulated for all events, 20% of the particles traveled from the first to the last downstream pool (P_n-P_{n+3}). These particles traveled the longest distance within the reach.

7.3.2 Spruce Creek

The bed morphology and the location of tagged particles are presented in figure 7.9. In Spruce Creek, there are no significant changes in channel bed morphology after both

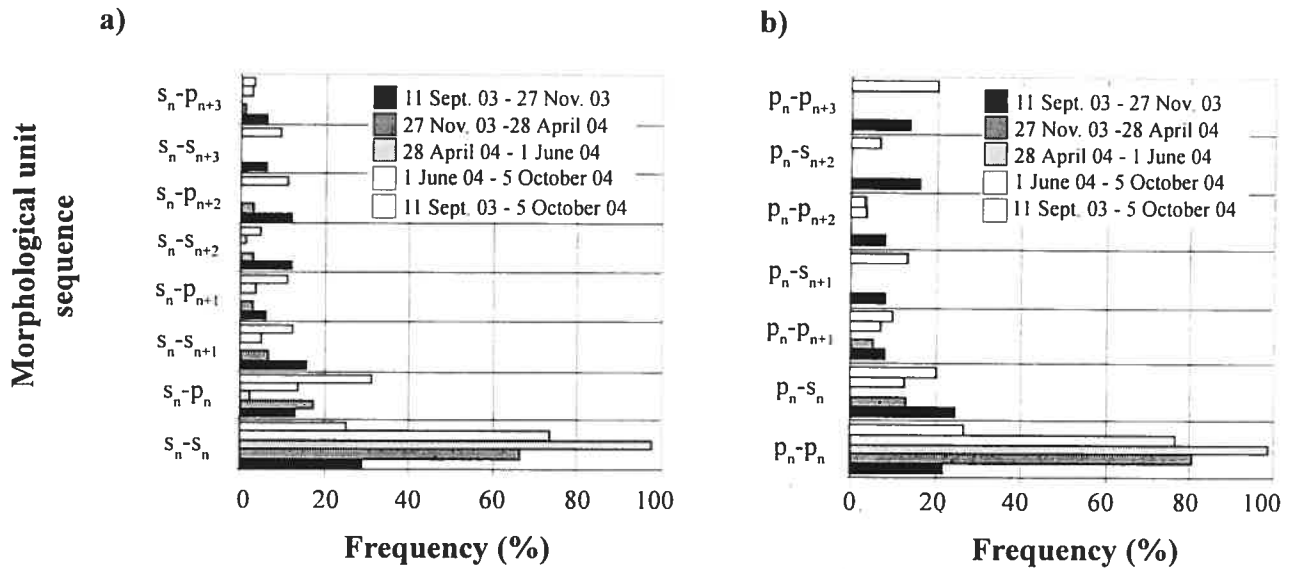


Figure 7.8. Morphological unit depositions of tagged particles in relationship to the previous deposition unit in Moras Creek: a) sequence when tagged particles originated in steps and b) sequence when tagged particles originated in pools. The results are presented for each sequence of transport events and the subscript refers to the morphological unit number along the reach.

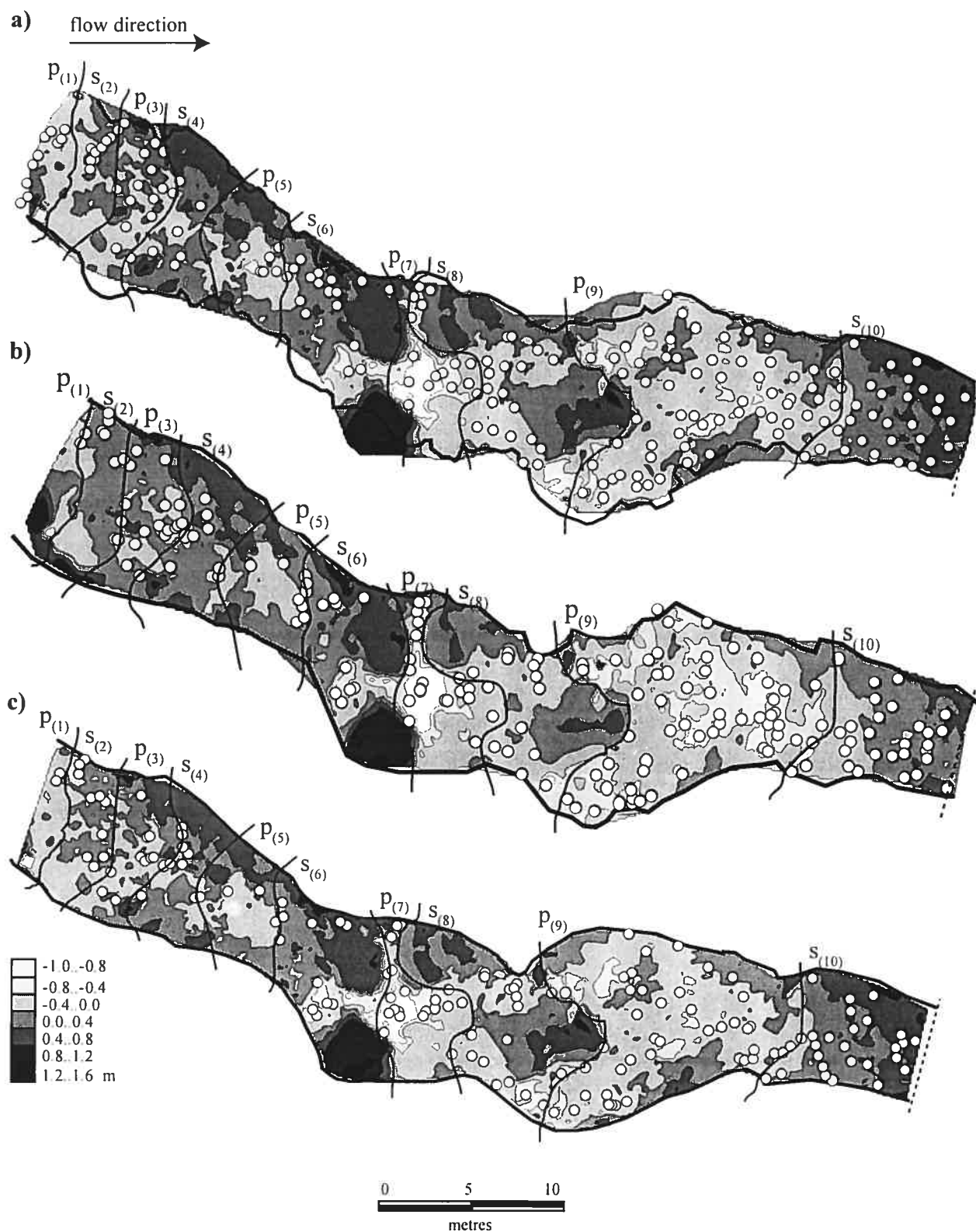


Figure 7.9. Location of tagged particles after sediment transport events in Spruce Creek on: a) 1 December 2003, b) 25 May 2004 and c) 27 September 2004. The location of tagged particles is superimposed on topographic maps sampled on 21 November 2003 (a), 11 May 2004 (b) and 10 August 2004 (c).

flood sequences. The location and the size of the step and pool units remained the same throughout the survey period. Protuberant clasts also did not move during the experiment. The lack of changes in the morphological features in Spruce Creek is indicative of channel stability for the flow discharges that occurred during the measurement period. After both transport events, tagged particles tend to cluster around protuberant clasts. Pool 7, located immediately downstream from two boulders connected to the banks, is a privileged area of deposition. Alignments transverse to the flow direction are also developed, for example at the downstream end of pool 5 on 25 May 2004 and at the upstream end of step 10 on 27 September 2004. Clusters of tagged particles are also seen in steps 4, 6 and 10. The averaged distance traveled by the particles decreases from 18.8 metres to 9.9 metres from the first to the second transport event (Fig. 7.10) while the percentage of immobile particles increases from 35% to 56% during the same periods. The differences in the average distance of displacement and in the percentage of immobile tagged particles are closely associated with the maximum discharge characterizing the survey periods (Tab. 7.2).

The correlation coefficients between averaged hydraulic variables and the sediment transport characteristics estimated from the first to the last sequence of transport in Spruce Creek are given in table 7.5. Unlike Moras Creek, the mobility of individual clasts is strongly negatively correlated with the Reynolds shear stress and with the instantaneous turbulent kinetic energy. The distance traveled by tagged particles is correlated to reach-averaged bed shear stress as in Moras Creek.

TABLE 7.5 *Correlation coefficients between sediment transport variables, and average-bed shear stress and hydraulic characteristics in Spruce Creek.*

	Reach averaged bed shear stress	$\langle u \rangle$	$\langle v \rangle$	$\langle w \rangle$	$ \langle u'w' \rangle $	INT_U	INT_V	INT_W	TKE
Mobility	-0.07	0.13	0.34	-0.36	-0.76 (*)	0.63	0.48	0.66	-0.78 (*)
Distance	0.63 (*)	-0.55	-0.02	0.43	-0.07	0.30	0.30	0.26	-0.55

* represents significant correlations at $\alpha=0.05$

The relationships between the size of the tagged particles and the mobility and travel distances in Spruce Creek are presented in figure 7.11. We also investigated the effect of the provenance of the clasts before the entrainment on these relations. After the first sequence of transport events, the mobility is slightly higher for small particles that

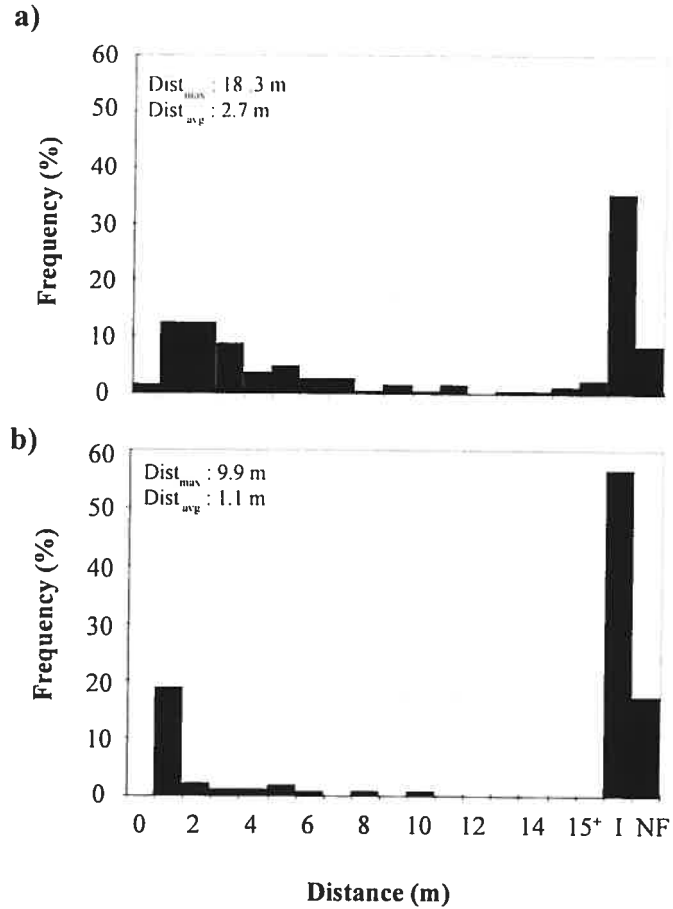


Figure 7.10. Frequency distributions of displacement distances for sequence of transport events in Spruce Creek: a) 1 December 2003 to 25 May 2004 and b) 25 May 2004 to 27 September 2004. The distribution includes I representing immobile tagged particles and NF associated with tagged particles that were not found during the recovery process. Maximum and average distances traveled by tagged particles are given for each event.

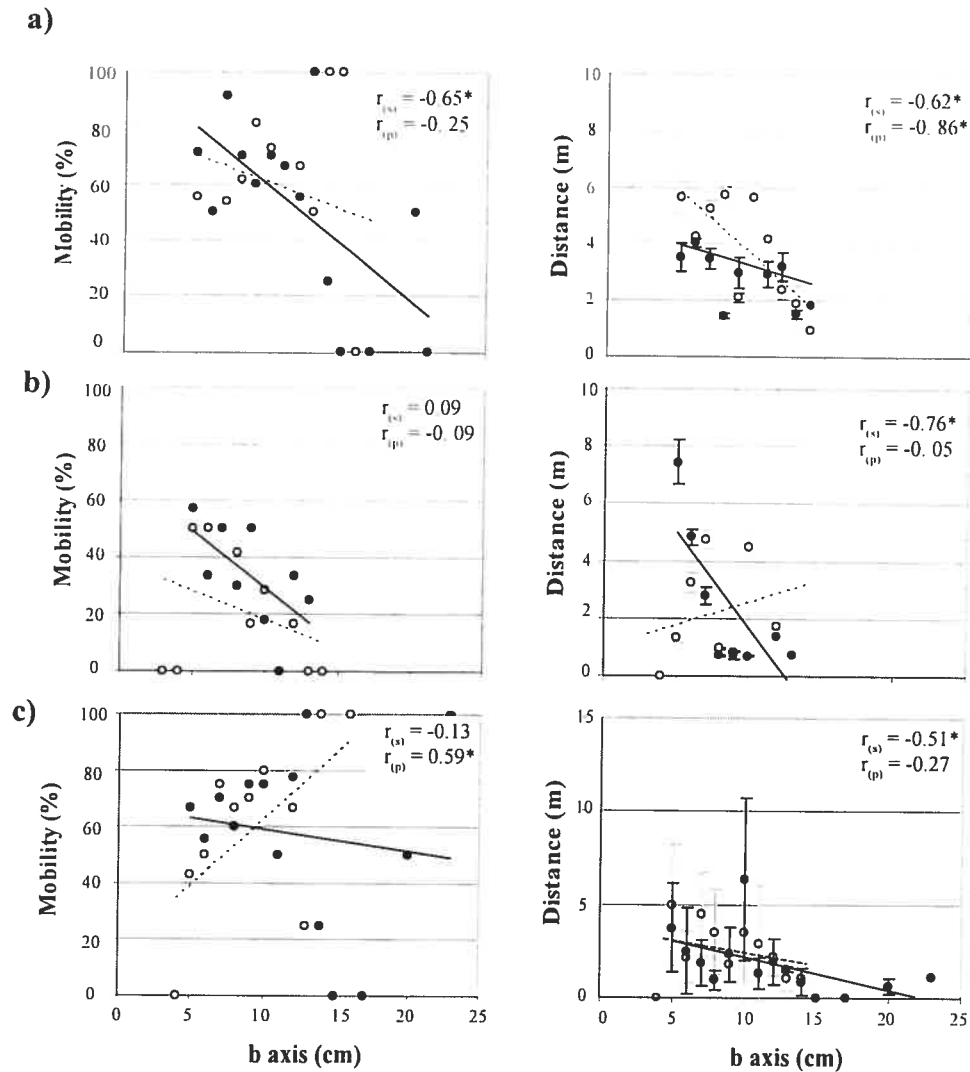


Figure 7.11. Mobility and travel distance in relation to the size of tagged particles in Spruce Creek: a) 1 December 2003 to 25 May 2004, b) 25 May 2004 to 27 September 2004 and c) 1 December 2003 to 27 September 2004. Black circles represent tagged particles that originated from step units and white from pools. Mobility data represent the percentage of tagged particles moved on the total number of tagged particles within each 1 cm class size. Distances are averaged for each class of tagged particles with their standard error. The tagged particles that did not move (<30 cm) were not included in the analysis. * = r significant at $\alpha = 0.05$

originated from step units. Although the mobility of particles decreases in both steps and pools after the second event, it is still higher for clasts that originated from steps but for all sizes of clasts. For the cumulative displacement of tagged particles, the mobility is higher for the tagged particles that originated from the steps, but only for small particles. Exceptionally, the mobility seems to increase with the size of the particles in the pool units. This is caused by only one tagged particle within each of the 14 cm and 16 cm *b* axis classes that have moved during the experiment. After the first transport event, the distances traveled by smaller tagged particles are larger when clasts originated from the pools. This is also the case after the second displacement. For the cumulative displacement, the distances of displacement decrease with the increasing size of particles and there are no significant differences between the distances traveled by particles that originated from the steps and the pools.

Figure 7.12 shows the areas where the tagged particles tend to be deposited. The observations are based, as in Moras Creek, on each individual step-pool sequence identified over the reach. Pool 1 and step 10 are not included in this analysis because there are no data from the upstream or downstream portion of the step-pool morphological unit. Depositional areas are first investigated without consideration of particle size. After the first transport event, the tagged particles are deposited equally in step and in pool units but there is some variability between individual step-pool sequences. After the last sediment transport event, there is no deposition in morphological unit where tagged particles tend to be deposited. We did not observe a significant influence of particle size on the morphological unit where particles come to rest. After the last transport event, the percentage of tagged particles between 5 and 10 cm is higher in steps 2 and 4 than in their adjacent respective downstream pools. On the other hand, the percentage is higher in pool 9 than in step 8. For larger particles, there is no consistent pattern in any of the step-pool sequences of Spruce Creek.

The local morphological characteristics of the position of individual tagged particles on the bed after the last sequence of sediment transport events were investigated. Of all the tagged particles recovered at the surface, 58% were recovered within steps. We also

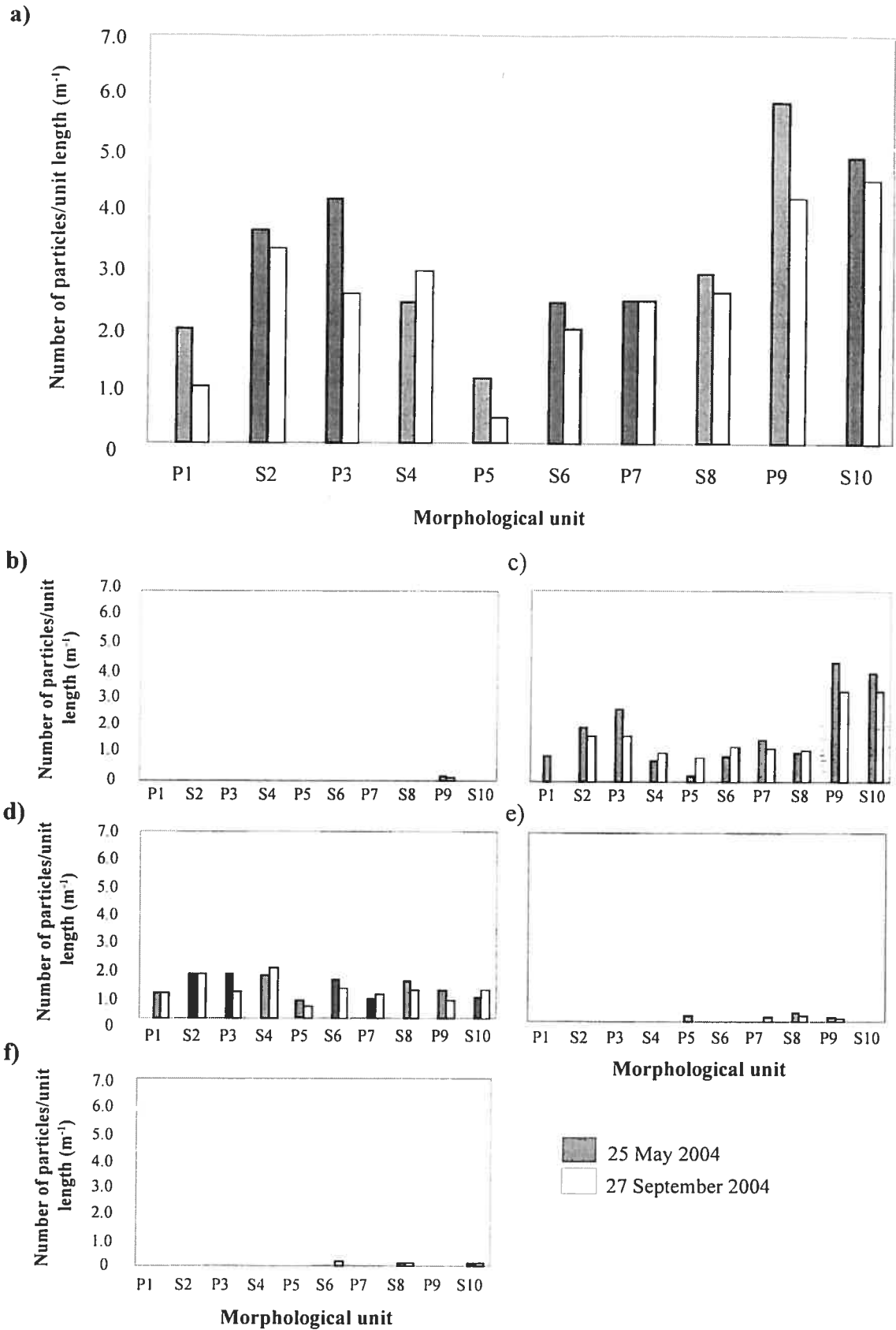


Figure 7.12. Deposition of tagged particles within individual step-pool units in Spruce Creek after each sequence of sediment transport events: a) all sizes, b) 0-5 cm, c) 5-10 cm, d) 10-15 cm, e) 15-20 cm and f) 20-25 cm. The sizes are based on the b axis.

noted that on all the tagged particles found in open positions (vs imbricated), 56% were located in steps.

Figure 7.13 presents the percentages of tagged particles that traveled from a specific morphological unit to another downstream. The observations are presented for all combination of steps and pools identified over the reach. Most of the tagged particles that originated from step units remained within the same step (S_n-S_n). This is also true of the pools. As Moras Creek, when tagged particles that moved within the same morphological unit are removed from the relation, most of the particles traveled from a step to the pool immediately downstream (S_n-P_n) and vice versa (P_n-S_n) after each sequence of sediment transport events investigated. This is consistent with the relatively short distances of clasts movements and the morphological units that are short as well.

7.4 DISCUSSION

Using PIT tags we have obtained a unique set of data on the transport of a large number of clasts in two step-pool systems that differ in their morphological characteristics. This study provides an opportunity to link transport processes with local flow characteristics, clasts size and position, and at a larger scale, with the bed morphological features such as steps and pools.

7.4.1 Channel morphology

Sequences of topographic maps have shown that changes in bed morphology and in the spatial distribution and distances traveled by tagged particles are different between Moras and Spruce Creek. In Moras Creek, there are changes in bed morphology at both the local and reach scales. Also, the dispersion of tagged particles begins immediately after the first investigated set of flow events. At the end of the survey, there is a clear reorganization of the individual clasts over the reach. The tagged particles tend to cluster. In Spruce Creek, there are no such changes in bed morphology and in the dispersion of tagged particles after both sequences of flood events. The tagged particles moved over short distances, in about 1 m on average. Differences between Moras and Spruce Creek may reflect the degree of stability of each reach. The channel slope and

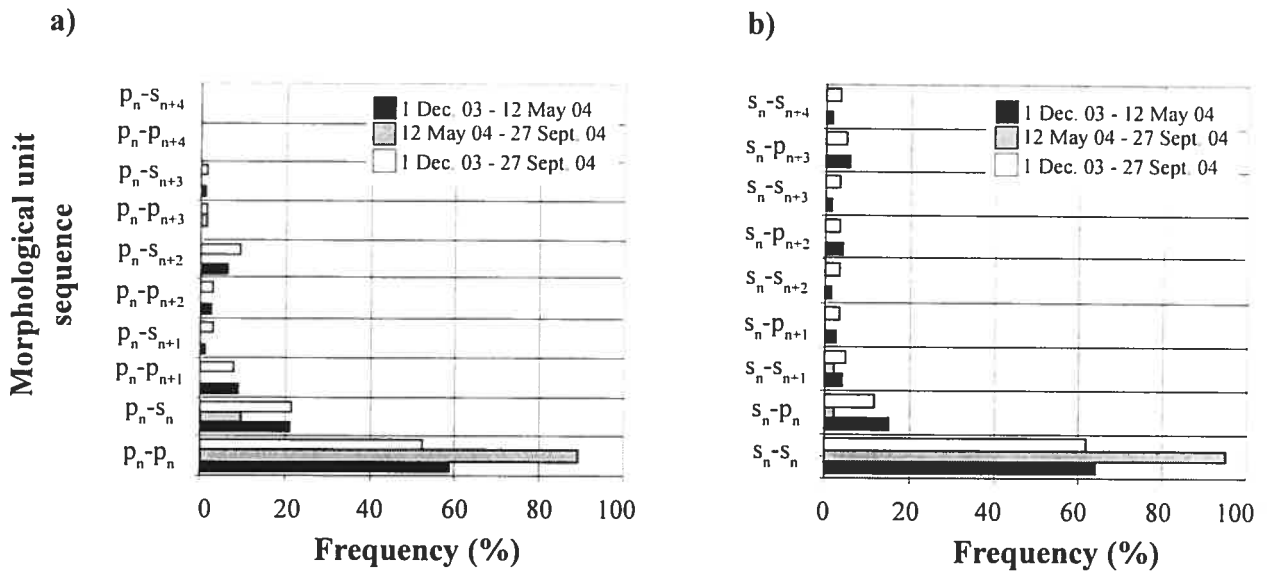


Figure 7.13. Morphological unit depositions of tagged particles in relationship to the previous deposition unit in Spruce Creek: a) sequence when tagged particles originated in steps and b) sequence when tagged particles originated in pools. The results are presented for each sequence of transport events and the subscript refers to the morphological unit number along the reach.

the spatial organization of the boulders is one of the main factors determining whether or not the bed morphology and the stability of the reach are maintained. It has been shown that step structures are better defined in channel with steep slopes (Hayward, 1980; Whittaker, 1987; Grant *et al.*, 1990; Abraham *et al.*, 1995). Montgomery *et al.* (1995) and Wohl *et al.* (1997) also suggested that consistent step-pool characteristics are maintained by the presence of immobile logs in the reach. These logs play a similar role to the large boulders also considered being essential to the stability of step-pool systems (Zimmermann and Church, 2001). Here, metric boulders control much of the morphological characteristics of the investigated reach in Spruce Creek (see Fig. 7.1 and 6.10). Their presence increases the stability and affects the distances of displacement of tagged particles.

7.4.2 Role of hydraulic variables and reach-averaged bed shear stress on sediment transport characteristics

In Moras Creek, we observed that the correlation between the initiation of movement of tagged particles and the absolute value of Reynolds shear stress were not statistically significant. Although it is not what is usually observed in gravel-bed rivers, this result is consistent with those obtained by Cudden and Hoey (2003) and Paiement-Paradis and Roy (2005). The mobility of particles is not related to Reynolds shear stress in the same way in Moras and in Spruce Creek. This result may be difficult to interpret. Although bed shear stress is commonly used in sediment transport studies to predict scour, deposition, and bed changes as well as particle displacement (Grant and Mizuyama, 1991; Wilcock, 1996), it is difficult to estimate bed shear stress in rivers with rough bed and heterogeneous boundaries. Biron *et al.* (2004) showed that the Reynolds shear stress is not suitable to link sediment transport to flow conditions. The method gives negative values that are difficult to interpret in terms of their effects on sediment transport and it is sensitive to sensor orientation. The difference in response of mobility to an increase in Reynolds shear stress may also be linked to the use of a single point measurement in estimating flow characteristics. Obtaining detailed spatial velocity measurements and reliable velocity time-series in steep channels is very difficult. Owing to the paucity of detailed hydrodynamic field data from steep channels with very-coarse sediments

(Carling *et al.*, 1998; Wohl and Thompson, 2000), the sampling strategy used in this study is somewhat tentative. In both reaches, the height above the bed at which the velocities were sampled may have caused errors in the estimation of Reynolds shear stress. Single velocity measurements were taken largely above the $0.1Y$ suggested by Biron *et al.* (2004). Following this guideline, the average sampling height above the bed is 2 cm in Spruce Creek while 3.2 cm in Moras Creek. In Spruce Creek particularly, the difference between the measured and the recommended sampling height is important. Considering the results in both reach, Reynolds shear stress may not be particularly useful for bedload prediction in flows with a limited boundary layer over a rough boundary (e.g. Papanicolaou *et al.*, 2001).

In Spruce Creek, the mobility of particles is highly negatively correlated with *TKE*. It contrasts with studies conducted in tidal environments. In these environments, the turbulent kinetic energy appears to be a very good surrogate in estimating the stress at different elevation above the bed (Kim *et al.*, 2000). High values of *TKE* are associated with an increase of suspended sediment concentration (Fugate and Friedrichs, 2003). The negative correlation between the mobility of particles and *TKE* in Spruce Creek may suggest the difficulty of characterizing the turbulent flow over a morphological unit (see chapter 6) or using sediment transport variables estimated for the entire experiment. A preferable approach would be to survey each transport event with the associated turbulent flow conditions. This means that we would need to improve current sampling designs to allow for an event-basis approach in very steep channels.

When velocity data are not available, reach-averaged shear stress estimated from the depth slope product may be used to predict sediment transport. This method, however, is only applicable if the channel cross section has a regular shape and a width at least 10 times greater than its depth and if flow is steady and uniform (Elliot and Hammack, 2000). None of these conditions were met in the present study and it is expected that reach-averaged bed shear stress is inappropriate to estimate the mobility of individual clasts where both channels are characterized by strong lateral variation in flow acceleration or abrupt changes in stream bed. Moreover, even if averaged shear stress

values had been monitored over each morphological unit, this may not capture the variability in shear stress that is associated with velocity and depth variations through space (Batalla and Martin-Vide, 2001).

Yet, in spite of these problems the positive relation between distance of displacement of tagged particles and the reach-average bed shear stress is quite strong in both Moras and Spruce Creek. When the particles are set into motion, the local flow and bed material conditions play a less significant role than the reach morphological characteristics induced by the step-pool sequence. This result emphasizes the importance of slopes, which is considered in the calculation of average-bed shear stress, on sediment transport. In mountain stream torrents, Busskamp (1994) noted that the transport (particularly the travel velocity) was mostly controlled by the local bed slope while Laronne and Carson (1976) have shown that the local slopes also exert an influence on the distance of displacement of particles.

7.4.3 Mobility

Table 7.6 summarizes the effect of the morphological unit on the mobility of clasts, the distance of displacement and the morphology where particles are deposited after the last transport event investigated in both reaches. It also illustrates the difficulty of generalizing the results to all step-pool systems. After the last event, it is reasonable to assume that the tagged particles were deposited in a natural position within the channel. We have identified for which morphological unit the mobility and the distance of clast movements are higher and where clasts are most frequently deposited. The results are classified in two groups of particle sizes. In Moras Creek, the same behavior is found for both groups of particle sizes. The mobility of particles that originated from pools is higher than of the particles that originated from steps. This may be explained by the local position of individual clasts on the bed. Most of the tagged particles that were recovered at the bed surface were located in pools. Some studies have shown that clasts are less mobile if they originated from steps, where small particles are interlocked behind boulders and within the interstices of the bed created by the heterometric material that composes the steps (Church and Hassan, 1992b; Schmidt and Ginz, 1995).

In Spruce Creek, the mobility of particles that originated from steps is higher than that of the particles that originated from pools. As in Moras Creek, it is related to the local position of tagged particles. The particles recovered at the surface and in open positions were mostly found in steps after the last transport event. These loose surface particles offer less resistance to the flow by being overexposed and unstable because of the roughness of the bed in steps. The exposure of individual clasts may explain the increase of mobility of tagged particles that originated from steps. Also, as particles traveled over short distances in Spruce Creek, they may not have sufficient opportunities to imbricate into well developed steps. Moreover, we hypothesize that the peaks of discharge were insufficient to mix the bed material and increase the imbrication of clasts to boulders in step units. Thus, the probability that the material covers or traps tagged particles is considerably reduced in steps.

TABLE 7.6. *Mobility, distance, and deposition variability in relation to the morphological unit resumed for: a) Moras Creek and b) Spruce Creek. Observations are based on the cumulative effects of all transport events investigated in both reaches, and particle sizes are based on b axis.*

a)			
Particles size	Mobility	Distance	Deposition
0 -10 cm	↑ POOL	↑ STEP	↑ POOL
10+ cm	↑ POOL	↑ POOL	NO PREFERENTIAL DEPOSITION UNIT
b)			
Particles size	Mobility	Distance	Deposition
0 -10 cm	↑ STEP	↑ STEP	NO PREFERENTIAL DEPOSITION UNIT
10+ cm	↑ STEP	↑ POOL	NO PREFERENTIAL DEPOSITION UNIT

7.4.4 Distance of transport of clasts

As expected, the size of particles and their morphological unit of provenance play a significant role on the distance of movement of particles. In both reaches, after the first transport episode, larger particles traveled longer distances when they originated from step units. During the seeding of particles, we may have introduced, particularly when

inserting large tagged particles within the bed, less stability than what we usually observe when the clasts are in their natural position (see also Laronne and Outlet, 1992). Some authors have suggested that larger particles travel shorter distances. Such a relation is seen after the last sequence of transport events investigated in both reaches. At that stage, the tagged particles are reorganized with the bed material and their position should reflect the morphological and hydraulic dynamics.

Larger particles traveled shorter distances particularly if they originated from steps, in both Moras and Spruce Creek. The structural arrangement of the morphological units prior to or during the event may explain that larger particles traveled shorter distances when they originated from a step (Schmidt and Ginz, 1995; Marion and Weirich, 2003). During transport, large particles may roll and come into contact with other bed particles or sedimentary structures that form the steps and they may become interlocked. Their travel transport is temporarily stopped and the likelihood to travel a long distance is diminished. Small tagged particles traveled longer distance than large particles when they originate from steps in both reaches. This may be explained by the accelerating flow conditions in steps that were, however, not sufficient to maintain the displacement of large clasts over long distances.

Similar observations were made in both reaches on the distance of displacement of tagged particles but these are contrary to the results obtained on the mobility of particles. It suggests that local variability in flow conditions or in small-scale bed morphological features are less important to explain the distance of displacement than to explain the mobility. Also, in Moras and Spruce Creek, pools have greater reach-averaged bed shear stress, particularly because the flow depth is higher than in steps, thus influencing positively the distance of displacement. This shows the relevance of variations in bed topography and of the morphological characteristics that differ between step and pool units on the distances of particle displacement (Hunt and Papanicolaou, 2003).

7.4.5 Depositional morphological unit

The individual tagged particles were mostly deposited in pools in Moras Creek. This result is consistent with those obtained by Schmidt and Gintz (1995) who have studied a step-pool channel having a 2% slope and particle maximum b axis of 170 mm. The morphological characteristics of the investigated reach are very similar to those of Moras Creek. In Spruce Creek, however, the preferred deposition unit remained indeterminate. It may be associated with the fact that the morphology and bed material are less dynamic than in Moras Creek, and that segregation between pool and step units would need the investigation over a longer period of time. In Spruce Creek, individual clasts moved over shorter distances and mostly remained close to the location where the entrainment was initiated. Even though the current hypotheses on particle deposition on gravel-bed rivers are still controversial, the results obtained in Moras and Spruce Creek give support to some of them. Tracer experiments have often shown preferential storage of pebbles in riffles or bars (Kondolf and Matthews, 1986). However, others have demonstrated that pools are the most active part of the riverbed for bedload storage and exchange (Whittaker, 1987; De Jong and Ergenzinger, 1995). Schmidt and Gintz (1995) showed that the number of tracer particles deposited in pools is 1.6 times greater than in the adjacent step. They also noted a tendency for preferential burial of small tracers in pools, particularly during low to moderate flows (see also Sawada *et al.*, 1983).

We also observed that, in both channels, most particles do not travel from step to step or from pool to pool as it has been suggested by research in gravel-bed rivers with bar or riffle morphology (Hassan and Church, 1992b; Ferguson *et al.*, 2002; Pyrcce and Ashmore, 2003a). This may be caused by our tracing technique that does not allow a continuous recording of the movement of particles. In this study, the entrainment location is defined by the last recovery of the tagged particles. It is clear, however, that between the sequences of sediment transport events investigated, the tagged particles may have moved to another location. The discharges investigated in this study may also explain that we did not observe that the tagged particles traveled from step to step or from pool to pool. Schmidt and Gintz (1997) observed that the correlation between the

starting position and the area of deposition decreases with decreasing discharge flow event.

7.5 CONCLUSION

In spite of the difficulty of measuring bed morphology, flow variables and sediment transport in step-pool channels, we have shown evidence of the interplay between local and reach-scale variables to understand the mobility, the displacement distance and the depositional areas of transported particles. Even if the hydraulics and bed material characteristics are crucial to explain the entrainment of particle, the morphological unit properties of steps and pools are significant particularly in controlling the displacement of individual particles and the preferred depositional area in Moras Creek. The observed differences between the two studied reaches are mostly associated with the stability of the bed. In Spruce Creek, characterized by larger clast sizes and a steeper slope, particles are more stable and sediment transport is less active while in Moras Creek the particles are smaller, the slopes more gentle and the bedload transport is more active. Although stream power affects the mobility of tagged particles in both reaches, characteristics of the morphological units need to be interpreted as a key in understanding sediment transport and in differentiating the dynamics of sediment transport in different step-pool channels. Further work is, however, needed to investigate the role of the duration of the study on the differences observed between the reaches.

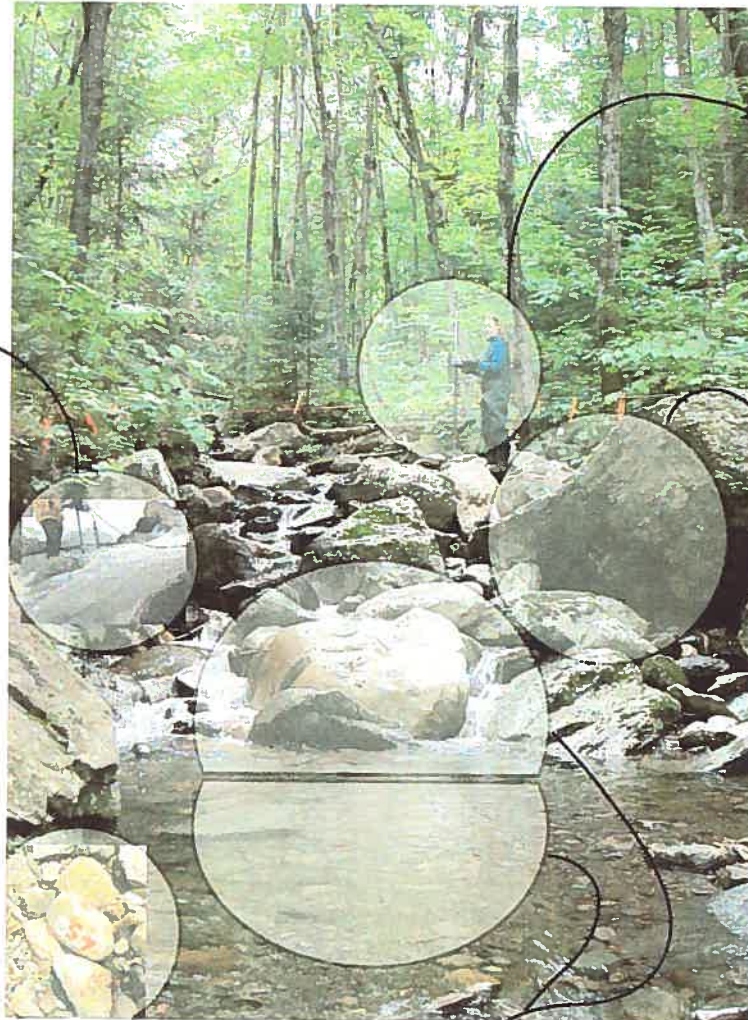
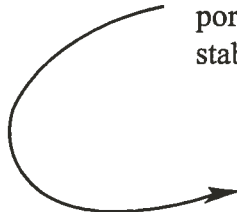
CHAPITRE 8 : CONCLUSIONS GÉNÉRALES

Puisqu'ils se retrouvent dans un grand nombre de milieux où les pentes sont relativement fortes, les step-pools occupent un rôle central en géomorphologie fluviale. Par ailleurs, à cause du peu de données disponibles en milieux naturels, les relations entre la morphologie, le transport des sédiments et l'écoulement sont difficiles à établir. Comme nous l'avons vu, ces lacunes sont en partie liées à la complexité des step-pools. Cette thèse a surmonté certaines de ces difficultés en proposant de nouveaux outils pour caractériser la dynamique des step-pools. Elle a préconisé la mesure sur le terrain, à l'échelle du tronçon de cours d'eau, et l'étude des processus à l'aide de méthodes à la fine pointe de la technologie. Ces approches ont permis d'obtenir des données de qualité à une haute résolution spatiale et temporelle qui élucident certains aspects de la dynamique des step-pools. Cette thèse a précisé les processus de formation des structures sédimentaires et a tenté de comprendre le transport des sédiments dans les step-pools par le biais de relations avec l'écoulement et la morphologie du lit. Enfin, plusieurs questions quant à la possibilité de quantifier les vitesses et la turbulence de l'écoulement dans les step-pools sont soulevées. Malgré la période relativement courte de la recherche, certaines observations échantillonnées de façon espacée dans le temps, les difficultés d'intégrer les propriétés hydrauliques à l'échelle locale à la dynamique des step-pools et certains problèmes méthodologiques qui restent à résoudre, nous croyons que cette thèse contribue de façon importante à l'étude des step-pools autant sur le plan méthodologique que celui des connaissances fondamentales. Ce chapitre conclut avec une synthèse des contributions de la thèse. Il propose une intégration des résultats dans un contexte plus large par un transfert de connaissances à différents champs d'application et envisage différentes voies de recherche pour le futur.

8.1 LE TRANSPORT DES SÉDIMENTS, LES STRUCTURES SÉDIMENTAIRES ET LA STABILITÉ DU LIT DANS LES COURS D'EAU DE MORPHOLOGIE EN STEP-POOL

La contribution de cette thèse aux connaissances est présentée en relation avec les objectifs établis au départ de cette recherche. La figure 8.1 reprend les objectifs spécifiques (Fig. 2.45) et fait ressortir que l'ensemble forme un tout cohérent. Dans le

Rôle de la pente et de la rugosité sur la morphologie ou sur le transport des sédiments, les propriétés moyennes de l'écoulement et la stabilité du lit dans les cours d'eau à lit de graviers.



6
 Vers une mise en question de la qualité de séries de vitesse mesurées avec un ADV à haut niveau d'eau dans un step-pool.

4
 La cartographie topographique détaillée de la morphologie des cours d'eau à lit de graviers à l'échelle du tronçon.

5
 Des conditions de laboratoire naturel ont montré les processus de développement des structures sédimentaires et le rôle des éléments de rugosité «clés».

3
 Nouveaux traceurs (PIT) efficaces pour suivre et quantifier le transport des particules individuelles dans les rivières à lit de graviers.

7
 Rôle des steps, des mouilles et de l'écoulement sur le transport des sédiments dans les cours d'eau de morphologie en step-pool.

Figure 8.1. Intégration des apports méthodologiques et des connaissances acquises dans cette thèse sur les systèmes en step-pools. Chacun des blocs de connaissances est lié à un ou des chapitres de la thèse indiqués à l'intérieur des cercles rouges. Les marteaux rappellent les apports méthodologiques de cette thèse.

premier article, le traceur passif à circuit intégré, une nouvelle technique de marquage des particules individuelles en rivière graveleuse, a été testé. Les PITs offrent des avantages uniques pour la caractérisation du transport des sédiments. Nous avons mis en relief l'efficacité de la méthode dans une section de cours d'eau de morphologie en step-pool. Les avantages de la technique se résument en quatre points. Les PITs possèdent un numéro d'identification unique. Ils peuvent donc être associés à un vecteur de déplacement entre deux levés de terrain consécutif. Leur taille et leur faible coût offrent des possibilités d'insertion dans de petites particules et une caractérisation exhaustive de toute la distribution granulométrique du matériel du lit. Puisque les traceurs ne sont pas affectés par les propriétés du milieu ou par la nature même des particules, ils peuvent être utilisés dans un grand nombre d'environnements fluviaux. Ces avantages s'associent à des pourcentages de récupération élevés qui garantissent le suivi des particules à court et à long terme.

Le chapitre 4 a présenté des observations qui suggèrent la cartographie topographique détaillée comme un outil performant, précis et rapide pour quantifier la rugosité du lit à l'échelle du tronçon de cours d'eau. La cartographie devient alors complémentaire au traçage des particules pour l'obtention de connaissances sur les structures sédimentaires et sur la stabilité des lits. La cartographie a permis la mise en évidence d'un grand nombre de détails topographiques à une gamme d'échelles. Pour atteindre une précision juste, des règles d'échantillonnage simples ont été formulées. L'échantillonnage systématique jumelé à une stratégie qui s'appuie sur les ruptures de pente du lit donne des résultats prometteurs. Cependant, les objectifs de la recherche doivent être clairement exposés de manière à évaluer l'importance des ruptures de pente dans l'échantillonnage. Les résultats montrent aussi que l'interpolation basée sur la triangulation semble adéquate dans la majorité des contextes géomorphologiques. Puisque nous n'avons pas été en mesure de déterminer le nombre de points optimal pour produire les modèles numériques d'altitude (DEM), nous recommandons que le maximum de points soit mesuré même si cela entraîne la redondance de certaines observations. Cette règle prévient la sous-représentation de certaines sections du lit. Les règles que l'on propose s'appliquent à des cours d'eau à lit de graviers de différentes

pentés et rugosités. À partir de DEMs de qualité, la reclassification des élévations du lit a permis de délimiter des structures sédimentaires. Pour suivre leur évolution dans l'espace et dans le temps, la localisation ainsi que la caractérisation de ces structures ont été indispensables. La méthode proposée ici est une première étape dans ce type de recherche. Elle donne des résultats intéressants, mais il serait bon de la raffiner afin de mieux distinguer les constituantes des grands ensembles de structures. Aussi, les DEMs ont procuré, à partir d'analyses géostatistiques, les échelles de rugosité dans chacun des sites.

Le chapitre 5 a conjugué les approches méthodologiques, développées dans les chapitres 3 et 4, pour identifier les processus qui régissent la formation des structures sédimentaires dans un step-pool. Après des manipulations importantes qui ont affecté la structure du lit et les seuils de mobilité des sédiments, les particules que nous avons marquées à l'aide de PITs se sont réorganisées rapidement dans la section expérimentale. Le dépôt des particules a été en grande partie contrôlé par la rugosité du lit et par les structures sédimentaires comme les blocs métriques, immobiles durant toute l'expérimentation. Les structures immobiles ont piégé les particules, réduit le transport des sédiments et encouragé une stabilité au lit. La nature de l'organisation des structures est devenue rapidement très similaire à celle que l'on a observée dans deux sections témoins. Les observations que nous avons effectuées sur le développement des structures sédimentaires peuvent être projetées à l'échelle des systèmes de step-pools. La formation des steps serait alors initiée par des obstacles majeurs, comme les blocs métriques, immobiles au lit. Une fois en place, les obstacles augmentent la résistance à l'écoulement ainsi que les probabilités de dépôt des particules. La congestion des particules permettrait la formation des steps et le maintien des systèmes de step-pools serait assuré par la dissipation de l'énergie tels qu'identifiée au chapitre 6.

Les conditions d'écoulement jouent un rôle décisif dans la réorganisation des particules, la formation et la stabilité des structures sédimentaires. L'essai du chapitre 6 a initié un questionnement sur l'acquisition ainsi que sur la validité des séries de vitesse échantillonnées à une haute résolution temporelle dans un step-pool. Suite à

l'échantillonnage de l'écoulement avec un courantomètre acoustique à effet Doppler, nous avons reconnu différentes sources d'erreurs dans les signaux de vitesses. Certaines ont été éliminées grâce à des techniques simples de correction. Seulement, les signaux étaient peu corrélés dans les trois dimensions de l'écoulement. Les faibles corrélations sont symptomatiques des difficultés, sous des conditions de fortes intensités turbulentes, qu'a l'ADV à mesurer les vitesses. Ces difficultés sont en partie liées à la présence de bulles d'air introduites dans le volume d'échantillonnage par les tourbillons de surface. Le cas échéant, certaines questions doivent être soulevées sur le développement et l'utilisation d'un appareil de mesure alternatif. Malgré ces difficultés, les mesures hydrauliques ont donné des résultats cohérents avec les caractéristiques des unités morphologiques et la configuration des blocs métriques. Contrairement aux levés topographiques, l'interpolation des vitesses est par contre très sensible au nombre de séries disponibles.

Au chapitre 7, nous avons montré qu'il existe une interrelation entre les variables hydrauliques à l'échelle locale et à celle du tronçon de cours d'eau pour expliquer la mobilité, la distance de déplacement et le dépôt préférentiel des particules dans les step-pools. Les conditions hydrauliques et les propriétés du matériel du lit sont cruciales pour l'entraînement des particules. La nature des unités morphologiques influencent les distances de mouvement et la localisation des zones préférentielles de dépôt. On a montré que dans le ruisseau Moras par exemple, la majorité des particules se déplace vers les mouilles. Par contre, dans le Spruce Creek où le cisaillement au lit est plus fort qu'au ruisseau Moras, les distances observées sont courtes et les particules semblent voyager peu. Est-ce une indication de plus grande stabilité ou un résultat lié à la nature des événements hydrologiques durant la période d'échantillonnage ? Notre recherche ne peut conclure. Les différences observées entre les ruisseaux Moras et Spruce font ressortir le contraste de la pente et de la rugosité dans la stabilité du lit. De plus, l'approche comparative entre deux systèmes soumis à des régimes similaires permet de faire le pont avec une variété de systèmes.

Les résultats qui sont présentés dans cette thèse contribuent de façon significative à une meilleure compréhension de la dynamique des cours d'eau de morphologie en step-pool. Cette contribution se manifeste par une quantification détaillée de la morphologie, du transport des sédiments et de l'écoulement, par une description des liens entre ces différentes composantes, par la mesure de l'écoulement à de hauts niveaux d'eau et surtout, par le développement de nouveaux outils, approches et stratégies d'échantillonnage.

8.2. ORIGINALITÉ DE LA THÈSE

Une meilleure conception de la dynamique des step-pools doit passer par une amélioration des techniques traditionnelles de la géomorphologie fluviale et par l'application de nouvelles méthodes d'échantillonnage. C'est pourquoi les objectifs méthodologiques ont tenu une place prépondérante dans cette thèse. L'originalité de la thèse procède aussi de l'application de différentes approches. L'approche expérimentale et l'étude des processus *in situ* ont été privilégiées. Chacune des expérimentations a été conduite en rivière naturelle et à l'échelle du tronçon de cours d'eau, ce qui constitue un défi d'échantillonnage imposant. Puisque les données ont été récoltées à une haute résolution spatiale et temporelle, les instruments issus de nouvelles technologies ont été essentiels. L'approche a visé à éclaircir les processus qui décrivent les liens entre la morphologie du lit, l'écoulement et le transport des sédiments dans les step-pools.

Cette thèse n'a pas la prétention de pouvoir élucider l'ensemble des lacunes identifiées dans la littérature ni de pouvoir être généralisée à l'ensemble des step-pools. Par contre, par des méthodes originales, ainsi que par différentes initiatives analytiques, elle fournit des bases solides pour une compréhension de la formation des step-pools. En effet, comme il existe un lien étroit entre les steps et les structures sédimentaires identifiées à l'échelle du tronçon de cours d'eau, le rôle des éléments de rugosité «clés» et du piégeage des particules peut être transféré à l'intérieur des hypothèses de formation des steps. Cette thèse présente en effet les meilleures données sur le rôle de la dynamique des *keystones* en rivière. Les éléments de rugosité «clés» ont été mentionnés par plusieurs auteurs mais des observations directes *in situ* sont extrêmement rares. La

dynamique du transport des sédiments dans les step-pools rejoint aussi les hypothèses de stabilité des steps qui ont peu été testées en milieu naturel. Aussi, cette thèse s'appuie sur des mesures de l'écoulement. Même si la mesure de la turbulence n'est pas un succès, le rôle des propriétés moyennes sur la réorganisation du lit suite à un événement de transport a pu être investigué. Aussi, les réflexions que nous avons soulevées sur la qualité des données profiteront aux prochaines études sur les step-pools. Ces études en deviennent alors plus prometteuses pour l'acquisition de nouvelles connaissances sur la dynamique de l'écoulement.

8.3 APPLICATIONS DES RÉSULTATS

Par ses méthodes et ses approches, cette thèse présente des résultats qui s'appliquent dans les systèmes fluviaux mais qui peuvent être aussi transférés à différents champs d'application. Quelques exemples sont présentés dans les sections qui suivent.

Considérant l'efficacité des traceurs passifs à circuit intégré pour caractériser la mobilité et la distance de déplacement des particules individuelles, la méthode peut être implantée à d'autres analyses. Différentes possibilités peuvent être soulevées entre autres, l'estimation des bilans sédimentaires et du transfert de masse (Johnson et Warburton, 2002), l'analyse de la couche active de sédiments et du tri vertical (Blom et Parker, 2004), l'identification des sources de sédiments (Benda *et al.*, 2005), la discrimination des événements de transport sélectif et d'équimobilité (Lenzi, 2004) ainsi qu'une meilleure compréhension des seuils d'entraînement des particules lorsque couplée à des vitesses de l'écoulement (Schmidt et Ergenzinger, 1992a). Les traceurs peuvent être utilisés dans des cours d'eau qui présentent des morphologies contrastantes. Au cours de la réalisation de cette thèse, la stratégie d'insertion a été testée autant dans les cours d'eau de séquences seuil-mouille que dans les cours d'eau torrentiels. Les PITs peuvent aussi être utilisés pour faire le suivi de différents objets à l'intérieur du système fluvial. Nichols (2004) a aussi appliqué cette technique dans des chenaux éphémères en insérant les PITs dans des particules synthétiques. Le suivi du bois morts à l'intérieur du bassin versant est une proposition intéressante (Hervé Piégay, comm. pers). Le traçage de particules sédimentaires à l'aide des PITs pourrait s'avérer efficace à l'échelle du

bassin versant. Aussi, dans un système littoral, les géomorphologues sont à la recherche de méthodes de traçage pour suivre le déplacement des sédiments le long des plages. Les PITs pourraient être utilisés pour ce type de quantification (Jonathan Allan, comm. pers).

Les règles de cartographie qui ont été développées s'appliquent aux rivières graveleuses autant dans les environnements de faible que de forte pente et rugosité. Ce que nous proposons, soit l'utilisation de mesures altimétriques à haute résolution levées avec une stratégie bien ciblée, vient compléter l'ensemble des méthodes photogrammétriques disponibles quand le lit est ouvert et large. Sans prétendre à une même définition, notre approche permet d'obtenir des DEMs d'une grande qualité à faible coût. Dans un contexte où l'approche s'applique à l'échelle du tronçon de cours d'eau, la cartographie détaillée amène un vaste éventail de perspectives d'application, notamment pour les cours d'eau de tête. On n'a qu'à penser au suivi des changements morphologiques dans le temps et dans l'espace (Lane *et al.*, 1996), à l'évaluation de la réponse morphologique du lit aux perturbations naturelles ou anthropiques (Rovira *et al.*, 2005), à la caractérisation des habitats aquatiques (Azzellino et Vismara, 2001), à la construction de modèles tridimensionnels de la dynamique fluviale (Lane *et al.*, 1999), à l'extraction des caractéristiques du matériel du lit (Smart *et al.*, 2004), à la détermination des volumes de transport (Ashmore et Church, 1998) ainsi qu'à l'étude des propriétés turbulentes de l'écoulement (Lamarre et Roy, 2005).

Un échantillonnage de bonne qualité des vitesses de l'écoulement pourrait permettre de valider les modèles d'écoulement dans les step-pools (Chin, 2003), d'établir des équations de résistance qui soient plus exhaustives (MacFarlane et Wohl, 2003; Curran et Wohl, 2003), d'évaluer les modèles d'entraînement et de transport de sédiments (Papanicolaou *et al.*, 2004) et de caractériser les variables qui sont significatives aux modèles écologiques comme la vitesse moyenne et le cisaillement (Ferguson, 2005). Pour l'instant, les résultats obtenus se répercutent essentiellement sur l'aspect technique de la mesure. Les questions soulevées devraient s'appliquer dans tous les milieux de forte turbulence. L'interprétation des vitesses moyennes et des propriétés turbulentes

établies avec l'ADV aurait donc avantage à être effectuée avec prudence lorsque les éléments de rugosité sont dominants dans le chenal.

Les relations que nous avons décrites entre la morphologie, le transport des sédiments et l'écoulement dans les step-pools sont essentielles dans le contexte de l'aménagement et de la restauration des habitats fluviaux. On considère souvent que les cours d'eau de tête de bassin versant constituent de mauvais habitats parce que la magnitude des événements de transport est trop grande pour offrir des conditions optimales de développement pour les poissons (Resh *et al.*, 1988; Strange *et al.*, 1992). Seulement, ces derniers semblent s'habituer aux caractéristiques temporelles de la mobilité du lit et de l'épaisseur de la couche active dans les step-pools (Montgomery *et al.*, 1999; Moir *et al.*, 2004). Par exemple, dans les step-pools et les cascades, la mobilité annuelle des graviers de frai favorise l'adaptation des femelles salmonidés. En fait, les femelles disposent des œufs à une profondeur d'enfouissement supérieure au surcreusement du lit lors de crues (Montgomery *et al.*, 1999). Aussi, la connaissance du rôle des éléments de rugosité sur la formation de structures sédimentaires et sur les conditions de stabilité est essentielle parce que ces éléments peuvent produire localement des mouilles qui constituent des zones d'abris pour les poissons.

Finalement, les résultats qui proviennent d'expériences sur le développement et le maintien des structures sédimentaires s'appliquent dans un contexte d'aménagement à l'échelle du tronçon de cours d'eau. C'est-à-dire qu'en connaissant le rôle des blocs métriques sur la stabilité du lit et les interactions entre la magnitude des crues et la vitesse de récupération du lit suite à une perturbation, il est possible de définir des stratégies de restauration plus achevées dans les cours d'eau de morphologie en step-pool. Déjà, l'introduction de certains éléments de rugosité tant dans le corridor alluvial que sur la plaine ont permis de limiter l'érosion du lit et des berges, de contrôler le transport des sédiments et de fournir de meilleurs habitats dans les cours d'eau à lit de graviers (Larsen, 1996).

8.4 TRAVAUX FUTURS

Malgré les perspectives d'application des résultats, certaines lacunes demeurent dans la compréhension de la dynamique fluviale des step-pools. Ces lacunes sont liées à des limites de recherche qu'on associe à l'application parfois difficile des outils et des stratégies d'échantillonnage. Deux composantes devraient être intégrées au système de traçage des particules à l'aide des traceurs passifs à circuit intégré. La première consisterait à déterminer des profondeurs d'enfouissement. Ces profondeurs d'enfouissement permettraient de mieux caractériser la couche active de sédiments et d'établir des volumes de transport en charge de fond. Grâce à l'utilisation de plusieurs antennes, il serait possible de déterminer la profondeur de chacun des traceurs en utilisant la triangulation. Par ailleurs, pour que ce soit réalisé, certains problèmes doivent être résolus, notamment le changement d'intensité d'émission du traceur en fonction de son orientation dans l'espace. La seconde composante consiste à développer un système indépendant permettant un échantillonnage plus continu pendant un événement de transport. Un groupe d'antennes stables serait déployé perpendiculairement à l'écoulement et lié à un accumulateur de données. Les distances de mouvement pourraient alors être associées aux différentes portions de l'hydrogramme de crue. Il serait alors aussi possible de mieux évaluer le rôle des unités morphologiques sur les distances de déplacement et les conditions de dépôt des particules marquées, et de mieux estimer le nombre de particules récupérées. En ce moment, on ne peut déterminer si les particules marquées non-récupérées sont «perdues», brisées ou tout simplement positionnées en dehors de la section d'échantillonnage.

Les méthodes d'évaluation des changements morphologiques du lit entraînent aussi certaines réflexions. La cartographie au sol permet d'obtenir un nombre de détails impressionnant et mène à une interprétation des structures sédimentaires très près de la réalité. Seulement, de nouvelles technologies au laser permettent d'acquérir une résolution plus fine de la topographie des lits de rivières en quelques heures seulement. Dans les environnements de forte rugosité comme les step-pools, ces technologies demeurent difficiles à déployer. Le temps qui est alloué aux corrections et au post-traitement des données est aussi considérable. Il est donc essentiel de lier les propriétés

morphologiques du cours d'eau à la résolution d'échantillonnage pour atteindre les objectifs fixés sans quoi une quantité de données largement supérieure à ce qui est nécessaire est emmagasinée. Les modèles doivent aussi être réalisés et exploités assez rapidement pour observer les changements morphologiques à l'échelle du tronçon de cours d'eau (Di Silvio et Peviani, 1991). Nous proposons de consolider notre expertise cartographique en produisant les cartes du lit de plusieurs types de cours d'eau. Le nombre de points nécessaires pour produire un modèle d'élévation numérique de qualité pourrait probablement alors être associé à la rugosité des cours d'eau.

Le transport des sédiments est souvent décrit par des relations de fréquence-magnitude. Ces relations s'établissent à partir d'investigations qui se poursuivent sur plusieurs années. D'autres épisodes de transport doivent alors être échantillonnés de manière à avoir un plus grand nombre d'événements. Le suivi des particules marquées se poursuit donc avec la réinsertion de nouveaux traceurs dans les sections d'échantillonnage. L'échantillonnage à long terme permettra éventuellement d'établir des relations entre la magnitude du transport et les débits. Le suivi à long terme du déplacement des particules donnera aussi la possibilité de créer des relations plus solides avec la morphologie du lit particulièrement dans les cours d'eau plus stables comme le ruisseau Spruce. Dans la description de ces relations, une attention particulière doit être donnée au rôle de la forme et du poids des particules marquées sur la mobilité et les distances de déplacement.

Le manque de mesure de vitesse détaillée limite la définition des processus qui expliquent les liens entre l'écoulement, le transport des sédiments, le développement des structures sédimentaires et la stabilité du lit. Ces mesures sont essentielles pour évaluer le rôle des propriétés et des structures turbulentes de l'écoulement sur l'organisation morphologique du lit dans les step-pools. En milieu naturel, ces données fourniraient une base à la construction de nouvelles hypothèses de formation et de stabilité des steps. Il faut envisager de documenter l'écoulement. L'échantillonnage devrait surtout se produire à différents moments de l'épisode de crue pour définir les probabilités d'entraînement et de dépôt. Enfin, les travaux futurs doivent mener à des données de

qualité autant sur la morphologie, le transport des sédiments et l'écoulement. Ces données doivent permettre d'inférer à des échelles spatiale et temporel plus importantes, les complexités qui ont été investiguées à l'échelle du tronçon de cours d'eau.

BIBLIOGRAPHIE

- Aberle, J. et Smart, G.M. 2003. The influence of roughness structure on flow resistance on steep slopes. *Journal of Hydraulic Engineering and Research*, 41 (3): 259-269.
- Abraham, D., Li, G. et Atkinson, J. 1995. Step-pool streams: adjustment to maximum flow resistance. *Water Resources Research*, 31: 2593-2602.
- Acarlar, M.S. et Smith, C.R. 1987. A study of hairpin vortices in a laminar boundary layer. Part 1. Hairpin vortices generated by a hemisphere protuberance. *Journal of Fluid Mechanics*, 175: 1-41.
- Adenlof, K.A. et Wohl, E.E. 1994. Controls on bedload movement in a subalpine stream of the Colorado Rocky Mountains. U.S.A. *Arctic Alpine Research*, 26: 77-85.
- Aguirre-Pe, J. et Fuentes, R. 1991. Movement of big particles in steep, macro-form streams. *Proceedings of the 24th Congress, International Association of Hydraulic Engineering Publications*, A: 149-158
- Aguirre-Pe, J., Oliviero, M. et Moncada, A.T. 2003. Particle densimetric Froude number for estimating sediment transport. *Journal of Hydraulic Engineering*, 129(6): 428-427.
- Allen, J.R.L. 1983. A simplified cascade model for transverse stone-ribs in gravel streams. *Proceedings of the Royal Society of London, A*, 385: 253-266.
- Andrews, E.D. 1983. Entrainment of gravel from naturally sorted riverbed material. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 1225-1231.
- Arkell, B., Leeks, G. Newson, M. et Oldfield, F. 1982. Trapping and tracing: some recent observations of supply and transport of coarse sediment from upland Wales. In J.D. Collison et J. Lewin (eds.), *Modern and ancient fluvial system*. International Association of Sedimentologists, Blackwell Scientific, Oxford, p.107-119.
- Armstrong, J.D., Braithwaite, V.A. et Rycroft, P. 1996. A flat-bed passive integrated transponder array for monitoring behaviors of Atlantic salmon parr and other fish. *Journal of Fish Biology*, 48: 539-541.
- Ashida, K., Takahashi, T. et Sawada, T. 1976. Sediment yield and transport in a mountainous small watershed. *Disaster Prevention Research Institute Bulletin*, 26: 119-144.
- Ashida, K., Takahashi, T. et Sawada, T. 1981. Processes of sediment transport in mountain stream channels. In R.H.T. Davies et A.J. Pearce (eds.), *Erosion and sediment transport in pacific rim steeplands*. International Association of Hydrological Science Publications, Christchurch, 132, p.166-178.
- Ashmore, P. et Church, M.A. 1998. Sediment transport and river morphology: a paradigm for study. In P.C. Klingeman, R.L. Beschta, P.D. Komar et J.B. Bradley (eds.), *Gravel-bed rivers in the environment*. Water Resources Publications, Highland Ranch, Colorado, p. 115-148.
- Ashworth, P.J. et Ferguson, R.I. 1989. Size-selective entrainment of bed load in gravel bed streams. *Water Resources Research*, 25: 627-634.
- Azzellino, A. et Vismara, R. 2001. Pool quality index: New method to define minimum flow requirements of high-gradient, low-order streams. *Journal of Environmental Engineering, American Association of Civil Engineers*, 127(11): 1003-1013.
- Bagnold, R.A. 1956. The flow of cohesionless grains in fluids. *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, 249: 235-297.

- Barta, A.F., Wilcock, P.R. et Shea, C.C.C. 1994. The transport of gravels in boulder-bed streams. In G.V. Cotroneo et R.R. Rumer (eds.), *Hydraulics Division, Proceedings of the 1994 conference*. American Society of Civil Engineers, New York, p. 781-784.
- Batalla, R.J. et Martin-Vide, J.P. 2001. Threshold of particle entrainment in a poorly sorted sandy gravel-bed river. *Catena*, 44: 223-243.
- Bathurst, J.C. 1978. Flow resistance of large-scale roughness. *Journal of the Hydraulic Division, American Society of Civil Engineers*, 104(HY12): 1587-1603.
- Bathurst, J.C. 1985. Flow resistance estimation in mountain rivers. *Journal of Hydraulic Engineering*, 111(4): 625-643.
- Bathurst, J.C. 1987. Measuring and modeling bedload transport in channels with coarse bed materials. In K. Richards (ed.), *River channels: environment and process*. Blackwell, Massachusetts, p. 272-294.
- Bathurst, J.C. 1988. Velocity profile in high-gradient, boulder-bed channels. *Proceedings of the 88th International Conference on Fluvial Hydraulics, International Association of Hydraulic Research Publications*, p. 29-34.
- Bathurst, J.C., Graf, W.H. et Cao, H.H. 1987. Bedload discharge equations for steep mountain rivers. In C.R. Thorne, J.C. Bathurst et R.D. Hey (eds.), *Sediment transport in gravel-bed rivers*. John Wiley, Hoboken, p. 453-493.
- Benda, L. 1990. The influence of debris flows on channels and valley floors in the Oregon Coast Range, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15: 457-466.
- Benda, L., Hassan, M.A. Church, M. et May, C.L. 2005. Geomorphology of steepland headwaters: the transition from hillslopes to channels [Review]. *Journal of the American Water Resources Association*, 41(4): 835-851.
- Bendat, J.S. et Peirsol, A.G. 1986. *Random data : analysis and measurement procedures*. John Wiley and Sons, New York, 407 p.
- Best, J.L. 1993. On the interactions between turbulent flow structure, sediment transport and bedform development: some considerations from recent experimental research. In N.J. Clifford, J.R. French et J. Hardisty (eds.), *Turbulence: perspectives on flow and sediment transport*. John Wiley and Sons, New York, p. 62-92.
- Billi, P. 1987. Sediment storage, bed fabric and particle features of two mountain stream at Plynlimon (Mid-Wlaes). Report no. 97, Institute of Hydrology, U.K., 39 p.
- Billi, P. 1988. A note on cluster bedform behavior in a gravel-bed river. *Catena*, 15: 473-481.
- Billi, P., D'Agostino, D.V., Lenzi, M.A. et Marchi, L. 1995. Bed and suspended load measurements, slope and channel processes in a high altitude alpine torrent. *Papier présenté au 3th International Workshop on Gravel-bed rivers, Washington*, 21-26 Août.
- Billi, P., D'Agostino, D.V., Lenzi, M.A. et Marchi, L. 1998. Bedload, slope and channel processes in high-altitude alpine torrent. In P. Kligeman, R.L. Beschta, P.D. Komar et Bradley, J.B. (eds.), *Gravel-bed rivers in the environment*. Water Resources Publications, Colorado, p. 15-38.
- Biron, P.M., Roy, A.G. et Best, J.L. 1995. A scheme for resampling, filtering and sub sampling unevenly spaced laser Doppler anemometer data. *Mathematical Geology*, 27: 731-748.

- Biron, P.M, Robson, C., Lapointe, M.F. et Gaskin, S.J. 2004. Comparing different methods of bed shear stress estimated in simple and complex flow fields. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29: 1403-1415.
- Blizard, C.R. 1994. Hydraulic variables and bedload transport in east St-Louis Creek, Rocky Mountain, Colorado. Thèse de doctorat, Colorado State University, Fort Collins.
- Blizard, C.R. et Wohl, E.E. 1998. Relationship between hydraulic variables and bedload transport in a subalpine channel, Colorado Rocky Mountains, U.S.A. *Geomorphology*, 22: 359-371.
- Blom, A. et Parker, G. 2004. Vertical sorting and the morphodynamics of bed form-dominated rivers. A modeling framework. *Journal of Geophysical Research*, 109: doi: 10.1029/2003JF000069.
- Bluck, B.J. 1987. Bedforms and clasts size changes in gravel-bed river. *Catena*, 15: 473-481.
- Bowman, D. 1977. Stepped-bed morphology in arid gravelly channels. *Geological Society of American Bulletin*, 88: 291-298.
- Brasington, J., Langham, J. et Rumsby, B. 2003. Methodological sensitivity of morphometric estimates of coarse fluvial sediment transport. *Geomorphology*, 53: 299-316.
- Bravard, J.-P. et Petit, F. 1997. *Les cours d'eau: dynamique du système fluvial*. Armand Colin/Masson, Paris, 222 p.
- Brayshaw, A.C. 1984. Characteristics and origin of cluster bedforms in coarse-grained alluvial channels. In E.H. Koster et R.J. Steel (eds.), *Sedimentology of gravels and conglomerates*. Canadian Society of Petroleum Geologist, memoir 10, p. 77-85.
- Brayshaw, A.C. 1985. Bed micro-topography and entrainment thresholds in gravel-bed rivers. *Bulletin of the Geological Society of America*, 96: 218-233.
- Brayshaw, A.C., Frostick, L.E. et Reid, I. 1983. The hydrodynamics of particle clusters and sediment entrainment in coarse alluvial channels. *Sedimentology*, 30:137-140.
- Bruyndoncx, L., Knaepkens, G., Meeust, W., Bervoets, L et Eens, M. 2002. The evaluation of passive integrated transponder (PIT) tags and visible implant elastomer (VIE) marks as new marking techniques for the bullhead. *Journal of Fish Biology*, 60: 260-262.
- Buffin-Bélanger, T. et Roy, A.G. 1998. Effects of a pebble cluster on the turbulent structure of a depth-limited flow in a gravel-bed river. *Geomorphology*, 25: 254-267.
- Buffin-Bélanger, T. et Roy, A.G. 2005. 1 min in the life of a river: selecting the optimal record length for the measurement of turbulence in fluvial boundary layers. *Geomorphology*, 68(1-2): 77-95.
- Buffington, J.M., Lisle, T.E. Woodsmith, R.D. et Hilton, S. 2002. Controls on the size and occurrence of pools in coarse-grained forest rivers. *River Research and Applications*, 18: 507-531.
- Bunte, K., Abt, S.R. Potyondy, J.P. et Swingle, K.W. 2005. Differences in coarse bedload transport measured with Helley-Smith samplers and bedload traps. Papier présenté au 6th International Workshop of Gravel-bed river, Lienz, Autriche, 5-9 septembre.
- Buskamp, R. 1994. The influence of channel steps on coarse bed load transport in mountain torrents—case study using the radio tracer technique 'PESY'. In P. Ergenzinger et K.-H. Schmidt (eds.), *Dynamics and Geomorphology of Mountain Rivers: Lecture Notes in Earth Sciences*, Springer Verlag, Berlin, p. 129-139.

- Butler, P.R. 1977. Movement of cobbles in a gravel-bed stream during a flood season. *Geological Society of America Bulletin*, 88: 1072-1074.
- Butler, J.B., Lane, S.N. et Chandler, J.H. 1998. Assessment of DEM quality characterizing surface roughness using close range digital photogrammetry. *Photogrammetric Record*, 16: 271-291.
- Butler, J.B., Lane, S.N. et Chandler, J.H. 2001. Characterization of the structure of river-bed gravels using two-dimensional fractal analysis. *Mathematical Geology*, 33(3): 301-330.
- Caine, N. et Mool, P.K. 1981. Channel geometry and flow estimates for two small mountain streams in the middle hills, Nepal. *Mountain Research and Development*, 1(3-4): 231-243.
- Carbonneau, P.E., Lane, S.N. et Bergeron, N.E. 2003. Cost-effective non-metric close-range digital photogrammetry and its application to a study of coarse gravel river beds. *International Journal of Remote Sensing*, 24(14): 2832-2854.
- Carbonneau, P.E., Bergeron, N.E. et Lane, S.N. 2005. Automated grain size measurements from airborne remote sensing for long profile measurements of fluvial grain sizes. *Water Resources Research*, 41, W11426, doi:10.10292005WR003994.
- Carling, P.A. 1987. Bed stability in gravel streams, with reference to stream regulation and ecology. In K.S. Richards (ed.), *River channel: environment and processes*. Blackwell, New York, p. 321-347.
- Carling, P.A. 1988. The concept of dominant discharge applied to two gravel-bed streams in relation to channel stability thresholds. *Earth Surface Processes and Landforms*, 13:355-367.
- Carling, P.A., Kelsey, A. et Glaister, M.S. 1992. Effects of bed roughness, particle shape and orientation on initial motion criteria. In P. Billi, R.D. Hey, C.R. Thorne et P. Tacconi (eds.), *Dynamics of gravel-bed rivers*. John Wiley, Chichester, p. 23-39.
- Carling, P.A., Williams, J.J., Kelsey, A., Glaister, M.S. et Orr, G. 1998. Coarse bedload transport in a mountain river. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23: 141-157.
- Carling, P.A., Cao, Z.X., Holland, M.J., Ervine, D.A. et Babaeyen-Koopaei, K. 2002. Turbulent flow across a natural compound channel. *Water Resources Research*, 38(12): 10.1029/2001WR000902.
- Cates, M.E., Wittmer, J.P., Bouchaud, J.P. et Claudin, P. 1998. Jamming, force chain, and fragile matter. *Physical Review Letters*, 81(9): 1841-1844.
- Chacho, E.F., Emmett, W.W. et Burrows, R.L. 1994. Monitoring gravel movement using radio transmitters. In G.V. Cotroneo et R.R. Rumer (eds.), *Hydraulics Division, Proceedings of the 1994 conference*. American Society of Civil Engineers, New York, p. 785-789.
- Chandler, J., Lane, S.N. et Ashmore, P. 2000. Measuring river-bed and flume morphology and parameterising bed roughness with Kodak DCS460 digital camera. *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, 33(B7): 250-255.
- Chandler, J., Shiono, K., Rameshwaren, P. et Lane, S. 2001. Measuring flume surfaces for hydraulics research using a Kodak DCS460. *Photogrammetric Record*, 17(97): 39-61.
- Chartrand, S.M. et Whiting, P.J. 2000. Alluvial architecture in headwater streams with special emphasis on step-pool topography. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25: 583-600.

- Chase, K.J. 1994. Thresholds for gravel and cobble motion. In G.V. Cotroneo et R.R. Rumer (eds.), Hydraulics Division, Proceedings of the 1994 conference. American Society of Civil Engineers, New York, p. 790-794.
- Chin, A. 1989. Step pools in stream channels. *Progress in Physical Geography*, 13: 391-407.
- Chin, A. 1998. On the stability of step-pool mountain streams. *The Journal of Geology*, 106: 59-69.
- Chin, A. 1994. Toward a theory for step-pools mountain streams. Thèse de doctorat, Arizona State University, Arizona.
- Chin, A. 1999a. The morphologic structure of step-pools in mountain streams. *Geomorphology*, 27: 191-204.
- Chin, A. 1999b. On the origin of step-pool sequences in mountain streams. *Geophysical Research Letters*, 26(2): 231-234.
- Chin, A. 2002. The periodic nature of step-pool mountain streams. *American Journal of Science*, 302: 144-167.
- Chin, A. 2003. The geomorphic significance of step-pools in mountain streams. *Geomorphology*, 55: 125-137.
- Chin, A. et Wohl, E.E. 2005. Toward a theory for step pools in stream channels. *Progress in Physical Geography*. 29(3): 275-296.
- Church, M. 1992. Channel morphology and typology. In P. Callow et G.E. Petts (eds.), *The river handbook*. Blackwell, Oxford, p.126-143.
- Church, M. 1996. Channel morphology and typology. In G. Petts et P. Calow (eds.), *River flow and channel form*. Blackwell, Oxford, p. 185-269.
- Church, M. et Hassan, M.A. 1992. Size and distance of travel of unconstrained clasts on a streambed. *Water Resources Research*, 28: 299-303.
- Church, M. et Hassan, M.A. 2002. Mobility of bed material in Harris Creek. *Water Resources Research*, 31(11): doi: 10.1029/2001WR000753.
- Church, M. et Jones D. 1982. Channel bars in gravel bed rivers. In R.D. Hey, J.C. Bathurst et C.R. Thorne (eds.), *Gravel-bed rivers, fluvial process, engineering and management*. Wiley, Chichester, p. 291-339.
- Church, M., Hassan, M.A. et Wolcott, J.F. 1998. Stabilizing self-organized structures in gravel-bed stream channels: field experimental observations. *Water Resources Research*, 34(11): 3169-3179.
- Clarke, A.O. et Hansen, C.L. 1988. Geomorphology of the upper Palm Wash, An-Borrogo desert, California. *California Geology*, may: 111-116.
- Clifford, N. J. 1996. Morphology and stage-dependent flow structure in a gravel-bed river. In P. Ashworth, J.L., Best, S.J., Bennett et S. McLelland (eds.), *Coherent flow structures in open channels*. Willey, Chichester, p. 545-566.
- Clifford, N. J. 1997. A comparison of flow intensities from alluvial rivers: characteristics and implications for modelling flow processes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23: 109-121.

- Clifford, N.J. et French, J.R. 1993. Monitoring and modeling turbulent flows. In N. Clifford, J. French and J. Hardisty (eds.), *Turbulence: perspectives on flow and sediment transport*. John Wiley and Sons, New York, p. 1-35.
- Clifford, N.J., French, J.R. et Hardisty, J. 1993. *Turbulence: perspectives on flow and sediment transport*. John Wiley and Sons, New York, 360 p.
- Clifford, N.J., Richards, K.S. et Robert, A. 1992. The influence of microform bed roughness elements on flow and sediment transport in gravel-bed rivers: comments on a paper by M.A. Hassan and I. Reid. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17: 529-534.
- Clifford, N.J., Robert, A. et Richards, K.S. 1992. Estimation of flow resistance in gravel-bedded rivers: a physical explanation of the multiplier of roughness length. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17: 111-126.
- Comiti, F. 2003. Local scouring in natural and artificial step-pool systems. Thèse de doctorat, Università degli studi di padova, Padova.
- Costa, J.E. 1983. Paleohydraulic reconstruction of flash flood peaks from boulder deposits in Colorado Front Range. *Geological Society of American Bulletin*, 94: 986-1004.
- Cowan, W.L. 1956. Estimating hydraulic roughness coefficient. *Agricultural Engineering*, 37: 473-475.
- Crowe, J. 2002. An experimental study of step-pool bed form. Thèse de doctorat, Johns Hopkins University, Baltimore.
- Cudden, J.R. et Hoey, T. 2003. The causes of bedload pulses in a gravel channel: the implications of bed load grain-size distribution. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28: 1411-1428.
- Curran, J.C. et Wilcock, P.R. 2005. Characteristic dimensions of the step-pool bed configuration: An experimental study. *Water Resources Research*, 41, W02030, doi:10.1029/2004WR003568.
- Curran, J.C. et Wohl, E.E. 2003. Large woody debris and flow resistance in step-pool channels, Cascade Range, Washington. *Geomorphology*, 51:141-157.
- D'Agostino, V. et Lenzi, M.A. 1997. Origine e dinamica della morfologia a gradinata (step-pool) nei torrenti alpini ad elevata pendenza, *Riv. Semetr, Dell'Assoc. For. Del Trentino*, p. 7-39.
- D'Agostino, V. et Lenzi, M.A. 1999. Bedload transport in the instrumented catchment of the Rio Cordon : Part II. Analysis of the bedload rate. *Catena*, 36(3): 191-204.
- Dal Cin, R. 1968. Pebble clusters: their origin and utilization in the study of paleocurrents. *Sedimentary Geology*, 2: 221-233.
- Davies, T.R. et Sutherland, A.J. 1980. Resistance to flow past deformable boundaries. *Earth Surface Processes*, 5: 175-179.
- De Jong, C. 1993. Temporal and spatial interactions between river bed roughness, geometry, bedload transport and hydraulics in mountain streams. Thèse de doctorat, Freie Universität Berlin, Berlin.
- De Jong, C. et Ergenzinger, P. 1995. The interrelations between mountain valley form and river-bed arrangement. In E.J. Hickin, (ed.), *River geomorphology*. John Wiley, New York, p. 55-93.
- De Jong, C. et Ergenzinger, P. 1998. Dynamic roughness, sediment transport and flow structures in a mountain stream. In P.C. Klingeman, R.L. Beschta, P.D. Komar et J.B. Bradley (eds.), *Gravel-bed rivers in the environment*, Water Resources Publication, Colorado, p. 39-60.

- Detert, M., Klar, M., Wenda, T. et Jirka, G.H. 2005. Pressure-and velocity-Measurements above and within a porous gravel bed at the threshold of stability. Papier présenté au 6th International Workshop of Gravel-bed river, Lienz, Autriche, 5-9 septembre.
- Di Silvio, G. et Peviani, M. 1991. Modeling short- and long-term evolution of mountain rivers: an application to the torrent Mallero (Italy). In A. Armini et G. Di Silvio (eds.), *Fluvial hydraulics of mountain regions*. Lecture Notes in Earth Sciences, Springer-Verlag, p. 293-317.
- Downing, S.L., Prentice, E.F., Frazier, R.W., Simonson, J.E. et Nunnallee, E.P. 2001. Technology developed for diverting passive integrated transponder (PIT) tagged fish at electric dams in the Columbia river basin. *Agricultural Engineering*, 25: 149-164.
- Drake, T.G., Shreve, L.R., Dietrich, W.E., Whiting, P.J. et Leopold, L.B. 1988. Bedload transport of fine gravel observed by motion-picture photography. *Journal of Fluid Mechanics*, 192: 193-217.
- Drouin, D. 1999. Génération d'un modèle numérique d'élévation adéquat pour la modélisation hydrologique d'un petit bassin versant. Mémoire de maîtrise, University of Montreal, Montréal.
- Duckson, D.W. et Duckson, L.J. 1995. Morphology of bedrock step pool systems. *Water Resources Bulletin*, 31(1): 43-51.
- Duckson, D.W. et Duckson, L.J. 2001. Channel bed steps and pool shapes along Soda Creek, Three Sister Wilderness, Oregon. *Geomorphology*, 38: 267-279.
- Egashira, S. et Ashida, K. 1991. Flow resistance and sediment transportation in streams with step-pool morphology. In A. Armanini et G. Di Silvio (eds.), *Fluvial hydraulics of mountain regions*. Lecture Notes in Earth Sciences, Springer-Verlag, New York, p. 45- 58.
- Elliott, J.G. et Hammack, L.A. 2000. Entrainment of riparian gravel and cobbles in an alluvial reach of a regulated canyon river. *Regulated Rivers: Research and Management*, 16: 37-50.
- Emmett, W.W. 1980. A field calibration of the sediment trapping characteristics of the Helley-Smith bedload sampler. *Unites States Geological Survey Professional Paper* 1139, 44 p.
- Ergenzinger, P. 1992. Riverbed adjustments in a step-pool system: Lainbach, upper Bavaria. In P. Billi, R.D. Hey, C.R. Thorne et P. Tacconi (eds.), *Dynamics of gravel-bed rivers*. John Wiley and Sons, Chichester, p. 416-427.
- Ergenzinger, P. et Conrady, J. 1992. A new tracer technique for measuring in natural channels. *Catena*, 9: 77-80.
- Ergenzinger, P. et Schmidt, K.-H. 1990. Stochastic elements of bed load transport in a step-pool mountain river. In R.O. Sinniger et M. Monbaron (eds.), *Hydrology in mountainous regions II: artificial reservoirs, water and slopes*. International Association of Hydrological Sciences, Louvain, p. 39-46.
- Ergenzinger, P., Schmidt, K.-H. et Busskamp, R. 1989. The pebble transmitter system (PETS): first results of a technique for studying coarse material erosion, transport and deposition. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 33: 503-508.
- Ergenzinger, P., De Jong, C. Et Christaller, G. 1994. Interrelationship between bedload transfer and river bed adjustment in mountain rivers. In M. Kirkby (ed.), *Process models and theoretical geomorphology*. John Wiley and Sons, Leeds, p. 141-158.

- Fattorelli, S., Lenzi, M., Marchi, L. et Keller, H.M. 1988. An experimental station for the automatic recording of water and sediment discharge in a small alpine watershed. *Hydrological Sciences-Journal des Sciences Hydrologiques*, 33(6): 607-617.
- Faustini, J.M. et Jones, J.A. 2003. Influence of large woody debris on channel morphology and dynamics in steep, boulder-rich mountain streams, western Cascades, Oregon. *Geomorphology*, 51: 187-205.
- Feldheim, K.A., Gruber, S.H., De Marignac, J.R.C. et Ashley, M.V. 2002. Genetic tagging to determine passive integrated transponder tags loss in lemon shark. *Journal of Fish Biology*, 61: 1309-1313.
- Ferguson, R.I. 2005. Gravel-bed rivers at the reach-scale. Papier présenté au 6th International Workshop of Gravel-bed river, Lienz, Autriche, 5-9 septembre.
- Ferguson, R.I. et Hoey, T.B. 2002. Modeling tracer-pebble advection and mixing. *Water Resources Research*, 38, doi: 1029/2001WR000637.
- Ferguson, R.I. et Wathen, S.J. 1998. Tracer-pebble movement along a concave river profile: virtual velocity in relation to grain size and shear stress. *Water Resources Research*, 34: 2031-2038.
- Ferguson, R.I., Bloomer, D.J., Hoey, T.B. et Werrity, A. 2002. Mobility of river tracer pebbles over different timescale. *Water Resources Research*, 38, doi: 1029/2001WR000254.
- Ferretti, M., Brambilla, E., Brunialti, G., Fornasier, F., Mazzali, C., Giordani, P. et Nimis, P.L. 2004. Reliability of different sampling densities for estimation and mapping lichen diversity in biomonitoring studies. *Environmental Pollution*, 127:249-256.
- Finelli, C.M., Hart, D.D. et Fonseca, D.M. 1999. Evaluating the spatial resolution of an acoustic Doppler velocimeter and the consequences for measuring near-bed flows. *Limnology and Oceanography*, 44(7): 1793-1801.
- Frisch, U. 1995. *Turbulence. The legacy of A.N. Kolmogorov*. Cambridge University Press, New York. 297 p.
- Fugate, D.C. et Friedrichs, C.T. 2003. Controls on suspended aggregate size on partially mixed estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 58: 389-404.
- Fuller, I.C., Large, A.R.G. et Milan, D.J. 2003. Quantifying channel development and sediment transfers following chute cutoff in a wandering gravel-bed river. *Geomorphology*, 54: 307-323.
- Furbish, D.J. 1987. Conditions for geometric similarity of coarse stream bed roughness. *Mathematical Geology*, 50: 233-255.
- Furbish, D.J. 1993. Flow structure in a bouldery mountain streams with complex bed topography. *Water Resources Research*, 29: 2249-2263.
- Furbish, D.J. 1998a. Irregular bed forms in steep, rough channels: 1. Stability analysis. *Water Resources Research*, 34(12): 3635-3648.
- Furbish, D.J. 1998b. Irregular bed forms in steep, rough channels: 2. Field observations. *Water Resources Research*, 34(12): 3649-3659.
- Garcia, C., Laronne, J.B. et Sala, M. 2000. Continuous monitoring of bedload flux in a mountain gravel-bed river. *Geomorphology*, 34: 23-31.
- Garcia, C. Cantero, M.I., Nino, Y. et Garcia, M.H. 2005. Turbulence measurements with Acoustic Doppler velocimeters. *Journal of Hydraulic engineering*, 131(12): 1062-1073.

- Gardner, J.S. 1983. Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 664-672.
- Gaudet, J.M., Roy, A.G. et Best, J.L. 1994. Effect of the orientation and size of the Helley-Smith sampler on its efficiency. *Journal of Hydraulic Engineering*, 120(6): 758-766.
- Gintz, D., Hassan, M.A. et Schmidt, K.-H. 1996. Frequency and magnitude of bedload transport in a mountain river. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21:433-445.
- Gomi, T., Sidle, R.C., Woodsmith, R.D. et Bryant, M.D. 2003. Characteristics of channel steps and reach morphology headwater streams, southeast Alaska. *Geomorphology*, 51: 225-242.
- Gong, J, Li, A., Zhu, Q., Sui, H. et Zhou, Y. 2000. Effects of various factors on the accuracy of DEMs: an intensive experimental investigation. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 66(9): 113-1117.
- Goodchild, M.F. et Kempes, K.K. 1990. National centre for geographic information Analysis, Core Curriculum in GIS, University of California, Santa Barbara.
- Goovaerts, P. 1997. Geostatistics for natural resources evaluation. *Applied Geostatistics Series*, Oxford University Press, Oxford, 481 p.
- Goring, D.G. et Nikora, V.I. 2002. Despiking acoustic Doppler velocimeter data. *Journal of Hydraulic Engineering*, 128(1):117-126
- Grant, G.E. 1994. Hydraulics and sediment transport dynamics controlling step-pool formation in high gradient streams: A flume experiment. In P. Ergenzinger et K.-H. Schmidt (eds.), *Dynamics and geomorphology of mountain rivers*. Springer, New York, p. 241-250.
- Grant, G.E. 1997. Critical flow constrains flow hydraulics in mobile-bed streams: a new hypothesis. *Water Resources Research*, 33(2):349-358.
- Grant, G.E. et Mizuyama, T. 1991. Origin of step-pool sequences in high gradient streams : A flume experiment. In *Proceedings of the Japan-U.S. workshop on Snow Avalanche, Landslide, and Debris Flow Prediction and Control*. National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Tsubuka, p. 523-532.
- Grant, G.E., Swanson, F.J. et Wolman, M.G. 1990. Pattern and origin of stepped-bed morphology in high gradient streams, Western Cascades, Oregon. *Geological Society of America Bulletin*, 102: 340-352.
- Gringarten, E. et Deutsch, C.L. 2001. Variogram interpretation and modeling. *Mathematical Geology*, 33(4): 507-534.
- Gustavson, T.C. 1974. Sedimentation on gravel outwash fans, Malaspina glacier foreland, Alaska. *Journal of Sedimentary Petrology*, 44(2): 374-389.
- Guy, H.P., Simons, D.B. et Richardson, E.V. 1966. Summary of alluvial channel data from flume experiment, 1956- 1961. *United States Geological Survey Professional Paper 462I*, 96 p.
- Habersack, H.M. 2001. Radio-tracking gravel particles in large braided river in New Zealand: A field test of the stochastic theory of bed load transport proposed by Einstein. *Hydrological Processes*, 15: 377-391.
- Habersack, H.M., Nachtnebel, H.P. et Laronne, J.B. 2001. The continuous measurement of bedload discharge in a large alpine gravel-bed river. *Journal of Hydraulic Research*, 39(2): 125-133.

- Halwas, K.L. et Church, M. 2002. Channel units in small, high gradient streams on Vancouver Island, British Columbia. *Geomorphology*, 43: 243-256.
- Hardy, T.B., Anderson, P.C., Neale, M.U. et Stevens, D.K. 1994. Application of multispectral videography for the delineation of riverine depths and mesoscale hydraulic features. In R. Marston et V. Hasfurther, (eds.), *Effects of human-induced change on hydrologic systems*. Proceedings Annual Water Resources Association, Jackson Hole, WY, p. 445-454.
- Haschenburger, J.K. et Wilcock, P.R. 2003. Partial transport in a natural gravel bed channel. *Water Resources Research*, 39, doi:10.1029/2002WR001532.
- Hassan, M.A. 1990. Scour, fill and burial depth of coarse material in gravel-bed stream. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15: 341-356.
- Hassan, M.A. et Church, M. 1992a. Virtual rate and mean distance of travel of individual clasts in gravel-bed channels. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17: 617-627.
- Hassan, M.A. et Church, M. 1992b. The movement of individual grains on the streambed. In P. Billi, R.D. Hey, C.R. Thorne et P. Tacconi (eds.), *Dynamics of gravel-bed rivers*. John Wiley, New York, p. 159-175.
- Hassan, M.A. et Church, M. 2000. Experiments on surface structure and partial sediment transport on a gravel-bed. *Water Resources Research*, 37(7): 1885-1895.
- Hassan, M.A. et Reid, I. 1990. The influence of microform bed roughness elements on flow and sediment transport in gravel-bed river. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15: 739-750.
- Hassan, M.A., Church, M. et Schick, P. 1991. Distance of movement of coarse particles in gravel bed streams. *Water Resources Research*, 27: 503-511.
- Hassan, M.A., Schick, P. et Laronne, J.B. 1984. The recovery of flood-dispersed coarse sediment particles, a three dimensional magnetic tracing method. In A.P. Schick (ed.), *Channel processes: water, sediment and catchment controls*. *Catena supplement*, 5: 153-162.
- Hassan, M.A., Schick, P. et Shaw, P.A. 1999. The transport of gravel in an ephemeral sandbed river. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24: 623-640.
- Hassan, M.A., Church, M., Lisle, T.E., Brardioni, F., Benda, L. et Grant, G.E. 2005. Sediment transport and channel morphology of small, forested streams. *Journal of the American Water Association*, 41(4): 853-876.
- Hattingh, J. et Illenberger, W.K. 1995. Shape sorting of flood-transport synthetic clasts in a gravel-bed river. *Sedimentology Geology*, 96:181-190.
- Hayes, M. 1996. *Statistical digital signal processing and modeling*. John Wiley and Sons, New York, 600 p.
- Hayward, J.A. 1980. *Hydrology and stream sediment from Torlesse stream catchment*. Tussock Grasslands and Mountain lands Institute. Special Publication, 17, Lincoln College, Canterbury, 236 p.
- Heede, B.H. 1972. Influences of a forest on the hydraulic geometry of two mountain streams. *Water Resource Bulletin*, 8: 523-530.
- Heede, B. H. 1981. Dynamics of selected mountain streams in the western United States of America. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 25: 17-32.

- Helley, E.J. 1969. Field measurement of the initiation of large bed particles motion in Blue Creek near Klamath, California. United States Geological Survey Professional Paper 562: 1-19.
- Helley, E.J. et Smith, W. 1971. Development and calibration of pressure difference bedload sampler. United States Geological Survey Open File Report, 18 p.
- Hickin, E.J. 1995. River Geomorphology. International Association of Geomorphologists, John Wiley and Sons, Chichester, 255 p.
- Hofland, B., Battjes, J.A. et Booij, R. 2005. Measurement of fluctuating pressures on coarse bed material. *Journal of Hydraulic Engineering*, 131(9): 770-779.
- Hosseini, S.A., Shami, A. et Ataie-Ashmani, B. Synchronous measurements of the velocity and concentration in low density turbidity currents using an Acoustics Doppler velocimeter. *Flow Measurements and Instrumentation*. Sous presse.
- Hubbell, D.W. 1964. Apparatus and techniques for measuring bedload. United States Geological Survey, Water Supply Paper, n1821, 74 p.
- Hunt, A.G. et Papanicolaou, A.N. 2003. Tests of predicted downstream transport of clasts in turbulent flow. *Advances in Water Resources*, 26: 1205-1211.
- Isaaks, E. H. et Srivastava, R.M. 1989. An introduction to applied geostatistics, Oxford University Press, New York, 559 p.
- Jarret, R.D. 1984. Hydraulics of high-gradient streams. *Journal of Hydraulic Engineering*, 110(11): 1519-1539.
- Jarret, R.D. 1990. Hydrologic and hydraulics research in mountain rivers. *Water Resources Bulletin*, 26(3): 419-430.
- Johansson, C.E. 1963. Orientation of pebbles in running water a laboratory study. *Geografiska Annaler*, 2-3: 85-113.
- Johnson, R.M. et Warburton, J. 2002. Annual sediment budget of a UK mountain torrent. *Geografiska Annaler*, 84A:73-88.
- Judd, H.E. et Peterson, D.F. 1969. Hydraulics of large bed element channels, Rep. PRWG 17-6, Utah Water Resources Laboratory, Utah State University, Logan, 115 p.
- Keim, R.F., Skaugset, A.E. et Bateman, D.S. 1999. Digital terrain modeling of small stream channels with a total-station theodolite. *Advances in Water Resources*, 23: 41-48.
- Keller, E.A. et Swanson, F.J. 1979. Effects of large organic material on channel form and fluvial processes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 4:361-380.
- Kennedy, J.F. 1961. Stationary waves and antidunes in alluvial channels. Rep. No KH-R-2, W.M. Keck Laboratory of Hydraulics and Water Resources, California Institute of Technology.
- Kennedy, J.F. 1963. The mechanisms of dunes and antidunes in erodible-bed channels. *Journal of Fluid Mechanics*, 16(4): 521-544.
- Keulegan, G.H. 1938. Laws of turbulent flow in open channels. *Journal of Research of the National Bureau of Standards*, Research Paper, 21: 707-741.

- Kim, S.C., Friedrichs, C.T., Maa, J.P.-Y. et Wright, L.D. 2000. Estimating bottom stress in tidal boundary layer from acoustic Doppler velocimeter data. *Journal of Hydraulic Engineering*, 126(6): 399-405.
- Kirchner J.W., Dietrich, W.E., Iseya, F. et Ikeda, H. 1990. The variability of critical shear stress, friction angle, and grain protrusion in water worked sediment. *Sedimentology*, 37: 647-672.
- Kirkbride, A.D. 1993. Observations of the influence of bed roughness on turbulence structures in depth-limited flows over gravel-beds. In N.J. Clifford, J.R. French et J. Hardisty (eds.), *Turbulence: perspectives on flow and sediment transport*. John Wiley and Sons, New York, p. 186-196.
- Kirkbride, A.D. et Ferguson, R.I. 1995. Turbulent flow structure in a gravel-bed river: Markov chain analysis of the fluctuating velocity profile. *Earth Surface Processes and Landforms*, 20: 721-733.
- Komar, P.D. et Li, Z. 1986. Pivoting analysis of the selective entrainment of sediments by shape and size with applications to gravel threshold. *Sedimentology*, 33: 425-436.
- Komar, P.D. et Shih, S. 1992. Equal mobility versus changing bed load grain sizes in gravel-bed in gravel-bed stream. In P. Billi, R.D. Hey, C.R. Thorne et P. Tacconi (eds.), *Dynamics of gravel-bed rivers*. Wiley and Sons, Chichester, p.73-93.
- Kondolf, G.M. et Matthews, W.V.G. 1986. Transport of tracer gravels on a coastal California river. *Journal of Hydrology*, 85: 265-280.
- Koster, E.H. 1978. Transverse ribs: their characteristics, origin, and hydraulic significance. In A.D. Miall (ed.), *Fluvial sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologist, Calgary, p. 161-186.
- Kozłowski, B. et Ergenzinger, P. 2000. Ring structures-a specific new cluster type in steep mountain torrents. Papier présenté à International Association of Hydraulic Research Conference. Graz, Autriche, 28 août.
- Krauss, N.C., Lohrmann, A. et Cabrera, R. 1994. New acoustic meter for measuring in laboratory flows. *Journal of Hydraulic Engineering, American Society of Civil Engineers*, 120(3): 406-412.
- Lamarre, H. et Roy, A.G. 2001. Organisation morphologique des blocs et des amas de galets dans les cours d'eau à lit de graviers. *Géographie Physique et Quaternaire*, 55 :275- 287.
- Lamarre, H. et Roy, A.G. 2005. Reach scale variability of turbulent flow characteristics in a gravel-bed river. *Geomorphology*, 68(1-2): 95-113.
- Lamarre, H., MacVicar, B. et Roy, A.G. 2005. Using passive integrated transponder (PIT) tags to investigate sediment transport in gravel-bed rivers. *Journal of Sedimentary Research*, 75: 736-741.
- Lane, S.N. 1998. The use of digital terrain modelling in the understanding of dynamic river systems. In S.N. Lane, K.S. Richards et J.H. Chandler (eds.), *Landform monitoring, modeling and analysis*. Wiley, Chichester, p. 311-342.
- Lane, S.N. 2001. Monitoring river channel and flume surface with digital photogrammetry. *Journal of Hydraulic Engineering*, 127(10): 871-877.
- Lane, S.N., Chandler, J.H. et Richards, K.S. 1994. Developments in monitoring and modeling small-scale river bed topography. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19(4): 349-268.
- Lane, S.N., Richards, K.S. et Chandler, J.H. 1996. Discharge and sediment supply controls on erosion and deposition in a dynamic alluvial channel. *Geomorphology*, 15(1): 1-15.

- Lane, S.N., Hardy, R.J., Elliott, L. et Ingham, D.B. 2004. Numerical modeling of flow processes over gravelly surfaces using structured grids and a numerical porosity treatment. *Water Resources Research*, 40(1): doi: 10.1029/2002WR0011934.
- Lane, S.N., Bradbrook, K.F., Richards, K.S., Biron, P.A. et Roy, A.G. 1999. The application of computational fluid dynamics to natural river channels: three-dimensional versus two-dimensional approaches. *Geomorphology*, 29(1-2): 1-20.
- Lane, S.N., Biron, P.M., Bradbrook, K.F., Butler, J.B., Chandler, J.H., Crowell, M.D., McLelland, S.J., Richards, K.S. et Roy, A.G. 1998. Three-dimensional measurement of river channel flow processes using acoustic Doppler velocimetry. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23: 1247-1267.
- Lapointe, M.F., DeSerres, B., Biron, P. et Roy, A.G. 1996. Using spectral analysis to detect noise and correct turbulence intensity and shear stress estimated from EMCM flow record. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21: 195-203.
- Laronne, J.B. et Carson, M.A. 1976. Interrelationships between bed morphology and bed material transport for small, gravel-bed channel. *Sedimentology*, 23: 67-85.
- Laronne, J.B. et Duncan, M.J. 1992. Bedload transport paths and gravel bar formation. In P. Billi, R.D. Hey, C.R. Thorne et P. Tacconi, P. (eds.), *Dynamics of gravel-bed rivers*. John Wiley, New York, p. 178-202.
- Laronne, J.B. et Outlet, D.N. 1992. Discussion of Andrews E.D. et Smith, J.D. Calculating marginal bedload transport rates of gravel. In P. Billi, R.D. Hey, C.R. Thorne et P. Tacconi, P. (eds.), *Dynamics of gravel-bed rivers*. John Wiley, New York, p. 49-50
- Laronne, J.B., Garcia, C. et Reid, I. 2001. Mobility of patch sediments in gravel-bed streams: Patch character and its implications for bedload. In M.P. Mosley (ed.), *Gravel-bed river V*. Hydrological Society, New Zeland, p. 249-280.
- Larsen, P. 1996. Restoration of river corridors: German experience. In G. Petts et P. Calow (eds.), *River restoration*. Blackwell Science, Oxford, p. 124-143.
- Lawless, M. et Robert, A. 2001. Three-dimensional flow structure around small-scale bedforms in a simulated gravel-bed environment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26: 507-522.
- Lee, A.J. et Ferguson, R.I. 2002. Velocity and flow resistance in step-pool. *Geomorphology*, 46: 59-71.
- Leeder, M.R. 1983. On the interactions between turbulent flow, sediment transport, and bedform mechanics in channelized flows. In J.D. Collinson et L. Lewin (eds.), *Modern and ancient fluvial systems*. International Association of Sedimentologists Special Publication, Blackwell Scientific, Oxford, p. 5-18.
- Legleiter, C., Phelps, T.L. et Wohl, E.E. Geostatistical analysis of the effects of stage and roughness on reach-scale spatial patterns of velocity and turbulence intensity. *Geomorphology*. Soumis.
- Lejot, J., Piégay, H., Delacourt, C., Trémélo, M.L., Fournier, T. et Grandjean, P. 2005. Channel form characterization using high resolution imagery. Poster présenté au 6th International Workshop of Gravel-bed river, Lienz, Autriche, 5-9 septembre.
- Lenzi, M.A. 1999. Morfologia y estabilidad de las secuencias en escalones (step-pool) en los torrentes alpinos de elevada pendiente. *Ingeniería del Agua*, 6 :151-162.
- Lenzi, M.A. 2001. Step-pool evolution in the Rio Cordon, northeastern Italy. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26: 991-1008.

- Lenzi, M.A. 2004. Displacement and transport of marked pebbles, cobbles and boulders during floods in a steep mountain stream. *Hydrological Processes*, 18: 1899-1914.
- Lenzi, M.A. et Comiti, F. 2003. Local scouring and morphological adjustments in steep channels with check-dam sequences. *Geomorphology*, 55:97-109.
- Lenzi, M.A., D'Agostino, V. et Billi, P. 1999. Bedload transport in the instrumented catchment of the Rio Cordon. Part I. Analysis of bedload records, conditions and threshold of bedload entrainment. *Catena*, 36: 171-190.
- Lenzi, M.A., Mao, L. et Comiti, F. 2004. Magnitude-frequency analysis of bed load data in an Alpine boulder bed stream. *Water Resources Research*, 40, W07201, doi: 10.1029/2003WR002961.
- Lenzi, M.A., Mao, L. et Comiti, F. When does bedload transport begin in steep boulder-bed stream? *Hydrological Processes*. Accepted.
- Leopold, L.B. et Wolman, M.G. 1957. River channel patterns: braided, meandering, and straight. *United States Geological Survey Professional Paper*, 282-B: 39-85.
- Leopold, L.B., Wolman, M.D. et Miller, J.P. 1964. *Fluvial processes in geomorphology*. Dover Publications, New York, 521 p.
- Li, Z. 1988. On the measure of digital terrain model accuracy. *Photogrammetric Record*, 12(72): 873-877.
- Lisle, T.E. 1987. Channel morphology and sediment transport in steepland streams. In *Erosion and sediment transport in pacific rim steeplands*, International Association of Hydrological Science Publications, 132: 1-15.
- Lisle, T.E. 1995. Particle size variations between bedload and bed material in natural gravel-bed channels. *Water Resources Research*, 31(4): 1107-1118.
- Lohrmann, A., Cabrera, R. et Kraus, N.C. 1994. Acoustic-Doppler velocimeter (ADV) for laboratory uses. In C.A. Pugh (ed.), *Proceeding of Conference on Fundamentals and Advancements in Hydraulic Measurements and Experimentation*. American Society of Civil engineers, Buffalo, New York, p. 351-365.
- Lohrmann, A., Cabrera, G., Gelfenbaum, et Haines, J. 1995. Direct measurements of Reynolds stress with an acoustic Doppler velocimeter. *Proceedings of the Electrical Engineering and Computer Science fifth Conference on current measurements*. Electrical Engineering and Computer Science Society, 205-210.
- Lopez, J.L. et Falcon, M.A. 1999. Calculation of bed changes in mountain streams. *Journal of Hydraulic Engineering*, 125(3): 263-270.
- MacFarlane, W.A. et Wohl, E.E. 2003. Influence of step composition on step geometry and flow resistance in step-pool streams of the Washington Cascades. *Water Resources Research*, 39(2), 1037, doi:10.1029/2001WR001238.
- Malmeus, J.M. et Hassan, M.A. 2002. Simulation of individual particle movement in a gravel streambed. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27: 81-97.
- Marcus, W.A., Roberts, K., Harvey, L. et Tackman, G. 1992. An evaluation of methods for estimating Manning's n in small mountain streams. *Mountain Research and Development*, 12: 227-239.
- Marion, D.A. et Weirich, F. 2003. Equal-mobility bedload transport in a small, step-pool channel in the Ouachita Mountains. *Geomorphology*, 55: 139-154.

- Mark, D.M. et Aronson, P.B. 1984. Scale-dependent fractal dimensions of topographic surfaces: an empirical investigation, with applications in geomorphology and computer mapping. *Mathematical Geology*, 16(7): 671-683.
- Marston, R.A. 1982. The geomorphic significance of log steps in forest streams. *Annals of the Association of American Geographers*, 72: 99-108.
- Martini, I.P. 1977. Gravelly flood deposits of Irvine Creek, Canada. *Sedimentology*, 24: 603-622.
- McDonald, B.C. et Banerjee, I. 1971. Sediments and bed forms on a braided outwash plain. *Canadian Journal of Earth Science*, 8: 1282-1301.
- McLelland, S.J. et Nicholas, P.A. 2000. A new method for evaluating errors in high-frequency ADV measurements. *Hydrological Processes*, 14: 351-366.
- McNamara, J.P. et Borden, J.C. 2004. Observations on the movement of coarse gravel using implanted motion sensing radio transmitters. *Hydrological Processes*, 18(10):1871-1884.
- Meyer-Peter, E. et Muller, E.R. 1948. Formulas for bedload transport. Papier présenté au 2nd Meeting of International Association for Hydraulic Structure Research, Stockholm, Suède.
- Milan, D., Heritage, G. et Hetherington, D. 2005. Application of a 3D laser scanner in the assessment of a proglacial fluvial sediment budget. Papier présenté au 6th International Workshop of Gravel-bed river, Lienz, Autriche, 5-9 septembre.
- Misri, R.L., Garde, R.J. et Randa Raju, K.G. 1983. Experiments on bedload transport of nonuniform sands and gravels. *Proceedings 2nd International Symposium on River Sedimentation*, p. 440-450.
- Moir, H.J., Gibbins, C.N., Soulsby, C. et Webb, J. 2004. Linking channel geomorphic characteristics to spatial patterns of spawning activity and discharge use by Atlantic salmon (*Salmo salar* L.). *Geomorphology*, 60: 21-25.
- Montgomery, D.R. et Buffington, J.M. 1997. Channel-reach morphology in mountain drainage basins. *Geological Society of America Bulletin*, 109: 596-611.
- Montgomery, D.R., Beamer, E.M., Pess, G.R. et Quinn, T.P. 1999. Channel type and salmonid spawning distribution. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Science*, 56: 377-387.
- Montgomery, D.R., Buffington, J.M., Smith, R.D., Schmidt, K.M. et Pess, G. 1995. Pool spacing in forest channels. *Water Resources Research*, 31(4):1097-1105.
- Mueller, E.R. et Pitlick, J. 2005. Morphologically based model of bed load transport capacity in a headwater stream. *Journal of Geophysical Research*, 110, doi: 10.1029/2003JF000117.
- Naden, P.M. 1987. Modeling gravel-bed topography from sediment transport. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12:353-367.
- Naden, P.M. et Brayshaw, A.C. 1987. Small and medium scale bedforms in gravel-bed rivers. In K.S. Richards (ed.), *River channels: environment and processes*. Basil Blackwell, Oxford, p. 249-271.
- Nelson, J.M., McLean, S.R. et Wolfe, S.R. 1993. Mean flow and turbulence field over 2-dimensional bedforms. *Water Resources Research*, 29(12): 3935-3953.
- Nelson, J.M., Shreve, R.I., McLean, S.R. et Drake, T.G. 1995. Role of near-bed turbulence structure in bed load transport and bed form mechanics. *Water Resources Research*, 31: 2071-2086.

- Newman, J.D. et Bennell, J.D. 2002. A mountain stream flow meter. *Flow Measurements and Instrumentation*, 13: 223-229.
- Nicholas, A.P. 2001. Computational fluid dynamics modelling of boundary roughness in gravel bed river: an investigation of the effects of random variability in bed elevation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26: 345-362.
- Nichols, M.H. 2004. A radio frequency identification system for monitoring coarse sediment particle displacement. *Applied Engineering in Agriculture*, 20(6): 783-787.
- Nikora, V.I. et Goring, D.G. 1998. ADV measurements of turbulence: can we improve their interpretation? *Journal of Hydraulic Engineering*, 124(6): 630-634.
- Nikora, V.I. et Smart, G.M. 1997. Turbulence characteristics of New Zealand gravel-bed rivers. *Journal of Geophysical Research*, 84: 4816-4824.
- Nikora, V.I., Goring, G.G. et Biggs, B.J.F. 1998. On gravel-bed roughness characterization. *Water Resources Research*, 34(3): 517-527.
- O'Neill, M.P. et Abraham, A.D. 1984. Objective identification of pools and riffles. *Water Resources Research*, 20(7): 921-926.
- Paiement-Paradis, G. et Roy, A.G. Effects of turbulent flow structures on the transport of individual particles as bedload in a gravel-bed river. *Sedimentology*. Soumis.
- Papanicolaou, A.N. et Schuyler, A. 2003. Cluster evolution and flow-frictional characteristics under different sediment availabilities and specific gravity. *Journal of Engineering Mechanics*, American Association of Civil Engineers, doi: 10.1061/(ASCE)0733-9399(2003)129:10(1206).
- Papanicolaou, A.N., Bdour, A. et Wicklein, E. 2004. One dimensional hydrodynamic/sediment transport model applicable to steep mountain streams. *Journal of Hydraulic Research*, 44(4): 357-375.
- Papanicolaou, A.N., Diplas, P. Dancey, C.L. et Balakrishnan, M. 2001. Surface roughness effects in near-bed turbulence: implications to sediment entrainment. *Journal of Engineering Mechanics*, American Association of Civil Engineers, 127(3): 211-218.
- Parker, G., Klingeman, P.C. et McLean, D.G. 1982. Bedload and size distribution in paved gravel-bed streams. *Journal of Hydraulic Division*, American Society of Civil Engineers, 108(4): 544-571.
- Peterson, D.F. et Mohanty, P.K. 1960. Flume studies of flow in steep and rough channels. *American Association of Civil Engineers*, 86: 55-76.
- Petit, F. 1987. The relationship between shear stress and the shaping of the bed of a pebble-loaded river La Rulles-Ardenne. *Catena*, 14: 453-468.
- Petit, F. 1990. Evaluation of grain shear stresses required to initiate movement of particles in natural rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 15: 135-148.
- Petit, F. 1994. Dimensionless critical shear stress evaluation from flume experiments using different gravel-beds. *Earth Surface Processes and Landforms*, 19: 565-576.
- Phillips, P.J. et Harlin, J.M. 1984. Spatial dependency of hydraulic geometry exponents in a subalpine stream. *Journal of Hydrology*, 71: 277-283.

- Powel, D.M. 1998. Patterns and processes of sediment sorting in gravel-bed river. *Progress in Physical Geography*, 22(1): 1-32.
- Prentice, E.F., Flagg, T.A. et McCutcheon, C.S. 1990. Feasibility of using implantable passive integrated transport (PIT) tags in salmonids. *American Fisheries Society, Symposium*, 7: 317-322.
- Pyrce, R.S. et Ashmore, P.E. 2003a. The relation between particle path length distributions and channel morphology in gravel-bed streams: a synthesis. *Geomorphology*, 56: 167-187.
- Pyrce, R.S. et Ashmore, P.E. 2003b. Particle path length distribution in meandering gravel-bed streams: results from physical models. *Earth Surface Processes and Landforms*, 28: 951-966.
- Reid, I. et Frostick, L.E. 1984. Particle interaction and its effects on the thresholds of initial and final bedload motion in coarse alluvial channel. In E.M. Koster et R.J. Steel, (eds.), *Sedimentology of gravel and conglomerates*. Canadian Society of Petroleum Geologist memoir, 10: 61-68.
- Reid, I., Brayshaw, A.C. et Frostick, L.E. 1984. An electromagnetic device for automotive detection of bedload and its field applications. *Sedimentology*, 31: 269-276.
- Reid, I., Frostick, L.E. et Brayshaw, A.C. 1992. Microform roughness elements and the selective entrainment and entrapment of particles in gravel-bed rivers. In P. Billi, R.D. Hey, C.R. Thorne et P. Tacconi (eds.), *Dynamics of gravel-bed rivers*. John Wiley, Chichester, p. 253-276.
- Rennie, C.D. et Millar, R.G. 2004. Measurement of the spatial distribution of fluvial bedload transport velocity in both sand and gravel. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29: 1173-1193.
- Resh, V.H., Brown, A.V., Covich, A.P., Gurtz, M.E., Li, H.W., Minshall, G.W., Reice, S.R., Sheldon, A.L., Wallace, J.B. et Wissmar, R.C. 1988. The role of disturbance in stream ecology. *Journal of North American Benthological Society*, 7: 433-455.
- Ressources naturelles du Canada. 1998. Cookshire-Eaton-Le Haut St-François, Québec, [document cartographique], 1:50 000, feuille 21E05, Le centre d'information topographique. Ottawa
- Ressources naturelles du Canada. 1998. Notre-dame-de-Ham, Arthabaska, Québec, [document cartographique], 1:50 000, feuille 21E13, Le centre d'information topographique. Ottawa
- Ressources naturelles du Canada. 1998. Sutton, Brome-Missisquoi, Québec, [document cartographique], 1:50 000, feuille 31H02, Le centre d'information topographique. Ottawa
- Richards, K.S. 1976. The morphology of riffle-pool sequences. *Earth Surface Processes*, 1:71-88.
- Rickenmann, D. 1994. Bedload transport and discharge in the Erlenbach stream. In P. Ergenzinger et K.-H. Schmidt (eds.), *Dynamics and geomorphology of mountain rivers*. Lecture Notes in Earth Science. Springer-Verlag, New York, p. 53-66.
- Rickenmann, D. 1997. Sediment transport of Swiss torrent. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22: 937-951.
- Rickenmann, D. 2001. Comparison of bedload transport in torrents and gravel bed streams. *Water Resources Research*, 37(12): 3295-3305.
- Robert, A. 1988. Statistical properties of sediment bed profiles in alluvial channels. *Mathematical Geology*, 20(3): 205-225.
- Robert, A. 1990. Boundary roughness in coarse-grained channels. *Progress in Physical Geography*, 14: 42-70.

- Robert, A. 1991. Fractal properties of simulated bed profiles in coarse-grained channels. *Mathematical Geology*, 23: 367-382.
- Robert, A. 1997. Characteristics of velocity profiles along riffle-pool sequences and estimates of the bed shear stress. *Geomorphology*, 19(1-2): 89-98.
- Robert, A. 2003. *River Processes: An introduction to fluvial dynamics*. Arnold, New York, 211 p.
- Rodriguez, A., Sanchez-Arcilla, A., Redondo, J.M. et Mösso, C. 1999. Macroturbulence measurements with electromagnetic and ultrasonic sensors: a comparison under high-turbulent flow. *Experiments in Fluids*, 27: 31-42.
- Rosport, M. 1994. Stability of torrent beds characterized by step-pool texture. *International Journal of Sediment Research*, 9: 124-132.
- Rosport, M. et Dittrich, A. 1995. Step-pool formation and stability: a flume study. Papier présenté au Management of sediment-philosophy, aims, and techniques, 6th International Symposium of River Sedimentation, Central board of irrigation and Power, New Delhi, India.
- Roussel, J.M., Haro, A. et Cunjack, R.A. 2000. Field test of a new method for tracking small fishes in shallow rivers using passive integrated transponder (PIT) technology. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Science*, 57: 1326-1329.
- Rovira, A., Batalla, R.J. et Sala, M. 2005. Response of river sediment budget after historical gravel mining (the lower Tordera, N.E., Spain). *River Resources and Applications*, 21(7): 829-847.
- Roy, A.G. et Buffin-Bélanger, T. 2001. Advances in the study of turbulent flow structures in gravel-bed river. In M.P. Mosley (ed.), *Gravel-bed Rivers V*, Hydrological Society, New Zeland, p. 375-397.
- Roy, A.G., Biron, P.M. et De Serres. 1996. On the necessity of applying a rotation to instantaneous velocity measurements in river flows. *Earth Surface Processes and Landforms*, 21: 817-827.
- Roy, A.G., Biron, P.M. et Lapointe, M.F. 1997. Implications of low-pass filtering on power spectra and autocorrelation functions of turbulent velocity signals. *Mathematical Geology*, 29: 653-668.
- Roy, A.G., Biron, P.M., Buffin-Bélanger, T. et Levasseur, M. 1999. Combined visual and quantitative technique in the study of natural turbulent flows. *Water Resources Research*, 35(3): 871-877.
- Roy, A.G., Buffin-Bélanger, T., Lamarre, H. et Kirkbride, A. 2004. Size, shape and dynamics of large-scale turbulent flow structures in a gravel-bed river. *Journal of Fluid Mechanics*, 500:1-27.
- Ryan, S.E. 1994. Bedload transport patterns in pool-riffle and step-pool stream systems. Effects of human-induced changes on hydrologic systems. *American Water Resources Association*, 669-678.
- Ryan, S.E., Porth, L.S. et Troendle, C.A. 2002. Defining phases of bedload transport using piece wise regression. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27: 971-990.
- Ryan, S.E., Porth, L.S. et Troendle, C.A. 2005. Coarse sediment transport in mountain streams in Colorado and Wyoming, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30: 269-288.
- Sawada, T., Ashida, K. et Takahashi, T. 1983. Relationship between channel pattern and sediment transport in a steep gravel bed river. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 46: 55-66.
- Schick, A., Hassan, M.A. et Lekach, J. 1988. A vertical exchange model for coarse bedload movement-numerical considerations. *Catena supplement*, 10: 73-83.

- Schindler, R.J. et Robert, A. 2005. A flow and turbulence structure across the ripple-dune transition: an experiment-under mobile bed conditions. *Sedimentology*, 52(3): 627-649.
- Schmidt, K.-H. et Ergenzinger, P. 1992a. Bedload entrainment, travel lengths, step lengths, rest period-studied with passive (iron magnetic) and active (radio) tracer techniques. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17: 147-165.
- Schmidt, K.-H. et Ergenzinger, P. 1992b. Recent developments and perspectives in mountain river research. In P. Ergenzinger et K.-H. Schmidt (eds.), *Dynamics and Geomorphology. Lecture Notes in Earth Sciences*, Springer-Verlag, Berlin, 52: p. 3-11.
- Schmidt, K.-H. et Gintz, D. 1995. Results of bedload tracer experiments in a mountain river. In E.J. Hickin (ed.), *River geomorphology*, John Wiley and Sons, New York, p. 37-55.
- Schumm, S.A. et Lichty, R.W. 1965. Time, space, and causality in geomorphology. *American Journal of Science*, 263: 110-119.
- Scott, C. 2004. Adv despiking methodology. ADV Guide. Oregon State University, 3 p. web.engr.oregonstate.edu/~scottc2/ADV_DESPIKING_METHODODOLOGY.pdf
- Sear, D.A. 1992. Impact of hydroelectric power releases on sediment transport processes in pool-riffle sequences. In P. Billi, R.D. Hey, C.R. Thorne et P. Tacconi (eds.), *Dynamics of gravel-bed rivers*. John Wiley, New York, p. 629-650.
- Sear, D.A. 1996. Sediment transport processes in pool-riffle sequences. *Earth Surfaces Processes and Landforms*, 21: 241-262.
- Sear, D.A. et Milne, J.A. 2000. Surface modelling of upland river channel topography and sedimentology using GIS. *Physical Chemistry, Earth (B)* 25(4): 399-406.
- Sear, D.A., Lee, M.W.E., Oakey, R.J., Carling, P.A. et Collins, M.B. 2000. Coarse sediment tracing techniques in littoral and fluvial environments: review. In I.D.L. Foster (ed.), *Tracers in geomorphology*. Chichester, John Wiley, p. 21-55.
- Shaw, J. et Kellerhals, R. 1977. Paleohydraulic interpretation of antidune bedforms with applications to antidunes in gravel. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47: 257-266.
- Shields, A. 1936. Application of similitude and turbulence research to bed-load movement. *Mitteilungen des Prüssischen Versuchanstalt für Wasserbau und Schiffbau*, Berlin.
- Skalski, J.R., Smith, S.G., Iwamoto, R.N., Williams, J.G. et Hoffmann, A. 1998. Use of passive integrated transponder tags to estimate survival of migrant juvenile salmonid in the Snake and Columbia river. *Canadian Journal of Fish and Aquatic Sciences*, 55: 1484-1493.
- Smart, G.M. 1999. Turbulent velocity profiles and boundary shear in gravel bed river. *Journal of Hydraulic Engineering*, 125: 106-116.
- Smart, G.M. et Jaeggi, M.N.R. 1983. Sediment transport on steep slopes. *Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydraulogie und Glaziologie, Mitteilungen*, 64ETH Zurich, 191 pp.
- Smart, G.M., Aberle, A., Duncan, M. et Walsh J. 2004. Measurement and analysis of alluvial bed roughness. *Journal of Hydraulic Research*, 42(3): 227:237.
- Snyder, W.H. et Castro, I.P. 1999. Acoustic Doppler velocimeter evaluation in stratified towing tank. *Journal of Hydraulic Engineering*, 125(6): 595-603.

- Sontek/YSI, I. 2001. Sontek ADV field Acoustic Doppler Velocimeter: Technical Documentation, San Diego, C.A. www.sontek.com.
- Sommerfield, M.A. 1991. Global geomorphology, Longman Singapore Publishers, Singapore, 517 p.
- Soulsby, R.L. 1980. Selecting record length and digitization rate for near-bed turbulence measurements. *Journal of Physical Oceanography*, 10: 208- 219.
- Sterling, S.M. et Church, M. 2002. Sediment trapping characteristics of a pit trap and the Helley-Smith sampler in a cobble gravel-bed river. *Water Resources Research*, 38(8): doi.10.1029/2000WR000052.
- Strahler, A.N. 1952. Dynamic basis of geomorphology. *Geological Society of America Bulletin*, 53: 923-938.
- Strange, E.M., Moyle, P.B. et Foin, T.C. 1992. Interactions between stochastic and deterministic processes in stream fish community. *Environmental Biology and Fisheries*, 36: 1-15.
- Sumer, B.M., Chua, L.H.C., Chen, N.-S. et Fredsoe, J. 2003. Influence of turbulence of bedload sediment transport. *Journal of Hydraulic Engineering*, 129: 585-596.
- Taits, S.J., Willets, B.B. et Maizels, J.K. 1992. Laboratory observation of bed armouring and changes in bedload composition. In P. Billi, R.D. Hey, C.R. Thorne et P. Tacconi (eds.), *Dynamics of gravel-bed rivers*. John Wiley and Sons, Toronto, p. 205-225.
- Texas Instruments. 1996. 23 mm glass encapsulated transponder: Reference Manual, Texas Instruments registration and identification system. United States. www.ti.com
- Thompson, D.M. 2001. Random controls on semi-rythmic spacing of pools and riffles in constriction dominated rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26(11): 1195-1212.
- Thompson, S.M. et Campbell, P.L. 1979. Hydraulics of a large channel paved with boulders. *Journal of Hydraulic Research*, 17: 341-354.
- Thorne, C.R. et Evenbergen, L.W. 1985. Estimating mean velocity in mountain rivers. *Journal of Hydraulic Engineering*, 111(4): 612-624.
- Thorne, P.D., Williams, J.J. et Heathershaw, A.D. 1989. In situ acoustic measurements of marine gravel threshold and transport. *Sedimentology*, 36: 61-74.
- Thornes, J.B. 1970. The hydraulic geometry of stream channels in the Xingu-Araguaia headwaters. *Geographical Journal*, 136: 376-382.
- Trayler, C.R. et Wohl, E.E. 2000. Seasonal changes in bed elevation in a step-pool channel, Rocky Mountains, Colorado, USA. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 32(1): 95-103.
- Trenhaile, A.S. 2004. *Geomorphology*. Oxford University press, Ontario, 440 p.
- Tribe, S. et Church, M. 1999. Simulations of cobble structure on a gravel streambed. *Water Resources Research*, 35: 3111-3118.
- Trimble. 2005. Trimble 5600DR Total station series: key features, 10 p. www.trimble.com.
- Tritico, H.M. et Hotchkiss, R.H. 2005. Unobstructed and obstructed turbulent flow in gravel bed rivers. *Journal of Hydraulic Engineering*, 131(8): 635-644.

- Trush, W.J., McBain, S.M. et Leopold, L.B. 2000. Attributes of alluvial river and their relation to water policy and management. *Proceedings of the National Academy of Science*, 97(22): 111858-118863.
- Tsujimoto, T. 1991. Mechanics of sediment transport of graded materials and fluvial sorting, Report, Project 01550401, Kanazawa University, Japan, 126 p.
- Verdu, J.M., Batalla, R.J. et Martinez-Casasnovas, J.A. 2005. High-resolution grain-size characterization of gravel bars using imagery analysis and geo-statistics. *Geomorphology*, 72: 73-93.
- Vollmer, S., de los Santos Ramos, F., Daebel, H. et Kühn, G. 2002. Micro-scale exchange processes between surface and subsurface water. *Journal of Hydrology*, 269: 3-10.
- Voltz, M. et Webster, R. 1990. A comparison of kriging, cubic spines and classification for predicting soil properties from sample information. *Journal of Soil Science*, 41: 473-490.
- Voulgaris, G. et Trowbridge, H. 1998. Evaluation of the acoustic Doppler velocimeter (ADV) for turbulence measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15: 272-289.
- Wahl, T.L. 2000. Analyzing ADV using WinADV. 2000 Papier présenté au Joint conference on Water Resources Engineering and Water Resources Planning and Management, Minneapolis, 30 juillet au 2 août.
- Warburton, J. 1992. Observations of bed-load transport and channel bed changes in a proglacial mountain stream. *Artic Alpine Research*, 23(3) 195-203.
- Warburton, J. et Demir, T. 2000. Influence of bed material shape on sediment transport in gravel-bed rivers: A field experiment. In I.D.L. Foster (ed.), *Tracers in geomorphology*. John Wiley, Chichester, p. 401-411.
- Warburton, J., Danks, M. et Duncan, W. 2002. Stability of an upland gravel-bed stream, Swinhope Burn, Northern England. *Catena*, 49:309-329.
- Wathen, S.J., Hoey, T.B. et Werrity, A. 1997. Quantitative determination of the activity of within-reach sediment storage in small gravel-bed river using transit time and response time. *Geomorphology*, 20:113-134.
- Wathen, S.J., Ferguson, R.I., Hoey, T.B. et Werrity, A. 1995. Unequal mobility of gravel and sand in weakly bimodal river sediments. *Water Resources Research*. 31: 2087-2096.
- Watson, D.F. 1992. *Contouring: a guide to the analysis and display of spatial data*, Pergamon Press, Tarrytown, New York, 321 p.
- Weichert, R. 2005. Bed morphology in steep open channels: state-of-the-art and first results of a flume study. *International symposium Interpraevent Riva, Trient*, 1; 343-354.
- Wen, J.C. 2001. A study of mean areal precipitation and spatial structure of rainfall distribution in the Isen-Wen River basin. *Journal of the Chinese Institute of Engineers*, 24(5): 649-658.
- West, J.R., Knight, D.W. et Shiono, K. 1986. Turbulence measurements in the Great Ouse Estuary. *Journal of Hydraulic Engineering, American Society of Civil Engineers*, 112: 167-180.
- Westaway, R.M., Lane, S.N. et Hicks, M. 2003. Remote survey of large braided, gravel-bed rivers using digital photogrammetry and image analysis. *International Journal of Remote Sensing*, 24(9): 795-815.
- Westaway, R.M., Lane, S.N. et Hicks, M. 2004. Remote sensing of clear water, shallow, gravel-bed rivers using digital photogrammetry. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 67(11): 1271-1281.

- Whiting, P.J. et Bradley, J.B. 1993. A process-based classification system for headwater streams. *Earth Surface Processes and Landforms*, 18: 603-612.
- Whiting, P.J. et Dietrich, W.E. 1990. Boundary shear stress and roughness over mobile alluvial beds. *Journal of Hydraulic Engineering*, 116: 1495-1510.
- Whiting, P.J., Stamm, J.F., Moog, D.B. et Orndorff, R.F. 1999. Sediment-transporting flows in headwater streams. *Geological Society of America Bulletin*, 111(3): 450-466.
- Whittaker, J.G. 1987. Sediment transport in step-pool streams. In C.R. Thorne, J.C. Bathurst et R.D. Hey (eds.), *Gravel-bed rivers*. John Wiley and Sons, Chichester, p. 545-570.
- Whittaker, J.G. et Davies, T.R.H. 1982. Erosion and sediment transport processes in step-pool torrents. *Recent Development in the Explanation and Prediction of Erosion and Sediment Yield, Proceedings of the Exeter Symposium, International Association of Hydrological Science*, 137: 99- 104.
- Whittaker, J.G. et Jaeggi, M.N.R. 1982. Origin of step-pool systems in mountain streams. *Journal of Hydraulic Division, American Society of Civil Engineers*, 108(HY6): 758-773.
- Wiberg, P.A. et Smith, D. 1991. Velocity distribution and bed roughness in high gradient streams. *Water Resources Research*, 27(3): 825-838.
- Wilcock, P.R. 1996. Estimating local bed shear stress from velocity observations, *Water Resources Research*, 32(11): 3361-3366.
- Wilcock, P.R. et MacArdell, B.W. 1993. Surface-based fractional transport rates: Mobilization thresholds and partial transport of sand-gravel sediment. *Water Resources Research*, 29(4): 1297-1312.
- Wilcock, P.R., Barta, A.F, Shea, C.C., Kondolf, G.M., Matthews, W.V.G. et Pitlick, J. 1996. Observation of flow and sediment transport entrainment on large gravel-bed river. *Water Resources Research*, 32: 2897-2909.
- Wilcock, P.R. 1997. Entrainment, displacement and transport of tracer gravels. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22: 1125-1138.
- Wilcox, A. et Wohl, E.E. 2003. Spatial and temporal patterns of velocity and turbulence in a step-pool channel. *Papier présenté à Geological Society of America Annual Meeting*, papier no. 6-12, Seattle, Washington, 5 au 2 novembre.
- Wilcox, A. et Wohl, E.E. 2005. Three-dimensional hydraulics in a step-pool channel. *Papier présenté à Annual Meeting of Association of American Geographers*, Denver, Colorado, 5 au 9 avril.
- Wilcox, A., Wohl, E.E., Kray, J. et Vallance, G. 2002. Controls on hydraulic resistance in step-pool channels. *Papier présenté à Geological Society of America Annual Meeting*, papier no. 87-14, Denver, Colorado, 27 septembre au 3 octobre.
- Williams, G.P. 1967. Flume experiments on the transport of coarse sand. *United States Geological Survey Professional Paper 562-B*. 31 p.
- Williams, G.P. 1970. Flume width and water depth effects in sediment transport experiments. *United States Geological Survey Professional Paper 562-H*. 37 p.
- Williams, J.J., Thorne, P.D. et Heathershaw, A.D. 1989. Measurements of turbulence in the benthic boundary layer over a gravel bed. *Sedimentology*, 36: 959-971.

- Winterbottom, S.J. et Gilvear, D.J. 1997. Quantification of channel bed morphology in gravel-bed rivers using airborne multispectral imagery and aerial photography. *Regulated River: Research and Management*, 13: p. 489-499.
- Wittenberg, L. 2002. Structural patterns in coarse gravel river beds: typology, survey and assessment of the role of grain size and river regime. *Geografiska Annaler*, 84A: 25-37.
- Wohl, E.E. 2000. *Mountain Rivers*, Water Resources monograph Series, 14, American Geophysical Union, Washington DC, 320 p.
- Wohl, E.E. et Grodek, T. 1994. Channel bed-steps along Nahal Yael, Negev desert, Israel. *Geomorphology*, 9: 117-126.
- Wohl, E.E. et Thompson, D.M. 2000. Velocity characteristics along a small step-pool channel. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25:353-367.
- Wohl, E.E., Kuzma, J.N. et Brown, N.E. 2004. Reach-scale channel geometry of a mountain river. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29: 969-981.
- Wohl, E.E., Madsen, S. et MacDonald, L. 1997. Characteristics of log and clast bed-steps in step-pool streams of northwestern Montana, USA. *Geomorphology*, 20:1-10.
- Wolman, M.G. 1954. A method of sampling coarse river-bed material. *Transactions, American Geophysical Union*, 35(6): 951-956.
- Woodsmith, R.D. et Swanson, F.J. 1997. The influence of large woody debris on forest stream geomorphology. In S.S.Y. Wang, E.J. Langedoen et Jr.F. Douglas Shield (eds.), *Proceedings of Management of Landscape Distributed by channel incision*. Oxford Campus in the University of Mississippi, p.133-138.
- Wooldridge, C.L. et Hickin, E.J. 2002. Step-pool and cascade morphology, Mosquito Creek, British Columbia: a test of four analytical techniques. *Canadian Journal of Earth Science*, 39(4): 493-503.
- Wright, A., Marcus, W.A. et Aspinall, R.J. 2000. Evaluation of multispectral, fine scale digital imagery as a tool for mapping stream morphology. *Geomorphology*, 33(1-2): 107-120.
- Yang, C.T. 1973. Incipient motion and sediment transport. *Journal of the Hydraulics Division*, 99(10): 1679-1704.
- Zimmermann, A. et Church, M. 2001. Channel morphology, gradient profiles and bed stresses during flood in a step-pool channel. *Geomorphology*, 40: 311-327.
- Zedel, L. et Hay, A.E. 1996. Performance of a single-beam pulse-to-pulse coherent Doppler Profiler. *Journal of Oceanic Engineering, Institute of Electrical and Electronics Engineers*, 21(3): 290-297.
- Zydlewski, G.B., Haro, A., Whalen, K.G. et McCormick, S.D. 2001. Performance of the stationary and portable passive transponder detection systems for monitoring of fish movements. *Journal of Fish Biology*, 58: 1471-1475.