
Rapport de stage individuel

5^{ème} année

Transfert et dépôt de sédiments en
suspension sur les plaines
d'inondations et effets rétroactifs sur
l'hydrodynamique.

INRAE Lyon-Villeurbanne
5 rue de la Doua
69100 Villeurbanne

INRAE

Tuteur entreprise :
Céline Berni
Sébastien Proust
Chercheurs

Lorenzo Boisson
IMA

2020-2021

Tuteur académique :
Stéphane Rodrigues

Transfert et dépôt de sédiments en suspension sur les plaines d'inondations et effets rétroactifs sur l'hydrodynamique: Étude de laboratoire en canal composé.

Lorenzo Boisson

Mars-Août 2021

Contents

1	Introduction	1
1.1	Contexte général	1
1.2	État de l'art	2
1.3	Contexte de l'étude et questions scientifiques	2
2	Principaux résultats de la bibliographie	3
2.1	Couche de cisaillement	3
2.2	Structures cohérentes quasi-2D	3
2.3	Courants secondaires	4
2.4	Processus de transfert de masse et de quantité de mouvement	4
3	Méthode	5
3.1	Installation expérimentale	5
3.2	Conditions d'écoulement	5
3.3	Écoulements avec sédiments	6
3.4	Techniques de mesures	7
4	Résultats	8
4.1	Évolution temporelle du profil de niveau d'eau	8
4.2	Paramètres clés de l'écoulement à l'interface lit mineur-lit majeur	9
4.3	Profils transversaux de la vitesse moyenne et des statistiques de la turbulence	10
4.4	Évolution temporelle des dépôts de sédiments au-dessus de la plaine inondable	12
4.5	Échelles de longueur des structures cohérentes quasi-2D	15
4.6	Concentration des sédiments fin en canal composé	16
5	Conclusion	16
6	Bibliographie	17

1 Introduction

1.1 Contexte général

Ces dernières décennies ont vu naître l'émergence de nouveaux défis pour l'ingénierie, principalement en ce qui concerne l'environnement. En effet, le réchauffement climatique global qui touche la planète depuis plusieurs décennies a provoqué, entre autres, une augmentation de la durée et de l'intensité des événements pluvieux, tandis que l'augmentation démographique mondiale actuelle a entraîné un important étalement urbain sur les plaines inondables, aux détriments des espaces naturels perméables [Kundzewicz et al., 2014]. Ces deux éléments ont engendré un accroissement de la fréquence des inondations avec de nombreux cas observés en Asie, ou plus récemment en Allemagne et en Belgique. Ainsi dans ce contexte de risque croissant, la compréhension globale des processus hydro-morphologiques et sédimentaires qui se développent dans le lit mineur et le lit majeur d'une rivière lors d'une crue est un sujet qui fait l'objet d'un intérêt grandissant. Notamment, depuis le travail pionnier de Sellin [1964], de nombreuses études se sont

intéressées à l'hydrodynamique complexe présente en canal composé. Ces travaux ont permis d'améliorer nos connaissances concernant les macro-turbulences et la dynamique sédimentaire lors d'une crue. Cela a aidé à lutter plus efficacement contre les risques d'inondation en proposant de meilleures actions de gestion ou de restauration des plaines inondables. En effet, les plaines inondables ont un rôle écologique fondamental. Elles permettent : la déposition des sédiments (apports de nutriments pour les écosystèmes occupant la plaine) ; la colonisation de végétation riveraine (apports de nouveaux habitats) ; et elles assurent également un stock de rétention pour la régulation du débit (rôle de protection contre les inondations) [Benjankar et al., 2011].

1.2 État de l'art

La grande majorité des études sur le sujet a été réalisée en canal composé prismatique de laboratoire, qui par définition est un canal comprenant plusieurs sous-sections : un canal principal (lit mineur) avec une ou deux plaines inondables (lit(s) majeur(s) surélevés par rapport au lit mineur) ; et dont la section transversale, la pente longitudinale et la rugosité sont constantes de l'amont à l'aval.

L'hydrodynamique complexe lors d'un débordement de l'écoulement du lit mineur sur la plaine, peut être séparée : **(I)** spatialement ou, **(II)** en distinguant les différents processus d'échanges de masse et de Quantité De Mouvement (QDM) entre lit mineur et plaine d'inondation.

(I). Trois principales régions se distinguent : **1.** Le(s) lit(s) majeur(s) (ou plaines inondables), **2.** Le lit mineur (ou canal principal), et **3.** La zone d'interface entre le lit mineur et le lit majeur. La zone d'interface est la région la plus intéressante et la plus complexe du point de vue de l'hydrodynamique. En effet, s'y développe une couche de cisaillement (ou couche de mélange) générée par la différence de vitesse moyenne entre l'écoulement rapide et profond du canal principal et l'écoulement plus lent et moins profond de la plaine d'inondation, dont la surface est généralement plus rugueuse. Cette couche de cisaillement génère de larges structures turbulentes, généralement de grands tourbillons à axe vertical. Ces structures se développent suivant un mécanisme physique appelé l'instabilité de Kelvin-Helmholtz et sont donc nommées les Structures Cohérentes de Kelvin-Helmholtz (KHCS) ou structures quasi-2D. Les 2 régions restantes constituent la partie de l'écoulement non influencée par la forte turbulence générée à l'interface et dans lesquelles les variations de vitesse ou de hauteur d'eau sont seulement dues aux variations de la rugosité et de la topographie du lit [Shiono and Knight, 1991] ; [Bousmar, 2002] ; [Fraselle, 2010] ; [Dupuis et al., 2017b] ; [Dupuis et al., 2017a] ; [Proust and Nikora, 2020].

(II). Le transfert de masse et les transferts de QDM entre les deux sections (lit mineur-lit majeur) repose sur quatre principaux processus : Un processus d'échange de masse ; **1.** Le transfert transversale de masse net (moyenné sur la verticale), débit latérale q , toujours associé à un écoulement non-uniforme et principalement causé par des variations longitudinales, de la topographie et/ou de la rugosité, du canal principal et de la plaine. Et trois processus de transfert de QDM ; **2.1.** L'échange turbulent, causé par les structures cohérentes (KHCS) ; **2.2.** Les courants secondaires, qui sont générés par l'anisotropie de la turbulence au sein de la couche de cisaillement [Naot et al., 1993] ; [Nezu et al., 1993]. A noter qu'à l'interface mineur-majeur, le transfert de QDM provoqué par les courants secondaires est négligeable [van Prooijen et al., 2005] ; [Dupuis et al., 2017b] ; [Proust and Nikora, 2020] ; et **2.3.** L'échange de quantité de mouvement dû aux transferts de masse net, $q \times (U_m - U_f)$ avec $(U_m - U_f)$ la différence des vitesses moyennes dans le lit mineur et majeur, aussi appelé "courant transverse" [Bousmar and Zech, 1999] ; [Bousmar, 2002] ; [Proust et al., 2009] ; [Chlebek et al., 2010] ; [Proust et al., 2017] ; [Proust and Nikora, 2020].

Les échanges de masses et les sources de transfert de QDM jouent un rôle majeur dans le transfert et le dépôt des sédiments en suspension sur la plaine. Si l'on se concentre sur l'interface mineur/majeur, l'effet des courants secondaires étant négligeable, deux processus de transfert de sédiments, du canal principal à la plaine inondable, se distinguent. Tout d'abord, **(i)** Le transport diffusif qui est provoqué principalement par les échanges turbulents (détaillés ci-dessus) et, **(ii)** le transport advectif qui est dû aux transferts net de masse (détaillés ci-dessus) [Branß et al., 2016]. Dans le cas d'une rivière naturelle, lorsque des débordements se produisent, l'écoulement observé est le plus souvent non-uniforme et, le transfert de masse net et les transports par diffusion turbulente participent alors conjointement aux transferts de sédiments, entre lit mineur et lit majeur, et au dépôt de sédiments sur le lit majeur.

1.3 Contexte de l'étude et questions scientifiques

Cette étude s'inscrit dans le projet DEAR (*Deposition and Erosion in Alpine Rivers*) développé par l'Institut National de Recherche pour l'Agriculture et l'Environnement (INRAE) à Lyon-Villeurbanne, dont l'objectif final est de reproduire et de prédire la dynamique des sédiments fins dans des situations spécifiques, par exemple des chasses de barrage, des crues naturelles ou encore des phénomènes de fonte des neiges, afin de proposer des outils et recommandations pour une meilleure gestion des rivières alpines. Dans ce contexte

global, l'étude présente va tenter de répondre aux questions scientifiques suivantes :

(i) Quel est l'impact des macro-turbulences (KHCS) sur la quantité et la localisation des dépôts de sédiments et leur répartition entre plaine inondable et lit mineur ?

(ii) Quel est la contribution du débit latéral (transfert de masse net) sur le transfert des dépôts de sédiments en plaine inondable ?

(iii) Quels sont les effets rétroactifs des dépôts sur le profil longitudinal de niveau d'eau, sur les profils longitudinaux et transversaux de vitesse moyenne, et sur les structures quasi-2D ?

Pour répondre à ces questions des expériences en laboratoire dans un canal composé asymétrique sont menées. Deux débits (Q80 et Q105) sont étudiés pour le cas d'un écoulement d'eau claire et pour le cas d'un écoulement chargé en sédiment fin, respectivement noté CW (*Clear Water*) et WS (*Water with Sediment*), dans une situation hydraulique relative à une crue (débordement du lit mineur sur sa plaine inondable) .

Le document est scindé en sections de la façon suivante : la section 2 présente un résumé bibliographique des principaux résultats des études en canal composé de laboratoire, la section 3 décrit le dispositif expérimental, les conditions d'écoulement et les techniques de mesure. La section 4 présente les principaux résultats, notamment concernant l'impact de la présence des sédiments sur les vitesses, la couche de mélange (structures quasi-2D (KHCS)) et les niveaux d'eau. On y présente également une analyse des dépôts et concentrations mesurés lors des expériences menées avec sédiments. Finalement, la conclusion générale est présentée en section 5.

2 Principaux résultats de la bibliographie

Les écoulements non-uniformes en lit composé sont caractérisés par 3 types d'échanges entre le canal principal et la plaine inondable: (i) Les courants transverses (échange de masse net modélisé par le débit latéral q); (ii) La diffusion turbulente par les structures quasi-2D (KHCSs) modélisée par la contrainte transversale de Reynolds; (iii) L'échange de QDM par les échanges de masse, proportionnel à $q(U_m - U_f)$ [Proust and Nikora, 2020]. Ces phénomènes physiques brièvement présentés en introduction vont être plus largement détaillés dans les sections suivantes.

2.1 Couche de cisaillement

Selon la bibliographie, la couche de cisaillement générée à l'interface lit mineur-lit majeur est un phénomène complexe qui peut évoluer longitudinalement de l'amont à l'aval selon les variations de rugosité, de hauteur d'eau et de topographie du canal. Plus précisément la longueur et la largeur de la couche de cisaillement varie : (i) d'une section à l'autre (lit mineur et plaine), (ii) de l'amont à l'aval, et (iii) également verticalement dans la colonne d'eau. En effet, les résultats de Dupuis et al. [2017b] et de Proust and Nikora [2020] ont établi que la couche de mélange évolue différemment de part et d'autre de l'interface (asymétrie de la couche de mélange en canal composé), et que la taille de la couche de mélange augmente du fond de la colonne d'eau à la surface libre [Dupuis et al., 2017a]. De plus, la diminution de la hauteur d'eau relative $D_r (= D_f/D_m$ où D_f et D_m sont les hauteurs d'eau moyennes en plaine d'inondation et en lit mineur) ou l'augmentation de la différence de rugosité entre le lit mineur et la plaine inondable a pour effet d'accroître la production de turbulence à l'interface et donc la taille de la couche de cisaillement (avec une augmentation de la différence de vitesse moyenne entre lit mineur et lit majeur $(= U_m - U_f)$) [Dupuis et al., 2017b]; [Dupuis et al., 2017a]. Juez et al. [2019] apportent des précisions en démontrant que la largeur de la couche de mélange dans le lit mineur est faiblement influencé par la rugosité de la plaine mais d'avantage par la géométrie du canal principal. Pour finir, il semble important de rappeler que les études en canal composé étant effectuées en laboratoire, la couche de cisaillement est latéralement confinée soit par les parois latérales du canal, soit par la couche de cisaillement développée à l'interface opposé dans le cas d'un canal composé symétrique [Dupuis et al., 2017a]. Cependant, il a été démontré que l'effet de paroi ou encore de la viscosité ont une bien moindre influence sur la taille de la couche de cisaillement que la rugosité du lit et la géométrie de la section transversale [Bousmar, 2002]. Après s'être développée, grâce à la différence de vitesse entre le lit mineur et le lit majeur $(U_m - U_f)$, la couche de cisaillement entraîne l'apparition périodique de larges tourbillons appelés structures cohérentes quasi-2D (KHCS).

2.2 Structures cohérentes quasi-2D

Les structures cohérentes sont des tourbillons périodiques générés par le cisaillement à l'interface des deux sections lit mineur-lit majeur, sous l'effet du gradient de vitesse. Comme vu en introduction, le mécanisme physique qui régit leur développement est l'instabilité dite de Kelvin-Helmholtz. Proust and Nikora [2020] ont établi l'existence d'un seuil de la vitesse de cisaillement adimensionnel $\lambda > 0.3 (= U_2 - U_1 / U_2 + U_1)$, où U_2 et U_1

sont des vitesses caractéristiques en dehors de la couche de mélange) à partir duquel les structures cohérentes de Kelvin-Helmholtz apparaissent. Ce seuil dépassé la longueur des structures cohérentes augmente avec la vitesse de cisaillement λ . Lorsqu’elles sont présentes les structures cohérentes impactent l’écoulement en canal composé, elles conduisent à l’accélération de l’écoulement au-dessus de la plaine et à la décélération de l’écoulement dans le canal principal ([Proust and Nikora, 2020]).

2.3 Courants secondaires

Les courants secondaires sont des mécanismes clés qui contribuent aux échanges à l’intérieur de chaque sous-section (lit mineur ou lit majeur) [Dupuis et al., 2017b] ; [Proust and Nikora, 2020]), mais ne participent pas aux échanges entre lit [van Prooijen et al., 2005] ; [Dupuis et al., 2017b] ; [Proust and Nikora, 2020]. En régime uniforme les courants secondaires sont générés par l’anisotropie de la turbulence au sein de la couche de cisaillement [Naot et al., 1993] ; [Nezu et al., 1993] ; [Proust and Nikora, 2020]). Il est important de noter que les coins rentrants génèrent également de petites cellules de courants secondaires et ce phénomène, propre à la géométrie des sous-sections rectangulaires de laboratoire, est appelé “*corner effect*”. Les courants secondaires sont observés en écoulement uniforme et non-uniforme (en présence de courants transverses). En régime uniforme, on observe trois principales cellules de courants secondaires proches de l’interface (forte turbulence anisotrope) : (i) Un mouvement hélicoïdal longitudinal sur la plaine inondable près de l’interface, (ii) une petite cellule près du fond au niveau du coin rentrant dans le lit mineur, et (iii) une plus grande cellule s’étendant sur toute la profondeur du lit mineur ([Proust and Nikora, 2020]).

Le développement de ces courants secondaires, dans un écoulement en canal composé, est étroitement dépendant de la hauteur d’eau relative D_r , et de la rugosité relative entre la plaine et le canal principal. En effet, Dupuis et al. [2017a] et Dupuis et al. [2017b] déterminent que l’intensité des courants secondaires est globalement plus importante lorsque la rugosité de la plaine est de type forêt (recouverte de cylindre rigide) que lorsque celle-ci est de type prairie (recouverte d’une pelouse plastifiée). De plus il est important de noter que la largeur des cellules de courants secondaires est globalement de même ordre que la hauteur d’eau [Bousmar, 2002]. Cependant les courants secondaires ne vont pas être étudiés dans ce document car la faible hauteur d’eau sur la plaine inondable rend leur mesure difficile. De plus, comme vu ci-dessus, van Prooijen et al. [2005] ; Dupuis et al. [2017a] et Proust and Nikora [2020] ont déterminé qu’à l’interface lit mineur-lit majeur le transfert de QDM provoqué par les courants secondaires est négligeable.

2.4 Processus de transfert de masse et de quantité de mouvement

Lorsque l’écoulement est uniforme, la turbulence présente à l’interface participe seule aux échanges de QDM (échange turbulent), tandis que lorsque l’écoulement est non-uniforme l’échange turbulent et le transfert transversal de masse net participent alors conjointement aux échanges de QDM entre les sections.

Dans la nature, les rivières en crue débordent sur leurs plaines inondables et donnent souvent lieu à des écoulements non-uniformes. En effet, la non-uniformité de l’écoulement peut apparaître dans la nature suite à : (i) des changements longitudinaux de la topographie et/ou de la rugosité hydraulique du canal principal et des plaines d’inondation (ii) une distribution déséquilibrée du débit entre le canal principal et les plaines d’inondation, à l’amont d’un bief de rivière, et (iii) l’instationnarité (temporelle) de l’écoulement [Proust et al., 2017]. Lorsque l’écoulement est non-uniforme un transfert transversal net de masse est observé (du canal vers la plaine ou inversement), cet écoulement transverse entre les sections lit mineur-lit majeur est appelé “courant transverse”. La génération de ce courant transverse, lorsque l’écoulement est non-uniforme, impacte les vitesses d’écoulement, les statistiques turbulentes (e.g. tenseur de Reynolds), les courants secondaires, la couche de cisaillement et les structures cohérentes. Toutefois, les effets du courant transverse dépendent de sa direction (vers le canal principal ou vers la plaine) et de son intensité. Dans notre cas, le régime non-uniforme retrouvé en amont est caractérisé par un important courant transverse du lit mineur vers le lit majeur, et d’après Proust and Nikora [2020], dans ce cas de figure : (i) l’écoulement au-dessus de la plaine est accéléré par l’échange de QDM dû à l’écoulement transverse et la diffusion turbulente, et (ii) la couche de cisaillement est en grande partie déplacée sur la plaine inondable et le pic de la tension de Reynolds est très important .

L’échange turbulent et le transfert transversal de masse net sont les deux processus de transport de sédiments : (i) Le transport diffusif par les structures quasi-2D (KHCS) (détaillé ci-dessus) ; (ii) le transport advectif, résultant des différences de niveau d’eau entre les deux sections (ondes de crue et courants transverses), et relatif à un écoulement non-uniforme [Branß et al., 2016].

Selon la bibliographie, ces deux types de transport impactent également la localisation des dépôts de sédiments sur la plaine. (i) Dans le cas d’un écoulement uniforme (transport diffusif uniquement) la dispersion des sédiments fins dans la plaine d’inondation est faible et la sédimentation est limitée à la zone proche de la

zone de mélange (proche de l’interface lit mineur/plaine) [Branß et al., 2016] ; [Juez et al., 2019]. Juez et al. [2019] et Branß et al. [2016] ont déterminé que lorsque la turbulence générée dans la couche de mélange est importante les sédiments fins sont transportés plus loin en aval (restent en suspension), et lorsque les tourbillons deviennent plus petits (baisse de la turbulence dans la couche de mélange), les sédiments se déposent dans la plaine (l’énergie qui gardait les sédiments en suspension dans la colonne d’eau diminue). (ii) Dans le cas d’un écoulement non-uniforme en canal composé, c’est-à-dire avec la présence de courants transverses entre les sections, le transport advectif s’ajoute au transport diffusif et les deux modes de transport participent alors conjointement au transfert des sédiments, ce qui conduit à de vastes dépôts de sédiments dans la plaine [Branß et al., 2016] ; [Branß et al., 2018]. Concernant le niveau d’eau, Juez et al. [2019] ont établi qu’une profondeur d’eau plus élevée au-dessus de la plaine d’inondation permet aux sédiments de s’étendre plus profondément au-dessus de celle-ci (selon y).

3 Méthode

3.1 Installation expérimentale

Les expériences ont été menées dans le laboratoire d’hydraulique et d’hydro-morphologie INRAE à Lyon-Villeurbanne en France (HHLab: <https://riverhydraulics.inrae.fr/outils/hhlab/>). Le canal expérimental utilisé est un canal composé asymétrique (figure 1), c’est-à-dire qu’il est composé de 2 sous-sections: (i) le canal principal ou lit mineur (*main channel*), et (ii) la plaine d’inondation ou lit majeur (*flood plain*). La plaine inondable est recouverte d’une moquette en plastique modélisant une occupation du sol de type prairie dense (avec une densité de 256 brins d’herbes par centimètre carré), et dont les brins de 5 mm de long sont rigides. La longueur du canal est de $L = 18$ m, la hauteur de la berge (du fond du canal principal à la crête des brins d’herbe) est $D_{bank} = 117,5$ mm, et la pente longitudinale du fond est $S_0 = 1.10$ mm/m. La largeur du canal principal est $B_m = 0.8$ m et la largeur de la plaine d’inondation $B_f = 1$ m. En aval du canal, deux seuils réglables sont utilisés pour contrôler l’élévation de la surface de l’eau au-dessus du lit mineur et majeur. La hauteur du seuil en canal principal est notée w_m et celle en plaine inondable est notée w_f . Pour les expériences avec sédiment, nous avons utilisé du verre concassé, une poudre blanche composée de grains de diamètre médian $d = 0.03$ mm, et de densité $\rho = 2650$ kg/m³. Les coordonnées longitudinales, latérales et verticales sont respectivement désignées par x , y et z . L’origine de l’axe longitudinal est définie à la sortie des réservoirs d’entrée. L’origine de l’axe latéral est située au niveau de la paroi latérale droite du canal principal. L’origine de la coordonnée verticale est définie au fond du canal principal (voir ci-dessous figure 1.b).

3.2 Conditions d’écoulement

Les expériences ont été menées à différents débits : $Q = 80$ l/s et $Q = 105$ l/s (noté Q80 et Q105) et avec un écoulement chargé ou non en sédiment fin (respectivement noté WS et CW). Étudier deux différents débits permet d’apprécier l’impact des différentes hauteurs relatives de débordement ($D_r = D_f/D_m$) et donc des différents cisaillements de vitesses entre lits ($U_m - U_f$), sur le transfert et les dépôts des sédiments. En effet, le ratio de hauteur d’eau et le ratio de vitesses sont des paramètres de contrôle majeurs pour ce type de processus [Juez et al., 2019]. Ces ratios varient avec le débit entrant dans le canal et impactent les échanges de masses nets et la diffusion turbulente entre lits. Le canal principal est alimenté en eau par un réservoir d’entrée tandis que la plaine inondable est alimentée en eau par le débordement de l’écoulement du lit mineur. En sortie de réservoir (canal principal) a été placé un nid d’abeille (figure 1.c)) afin de réduire les turbulences importantes engendrées par l’arrivée d’eau dans le réservoir amont. Les hauteurs de seuils w_f et w_m sont réglés de façon à obtenir un écoulement se rapprochant le plus d’un écoulement uniforme en aval, défini par des hauteurs d’eau constantes dans le sens longitudinal (dans chaque sous-section). Autrement dit un écoulement est qualifié d’uniforme lorsque la pente du fond du canal est égale à la pente de la ligne d’eau. Le rapport de profondeur d’eau $D_r (= D_f/D_m)$, la vitesse débitante (équation (1)) et le nombre de Froude (équation (2)) ont été calculés en eau claire CW (écoulement non chargé en sédiment fin). La vitesse débitante et le nombre de Froude sont mesurés uniquement dans le canal principal à $x < 1.5$ m et calculés, avec l’hypothèse que le débit dans le lit mineur Q_m est égal au débit injecté Q_{tot} , de la façon suivante:

$$U_{Qm} = Q_m/A_m \quad (1)$$

$$Fr_m = U_{Qm}/\sqrt{gD_m} \quad (2)$$

Ce calcul permet de qualifier l’état des conditions d’écoulement en sortie de réservoir. L’ensemble des paramètres clés décrivant les conditions d’écoulement amont et aval sont listés dans le tableau 1.

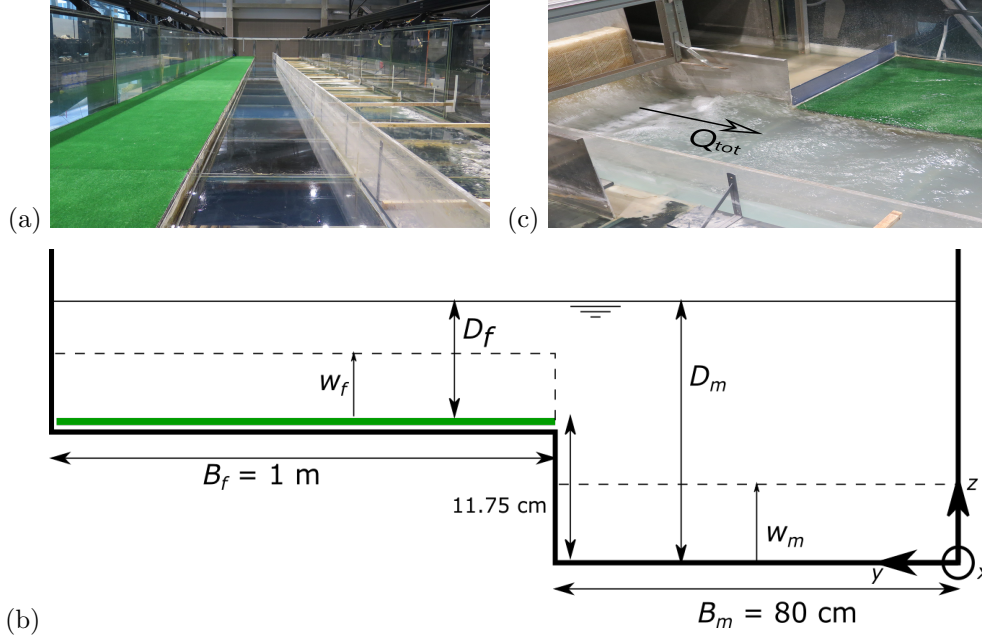


Figure 1: Asymmetrical compound open-channel flume at INRAE Lyon-Villeurbanne, France: a) Photography of the 18m long and 1.8 m wide compound channel flume (looking at upstream); b) Sketch of a cross-section (view downstream), in which D_m and D_f are the flow depths in the main channel and floodplain, and B_m and B_f are the widths of the main channel and floodplain, respectively; and c) upstream flow conditions and inflow set-up .

Flow condition	Q80CW	Q105CW
Total inflow discharge Q_{tot} (l/s)	80	105
Main channel inflow Q_m (l/s)	80	105
Flood plain inflow Q_f (l/s)	0	0
Bulk velocity in the main channel at $x < 1.5$ m, U_{Qm} (m/s)	0.93	1.38
Froude number in the main channel at $x < 1.5$ m	0.91	1.43
Water depth ratio $< D_r >_x$	0.15	1.19
Uniform region bounds along x -axis (m)	6.7–17.1	13.7–17.1
Flow depth variation in the uniform region in the main channel (mm)	120.3–122.6	134.3–136.1
Flow depth variation in the uniform region in the flood plain (mm)	17.1–19.7	30.3–33.1

Table 1: Flow conditions: key parameters without sediment (noted $Q80CW$ and $Q105CW$). The uniform regime is not reached at the same position x upstream for the two studied flows Q80–Q105.

3.3 Écoulements avec sédiments

Avec un écoulement chargé en sédiment fin, la localisation et la taille de dépôts des matières en suspension (MES) dans la plaine varient avec le temps ce qui rend difficile la comparaison des différentes mesures (souvent longues) de vitesses ou encore de niveaux d'eau au-dessus de la plaine d'inondation. Pour cela les mesures avec sédiments ont été menées en deux temps : (i) dans les premières heures (< 3 h) nous avons constaté un important dépôt sur la plaine d'inondation. L'évolution des dépôts étant rapide, nous avons déployé des mesures reposant uniquement sur de l'imagerie ; (ii) suite à ces quelques heures les dépôts sur la plaine se sont stabilisés (figure 10.b) et ont atteint un état d'"équilibre". Leur évolution lente a permis le déploiement des mesures de vitesses (ADV) et niveaux d'eau (sonde à ultrason Baumer). Une série de tests en amont a permis d'établir l'existence de cet "état d'équilibre".

De plus, dans un souci de comparaison (entre Q80 et Q105), la durée (T_1) de la première partie de l'expérience (i) a été déterminée de façon à retrouver le même volume de sédiment total entrant V_s pour les débits $Q = 80$ l/s et $Q = 105$ l/s. Pour cela, la formule suivante a été utilisée (équation(3)).

$$Vs = C(g/l) \times Q(l/s) \times T_1(s) \quad (3)$$

Par la suite, sur les figures illustrant des mesures effectuées avec un dépôt de sédiments sur la plaine

(WS), le temps de mesure cumulé total T a été précisé. En effet, aucune recharge granulométrique ou action de nettoyage des sédiments présents sur la plaine n'ont été effectuées entre deux mesures où le débit est coupé afin de permettre la prise de photos (pour une même expérience).

3.4 Techniques de mesures

Le niveau d'eau et la hauteur des dépôts ont été mesurés à l'aide d'un capteur à ultrasons (Baumer UNDK 20I6903/S35A), avec une précision d'environ 0,3 mm. Au-dessus des dépôts, la durée d'acquisition pour chaque mesure est de 60s tandis qu'au-dessus de l'écoulement la durée d'acquisition est de 250-280s, ce qui correspond au temps minimal de mesure (pour chaque point) afin d'atteindre une convergence de la moyenne du signal dans un degré de précision supérieur ou égal à la précision de l'appareil de mesure ($\pm 0.3\text{mm}$), pour les deux débits étudiés 80-105 l/s. La fréquence d'acquisition pour ces mesures réalisées avec le capteur à ultrason était de 50Hz. Les mesures de niveau d'eau ont été effectuées tous les 20cm suivant l'axe x (dans le sens du courant) et aux positions transversales $y = 0.4$ et 1.3m , ce qui correspond aux centres des deux sous-sections. Les mesures ultrason au-dessus des dépôts de sédiments sur la plaine ont été effectuées tous les 20cm dans le sens longitudinal et aux positions transversales suivantes, $y = 0.9, 1.1, 1.3, 1.5$ et 1.7m (cinq sections dans le sens longitudinal au total).

Les mesures de vitesses ont été réalisées à l'aide d'un ou deux *Acoustic Doppler Velocimeters* (ADV) 3D Nortek Vectrino. Selon les spécifications de Nortek, le volume d'échantillonnage se trouve à 5cm de la sonde et peut être approximé à un cylindre de 6mm de diamètre et 6mm de longueur (figure 2). À chaque point de mesure, les trois composantes instantanées de la vitesse (u_x, u_y, u_z) ont été enregistrées à une fréquence d'acquisition de 100Hz pendant 300s. De ces mesures ADV ont été déterminés les principaux paramètres de l'écoulement (utilisés dans ce document) : les vitesses moyennées dans le temps, U_x, U_y et U_z ; les intensités de turbulence, $\sqrt{u_x'^2}, \sqrt{u_y'^2}, \sqrt{u_z'^2}$; et la contrainte transverse de Reynolds, $-\overline{u_x' u_y'}$.

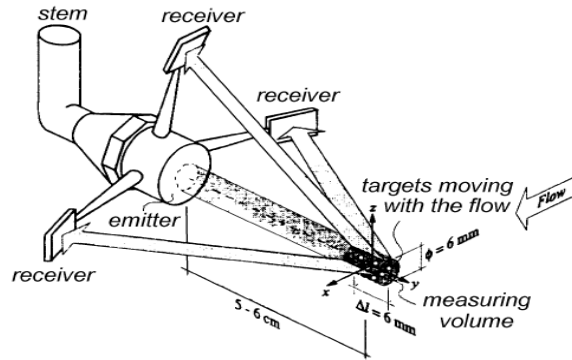


Figure 2: Sonde ADV Nortek 2D-3D, side-looking [Bousmar, 2002].

Des mesures de vitesses à un ADV ont tout d'abord été effectuées : (i) mesures de vitesse à l'interface lit mineur/lit majeur ($y = 0.8\text{m}$), pour un intervalle de 40cm le long de l'axe x , et suivant 4 élévations sur l'axe z , à 20, 40, 60, 80% de la hauteur d'eau à l'interface ; (ii) profils transverses de vitesse, à $x = 6.1$ et 12.1 m au débits $Q = 80\text{l/s}$, et à $x = 5.1$ et 12.1 m au débit $Q = 105\text{l/s}$, pour une élévation z correspondant à environ 80% de la hauteur d'eau à l'interface et avec un intervalle de 1 à 5cm le long de l'axe y , selon que les mesures sont proches ou éloignées de l'interface. Les mesures de vitesse à deux ADVs ont ensuite été effectuées, à la même élévation z que les mesures de vitesse à un ADV, aux positions $x = 2.1, 6.1, 12.1$ et 15.1m au débit $Q = 80\text{l/s}$; et $x = 5.1$ et 12.1m au débit $Q = 105\text{l/s}$. Les mesures utilisant deux ADVs simultanément permettent de déterminer la taille (largeur et longueur) des structures quasi-2D (KHCS). Pour cela un ADV fixe mesure à l'interface tandis que le deuxième se déplace : (i) latéralement, selon y , dans la plaine et dans le lit mineur avec un intervalle de 5cm entre deux points de mesure, (ii) longitudinalement selon x (dans le sens du courant) sur 2m avec un intervalle de 10cm entre deux mesures. Les mesures de concentrations Amont-Aval dans le lit mineur ont été effectuées à l'aide de turbidimètres étalonnés au préalable.

4 Résultats

4.1 Évolution temporelle du profil de niveau d'eau

Le niveau d'eau (noté Z^*) a été déterminé au centre des deux sous-sections lit mineur/lit majeur, à Q80 et Q105, avec un écoulement chargé ou non en sédiment fin (figure 3). Le choix d'utiliser le niveau d'eau plutôt que la hauteur d'eau dans la représentation des résultats a été motivé par un soucis de comparaison entre les expériences CW et WS, pour les mesures au-dessus de la plaine (topographie de la plaine évolue en présence de dépôts de sédiments). Afin de calculer le niveau d'eau Z^* , le tirant d'air (noté H) relevé au-dessus de l'écoulement est soustrait à la moyenne longitudinale du tirant d'air du fond du lit mineur (équation (4)).

$$Z^* = \langle H_{bottom} m \rangle_x - H \quad (4)$$

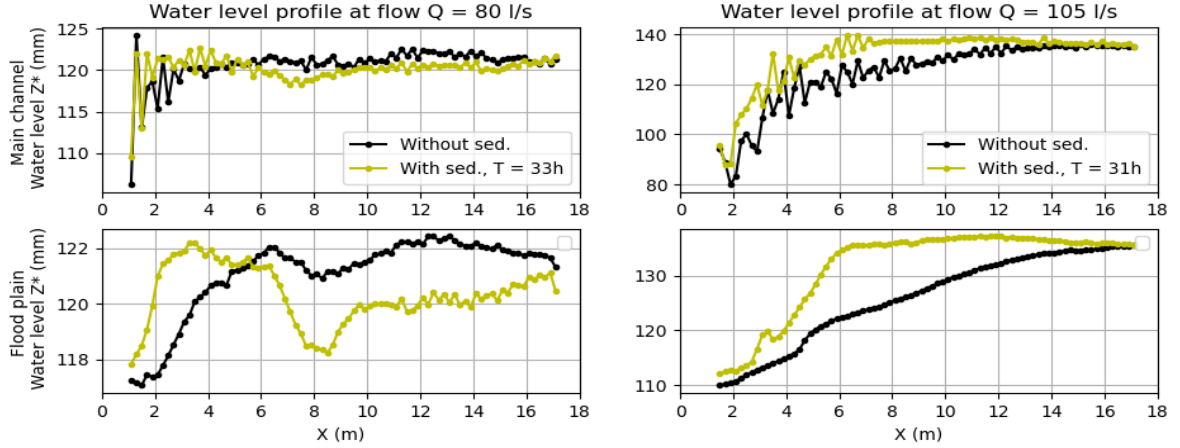


Figure 3: Time evolution of the water level profile Z^* , for the two cases CW (black) and WS (yellow), at $y=0.4\text{m}$ (center of the main channel) and $y=1.3\text{m}$ (center of the flood plain). The time T represents the total cumulative duration of the experimental manipulation with sediment. At the right side, Q105 flow case and at the left side, Q80 flow case. The upper part show the water level on the main channel and the lower part show the water level on the flood plain

La hauteur d'eau relative a également été calculée pour les deux débits, avec un écoulement non chargé en sédiment fin (tableau 1). La hauteur d'eau relative, exprimée par le ratio D_r (D_f/D_m), est un paramètre important pouvant influencer, au même titre que le ratio de vitesse, les transferts de masse et l'amplitude du pic de la tension de Reynolds [Proust et al., 2017] ; [Juez et al., 2019]. Lorsque la hauteur d'eau relative D_r augmente, le gradient de vitesse et donc le cisaillement diminue (en régime uniforme). Shiono and Knight [1991] ont déterminé que l'interaction maximale par échange turbulent (en régime uniforme) entre le lit mineur et sa plaine d'inondation se produit généralement à des profondeurs relatives d'environ 0,1–0,3. Cette étude se place ainsi dans une situation maximisant les échanges turbulents lit mineur-lit majeur sur les deux débits étudiés (tableau 1).

Les mesures de niveaux d'eau dans la plaine et dans le canal principal pour le cas d'un écoulement chargé ou non en sédiment fin permettent d'observer l'impact des dépôts de sédiments sur la ligne d'eau. La figure 3 nous montre que le niveau d'eau au-dessus du lit majeur et lit mineur est fortement perturbé par la présence de dépôts de sédiments dans la plaine inondable (aucun dépôt observé dans le canal principal). Nous pouvons noter une augmentation globale du niveau d'eau en amont lors des cas WS, et qui peut se traduire par un écart dans la position du point de débordement entre CW et WS, le long de l'axe x , notamment observé à Q105 (à Q80 le niveau d'eau est déjà supérieur à $D_{bank} = 117.5\text{ mm}$ à l'entrée du canal). En effet le point de débordement est observé à $x = 4.5\text{m}$ pour $Q105CW$ et à $x = 2.5\text{m}$ pour $Q105WS$; figure 3. Finalement la présence de dépôts de sédiments sur la plaine impacte fortement le niveau d'eau au-dessus de celle-ci, ce qui peut à petite échelle modifier le niveau d'eau dans le canal principal et ainsi impacter la position du point de débordement lorsqu'il existe.

La partie du canal la plus soumise aux changements du niveau d'eau Z^* (différence maximum entre CW et WS) est la zone de régime non-uniforme (partie amont du canal) où l'on retrouve un fort échange de masse transverse du lit mineur vers le lit majeur et une forte diffusion turbulente et de grandes structures dues à de forts cisaillements lambda (2.4), qui vont conduire à des dépôts plus importants dans la partie amont

du canal que dans la partie aval où le débit latéral va tendre vers zéro (voir section 4.2) et le cisaillement va également diminuer.

4.2 Paramètres clés de l'écoulement à l'interface lit mineur-lit majeur

Les principaux paramètres de l'écoulement ont été relevés à l'interface lit mineur-lit majeur, avec et sans sédiment, pour $Q = 80$ et 105 l/s (figure 4). L'interface lit mineur-lit majeur est une région complexe du point de vue de l'hydrodynamique et son étude approfondie est nécessaire dans l'objectif d'une compréhension globale des transferts et dépôts des sédiments sur la plaine.

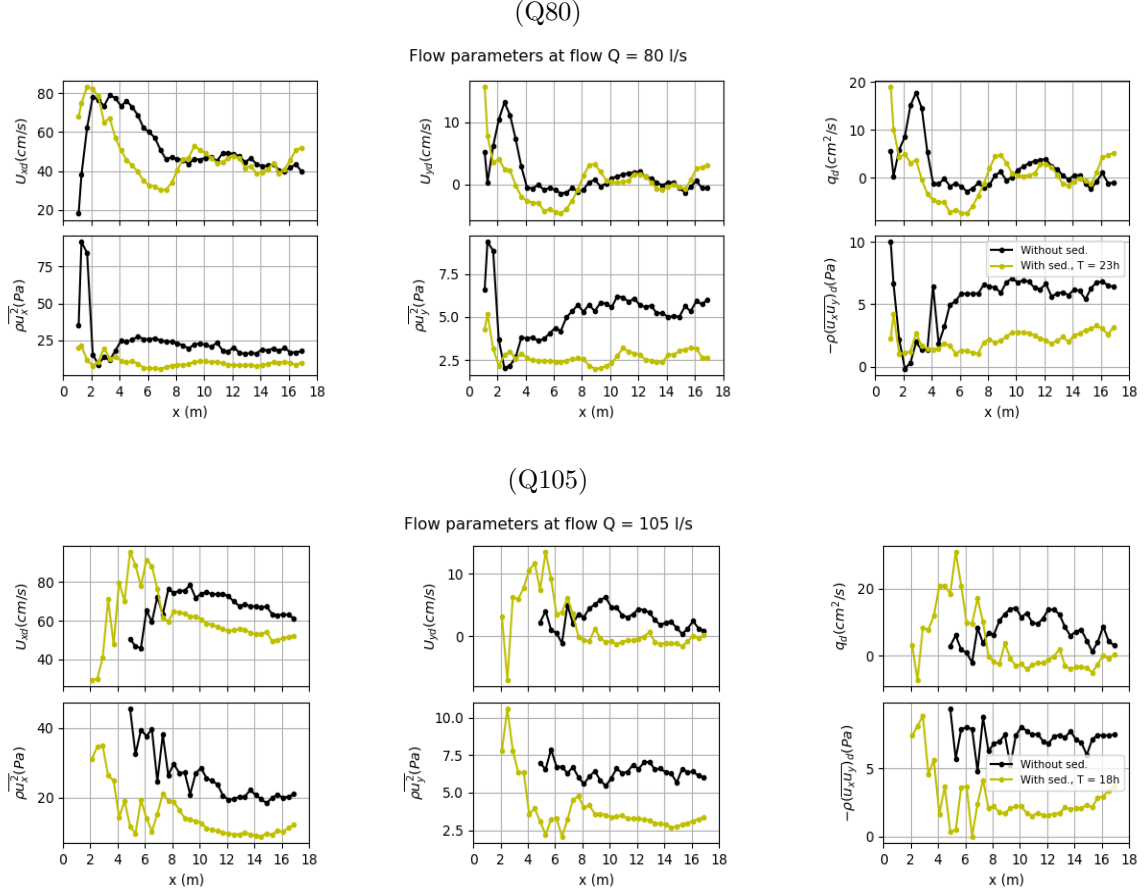


Figure 4: Flow parameters at the interface main channel-flood plain for the four following case: the upper part, $Q80CW$ and $Q80WS$; the lower part $Q105CW$ and $Q105WS$. The time T represents the total cumulative duration of the experimental manipulation with sediment for both $Q80$ et $Q105$. Flow parameters are: Depth-averaged streamwise and transverse mean velocities (U_{xd} and U_{yd}), and lateral flow per unit length (q_d) on the upper part; depth averaged streamwise and transverse turbulence intensities ($\rho \overline{u_x^2}$ and $\rho \overline{u_y^2}$), and depth-averaged transverse Reynolds shear stress ($-\rho(\overline{u_y u_x})$) on the low part. The yellow curve corresponds to the WS case and the black curve to the CW case.

Les transferts de QDM sont engendrés uniquement par les échanges turbulents lorsque l'écoulement suit un régime uniforme (en aval du canal dans notre cas où q_d tend vers zéro). Lorsque le régime de l'écoulement est non-uniforme (en amont du canal dans notre cas), l'échange turbulent et le transfert latéral de masse net participent conjointement aux transferts totaux de QDM entre les litss. La turbulence est représentée par les paramètres de turbulence suivant: $\rho \overline{u_x^2}$ (Pa), la turbulence longitudinale ; $\rho \overline{u_y^2}$ (Pa), la turbulence transversale et; $-\rho(\overline{u_y u_x})$ (Pa), la contrainte transversale de Reynolds. Le courant transverse est représenté par q (cm^2/s) le débit transverse, et la capacité de transport de l'écoulement est traduite par U_{xd} (cm/s), la vitesse moyenne longitudinale (moyenné sur la hauteur d'eau).

On remarque figure 4 que les paramètres de turbulence sont significativement moins importants, de l'amont à l'aval, lors des expériences à $Q80WS$ et $Q105WS$. Les paramètres de turbulence sont globalement plus importants en amont où l'on observe une plus faible hauteur d'eau relative D_r , avec une très faible hauteur

d'eau dans la plaine (figure 3) et de fortes vitesses de cisaillement λ (figure 6).

Pour le cas $Q80CW$, le débit transverse q suit une courbe caractéristique: valeur importante en amont (régime non-uniforme) puis se rapproche de zéro lorsque le régime se rapproche d'un régime uniforme en aval du canal. Toutefois cette courbe caractéristique est fortement impactée par la présence de dépôts sédimentaires sur la plaine ($Q80WS$), et q_d atteint même des valeurs négatives entre $x = 3$ et 8 m. On ne peut que supposer que le transfert de masse initialement dirigé vers la plaine "rebondit" sur le dépôt (barrière longitudinale) et est renvoyé vers le canal principal. Également la capacité de transport de l'écoulement, à l'interface, traduit par le paramètre d'écoulement U_{xd} est significativement moins importante en amont entre $x = 3$ et 8 m, en présence de sédiment sur la plaine.

Le cas $Q105$ est plus difficile à analyser car le décalage du point de débordement (≈ 2 m) entre l'écoulement avec et sans sédiment, impacte trop fortement le profil longitudinal de vitesse à l'interface, de l'amont à l'aval.

4.3 Profils transversaux de la vitesse moyenne et des statistiques de la turbulence

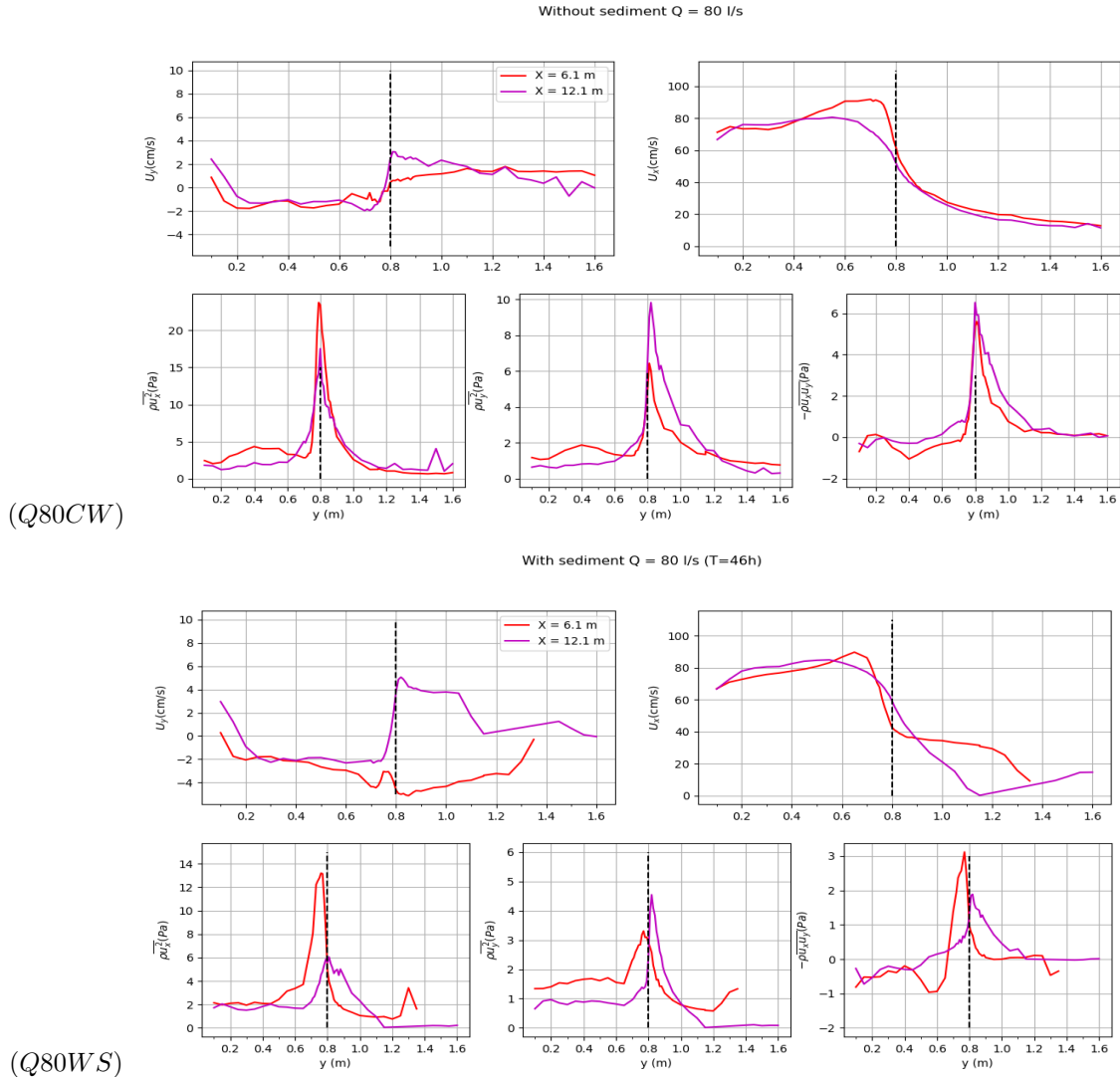


Figure 5: Transverse profiles of the mean spanwise and streamwise velocity, and turbulence parameters. $Q = 80$ L/s (measurements taken between 33 and 46 hours). The black shading represents the position of the interface.

Les profils de vitesses longitudinales en canal composé et écoulement uniforme présentent une courbe caractéristique : la vitesse longitudinale est plus importante dans le canal principal que dans la plaine et la présence du transfert de QDM entre ces deux sections a pour effet d'amortir le gradient de vitesse à l'interface, avec (proche de l'interface) une réduction locale de la vitesse dans le canal principal et une

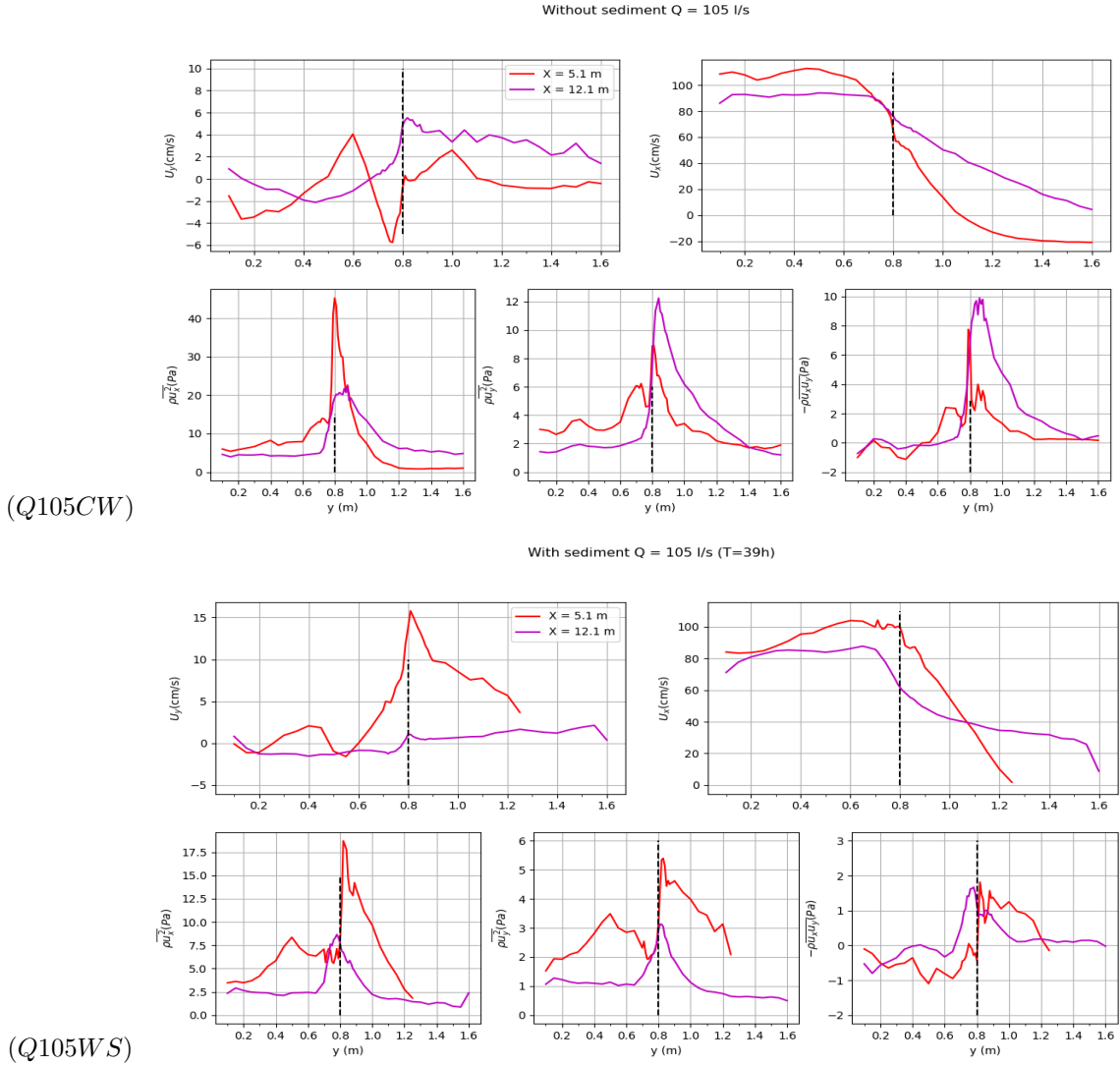


Figure 6: Transverse profiles of the spanwise and streamwise mean velocity and, turbulence parameters. $Q = 105 \text{ L/s}$ (measurements taken between 31h and 39 hours). The black shading represents the position of the interface.

augmentation locale de la vitesse dans la plaine d'inondation. Lorsque le débit total et la hauteur d'eau augmentent dans le canal, la différence de vitesse entre le lit mineur et le lit majeur diminue [Bousmar, 2002]. Pour la vitesse transverse, en régime non-uniforme U_y est nulle dans le lit mineur et dans la plaine loin de l'interface, cependant la présence du transfert de masse et de QDM entre ces deux sections se traduit par une augmentation graduelle de la vitesse transverse jusqu'à atteindre un pic au niveau de l'interface.

La figure 5 pour le cas $Q80CW$ permet d'illustrer l'uniformité de l'écoulement entre 6.1 et 12.1 m lorsque l'écoulement n'est pas chargé en sédiment (figure 4 Q80). Cependant, on remarque qu'en présence de dépôts de sédiments sur la plaine inondable (figure 5 Q80WS) les profils transverses sont fortement modifiés. Les paramètres de turbulence sont significativement plus faibles sur toute la section transversale tandis que les profils de vitesses moyennes sont significativement différents proches de l'interface et au-dessus de la plaine inondable. En effet au point $x = 6\text{m}$, on observe des vitesses transverses moyennes (U_y) négatives (figure 5 Q80WS). Ces valeurs négatives s'expliquent par la présence de grandes dunes s'étalant sur toute la largeur de la plaine en amont, entre 4 et 7m (figure 7), et dont la hauteur importante fait office de barrage à l'écoulement traverse qui est alors redirigé vers le canal principal. Les valeurs négatives retrouvées sur les profils à l'interface (figure 4 Q80) entre $x=4$ et 7m confirment ces résultats.

Pour Q105 la situation amont différente (décalage du point de débordement) rend difficile la comparaison entre $Q105CW$ et $Q105WS$. Cependant la figure 6 $Q105WS$ illustre bien la déportation de la couche de mélange sur la plaine en amont en région d'écoulement non-uniforme et donc de forts courants transverse, avec un pic des paramètres de turbulence déplacé vers la plaine à $x = 5.1\text{m}$. Proust and Nikora [2020], ont

également déterminé qu'en présence de courant transverse dirigé vers le lit majeur la couche de cisaillement est déplacée sur la plaine inondable.

4.4 Évolution temporelle des dépôts de sédiments au-dessus de la plaine inondable

Dans cette partie nous nous intéresserons aux dépôts de sédiments sur la plaine et plus particulièrement aux mécanismes de transfert et localisation des dépôts. Selon James [1985] ; Branß et al. [2016] ; Dupuis et al. [2017a] ; Branß et al. [2018] ; Juez et al. [2019] et; Proust and Nikora [2020], de nombreuses variables peuvent jouer un rôle important sur le transfert et le dépôt des sédiments en plaines inondables lors d'un débordement. Ces paramètres sont multiples et interagissent entre eux de façon complexe. On peut toutefois distinguer (tableau 2) : (i) les paramètres morpho-dynamiques, liés principalement à la géométrie et au type de matériaux composant le canal composé (rugosité); (ii) les paramètres hydro-dynamiques. Une variation longitudinale des paramètres morpho-dynamiques entraîne des modifications de l'écoulement et provoque la (re)suspension ou le dépôt, des sédiments fins transporté dans le canal. La couche de mélange joue un rôle majeur dans l'apport ou la recirculation des sédiments dans la plaine. Ainsi en canal composé la dynamique sédimentaire est principalement influencée par les paramètres morpho-dynamiques, l'intensité des transferts de masse latéraux (débit q_d) et la tailles des structures de KHCS. Observer l'effet isolé de ces paramètres est impossible, cependant une simplification est possible en étude en laboratoire. Dans le cas de notre étude en canal composé prismatique asymétrique, le seul paramètre **morpho-dynamique** qui varie est la hauteur d'eau relative D_r , en fonction du débit entrant ($Q = 801/s$ ou $Q = 1051/s$).

Morpho-dynamics parameters	Hydrodynamics parameters
Flow depth ratio D_r	Dimensionless shear λ
Width ratio $W_r (= B_f/B_m)$	Mixing layer width
Flood plain roughness	Reynold stresses $-\overline{u'_x u'_y}$
Bed slope S	Flood plain discharge capacity
	Transverse flow q_d

Table 2: Main drivers affecting sediments conveyance and sediments deposit.

Les expériences conduites avec un écoulement chargé en sédiment fin sont menées en deux temps (comme vue section 3.3). Toutes les mesures de vitesses (ADV) ou de tirant d'air (ultrason Baumer) sont effectuées dans la seconde partie, pour laquelle on observe un état d'"équilibre" de la topographie des dépôts sur la plaine. Cet état d'équilibre est illustré figure 7.c et figure 8.c ou encore figure 10.b. L'analyse des images successives des dépôts de sédiments sur la plaine, à Q80 et Q105 (figure 7 et figure 8), soulève de nombreuses remarques. Premièrement pour $Q80WS$, la localisation des dépôts sur la plaine, le long de l'axe longitudinal, présente deux parties (figure 7.c). (i) La zone amont de $x = 1$ à 7m, qui est caractérisée par un important dépôts de sédiments à une distance significativement éloignée de l'interface et qui s'étale profondément dans la plaine. Ce dépôt est caractéristique d'un transport advectif en amont qui domine l'échange de QDM totale lorsque l'écoulement suit un régime non-uniforme. On y trouve un important débit transverse q (figure 4) dirigé du canal principal vers la plaine et une couche de mélange décalée dans la plaine (figure 5 $Q80WS$). (ii) La zone aval entre $x = 8$ et 17m, est caractérisée par un dépôt uniforme des sédiments, proche de l'interface. Ce dépôt est caractéristique d'un transport diffusif en aval qui domine en présence d'un régime proche du régime uniforme (figure 4.a). Le débit transverse ou courant transverse selon y est négligeable et le transfert des sédiments, dans cette région, est uniquement dû à la diffusion turbulente par les KHCS. Ces résultats sont en accord avec les conclusions de Branß et al. [2016] et Branß et al. [2018], qui ont déterminé que le mode de transport sédimentaire advectif conduit à de vastes dépôts de sédiments dans la plaine, contrairement au transport diffusif qui conduit à la formation de levées proche de l'interface. La diminution de l'espace entre l'interface et les premiers dépôts de sédiments sur la plaine au cours du temps, observée figure 7.b ou figure 7.c, peut s'expliquer par l'effet rétroactif des dépôts qui tendent à diminuer la taille des KHCS (notamment leur extension latérale dans le FP) générées à l'interface, structures responsable de la remise en circulation des sédiments plus loin dans la plaine [Branß et al., 2016] ; [Juez et al., 2019]. La diminution des paramètres de turbulence entre CW et WS a été vérifiés figure 4, figure 5 et figure 6.

Pour Q105, le dépôt de sédiments loin dans la plaine (éloigné de l'interface) peut s'expliquer par une capacité de transport plus importante (figure 4 Q105). De plus Juez et al. [2019] ont établi qu'une profondeur d'eau plus élevée au-dessus de la plaine d'inondation permet aux sédiments de pénétrer plus loin dans celle-ci (car elle augmente la surface latérale d'échange entre lit mineur-majeur). Le débit transverse q_d (figure 4 Q105) affiche une corrélation importante avec la localisation des dépôts (figure 8.c. 18h), avec des valeurs

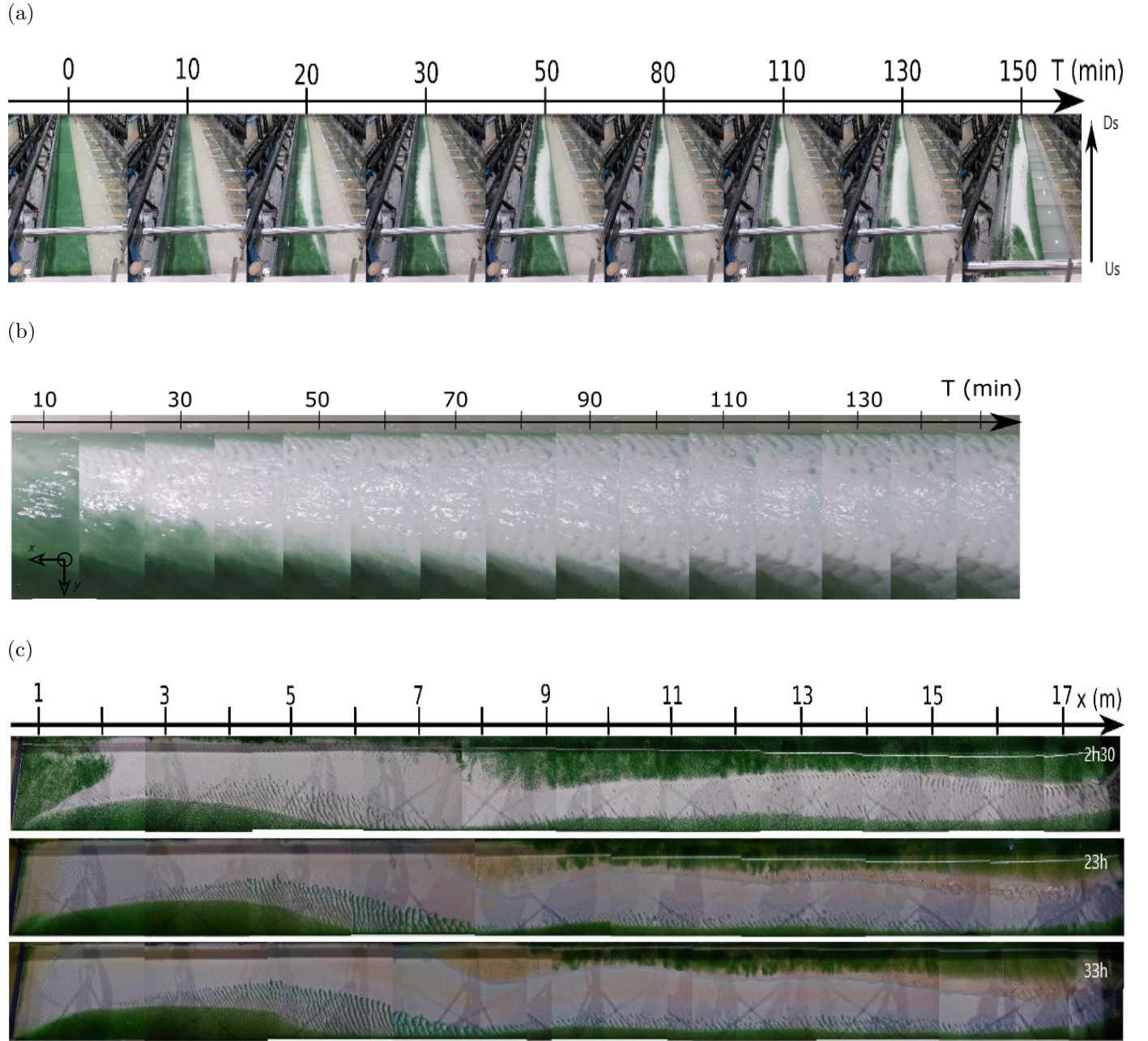


Figure 7: Flow case $Q = 80$ l/s. Time evolution of the fine sediment deposits. (a) view downstream of the flume between $T_1 = 0$ and 2h30 mn, Upstream (Us) to Downstream (Ds); (b) top view of the flood plain between $T = 0$ and 2h30mn and at $x = 6$ m. (c) top view of the left-hand Flood plain at $T = 2$ h30, 23h and 33 h.

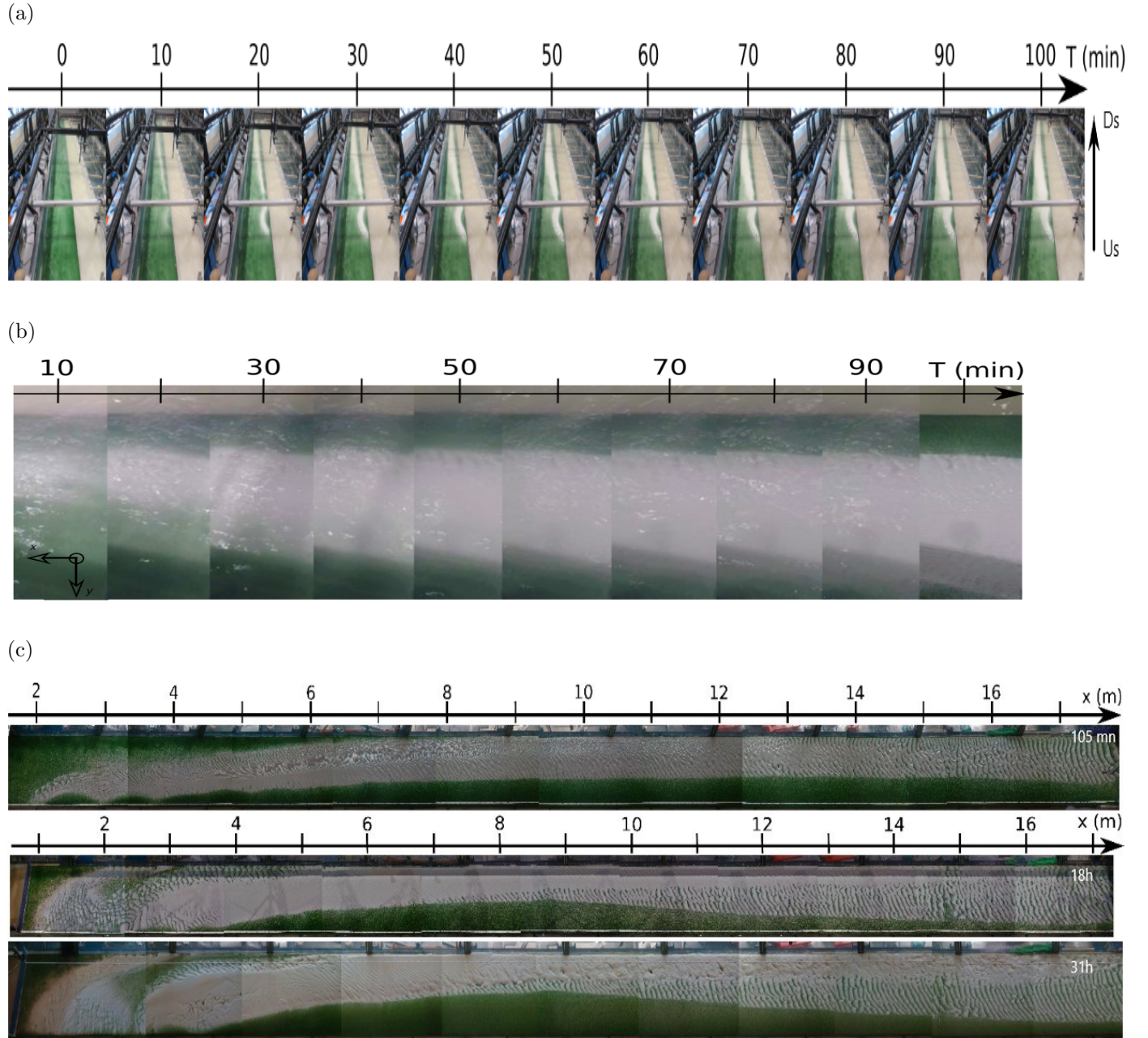


Figure 8: Flow case $Q = 105$ l/s. Time evolution of the fine sediment deposits. (a) view downstream of the flume between $T_1 = 0$ and 105 mn, Upstream (Us) to Downstream (Ds); (b) top view of the flood plain between $T = 0$ and 105mn and at $x = 7$ m. (c) top view of the left-hand Flood plain at $T = 105$ mn, 18h and 31 h.

importantes en amont qui vont engendrer des dépôts de sédiments plus éloignés dans la plaine puis l'atteinte d'un régime uniforme à partir de $x = 8\text{m}$ avec des valeurs proches de zéro permettent aux dépôts de se rapprocher de la zone d'interface.

Après la détermination d'une différenciation spatiale des processus de transports des sédiments sur la plaine (voir ci-dessus), nous pouvons également observer (figure 7.a et figure 8.a) une différenciation temporelle. Les figures 7.a et 8.a nous montrent une succession de photos dans le temps, prises en amont et affichant une vue de dessus du canal (plaine inondable en vert et dépôts en blanc). Le dépôt de sédiments en fine bande dès les premières minutes (T10min figure 7.a et 8.a) est relatif au transport diffusif engendré par les KHCSs à l'interface. Le décalage des dépôts plus loin dans la plaine en amont, bien observé pour Q80 (figure 4.a), est dû au décalage de la couche de cisaillement sur la plaine par les courants transverses ([Proust and Nikora, 2020]). Le transport advectif va ensuite s'ajouter au transport diffusif en amont et provoquer le dépôts de sédiment plus loin dans la plaine ce qui se traduit par un élargissement des dépôts en amont (figure 7.b et 8.b). En aval (région de régime uniforme) où le transport advectif est négligeable, le dépôt de sédiments, uniquement dû au transport diffusif, reste concentré sur une fine bande et ne s'élargit pas plus loin dans la plaine (figure 7.c et 8.c).

4.5 Échelles de longueur des structures cohérentes quasi-2D

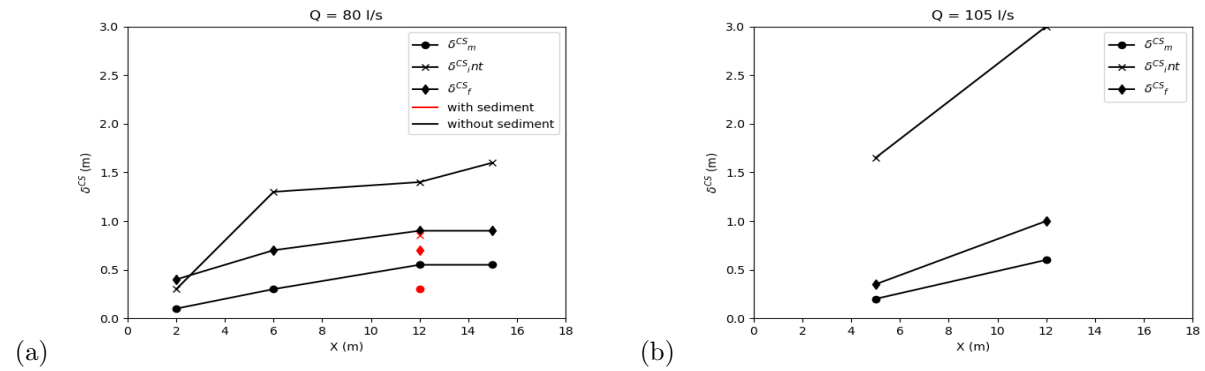


Figure 9: Characteristic scales of KHCSs in the MC, δ^{CS}_m , in the FP, δ^{CS}_f , and along the interface, δ^{CS}_{int} : (a) Flow case $Q = 80\text{ l/s}$, with and without sédiment; (b) $Q = 105\text{ l/s}$ flow case.

Afin d'étudier le développement longitudinal et transversal des structures quasi-2D, on utilise les corrélations spatio-temporelles des fluctuations de vitesse lors des mesures à deux ADV. La fonction de corrélation spatio-temporelle utilisée est définie par ([Proust and Nikora, 2020]) :

$$R^i_{ij}(x_i, \epsilon_i, \tau) = \frac{\overline{u'_i(x_i, t)u'_j(x_i + \epsilon_i, t + \tau)}}{\sqrt{\overline{u'^2_i(x_i)u'^2_j(x_i + \epsilon_i)}}} \quad (5)$$

avec u'_i est la fluctuation de la i ème composante de vitesse, x_i est une coordonnée spatiale (c'est-à-dire x ou y), ϵ_i est le décalage spatial, entre la sonde fixe et la sonde mobile, dans la direction i , t est le temps et τ est le décalage temporel.

A l'aide de l'équation (5) la taille des structures est déterminée : on distingue la longueur des structures (selon x), noté δ^{CS}_{int} ; et la largeur des structures (selon y), dans le canal principal δ^{CS}_m et dans la plaine δ^{CS}_f . La largeur totale des structures quasi-2D est définie comme la somme des largeurs de structure dans la plaine et dans le canal principal.

La figure 9 montre que la taille des structures augmente légèrement de l'amont à l'aval et que la largeur des structures est plus importante au-dessus de la plaine que dans le canal principal, pour les deux débits étudiés. On remarque également que la taille globale des structures augmente avec le débit, plus particulièrement la longueur des structures est significativement plus importante pour le cas Q105, à un même point x de mesure. La diminution globale des paramètres de turbulence lorsque des dépôts de sédiments sont présents sur la plaine, observée figure 4 et figure 5 et 6, est cohérente avec la nette diminution de la taille des structures dans le cas des mesures effectuées avec sédiment. Il faudrait cependant davantage de points de mesure ($x=12\text{m}$ à $Q = 80\text{ l/s}$ uniquement, dans notre cas) afin de confirmer ce résultat.

4.6 Concentration des sédiments fin en canal composé

La concentration de sédiments dans le canal principal a été relevée durant toute la durée des mesures expérimentales, en amont et en aval, à l'aide de turbidimètres (figure 10.b). Ces mesures de concentration montrent que c'est dans les premières heures suivant le début de la manipulation expérimentale (débordement de l'écoulement du canal principal sur la plaine d'inondation) que la majorité des sédiments se déposent sur la plaine, avec une forte diminution de la concentration de sédiment dans le lit mineur, puis un état d'équilibre semble se mettre en place avec une réduction significative de la décroissance de la concentration. La figure 10a montre l'existence d'une corrélation positive entre la capacité de transport de l'écoulement (figure 5.b) et la concentration de sédiment en suspension. Dans le canal principale l'importante capacité de transport engendre une concentration importante de sédiment fin dans la colonne d'eau, tandis que dans la plaine la capacité de transport est nettement diminuée (différence de hauteur d'eau importante) ce qui engendre d'important dépôts (une fois la vitesse critique de transport atteinte) et donc une diminution de la concentration de sédiment fin transporté dans la colonne d'eau. De plus on observe que la figure 10.b permet d'illustrer l'impacte des différents modes de transports des sédiments; en amont, $x=6m$ (transport advectif domine), et en aval, $x=12m$ (transport diffusif domine); sur la distribution latérale de la concentration des sédiment dans le canal. A $x=6m$ on remarque que la concentration des sédiments entre l'interface et la plaine ne diminue que très faiblement, et cela s'explique par les importants courants transverses qui sont responsable du transport des sédiments plus loin dans la plaine. Tandis qu'à $x=12m$, on remarque une différence importante entre la concentration des sédiments à l'interface et dans la plaine. En effet le transport des sédiments en aval, uniquement provoqué par les échanges turbulents, ne permet pas de transporter les sédiments loin de l'interface et les dépôts (dans la zone uniforme) se concentrent uniquement sur une fine bande proche de l'interface Branß et al. [2016].

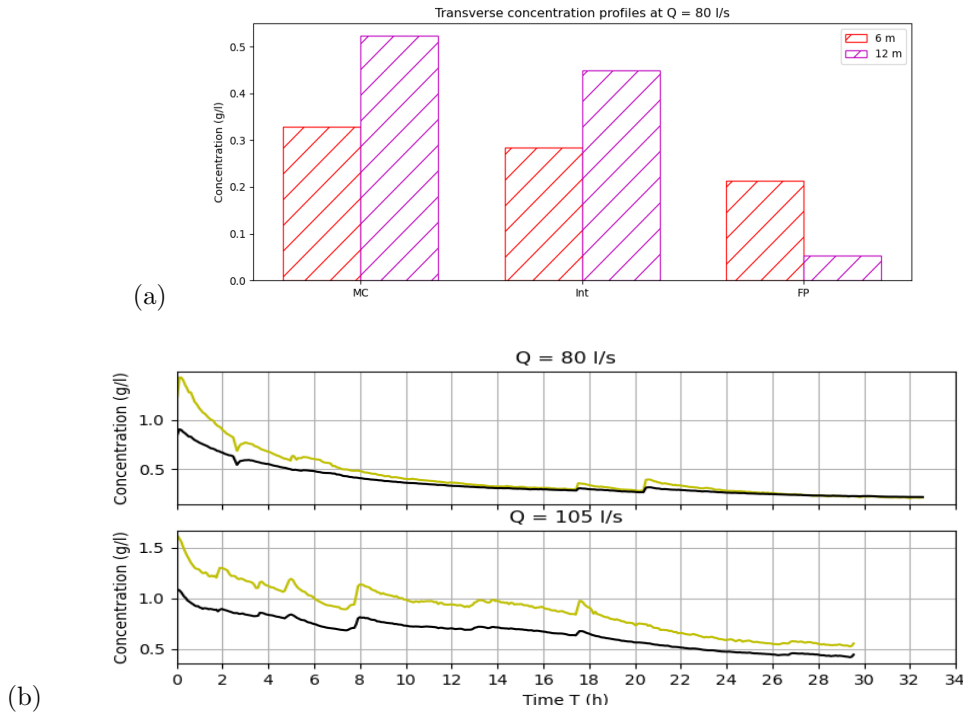


Figure 10: (a) Cross-sectional profiles of sediment concentration at $X = 6m$ and $X = 12m$ for the flow case $Q80$, at $T=46h$. Sample taken at the centre of each section and at the interface. (b) Suspended sediment concentration in the MC near the flume entrance (yellow) and near the downstream end of the flume (black).

5 Conclusion

Le but de cette étude a été d'étudier le transfert et le dépôt de sédiments fins sur la plaine d'inondation d'un canal composé asymétrique de laboratoire lors d'une situation hydraulique relative à une crue. Le réglage de seuils aval a permis d'obtenir un écoulement proche d'un régime uniforme en aval pour tous les scénarios d'études. Les expériences ont couvert quatre scénarios : (i) Débit entrant $Q = 80l/s$ avec écoulement non chargé en sédiment (noté $Q80CW$); (ii) Débit entrant $Q = 105l/s$ avec écoulement non chargé en sédiment

(noté $Q105CW$); (iii) Débit entrant $Q = 801/s$ avec écoulement chargé en sédiment (noté $Q80WS$); et (iv) Débit entrant $Q = 1051/s$ avec écoulement non chargé en sédiment (noté $Q105WS$).

L'étude s'est principalement attachée à clarifier trois questions : (i) Quel est l'impact des macro-turbulences (KHCS) sur la quantité et la localisation des dépôts de sédiment et leur répartition entre plaine inondable et lit mineur ?; (ii) Quel est la contribution du débit latéral (transfert de masse net) sur le transfert des dépôts de sédiments en plaine inondable ?; et (iii) Quels sont les effets rétroactifs des dépôts sur le profil longitudinal de niveau d'eau, sur les profils longitudinaux et transversaux de vitesse moyenne, et sur les structures quasi-2D ?.

Dans l'objectif de répondre à ces questions de nombreuses mesures ont été effectuées et les principaux résultats sont résumés ci-dessous:

(i) La présence de dépôts de sédiments sur la plaine a modifié le profil longitudinal de niveau d'eau, plus particulièrement au-dessus des zones de dépôts les plus importantes, avec un niveau d'eau plus élevé dans la plaine inondable en amont. Les paramètres de turbulence et les structures cohérentes quasi-2D ont globalement (dans tous le canal et quelque soit le débit) une amplitude plus faible en présence de dépôts de sédiments sur le lit majeur. Pour finir, les dunes de grande taille formée dans la plaine ont un impact sur les vitesses moyennes longitudinales et transversales dans le canal (particulièrement à l'interface et dans la plaine inondable) et peuvent modifier localement l'écoulement dans le cas de faible hauteur d'eau au-dessus de la plaine (notre cas).

(ii) En eau claire, les structures quasi-2D sont de taille croissante de l'amont à l'aval. La taille des structures cohérentes est caractérisée par: leur longueur, et leur largeur dans chaque section (lit mineur-lit majeur). La largeur des structures dans la plaine (δ_f) est toujours plus importante que la largeur des structures dans le canal principal (δ_m), et la longueur (δ_{int}) des structures quasi-2D est toujours plus importante que la largeur. La taille globale des structures semble augmenter avec le débit entrant, mais la trop faible quantité de mesures effectuées pour $Q105$ ne permet pas d'affirmer avec certitude ce résultat.

(iii) Le débit transverse q_d ; et la contrainte de Reynolds et les structures quasi-2D sont des paramètres importants traduisant respectivement les deux types de transport, le transport advectif (q_d) et le transport diffusif ($-\rho(u_y u_x)$ et KHCS), des sédiments sur la plaine et sont donc fortement corrélés à la localisation et à l'intensité des dépôts. Le débit transverse important retrouvé en amont (région non-uniforme) décale la couche de mélange sur la plaine (pic de la contrainte de Reynolds décalé sur la plaine) et entraîne d'important dépôts de sédiment loin dans la plaine. Tandis qu'en aval (régime uniforme) le transport advectif est négligeable et les sédiments sont transportés sur la plaine uniquement grâce aux échanges turbulents à l'interface, ce qui se traduit par un dépôt de sédiment homogène et constant proche de l'interface (fine barre de dépôts). En effet en écoulement uniforme la contrainte de Reynolds atteint son pic à l'interface lit mineur-lit majeur et reste constante selon x , tandis que les structures cohérentes (KHCS) n'augmente pas ou très faiblement.

Pour aller plus loin, le calcul de la hauteur relative des dépôts (H_{dune}/H_{eau}) serait intéressant afin de confirmer l'existence d'une corrélation entre: la taille relative des dunes dans la colonne d'eau et l'amplitude de modification des paramètres d'écoulement, du niveau d'eau et de l'échelle des structures quasi-2D (KHCS), au-dessus de la plaine. D'avantage de mesures concernant la tailles des structures cohérentes semble également nécessaire pour le cas WS (écoulement chargé en sédiments fin).

6 Bibliographie

References

- Rohan Benjankar, Gregory Egger, Klaus Jorde, Peter Goodwin, and Nancy F. Glenn. Dynamic floodplain vegetation model development for the Kootenai River, USA. *Journal of Environmental Management*, 92(12):3058–3070, December 2011. ISSN 03014797. doi: 10.1016/j.jenvman.2011.07.017. URL <https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0301479711002829>.
- D. Bousmar and Y. Zech. Momentum Transfer for Practical Flow Computation in Compound Channels. *Journal of Hydraulic Engineering*, 125(7):696–706, July 1999. ISSN 0733-9429, 1943-7900. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1999)125:7(696). URL <http://ascelibrary.org/doi/10.1061/%28ASCE%290733-9429%281999%29125%3A7%28696%29>.
- Didier Bousmar. Flow modelling in compound channels : momentum transfer between main channel and prismatic or non-prismatic floodplains., 2002. URL <https://dial.uclouvain.be/pr/boreal/object/boreal:4996>.
- T Branß, A Dittrich, and F Núñez-González. Reproducing natural levee formation in an experimental flume.

- In *River Flow 2016*, pages 1122–1128, St. Louis, USA, June 2016. CRC Press. ISBN 978-1-138-02913-2 978-1-317-28912-8. doi: 10.1201/9781315644479-178. URL <http://www.crcnetbase.com/doi/10.1201/9781315644479-178>.
- Till Branß, Francisco Núñez-González, Andreas Dittrich, and Jochen Aberle. A flume study to investigate the contribution of main-channel bedforms on levee formation. *E3S Web of Conferences*, 40:02018, 2018. ISSN 2267-1242. doi: 10.1051/e3sconf/20184002018. URL <https://www.e3s-conferences.org/10.1051/e3sconf/20184002018>.
- J Chlebek, D Bousmar, D W Knight, and M Sterling. A comparison of overbank flow conditions in skewed and converging/diverging channels. page 10, 2010.
- Victor Dupuis, Sébastien Proust, Céline Berni, and André Paquier. Compound channel flow with a longitudinal transition in hydraulic roughness over the floodplains. *Environmental Fluid Mechanics*, 17(5):903–928, October 2017a. ISSN 1567-7419, 1573-1510. doi: 10.1007/s10652-017-9525-0. URL <http://link.springer.com/10.1007/s10652-017-9525-0>.
- Victor Dupuis, Sébastien Proust, Céline Berni, and André Paquier. Mixing layer development in compound channel flows with submerged and emergent rigid vegetation over the floodplains. *Experiments in Fluids*, 58(4):30, April 2017b. ISSN 0723-4864, 1432-1114. doi: 10.1007/s00348-017-2319-9. URL <http://link.springer.com/10.1007/s00348-017-2319-9>.
- Quentin Fraselle. Solid transport in flooding rivers with deposition on the floodplains : experimental and numerical investigations. page 235, 2010.
- C. S. James. Sediment transfer to overbank sections. *Journal of Hydraulic Research*, 23(5):435–452, October 1985. ISSN 0022-1686, 1814-2079. doi: 10.1080/00221688509499337. URL <http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/00221688509499337>.
- Carmelo Juez, C. Schärer, H. Jenny, A. J. Schleiss, and M. J. Franca. Floodplain Land Cover and Flow Hydrodynamic Control of Overbank Sedimentation in Compound Channel Flows. *Water Resources Research*, 55(11):9072–9091, November 2019. ISSN 0043-1397, 1944-7973. doi: 10.1029/2019WR024989. URL <https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2019WR024989>.
- Zbigniew W. Kundzewicz, Shinjiro Kanae, Sonia I. Seneviratne, John Handmer, Neville Nicholls, Pascal Peduzzi, Reinhard Mechler, Laurens M. Bouwer, Nigel Arnell, Katharine Mach, Robert Muir-Wood, G. Robert Brakenridge, Wolfgang Kron, Gerardo Benito, Yasushi Honda, Kiyoshi Takahashi, and Boris Sherstyukov. Flood risk and climate change: global and regional perspectives. *Hydrological Sciences Journal*, 59(1):1–28, January 2014. ISSN 0262-6667, 2150-3435. doi: 10.1080/02626667.2013.857411. URL <http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/02626667.2013.857411>.
- Dan Naot, Iehisa Nezu, and Hiroji Nakagawa. Hydrodynamic Behavior of Compound Rectangular Open Channels. *Journal of Hydraulic Engineering*, 119(3):390–408, March 1993. ISSN 0733-9429, 1943-7900. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1993)119:3(390). URL <http://ascelibrary.org/doi/10.1061/%28ASCE%290733-9429%281993%29119%3A3%28390%29>.
- Iehisa Nezu, Akihiro Tominaga, and Hiroji Nakagawa. Field Measurements of Secondary Currents in Straight Rivers. *Journal of Hydraulic Engineering*, 119(5):598–614, May 1993. ISSN 0733-9429, 1943-7900. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(1993)119:5(598). URL <http://ascelibrary.org/doi/10.1061/%28ASCE%290733-9429%281993%29119%3A5%28598%29>.
- S. Proust, J. N. Fernandes, J. B. Leal, N. Rivière, and Y. Peltier. Mixing layer and coherent structures in compound channel flows: Effects of transverse flow, velocity ratio, and vertical confinement: MIXING LAYER IN COMPOUND CHANNEL FLOWS. *Water Resources Research*, 53(4):3387–3406, April 2017. ISSN 00431397. doi: 10.1002/2016WR019873. URL <http://doi.wiley.com/10.1002/2016WR019873>.
- Sébastien Proust and Vladimir I. Nikora. Compound open-channel flows: effects of transverse currents on the flow structure. *Journal of Fluid Mechanics*, 885:A24, February 2020. ISSN 0022-1120, 1469-7645. doi: 10.1017/jfm.2019.973. URL https://www.cambridge.org/core/product/identifier/S002211201900973X/type/journal_article.
- Sébastien Proust, Didier Bousmar, Nicolas Riviere, André Paquier, and Yves Zech. Nonuniform flow in compound channel: A 1-D method for assessing water level and discharge distribution: NONUNIFORM FLOW IN COMPOUND CHANNEL. *Water Resources Research*, 45(12), December 2009. ISSN 00431397. doi: 10.1029/2009WR008202. URL <http://doi.wiley.com/10.1029/2009WR008202>.

- Robert Henry John Sellin. A laboratory investigation into the interaction between the flow in the channel of a river and that over its flood plain. *La Houille Blanche*, 50(7):793–802, November 1964. ISSN 0018-6368, 1958-5551. doi: 10.1051/lhb/1964044. URL <https://www.tandfonline.com/doi/full/10.1051/lhb/1964044>.
- Koji Shiono and Donald W. Knight. Turbulent open-channel flows with variable depth across the channel. *Journal of Fluid Mechanics*, 222(-1):617, January 1991. ISSN 0022-1120, 1469-7645. doi: 10.1017/S0022112091001246. URL http://www.journals.cambridge.org/abstract_S0022112091001246.
- Bram C. van Prooijen, Jurjen A. Battjes, and Wim S. J. Uijttewaal. Momentum Exchange in Straight Uniform Compound Channel Flow. *Journal of Hydraulic Engineering*, 131(3):175–183, March 2005. ISSN 0733-9429, 1943-7900. doi: 10.1061/(ASCE)0733-9429(2005)131:3(175). URL <http://ascelibrary.org/doi/10.1061/%28ASCE%290733-9429%282005%29131%3A3%28175%29>.

Lorenzo Boisson

2020-2021

Transfert et dépôt de sédiments en suspension sur les plaines d'inondations et effets rétroactifs sur l'hydrodynamique: Etude en laboratoire.

Résumé :

L'écoulement en canal composé asymétrique de laboratoire a été étudié avec une eau chargée ou non en sédiments fin. L'objectif étant d'étudier l'impact des macro-turbulence sur les transferts et dépôts de sédiments dans la plaine inondable et observer l'effets rétroactif de ces dépôts sur les paramètres hydrodynamiques complexes qui interagissent entre le lit mineur et le lit majeur du canal.

Mots Clés : structures cohérentes, couche de cisaillement, transfert de masse, transfert de quantité de mouvement, dépôts de sédiment, turbulences, canal composé, lit mineur, lit majeur.

INRAE Lyon-Villeurbanne

5 rue de la Doua

69100 Villeurbanne

Tuteur entreprise :

Céline Berni/ Sébastien Proust

Chercheurs

Tuteur académique :

Stéphane Rodrigues