

Image de couverture tirée de :

Clément, D. (2005, 24 novembre). Ärgera mit normalem Wasserstand Aufgenommen: Sommer 2005.

Dans Wikipedia [en ligne]. Disponible sur :

<https://fr.wikipedia.org/wiki/G%C3%A9rine#/media/File:Aergara1.jpg> (consulté le 22 avril 2016).

Remerciements

Je tiens à remercier le professeur Stuart Lane pour sa disponibilité, son suivi régulier et ses encouragements durant le mémoire de Master. Un remerciement tout particulier à Sébastien Ruttimann pour les vols de drone et à Gilles Antoniazza pour ses renseignements sur les nouveaux logiciels. Enfin, je remercie encore mon ami Peter Feyer pour toutes ses explications sur la Gérine et son aide sur le terrain ainsi que mes parents, mes grands-parents, ma sœur et l'ensemble de ma famille proche pour leur soutien et leur intérêt porté à mon sujet de mémoire.

Abstract

Floods are a phenomenon that should not be overlooked since their magnitude can be unpredictable and considerable sometimes. In Switzerland, they have already caused extensive damages and are considered the country's number one natural hazard (Swiss Reinsurance Company, 2012). With climate change, it is expected that the frequency and intensity of winter peak flows will increase at the end of this century (Middelkoop et al., 2001). In upland areas, the peak extent of winter flooding should be more pronounced in the future (Lane et al., 2007, 2008). Several factors can be at the source of flooding and in this Masters thesis it is a question of showing the effects of climatic and geomorphological changes on the floods of an upland river. To answer to the research question, 2D flood simulations were carried out in the BASEMENT© software to highlight the impact that these two factors can have on this phenomenon in the section of La Gérine (a river in the canton of Fribourg (Switzerland)) located in urban agglomeration of Marly.

The results of this study show that floods are expected in the case study area when the flood discharge is associated with a major increase in river bed level. Without bed modification and taking only the flood discharge in isolation, there is no impact beyond the top of the banks. With a lower elevation of the river bed, small floods are already to be considered beyond the banks but only with a flood discharge of higher intensity. Through this work, the two factors (flood discharge and bed raising) increase the total flood area (banks and alluvial plain), as well as the maximum riverbank water elevation and velocity. The change in the bed has a more effect on the area impacted as compared with flood discharge. However, in terms of the maximum water depth and velocity at the banks, it is only a greater rise in the height of the bed that can have a greater effect than the flood discharge. With the largest flood scenario, the role of the bed is reduced and it is the intensity of the discharge that explains more the variation. Finally, it is clearly shown that the association of lower intensity flood discharges with rising bed levels can lead to a similar (or close to) and often higher total flood surface, maximum water elevation and velocity than those identified with a greater magnitude of flood without applying a change at the riverbed.

Key words : deposits, riverbed aggradation, flooding, flooded area, water elevation, velocity, upland river, Gérine, climatic changes, 2D simulations, scenarios

Résumé

Les inondations sont un phénomène à ne pas négliger puisque leur ampleur peut s'avérer imprévisible et considérable parfois. En Suisse, elles ont déjà causé de nombreux dégâts et sont considérées comme le risque naturel numéro un du pays (Swiss Reinsurance Company, 2012). Avec le changement climatique, il est prévu que la fréquence et l'intensité des débits de pointe hivernaux vont s'élever à la fin de ce siècle (Middelkoop et al, 2001). En zones de piémont, le pic d'extension des inondations hivernales devrait être plus marqué dans le futur (Lane et al., 2007, 2008). Plusieurs facteurs peuvent être à la source d'une inondation et dans ce mémoire de Master il est question de montrer les effets des changements climatiques et géomorphologiques sur les inondations d'une rivière de piémont. Pour répondre à la question de recherche, des simulations d'inondation en 2D ont été effectuées dans le logiciel BASEMENT© afin de mettre en évidence l'impact que ces deux facteurs peuvent engendrer sur le phénomène dans le tronçon de La Gérine (une rivière du canton de Fribourg (Suisse)) situé en agglomération urbaine de Marly.

Les résultats de cette étude démontrent que des inondations sont à prévoir dans le cas d'étude lorsque le débit de crue est associé à un grand niveau de rehaussement du lit de la rivière. En l'absence de modification du lit et en prenant uniquement le débit de crue isolément, il n'y a aucun impact au-delà du sommet des rives. Avec une plus faible élévation du lit de la rivière, de petites inondations sont déjà à envisager au-delà des rives mais seulement avec une crue de plus haute intensité. Au travers de ce travail, les deux facteurs (débit de crue et rehaussement du lit) augmentent la superficie d'inondation totale (rives et plaine alluviale), ainsi que la hauteur d'eau et la vitesse maximales aux rives. Le changement apporté dans le lit a plus d'effet sur la superficie impactée à titre de comparaison avec le débit de crue. Toutefois, en terme de hauteur d'eau et vitesse maximales d'écoulement aux rives, c'est seulement une plus grande élévation de la hauteur du lit qui peut avoir un effet plus marqué que le débit de crue. Avec la plus grande crue scénarisée, le rôle du lit est amoindri et c'est l'intensité de la crue qui explique plus la variation. Enfin, il est clairement montré que l'association de débits de crue de plus petites intensités avec l'élévation du niveau du lit peut amener à une superficie totale d'inondation, une hauteur d'eau et une vitesse maximales aux rives similaires (ou se rapprochant grandement) voire souvent supérieures à celles identifiées avec une magnitude de crue plus grande sans appliquer de changement au lit de la rivière.

Mots-clés : dépôts, rehaussement du lit, inondation, surface inondée, hauteur d'eau, vitesse, rivière de piémont, Gérine, changements climatiques, simulations 2D, scénarios

Sommaire

Remerciements.....	3
Abstract	5
Résumé	7
1. Introduction.....	11
2. Cadre théorique	12
3. Méthodologie	17
3.1 Cas d'étude et justification	17
3.2 Acquisition de la topographie du tronçon.....	19
3.3 Mesures in situ dans la Gérine.....	19
3.4 Traitement des images par Pix4D©	20
3.5 Echantillonnage de données et choix de la zone d'étude	21
3.6 Erreur systématique et correction.....	23
3.7 Création d'un DEM (Digital Elevation Model).....	24
3.8 Correction de la profondeur d'eau du DEM	25
3.9 Modélisation en deux dimensions	26
3.10 Préparation du modèle de simulation hydrologique	27
3.11 Calibration du modèle	29
3.12 Qualité des prévisions calibrées.....	32
3.13 Elaboration de scénarios.....	35
4. Résultats.....	38
4.1 Hauteurs d'eau et surfaces d'inondation.....	38
4.1.1 Situation de débit de basses eaux.....	38
4.1.2 Situation hivernale initiale avec un débit de 50 m ³ /s.....	40
4.1.3 Scénarios avec un débit de 60 m ³ /s	40
4.1.4 Scénarios avec un débit de 70 m ³ /s	44
4.1.5 Scénarios avec un débit de 100 m ³ /s	48
4.1.6 Fonctions objectives des superficies inondées et des hauteurs d'eau	51
4.2 Vitesses d'écoulement de l'eau	57
4.2.1 Situation de débit de basses eaux.....	57
4.2.2 Situation hivernale initiale avec un débit de 50 m ³ /s.....	59
4.2.3 Scénarios avec un débit de 60 m ³ /s	59
4.2.4 Scénarios avec un débit de 70 m ³ /s	62
4.2.5 Scénarios avec un débit de 100 m ³ /s	64
4.2.6 Fonctions objectives des vitesses d'écoulement de l'eau	66
5. Discussion	68
6. Conclusion.....	80

7. Références 82

1. Introduction

Plusieurs recherches confirment que, durant les dernières décennies, les pertes économiques dues aux inondations ont drastiquement augmentées ; ce phénomène devrait d'ailleurs s'accroître dans le futur consécutivement aux changements climatiques qui accélèrent le cycle hydrologique (Field et al., 2012 ; Kundzewicz et al., 2014). Avec les changements climatiques, des aspects plus détaillés sont aussi soulevés tels que l'augmentation de l'intensité des débits de pointe (Middelkoop et al., 2001) et de la fréquence des événements extrêmes (Middelkoop et al., 2001 ; Milly et al., 2002). Pour une rivière de piémont, l'augmentation du pic d'extension d'une inondation en lien avec les changements climatiques a même été soulevée à partir de scénarios (Lane et al., 2007, 2008).

Par contre moins connus sont les effets des tendances de capacité du chenal. Plusieurs auteurs affirment qu'il est important d'en tenir compte pour comprendre les inondations puisqu'elles ont des effets non prévisibles sur leurs fréquences (Lane et al. 2007, 2008 ; Slater et al., 2015 ; Slater, 2016 ; Stover et Montgomery, 2001). A noter que ces tendances ne résulteraient pas uniquement du débit de l'eau au sein d'une rivière mais aussi d'interactions entre ce débit, le bilan de masse des sédiments du chenal et la contrainte de cisaillement critique (Slater et al., 2015). Certains chercheurs expliquent le rôle des événements extrêmes sur un plus important transport de sédiments et matériaux grossiers dans une rivière (Arnaud-Fassetta, 2005 ; Baker, 1977 ; Morche et al., 2007 ; Philips, 2002 ; Rickenmann et al., 2015 ; Slater et Singer, 2013) et ceci également dans une rivière de piémont (Lane et al., 2007, 2008). Ce phénomène devrait d'ailleurs augmenter dans le futur (Lane et al., 2007, 2008) consécutivement à une augmentation des précipitations et donc du transfert de sédiments (Lane et al., 2008). En outre, un rehaussement du lit, consécutif au dépôt des sédiments transportés a pu être identifié dans la littérature (Lane et al., 2007 ; Rickenmann et al., 2015 ; Slater et Singer, 2013 ; Stover et Montgomery, 2001). Puis, des liens entre le rehaussement du lit d'une rivière et le phénomène d'inondation ont été mis en évidence (Stover et Montgomery, 2001 ; Lane et al., 2007, 2008).

En parcourant l'ensemble de la littérature sur le sujet, il semblerait que peu d'auteurs se soient penchés sur le rehaussement du lit et son impact sur les inondations ; ceci d'autant plus en Suisse et dans une rivière de piémont. Comme il peut l'être constaté au sein de deux études, certains chercheurs déplorent le petit nombre de manuscrits qui se sont intéressés à considérer les effets des changements de géométrie du chenal d'une rivière (tout particulièrement le rehaussement du lit) sur les inondations (Lane et al., 2007 ; Stover et Montgomery, 2001). L'influence que peut avoir le changement de la capacité du chenal sur

les inondations doit être prise en compte et sa négligence peut s'avérer dangereuse (Slater, 2016).

L'objectif de ce mémoire de Master est donc de comparer les effets des changements climatiques et géomorphologiques sur les inondations d'une rivière de piémont ; La Gérine (dans le canton de Fribourg).

2. Cadre théorique

Dans la suite de ce travail, il est important de préciser certaines notions. Tout d'abord, une présentation de la relation entre le climat et les inondations est faite. Ensuite, il est question de comprendre comment une inondation survient, ce qu'est le débit à plein bord et quels sont les processus géomorphologiques associés aux inondations (notamment les processus de livraison des sédiments). Puis, les liens entre la génération de sédiments et le rehaussement du lit sont étayés de même que ceux existant entre les inondations et ce rehaussement. Pour conclure ce chapitre, les politiques globales en matière d'inondation sont exposées au lecteur de même que les hypothèses.

Tout d'abord, on peut constater que plusieurs chercheurs ont mis en évidence une augmentation des événements d'inondation extrêmes (d'un temps retour de 100 ans ou plus) au cours du 20^e siècle (Milly et al., 2002). Des modèles climatiques élaborés du 20^e au 21^e siècle à une échelle globale démontrent que les inondations devraient augmenter localement (se manifestant alors par des crues éclaires ou des inondations en zone urbaine) ; ceci consécutivement à une augmentation de la fréquence et de l'intensité des précipitations extrêmes (notamment dans les hautes latitudes, les régions tropicales et au Nord des moyennes latitudes en hiver) (Kundzewics et al., 2014). Avec le changement climatique, il est aussi affirmé que la fréquence et l'intensité des débits de pointe hivernaux vont s'élever dans le futur (Middelkoop et al., 2001). A partir de scénarios élaborés pour une rivière de piémont, il a même été identifié que le pic d'extension d'une inondation hivernale augmentera de 12.2% à 21.6% de l'an 2050 à 2080 consécutivement aux changements climatiques (Lane et al., 2007, 2008). Enfin, concernant le cas de la Suisse, l'OcCC affirme déjà qu'en 2050, l'ampleur et la fréquence des crues se feront plus grandes - en hiver dans les bassins versants de petite et moyenne étendues - de part une croissance des précipitations sous forme de pluie plutôt que de neige mais encore une hausse des fortes précipitations (OcCC, 2007). Un décalage saisonnier des débits maximaux est donc à envisager pour le futur (plus précisément une diminution des écoulements estivaux et une élévation de ceux-ci en hiver) à cause des mêmes facteurs présentés ci-dessus par l'OcCC

(2007) mais aussi consécutivement à une augmentation des températures et la fonte des neiges (Köplin et al., 2012).

Il faut savoir que l'inondation est un phénomène qui a lieu dès que le niveau d'eau du chenal principal d'une rivière dépasse la hauteur des bancs locaux (Lane et al., 2007). Lorsque la hauteur de l'eau augmente, divers processus interviennent notamment l'érosion du lit et des berges de la rivière ainsi que la présence de grands dépôts de bois ; entraînant alors une modification du chenal de la rivière (Rickenmann et al., 2015). Les changements constatés dans les chenaux ont ensuite un impact sur le flux et le transport au sein des rivières; entraînant alors des risques d'inondation (Lane et al., 2007).

Concernant le débit à plein bord, il peut être défini comme le débit à partir duquel le niveau d'eau d'une rivière devient si élevé qu'il commence à y avoir un danger pour les vies humaines, les propriétés ou encore le commerce (Slater et al., 2015). Plus précisément, c'est le débit à partir duquel il y a un remplissage du chenal jusqu'au sommet des rives de la rivière ; engendrant alors un début d'inondation (Williams, 1978). Cependant, on doit considérer que le débit de l'eau n'est pas le seul facteur qui influence le débit à plein bord. D'autres tels que le rehaussement du lit (Lane et al., 2007, 2008) ou encore la forme du chenal (Schumm et al., 2000) sont susceptibles de le faire varier.

En Europe et en Amérique du Nord, plusieurs études ont démontré que des processus géomorphologiques sont associés aux événements d'inondation (Arnaud-Fassetta et al., 2005 ; Baker, 1977 ; Lane et al., 2008 ; Morche et al., 2007 ; Philips, 2002 ; Rickenmann, et al., 2015). Avec un temps retour de 30 ans, une inondation peut être très active d'un point de vue géomorphologique (Arnaud-Fassetta et al., 2005). Sous l'effet de la pente, des glissements de terrain et des flux de débris peuvent se produire simultanément à une inondation et donc constituer par la suite une importante quantité de débris transportés et déposés le long de talweg (Arnaud-Fassetta et al., 2005 ; Rickenmann et al., 2015). Il faut toutefois préciser que les vagues d'inondation se déplacent plus rapidement que les vagues de sédiments; d'où le dépôt de matériaux sédimentaires observés en fin de crue (James, 1999). Un transport massif de graviers et matériaux grossiers peut être constaté durant un pic d'inondation (Philips, 2002) et parfois des rochers jusqu'à trois mètres de diamètres peuvent être transportés ; il s'en suit consécutivement un transport macroturbulent de matériaux et un dépôt de ces derniers sur les surfaces des fonds de vallées (Baker, 1977). Des scénarios élaborés pour les années 2050 et 2080 prévoient d'ailleurs une élévation des volumes de sédiments transportés de respectivement 70% et 140% expliquée par une augmentation de l'intensité et de la fréquence des débits consécutivement aux changements

climatiques (tels que l'augmentation des précipitations en hiver) mais aussi durant les mois estivaux lors d'orages convectifs (Lane et al., 2008).

En ce qui concerne le rehaussement du lit d'une rivière consécutif à la génération de sédiments, plusieurs auteurs se sont chargés de l'expliquer (Lane et al., 2007 ; Rickenmann et al., 2015 ; Slater et Singer, 2013 ; Stover et Montgomery, 2001) et des scénarios futurs ont également été élaborés (Lane et al., 2008). Le rehaussement du lit est considéré comme étant la résultante des changements climatiques qui s'opèrent sur l'écoulement de l'eau de la rivière ; affectant directement l'augmentation ou la diminution du flux de sédiments et par conséquent l'élévation ou l'abaissement du lit de la rivière (Slater et Singer, 2013). D'ailleurs une tendance décennale de rehaussement du lit peut être identifiée dans la plupart des cas et ce rehaussement est principalement corrélé avec le Q_{50} et le Q_{90} ; confirmant le rôle joué par les hauts débits d'eau sur le transport des sédiments et les changements géomorphologiques consécutifs au sein de la rivière (Slater et Singer, 2013). Un seul événement extrême d'inondation peut même expliquer à lui seul le 80% de l'élévation de la hauteur du lit d'une rivière (Lane et al., 2007). La pente est aussi un paramètre important à prendre en compte puisque sa diminution entraîne une réduction de la contrainte de cisaillement et de la capacité de transport des sédiments ; produisant alors une élévation du lit du cours d'eau suite au dépôt des matériaux transportés (Rickenmann et al., 2015). Il y aura donc des zones préférentielles où cet enjeu se fera plus important. C'est-à-dire aux endroits où la pente diminue, dans les zones où des débris de bois bloquent l'écoulement de l'eau créant le dépôt de matériaux grossiers (Rickenmann et al., 2015) ou à proximité de barrages où une élévation du lit du chenal principal jusqu'à un mètre en un peu plus de trente ans peut se produire suite à une réduction de la capacité de transport des sédiments (Stover et Montgomery, 2001). En ce qui concerne les perspectives d'avenir, des scénarios élaborés pour les années 2050 et 2080 envisagent un rehaussement du lit de la rivière d'une dizaine de centimètres par an à cause de l'augmentation des volumes de sédiments transportés (Lane et al., 2008).

Le lien entre le rehaussement du lit de la rivière et le phénomène d'inondation est présenté uniquement par quelques chercheurs (Lane et al., 2007, 2008 ; Stover et Montgomery, 2001). L'accent est mis sur l'importance de considérer les effets des sédiments grossiers associés à une augmentation de la hauteur du lit de la rivière lors de toute étude sur les inondations dans un environnement tempéré (Lane et al., 2007, 2008). En effet, en un peu plus d'une année, le débit à plein bord de la rivière a diminué d'environ $2 \text{ m}^3/\text{s}$ (soit 6.1% de réduction) suite à un rehaussement du lit d'une dizaine de centimètres (Lane et al., 2007, 2008). Comme conséquence, l'aire d'inondation s'est élevée de +5,7% (dans le cas d'un événement d'inondation se produisant au cours d'une demi-année) et de +7,1% (dans le cas

d'un événement d'inondation se produisant sur une période de deux ans) (Lane et al., 2007, 2008). En considérant l'association des effets du changement climatique et du rehaussement du lit simultanément) ces mêmes chercheurs démontrent que la superficie inondée devrait augmenter d'environ +38% et +51% pour les années 2050 et 2080 (Lane et al., 2007). Enfin, des auteurs affirment que certaines inondations ont pour cause principale une élévation de la hauteur des sédiments composant le lit de la rivière et une réduction consécutive du débit à plein bord (Stover et Montgomery, 2001).

On voit donc à travers la littérature que la géométrie d'une rivière, plus précisément l'augmentation de la hauteur du lit est un facteur à prendre en compte puisqu'elle change la répartition du flux entre la plaine d'inondation et le chenal de la rivière et est présentée comme le facteur à moitié responsable de l'augmentation de l'extension d'une inondation (Lane et al., 2007). Les tendances de capacité du chenal (ou encore dans la fréquence du flux de l'eau d'une rivière) ont des effets non prévisibles sur la fréquence des dangers d'inondation mais encore sur leur extension et leur durée (Slater et al., 2015). A noter bien sûr que ces tendances de capacité du chenal ne sont pas uniquement déduites à partir du débit d'eau au sein d'une rivière mais résulteraient aussi d'interactions entre le débit de l'eau, le bilan de masse des sédiments du chenal et la contrainte de cisaillement critique (Slater et al., 2015). Une réduction de 10% de la capacité du chenal entraînerait même une augmentation de la fréquence des dangers d'inondation d'environ 1,5 jours/an (Slater, 2016).

Concernant les politiques globales en matières d'inondation, il semblerait que les considérations européennes se focalisent plus sur le débit de l'eau au détriment du rehaussement du lit ; quasiment absent dans les politiques. Depuis la Directive Européenne de 2007 sur les inondations, chaque Etat membre de l'Union Européenne est dans l'obligation d'élaborer des cartes de risques d'inondation ; permettant alors de fixer adéquatement les priorités en terme de gestion des inondations et facilitant la prise de décisions techniques, financières et politiques (Porter et Demeritt, 2012). Toutefois, des limites sont identifiables. Les effets de l'augmentation de la hauteur du lit d'une rivière sont un aspect bien trop souvent négligé en particulier lors de la cartographie des risques d'inondation ; par conséquent une sous-estimation de l'intensité et de la fréquence des inondations s'en suit (Lane et al., 2007). Cette affirmation est plutôt surprenante en sachant alors que l'élévation du lit de la rivière est une des conditions nécessaires pour avoir un risque d'inondation (ASCE Task Committee on Sediment Transport and Aquatic Habitats, Sedimentation Committee, 1992).

Un élément tout à fait intéressant à relever est que, de façon similaire aux politiques globales, les mesures d'ingénierie mises en place contre les inondations se focalisent

majoritairement sur la hauteur de l'eau. Comme il peut l'être observé dans les pays européens et en Amérique du Nord, des digues ont été construites afin de réguler les phénomènes d'inondation ; entraînant ainsi une réduction de leur extension au sein de la plaine d'inondation (Buijse et al., 2002). Néanmoins, le manque de maintenance de ces structures anthropiques contribue à leur perte d'efficacité et à la persistance des phénomènes d'inondation (Arnaud-Fassetta et al., 2005). Aussi, les discontinuités de degré de gestion des chenaux par l'homme peuvent se présenter comme facteurs aggravant des phénomènes d'inondation (Arnaud-Fassetta et al., 2005). Un aspect toutefois important à relever est que les discussions commencent peu à peu à se focaliser sur une réhabilitation des rivières conjointement à une protection contre les inondations (Nienhuis et Leuven, 2001).

Suite à toutes ces constatations, plusieurs hypothèses ont été définies dans ce travail.

La première hypothèse posée est que l'élévation du niveau d'eau d'une rivière de piémont et de l'aire d'inondation peut aussi être expliquée par le rehaussement du lit de la rivière et pas uniquement par le débit de crue. Dans la littérature, plusieurs études mettent en évidence le rôle des sédiments dans l'augmentation de l'ampleur des phénomènes d'inondation (Rickenmann et al., 2015 ; Stover et Montgomery, 2001) et ceci notamment dans un environnement de piémont (Lane et al., 2007, 2008). La réduction de la capacité du chenal doit être prise en compte puisque c'est un paramètre qui peut amplifier le danger d'inondation (Slater, 2016 ; Stover et Montgomery, 2001). Il ne faudra néanmoins garder à l'esprit que c'est à la fois la capacité du chenal et la fréquence du flux de l'eau qui vont amplifier la fréquence, la durée et l'intensité de l'inondation (Slater et al., 2015).

La deuxième hypothèse est que plus le rehaussement du lit devient grand et plus l'élévation de la hauteur d'eau et de l'aire inondée peuvent être expliquées majoritairement par ce facteur et de façon plus amoindrie par le débit de crue. Plusieurs auteurs avancent que l'accumulation de graviers dans le lit d'une rivière expliquerait à moitié l'augmentation de l'extension d'une inondation (Lane et al., 2007). Parfois, l'élévation de la hauteur des sédiments du lit est même montrée comme la principale cause de certaines inondations (Stover et Montgomery, 2001).

La troisième hypothèse est que plus le débit de crue est grand et plus le rehaussement du lit aura plus d'impact sur l'aire inondée. Rien qu'à l'heure actuelle, il a été constaté que le rehaussement du lit augmente l'aire d'inondation de +5,7% (dans le cas d'un événement d'inondation se produisant au cours d'une demi-année) et de +7,1% (pour un événement d'inondation se produisant sur une période de deux ans) (Lane et al., 2007, 2008).

3. Méthodologie

3.1 Cas d'étude et justification

La Gérine (en allemand : Aegera) est une rivière située dans le canton de Fribourg (en Suisse) (cf. Figure 1) qui a été plusieurs fois concernée par des phénomènes d'inondation. D'une longueur totale de 20,3 km et d'une pente moyenne d'approximativement 3%, c'est un cours d'eau qui prend sa source à 1'370 mètres d'altitude au lieu dit "La Patta" dans le Plasselbschlund (Commune de Cerniat) (Service de l'environnement de Fribourg, 2009). En partant de l'amont, son écoulement est tout d'abord dirigé vers le Nord-Est puis il s'effectue ensuite vers l'Ouest jusqu'à l'aval (Service de l'environnement de Fribourg, 2009). C'est à la hauteur de Châtillon, lieu de confluence de la Gérine et de la Sarine (à une altitude d'environ 560 mètres), que le cours d'eau prend fin.

Le bassin versant de la Gérine a une superficie d'environ 80 km² (Service de l'environnement de Fribourg, 2017) et c'est une rivière qui a un régime hydrologique de type nival de transition ; c'est-à-dire que les débits sont marqués en été et les basses eaux se présentent durant la période hivernale à l'exception du tronçon situé en aval de la confluence avec le Muelersbach où le régime est de type nivo-pluvial préalpin (Service de l'environnement de Fribourg, 2008). D'autre part, c'est une rivière qui dispose d'une dizaine d'affluents (le Torrygraben, le Höllbach, le Barettabach, le Kuhbach, le Muelersbach, les ruisseaux du Mouret, du Pontet, de Zénauva et de Montécu, le Rüdigraben, le Nesslerabach (l'affluent principal de la Gérine) et le Copy (Service de l'environnement de Fribourg, 2008).

Par des observations directes sur le terrain, il se remarque très nettement que les berges et le lit du cours d'eau de la partie amont n'ont quasiment pas subis de changements par la main de l'Homme. Le tracé de la rivière est typiquement en tresse. En aval, à Marly, la rivière voit sa largeur de section diminuer mais le lit comporte toujours d'importantes quantités de blocs et de sédiments de différentes granulométries ; caractéristique observée de manière générale sur l'ensemble du tracé de la Gérine. Il faut également savoir qu'à certains endroits, des seuils ont été disposés de façon à réduire la pente du lit et donc son érosion.

A partir des informations étayées ci-dessus, la Gérine s'avère un cas d'étude pertinent pour répondre à la question de recherche posée. D'une part, son lit est composée d'une importante quantité de sédiments déposés sur l'ensemble de son tracé. D'autre part, c'est une rivière qui se situe dans une zone de piémont. Deux études élaborées sur une rivière de zone de piémont (River Wharfe, UK) avaient d'ailleurs démontré le rôle des sédiments sur l'élévation du niveau du lit et de l'eau (Lane et al., 2007, 2008) mais aussi l'impact de leur accumulation sur la fréquence des phénomènes d'inondation (Lane et al., 2007).

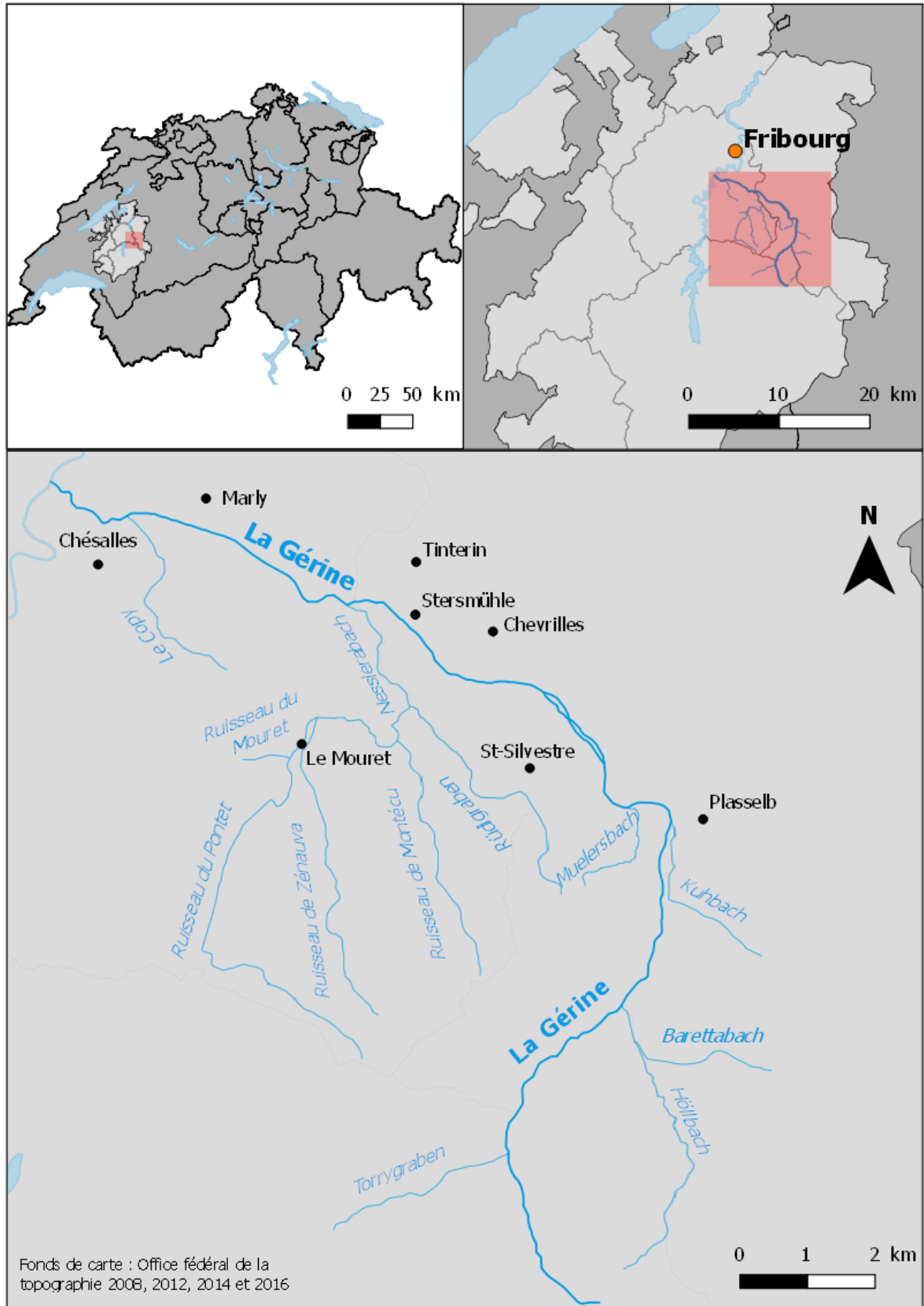


Figure 1 : localisation de la Gêrine

3.2 Acquisition de la topographie du tronçon

La topographie de la Gérine a été obtenue, au moyen d'un drone eBee RTK de Sensefly. L'usage du drone démontre un potentiel significatif à basse altitude puisqu'il est dès lors possible de couvrir un grand ensemble de caractéristiques au sein d'un ou des chenaux d'une rivière mais aussi d'investiguer une importante variété de précisions spatiales et altimétriques (Lejot et al., 2007). Le choix de ce type de drone s'explique par sa plus grande autonomie de vol (jusqu'à 50 minutes) et une plus large couverture de sol possible en un seul vol ; cela tout en garantissant une résolution centimétrique (Sensefly, 2017).

En août 2016, quatre vols de drone ont été effectués le même jour au-dessus de la Gérine depuis Sterismühle (commune de Tinterin) jusqu'à Chésalles (Marly) ; soit un tronçon d'environ 6 km en prenant également en compte la plaine alluviale. Les quatre vols ont été effectués à 176 m d'altitude - de façon à obtenir une résolution centimétrique (ici 5 cm par pixel) - avec un chevauchement latéral et longitudinal recommandé dans la majorité des cas, respectivement 60% et 75% (Pix4D, 2018). Les images ont été prises à un angle d'inclinaison (pitch angle) de 7° par rapport à l'horizon étant donné le meilleur compromis entre la qualité d'image et l'endurance de vol (Sensefly, 2014). Un angle plus petit (0°) ou plus grand (15°) a généralement tendance à faire perdre de l'altitude au drone lors de l'acquisition des photos, à diminuer le temps de vol et le chevauchement entre les images (Sensefly, 2014). Avant le vol, aucuns points de contrôle n'ont été définis sur le terrain et ensuite mesurés par dGPS Trimble. En effet, selon la compagnie Sensefly, le drone eBee RTK, de part sa combinaison d'innovations et son exactitude, ne nécessiterait plus le placement et la mesure de points de contrôle (Rose et al., 2014). On verra d'ailleurs dans la suite de ce chapitre de méthodologie (cf. chapitre 3.6) qu'une erreur systématique a été identifiée en suivant ces propos et qu'il a été nécessaire d'appliquer une correction aux données récoltées par drone.

3.3 Mesures in situ dans la Gérine

En plus des vols de drone, des mesures, in situ cette fois, ont été effectuées dans la Gérine. Durant le mois de septembre 2016, la taille des grains aux endroits de dépôts a été obtenue en utilisant la méthode d'échantillonnage par maillage de Wolman (1954). Au mois d'octobre de la même année, 18 sections de mesures de profondeurs et de vitesses espacées de 200 à 300 mètres ont été définies. Les vitesses ont été relevées avec un courantomètre électromagnétique en disposant le capteur à 40% de la profondeur depuis le lit puisque c'est à ce niveau qu'on obtient la vitesse moyenne (Richards, 1982).

Enfin, la localisation des sites d'échantillonnage des grains et des vitesses a été entreprise par dGPS Trimble au courant des mois d'octobre et de novembre 2016. On verra, dans la suite de ce travail, que cette étape permet de situer les relevés et de procéder à une calibration.

3.4 Traitement des images par Pix4D©

Les images obtenues par drone ont été traitées avec le logiciel de photogrammétrie Pix4D© pour créer un modèle 3D de la zone étudiée. Comme l'explique Wolf (2014), la photogrammétrie permet d'obtenir des informations fiables sur les objets physiques et l'environnement à travers des processus d'enregistrement, de mesure et d'interprétation des images. Il est important de préciser qu'avant d'effectuer le traitement initial des images dans Pix4D©, les coordonnées, l'orientation et la précision des images ont été exportées depuis Pix4D© et converties dans le système de coordonnées suisses (ici CH1903+LV95) via le convertisseur (Reframe) de Swisstopo (<https://www.swisstopo.admin.ch>). Cette étape est nécessaire car le drone géolocalise les images acquises dans le système de coordonnées WGS84 et cela permet de les géolocaliser selon le système de coordonnées suisses.

Pix4D© est un logiciel suisse de photogrammétrie qui fonctionne avec l'approche "Structure from Motion (SfM)" ; permettant la résolution automatique de la position de la caméra, son orientation et la géométrie du site (Micheletti et al., 2015 ; Westoby et al., 2012). A partir d'un algorithme reconnaissant les points communs (ou points-clés) aux images (prises à des points de vue différents), la structure 3D des objets peut être recréée automatiquement (Westoby et al., 2012 ; Fonstad et al., 2012 ; James et Robson, 2014).

Dans une phase initiale du logiciel (Initial Processing), un algorithme identifie généralement un nombre de points-clés égal ou supérieur à 1000 sur les images (Fonstad et al., 2012 ; Pix4D, 2017). A partir de ceux-ci, une calibration de la caméra est effectuée. C'est à dire que les paramètres internes (modèle de la caméra) et externes (position et orientation) de la caméra sont calculés par un ajustement des faisceaux (Bundle Block Adjustment) et une triangulation (Automatic Aerial Triangulation) (Pix4D, 2017 ; Westoby et al., 2012). En fin de processus, un nuage de point primaire est émis de même qu'un rapport de qualité. Ce dernier permet d'identifier notamment le nombre d'images calibrées et géoréférencées mais encore d'obtenir des informations sur la qualité de la triangulation. De plus, il présente un premier aperçu du Digital Surface Model (DSM) et de l'orthomosaïque; les deux fichiers qui seront créés en fin de processus dans Pix4D©.

La seconde étape du logiciel (Point Cloud and Mesh) permet production d'un nuage de points en 3D. Des corrections ont été apportées à ce nuage en supprimant les points

représentant les arbres le long des rives gauche et droite de la rivière ainsi que ceux présents dans la zone urbaine. Ce n'est qu'après cette correction que la dernière étape du logiciel (DSM, Orthomosaïc and Index) a été entreprise pour obtenir une orthomosaïque et un Digital Surface Model (DSM) par interpolation du nuage de points. La méthode d'interpolation choisie est la pondération par distance inverse (Inverse Distance Weighting) car elle est recommandée par les auteurs de Pix4D© lorsque la zone d'étude n'est pas plate à cause de constructions ; c'est d'ailleurs le cas dans la plaine alluviale urbanisée de la Gérine (Pix4D, 2017).

3.5 Echantillonnage de données et choix de la zone d'étude

Le DSM produit par Pix4D© est un fichier volumineux. A défaut de pouvoir le lire dans les logiciels Quantum GIS© et ArcGIS©, c'est le nuage de points exporté depuis Pix4D© qui a été utilisé. Ce nuage a été échantillonné dans le logiciel Matlab© de façon à réduire la densité initiale de points (soit 30-35 points par mètre carré). Une densité d'environ trois à quatre points par mètre carré a été choisie de façon à pouvoir obtenir une résolution de 50 cm lors de l'interpolation des points.

A la suite de cela, tous les points du nuage représentant les ponts et les passerelles traversant la rivière ont été supprimés au sein du logiciel Quantum GIS©. Aussi, il a été décidé de ne garder que les points du nuage (représentant la rivière et la zone alluviale) compris dans la partie urbanisée et industrialisée de Marly ; précisément depuis la patinoire Jean Tinguely à Marly jusqu'au deux silos de la société Ilford (1 km environ) (cf. Figures 2a et 2b). D'après les informations médiatiques, il semblerait que cela soit un des tronçons qui pose problème lors de crues ; de part une section de rivière plus restreinte et une présence accrue de sédiments déposés. C'est également là où la concentration en infrastructures urbaines est la plus dense.

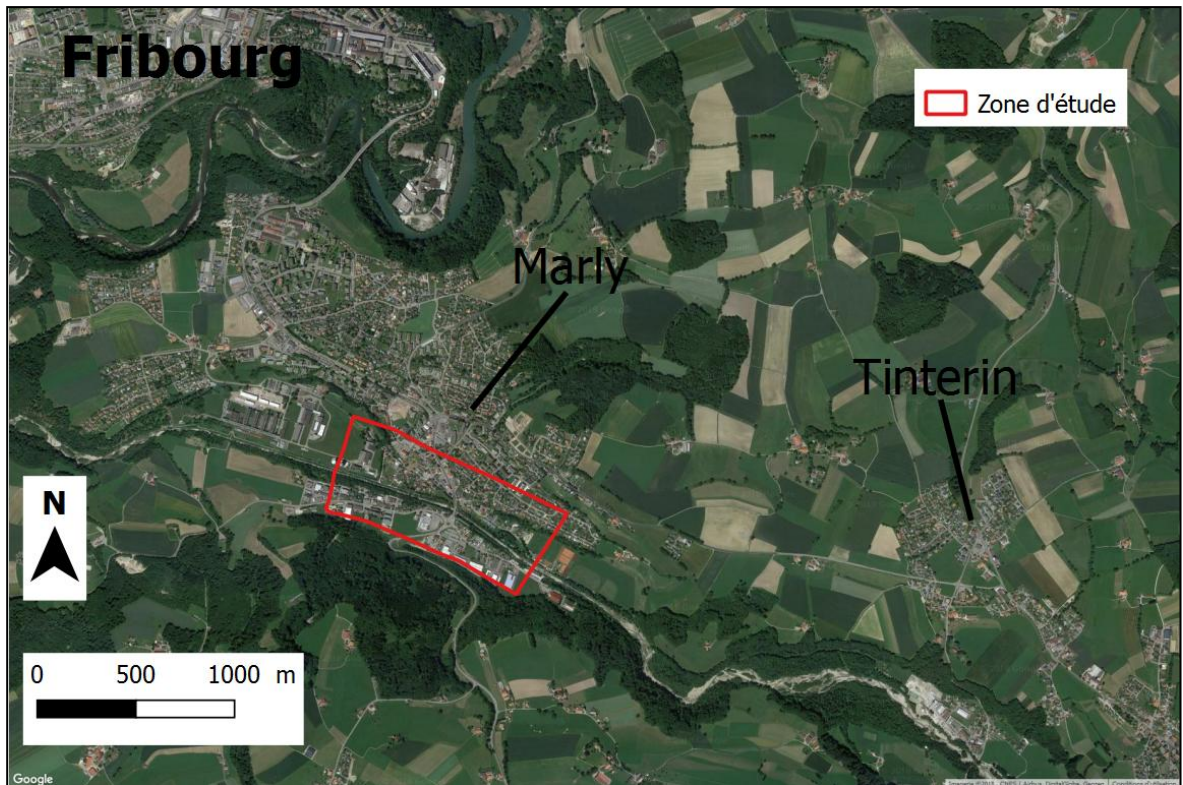


Figure 2a : zone de la Gêrine étudiée (image tirée de Google Map ©2018)

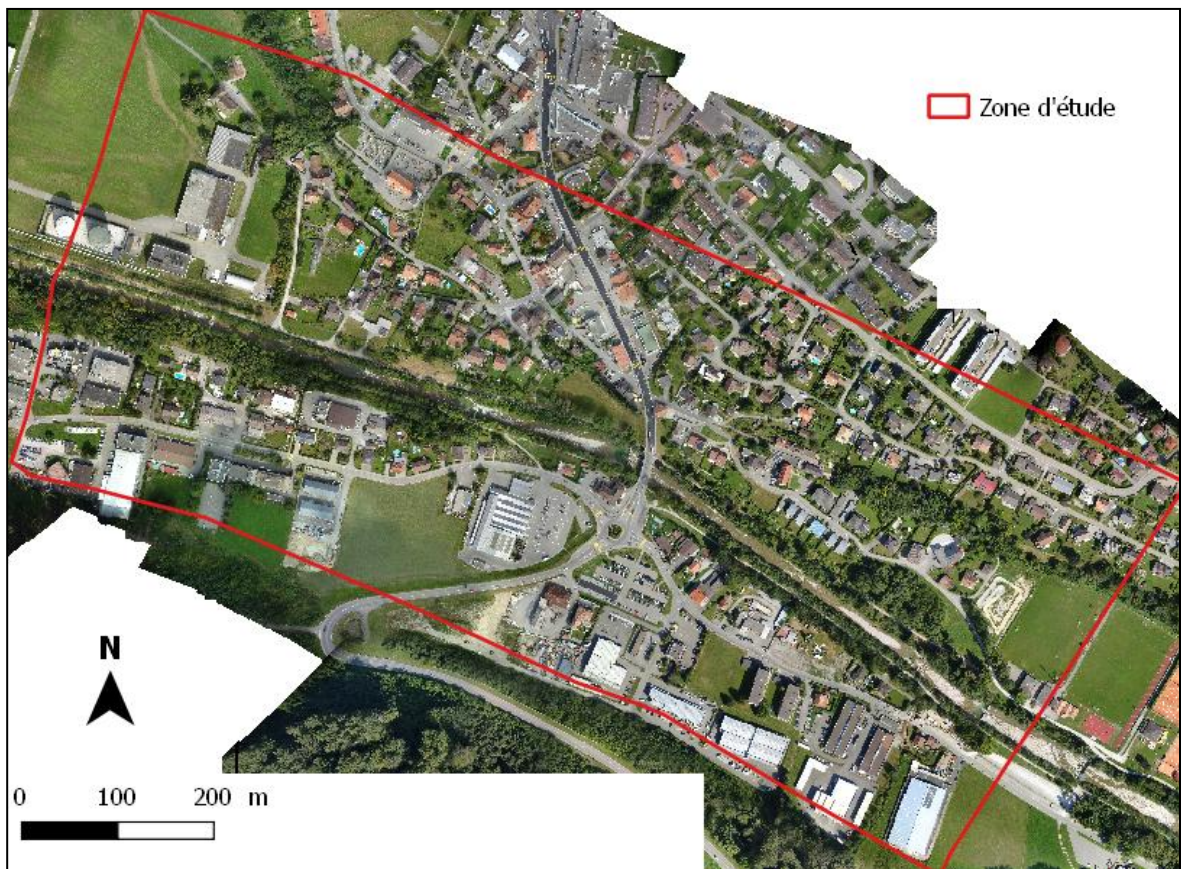


Figure 2b : zone étudiée en mode rapproché (orthomosaïque réalisée dans Pix4D)

3.6 Erreur systématique et correction

Dans le logiciel Quantum GIS®, des décalages d'altitude de plusieurs dizaines de centimètres ont été constatés entre le nuage de points produit dans Pix4D® et les relevés dGPS des sections de la rivière ainsi que des bancs de graviers. L'importance de ces décalages ne s'expliquant pas uniquement par des phénomènes d'érosion et de dépôt entre les relevés par drone et ceux du dGPS Trimble, une analyse plus approfondie a été entreprise.

L'utilisation d'environ 100 points de contrôle, sur des localisations précises en dehors de la rivière (lignes de routes et de parking) et bien répartis sur le territoire, a permis de comparer les coordonnées X,Y,Z du drone avec celles de la couche SwissALTI3D de la Confédération. Des différences d'altitudes (Z) de -0.86 m à +0.35 m ont été identifiées entre les deux jeux de données. Ces décalages résultent principalement d'une erreur systématique de surface : un tilt (ou banding effect) dans la direction Nord-Est/Sud-Ouest au cours du traitement des images dans le logiciel Pix4D®. Le tilt affecte largement les aires étudiées et résulte majoritairement d'erreurs aléatoires dans la position et l'orientation de l'appareil photo (Lane et al., 2004). Aussi, la reconstruction 3D avec les algorithmes de l'approche SfM peut créer des erreurs significatives et une propagation d'erreurs (Micheletti et al., 2015). Même si l'approche SfM ne nécessite pas de points de contrôle, contrairement à la photogrammétrie classique, l'usage de ces derniers permet de garantir une exactitude des résultats (Micheletti et al., 2015 ; Pix4D, 2017) ; un aspect essentiel à privilégier pour toute étude géomorphologique où il est question d'étudier les phénomènes d'érosion et de dépôts de manière précise (Micheletti et al., 2015).

Le tilt a été calculé statistiquement par régression multiple, à partir des 100 points de contrôle, dans le logiciel Matlab®. De part la linéarité du tilt, un ajustement linéaire a été réalisé pour expliquer l'erreur d'altitude Z en fonction de X et Y.

$$dZ = a_1 + a_2X + a_3Y + a_4X^2 + a_5Y^2 + a_6XY \quad (1)$$

a1 :	0.000000000000
a2 :	-0.924145211427
a3 :	2.018062697063
a4 :	0.000000205531
a5 :	-0.000000728911
a6 :	-0.000000115025

Les différences d'altitudes obtenues avec la formule, ci-dessus, ont été comparées avec celles identifiées précédemment entre les données du drone et celles de la couche SwissALTI3D (cf. Figure 3). La correspondance des valeurs d'erreur pour les 100 points de contrôle a permis de considérer la correction comme étant fiable. Effectivement, l'erreur

moyenne d'altitude identifiée avant la régression (soit -0.29 m) est très proche de celle calculée après la régression dans Matlab© (-0.33 m).

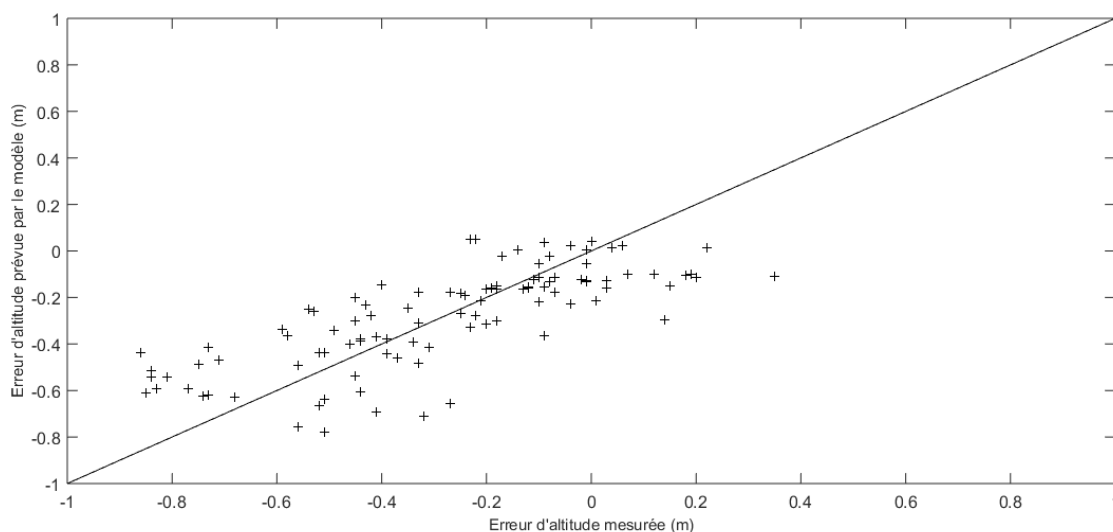


Figure 3 : comparaison de l'erreur d'altitude mesurée et prévue par le modèle de Matlab© pour les 100 points de contrôle (réalisée par le Professeur Stuart Lane, 2017)

Suite à l'identification de l'erreur d'altitude, la correction suivante a été appliquée.

$$Z_{\text{drone corrigé}} = Z_{\text{drone}} - dZ \quad (2)$$

La comparaison entre les altitudes des 100 points de mesures obtenues suite à la correction et celles provenant de la couche SwissALTI3D a mis en évidence une réduction de l'erreur d'altitude moyenne. Celle-ci est maintenant de 0.04 m. Suite à cela, la correction du tilt a été appliquée à l'ensemble du nuage de points exporté depuis Pix4D©. L'utilisation de quelques points de validation sur SwissALTI3D a permis de confirmer la fiabilité du nuage de points après correction.

3.7 Création d'un DEM (Digital Elevation Model)

A partir du nuage de points corrigé, un Digital Elevation Model (DEM) a été généré dans le logiciel Surfer©. Ce logiciel permet, d'une part, la création d'un raster - composé de carrés régulièrement répartis avec une valeur Z d'altitude en son sein - en interpolant un jeu de données X,Y,Z irrégulièrement réparties (Golden Software, 2011). D'autre part, à la différence d'une interpolation dans le logiciel Quantum GIS©, Surfer© permet l'introduction de lignes de rupture communément appelées breaklines pour le processus de gridding. Ces breaklines (sous forme de lignes composées de coordonnées X,Y,Z à chaque vertex) mettent en évidence les discontinuités lors du processus d'interpolation ; l'algorithme du

gridding calculant alors la coordonnée Z du plus proche point sur la breakline lorsqu'il en identifie une (Golden Software, 2011). Dans le cas de la Gérine, les breaklines ont été élaborées à partir de relevés aux dGPS Trimble au bas/haut des rives gauche/droite de la rivière puisque c'est à ces endroits-ci que les discontinuités dues aux rives manquent consécutivement à la présence d'arbres et leur suppression dans la deuxième étape d'analyse de Pix4D©.

La méthode de gridding choisie pour l'interpolation est le kriging. C'est une méthode qui supporte l'utilisation de breaklines et c'est également la plus recommandée dans la majorité des cas de figure puisque qu'elle permet l'obtention de bons résultats à partir d'un jeu de données X,Y,Z (Golden Software, 2011). Dans les options de gridding, une taille de pixel de 50 cm a été définie suite à la réduction de densité de points effectuée dans Matlab© (cf. chapitre 3.5).

3.8 Correction de la profondeur d'eau du DEM

Dans la suite de ce travail, il a été convenu de corriger la profondeur d'eau de la Gérine selon la méthode exposée par Westaway et al. (2000). Comme l'explique ces auteurs, de part la réfraction de la lumière à travers l'air et l'eau, c'est la profondeur apparente qui est identifiée par drone sur le DEM et non la profondeur réelle (Dietrich, 2016 ; Westaway & al., 2000).

Afin de corriger la profondeur d'eau selon cette méthode, une surface de l'eau et une profondeur apparente sont nécessaires. L'utilisation de l'orthomosaique créée dans le logiciel Quantum GIS© a permis de délimiter le contour de l'eau. Ce dernier, sous forme de ligne shapefile, a été converti en vertex et l'altitude du DEM (produit dans Surfer©) sous chacun d'eux a été extraite. Puis, une interpolation de l'altitude des vertex a été réalisée par triangulation toujours au sein du même logiciel pour obtenir une surface de l'eau. Le DEM de la profondeur apparente en dessous de cette surface d'eau a été extrait à l'aide du contour de l'eau (sous forme de ligne shapefile) précédemment utilisé.

Avec un code Matlab©, le DEM de la profondeur apparente a été multipliée par l'indice de réfraction pour l'eau (soit 1.340) et le DEM initialement corrigé obtenu comme résultat a ensuite été soustrait du DEM de la surface de l'eau ; permettant l'obtention d'un DEM corrigé final (Westaway et al., 2000).

En analysant de manière plus approfondie la correction réalisée dans Matlab© au sein du logiciel Quantum GIS©, des incohérences ont été constatées. De grandes corrections de profondeurs (1-1.5 m parfois) ont été appliquées dans des zones où la profondeur d'eau

n'excédait pas 0.2 à 0.3 m lors de l'acquisition des images par drone. Aussi, une comparaison effectuée entre les relevées dGPS des sections de vitesses de l'eau et les DEM avant et après correction a confirmé une plus grande pertinence du DEM sans la correction de la profondeur d'eau. Cette démarche confirme que la seule et véritable manière d'évaluer la qualité du DEM produit est de comparer les altitudes du DEM directement avec celles acquises au sol (Torlega et al., 1986). A la suite des erreurs de corrections constatées et étant donnée la faible profondeur d'eau dans la majorité du tracé de la Gérine (< 0.4 m) lors de l'acquisition des images, il a été décidé de ne pas appliquer de correction à la profondeur d'eau sur le DEM.

3.9 Modélisation en deux dimensions

Afin de pouvoir répondre à la question de recherche, le modèle hydrologique BASEMENT© (Basic Simulation Environment for Computation of Environmental Flow and Natural Hazard Simulation) a été utilisé. C'est un modèle à deux dimensions développé par l'ETHZ (Eidgenössische Technische Hochschule de Zürich) qui permet de modéliser numériquement le flux de l'eau ainsi que le transport des sédiments au sein d'une rivière (Vetsch et al., 2017c).

Procéder à l'utilisation d'un modèle hydrologique semble un passage obligé à l'heure actuelle. En effet, le calcul de la dynamique des fluides d'une rivière à partir de modèles a commencé à se faire de plus en plus remarquer ces dernières années et se présente alors comme un outil complémentaire aux méthodes traditionnelles rattachées principalement à la connaissance de la morphologie de la rivière, son flux et le transport de sédiments ; permettant ainsi de renseigner sur la prédiction de l'extension des inondations, de l'élévation de la surface de l'eau ou encore de la vitesse du flux (Bates et al., 2005). De plus, les simulations computationnelles de la dynamique des fluides informent plus clairement sur la structure du flux de la rivière, ses différentes composantes-clés et leurs interactions à la différence de mesures effectuées en laboratoire ou directement sur le terrain (Bates et al., 2005).

Le sous-système de BASEMENT© utilisé dans ce travail est BASEplane car il permet de simuler les inondations sur un plan 2D. Certains auteurs mettent clairement en avant la plus grande utilité du modèle 2D pour simuler les problèmes où il a été constaté un changement dynamique dans l'extension des inondations à travers le temps (Bates et al., 2005). En outre, ils soulignent que, dans le cas d'un chenal composé, le débordement du flux de l'eau au-delà des bancs s'avèrent clairement un processus 2D (Bates et al., 2005). Le module BASEplane 2D se base sur les équations de Saint-Venant dont la validité implique notamment une

distribution hydrostatique de la pression, une vitesse uniforme entre les sections, une petite pente au fond du chenal, etc. (Vetsch et al., 2017a).

3.10 Préparation du modèle de simulation hydrologique

Afin de paramétrer, calibrer et valider le modèle 2D, il est impératif d'avoir des données topographiques de haute résolution (c'est-à-dire un modèle numérique de terrain ou un nuage de points) mais aussi de connaître la rugosité et le débit amont/aval (Bates et al., 2005). Dans ce travail, les données topographiques (autrement dit le DEM obtenu avec les images du drone) au format raster ont été converties au format `.2dm` pour le module BASEplane 2D de BASEMENT©. Il est pertinent d'utiliser le DEM produit par drone pour définir la topographie d'un modèle hydrologique à deux dimensions et plusieurs chercheurs le confirment (Lejot et al., 2007).

Pour la conversion du format, plusieurs étapes ont été nécessaires dans le logiciel Quantum GIS© à partir du plugin BASEmesh. Dans un premier temps, un Quality Mesh a été créé (cf. Figure 4). Celui-ci est composé d'un ensemble d'éléments triangulaires (recouvrant toute la zone d'étude y compris la zone alluviale urbanisée) et contenant les informations géométriques dans le plan X et Y (Vetsch et al., 2017c) mais également de nœuds (ou points) à chaque sommets des éléments triangulaires. A noter que les nœuds ne sont volontairement pas présentés ici sur la carte (cf. Figure 4) pour des raisons visuelles à cause de leur trop grande densité. Pour le produire, des lignes de rupture (ou breaklines) ont été définies afin de délimiter le lit de la rivière, les rives, la section d'entrée et de sortie de débit. L'utilisation de marqueurs a permis de préciser la taille des éléments à 1 m^2 pour la rivière et les rives. Les éléments triangulaires de plaine alluviale urbanisée ont quant à eux dû être de taille supérieure (soit 9 m^2) à cause des limites de capacité de production du plugin BASEmesh. Il faut encore ajouter que l'angle minimal des triangles a été fixé à 28° en respectant les recommandations des concepteurs du logiciel BASEMENT©, étant donnée qu'un angle plus petit amène à une production réduite d'éléments et inversement un angle plus grand augmente davantage la quantité d'éléments produits (Vetsch et al., 2017b, 2017c). Enfin, des trous ont été élaborés, dans la zone alluviale, aux localisations des bâtiments. En procédant ainsi, les inondations sont simulées judicieusement autour de leur morphologie puisque l'intérieur de chaque trou est exclu de la modélisation (Vetsch et al., 2017c).

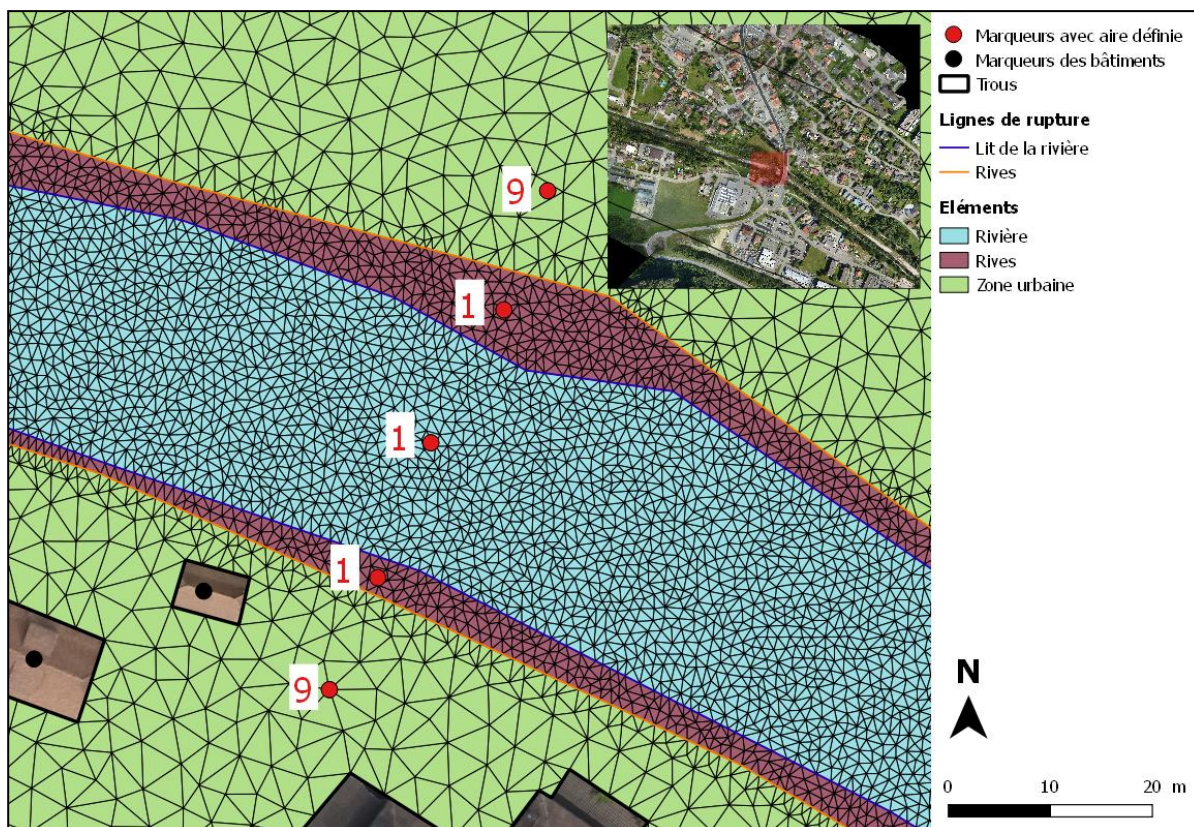


Figure 4 : réalisation d'un Quality Mesh

Dans un second temps, une interpolation a été effectuée afin d'extraire les altitudes du DEM produit par drone en vue de les introduire sur les nœuds du Quality Mesh (Vetsch et al., 2017c). Le résultat produit a été visualisé via le 3D viewer de BASEmesh afin de détecter de potentielles erreurs d'interpolation (Vetsch et al., 2017b, 2017c) puis ce résultat et les éléments triangulaires ont été exportés ensemble en format .2dm. Enfin, dans un troisième et dernier temps, des stringdefs ont été extraits. Ce sont des listes de numéros de nœuds du Quality Mesh (sous forme de ligne et en format texte .txt) à l'endroit exact des breaklines d'entrée et de sortie de débit qui permettent définir une condition de limite (boundary condition) pour le modèle (Vetsch et al., 2017c). Voici, ci-dessous, un exemple de stringdef pour la breakline d'entrée de débit (inflow) :

```
STRINGDEF {
    name = inflow
    node_ids = (1 67471 67472 63666 63667 64049 61579 ..... 1983)
    upstream_direction = right
}
```

(3)

Une fois ces étapes réalisées, la topographie et les stringdefs ont été importés dans le sous-module BASEplane de BASEMENT©. En outre, des paramètres de base ont été introduits dans le modèle 2D ; à savoir la constante gravitationnelle (9.81 m/s^2), la viscosité (0.000001

m^2/s) et la masse volumique de l'eau ($1000 \text{ kg}/\text{m}^3$). Au départ, un premier débit de $0.45 \text{ m}^3/\text{s}$ (en situation de basses eaux) a été utilisé pour la section d'entrée du modèle. Il a été calculé en multipliant chaque vitesse initialement mesurée dans la section de départ avec leur surface de section respective. Quant au débit de sortie, il a été convenu selon les consignes des concepteurs de BASEMENT©, soit à partir d'une relation hauteur d'eau - débit; dans la section de sortie du modèle (Vetsch et al., 2017a). Les pentes amont (1.4%) et avale (2.4%) ont été calculées géométriquement (sous <https://map.geo.admin.ch>) et converties en pour mille pour être utilisées dans le logiciel. Puis, le dernier paramètre défini dans le modèle est la rugosité, précisée ici avec la loi de Manning-Strickler. Elle a été fixée tout d'abord à 0.02 puis à 0.035 pour le lit de la rivière et à 0.05 aux rives ainsi que dans la plaine alluviale urbanisée en suivant la méthode de Chow (1959). Enfin, pour des raisons de stabilité du modèle, il a été convenu de considérer comme sèches (donc absentes d'eau) les profondeurs simulées inférieures à 0.05 m (Vetsch et al., 2017b).

3.11 Calibration du modèle

Deux premières simulations d'écoulement ont été effectuées au sein du modèle 2D BASEplane de BASEMENT© avec le débit initial de basses eaux ($0.45 \text{ m}^3/\text{s}$) et en choisissant deux rugosités de Manning-Strickler différentes pour le lit de la rivière ; une de 0.02 puis une de 0.035 selon Chow (1959) afin de calibrer le modèle. Hunter et al. (2008) soulignent l'importance d'une calibration robuste, notamment de la rugosité, dans un modèle 2D utilisant les équations de Saint-Venant (ou Shallow Water Equations).

En premier lieu, la conservation de masse du modèle a été vérifiée en comparant le débit d'entrée avec celui de sortie. Dans un second temps, les résultats de vitesses et de profondeurs obtenus dans un format spécifique (.sol) ont été ouverts via le plugin Crayfish dans le logiciel Quantum GIS©. Au sein de ce dernier logiciel, le format spécifique a été converti en format raster et c'est à ce moment qu'il a été possible d'extraire les valeurs du raster (soit les vitesses et les profondeurs) directement sous les points relevés au dGPS en utilisant le plugin "Point Sampling Tool" (cf. Figures 5 et 6 avec le coefficient de rugosité de Manning-Strickler de 0.035). Une fois cette démarche réalisée, les paramètres de vitesses et de profondeurs obtenus ont été comparés avec ceux mesurés in situ dans les trois sections comprises dans la zone d'étude.

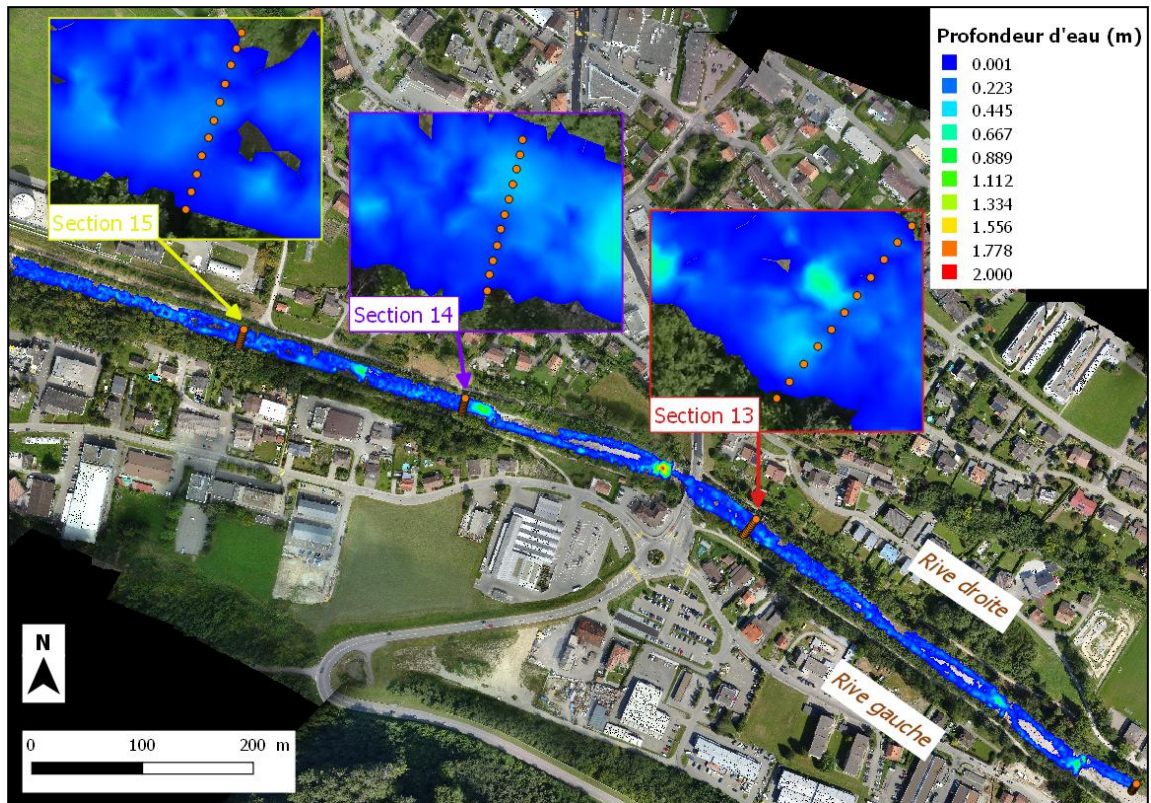


Figure 5 : sections de mesures in situ des profondeurs

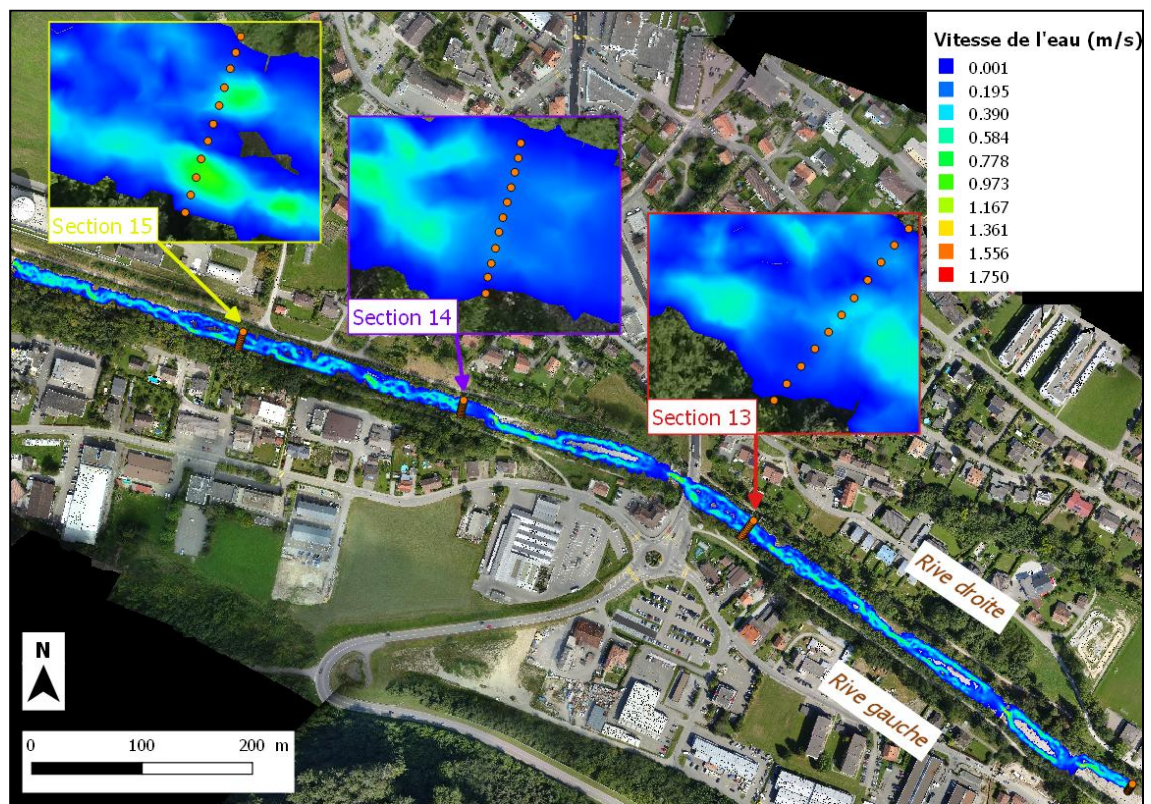


Figure 6 : sections de mesures in situ des vitesses

En comparant les valeurs de vitesses et de profondeurs des deux simulations avec les mesures réalisées in-situ (cf. Tableau 1), on peut remarquer que les erreurs moyennes de profondeurs et de vitesses sont plus faibles avec le paramètre de rugosité de Manning-Strickler de 0.02 plutôt que de 0.035. Bien que des erreurs soient observées dans les deux cas, le modèle n'a pas été calibré avec des valeurs de rugosité de lit de rivière supérieures (ex. 0.04 ou 0.05) puisqu'elles correspondent plutôt à celles constatées dans des cours d'eau de montagne composés de très grands blocs (Chow, 1959). Dans le cas de la Gérine, une rivière en tresse du domaine préalpin, le diamètre médian des blocs mesurés n'excède pas 0.08 m. Enfin, il faut préciser que l'utilisation d'un mesh de résolution plus grossière est aussi un élément qui influence les prédictions du modèle (Fewtrell et al., 2008).

L'usage de l'erreur moyenne peut être trompeuse pour évaluer la pertinence des résultats ; les valeurs positives et négatives pouvant s'annuler et par conséquent engendrer une erreur moyenne nulle (Taylor, 1997). Afin d'identifier de manière plus approfondie lequel de ces deux paramètres de rugosité (0.02 ou 0.035) est le plus pertinent à utiliser dans ce modèle de simulation d'inondation, les écarts-types des erreurs par rapport à la moyenne ont été calculés. Taylor (1997) précise que le calcul des écarts-types permet de renseigner plus adéquatement sur la fiabilité des mesures puisque c'est un indicateur de précision et d'incertitude ; informant sur la propagation de l'erreur. Les écarts-types des erreurs sont plus petits pour le paramètre de rugosité Manning-Strickler le plus élevé (0.035). Par conséquent, la précision est meilleure et l'incertitude moins grande étant donné la plus faible dispersion des valeurs autour de la moyenne. On remarque aussi que l'erreur moyenne en valeur absolue est plus faible avec le paramètre de rugosité le plus grand. Compte tenu de ces informations, c'est la valeur de Manning-Strickler de 0.035 qui a été retenue.

Tableau 1 : erreurs moyennes (signées et absolues) et écarts-types entre les vitesses/profondeurs prédites par le modèle et mesurées sur le terrain

	Paramètres	Erreurs moyennes	Ecart-types de l'erreur	Erreurs moyennes absolues
Rugosité de Manning-Strickler à 0.035	Vitesses	-0.0139	0.225	0.156
	Profondeurs	0.0099	0.112	0.082
Rugosité de Manning-Strickler à 0.02	Vitesses	0.0041	0.272	0.172
	Profondeurs	0.0023	0.117	0.086

3.12 Qualité des prévisions calibrées

Une fois la calibration du modèle effectuée et l'obtention du paramètre de rugosité selon Manning-Strickler (0.035), une analyse de la qualité des prévisions calibrées a été entreprise. Etant donné le peu de sections disponibles dans la zone d'étude, il n'a pas été possible de procéder à une validation.

Sur les tableaux 2 et 3, on peut déjà voir qu'en considérant les sections séparément, certaines valeurs mesurées et prédites par le modèle correspondent alors qu'à plusieurs endroits des décalages subsistent. En effet, les différences de vitesses aux sections 13 et 14, n'excèdent pas plus d'une vingtaine de centimètres par seconde. En revanche, les décalages constatés à la section 15 sont plus importants puisqu'ils atteignent jusqu'à 50 à 60 cm/s. En ce qui concerne les profondeurs, on observe plutôt 15 cm à 25-30 cm de différence pour les sections 13 et 14. Il est néanmoins surprenant de découvrir que la section 15 présente, cette fois, de meilleurs résultats que les deux autres sections (soit une différence d'une dizaine de centimètres tout au plus) alors qu'elle obtenait le moins bon résultat pour les vitesses.

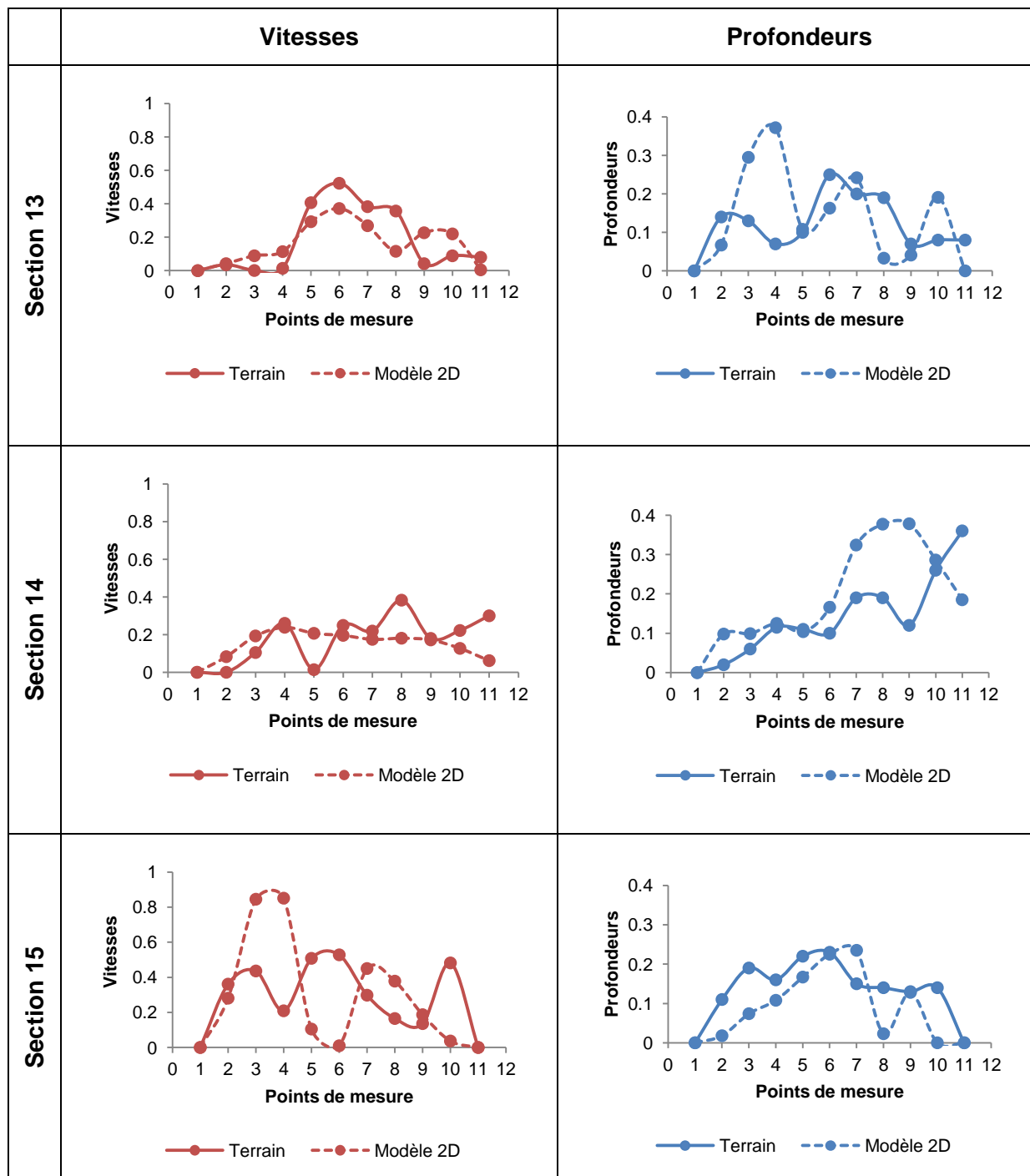
A partir du tableau des erreurs moyennes pour toutes les sections confondues (cf. Tableau 1), on peut voir qu'une erreur systématique (ou biais) n'est pas à exclure puisque les valeurs sont proches de zéro mais ne l'atteignent toutefois pas. Aussi, bien que la précision soit meilleure avec une rugosité de 0.035, il y a tout de même des erreurs de précisions à considérer à partir des écarts-types.

Tableau 2 : valeurs des vitesses et des profondeurs mesurées in situ et simulées par le modèle 2D

Sections	Paramètres	Terrain/ Modèle 2D	Points de mesures (de la rive gauche à la rive droite)										
			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
13	Vitesse (en m/s)	Terrain	0	0.035	0.001	0.014	0.407	0.523	0.383	0.357	0.042	0.089	0.080
		Modèle 2D	0	0.042	0.089	0.114	0.293	0.372	0.269	0.116	0.227	0.220	0.005
		Δ	0	0.007	0.088	0.100	-0.114	-0.151	-0.114	-0.241	0.185	0.131	-0.075
	Profondeurs (en m)	Terrain	0	0.140	0.130	0.070	0.100	0.250	0.200	0.190	0.070	0.080	0.080
		Modèle 2D	0	0.067	0.295	0.372	0.108	0.163	0.242	0.033	0.041	0.191	0
		Δ	0	-0.073	0.165	0.302	0.008	-0.087	0.042	-0.157	-0.029	0.111	-0.080
14	Vitesse (en m/s)	Terrain	0	0	0.105	0.260	0.014	0.249	0.219	0.383	0.180	0.222	0.300
		Modèle 2D	0	0.083	0.193	0.239	0.207	0.196	0.175	0.181	0.172	0.127	0.062
		Δ	0	0.083	0.088	-0.021	0.193	-0.053	-0.044	-0.202	-0.008	-0.095	-0.238
	Profondeurs (en m)	Terrain	0	0.020	0.060	0.115	0.110	0.100	0.190	0.190	0.120	0.260	0.360
		Modèle 2D	0	0.098	0.099	0.125	0.104	0.166	0.324	0.377	0.378	0.286	0.185
		Δ	0	0.078	0.039	0.01	-0.006	0.066	0.134	0.187	0.258	0.026	-0.175
15	Vitesse (en m/s)	Terrain	0	0.361	0.436	0.209	0.508	0.528	0.298	0.165	0.136	0.482	0
		Modèle 2D	0	0.281	0.845	0.851	0.105	0.010	0.450	0.378	0.187	0.037	0
		Δ	0	-0.08	0.409	0.642	-0.403	-0.518	0.152	0.213	0.051	-0.445	0

Profondeurs (en m)	Terrain	0	0.110	0.190	0.160	0.220	0.230	0.150	0.140	0.130	0.140	0
	Modèle 2D	0	0.018	0.074	0.108	0.167	0.225	0.235	0.023	0.128	0	0
	Δ	0	-0.092	-0.116	-0.052	-0.053	-0.005	0.085	-0.117	-0.002	-0.140	0

Tableau 3 : tendances des valeurs de vitesses et de profondeurs



Les coefficients de corrélation donnent également une indication sur la précision (cf. Tableau 4). On s'aperçoit que pour les vitesses et les profondeurs (en prenant en compte toutes les sections simultanément), les valeurs sont positives mais faibles. Cela signifie qu'il n'y a

qu'une petite covariance entre les données mesurées et celles prédites par le modèle ; traduisant donc une moins bonne précision du modèle et donc des erreurs aléatoires.

Tableau 4 : coefficients de corrélation

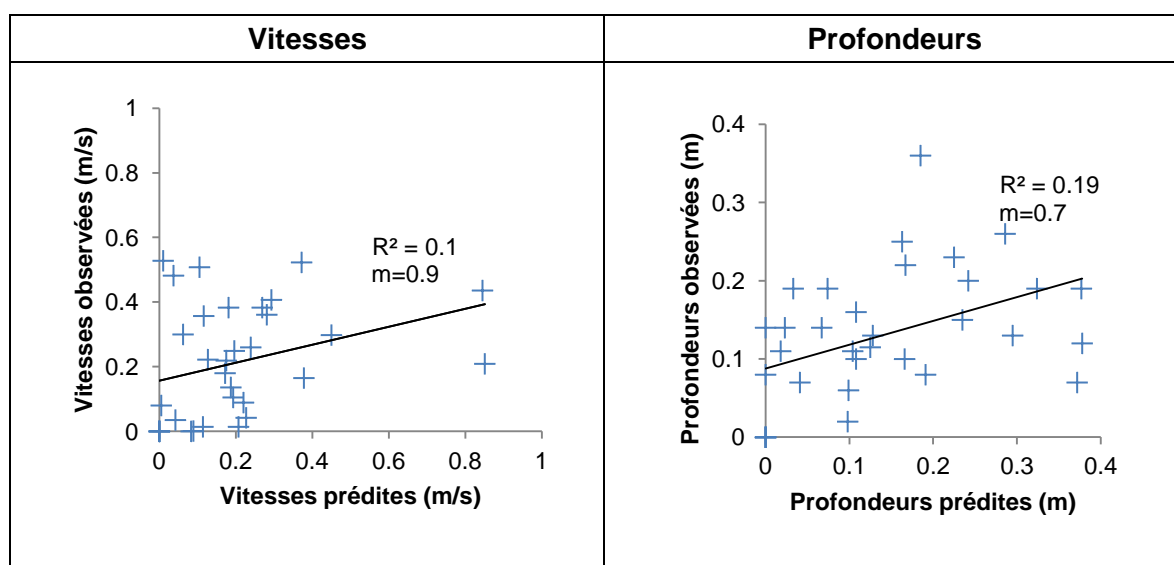
Paramètres	Coefficients de corrélation
Vitesses	0.3
Profondeurs	0.4

En plus des statistiques décrites ci-dessus, la pente (m) de la ligne de régression RMA (Reduced Major Axis) a été calculée pour les deux paramètres et à chacune des sections. Harper (2014) explique que la régression RMA gère à la fois les erreurs dans les variables en X et en Y à la différence de la régression par les moindres carrés.

$$m = \left[\frac{\text{var (observé)}}{\text{var (prédit)}} \right]^{0.5} \quad (4)$$

Dans le tableau 5, la pente de la ligne de régression des vitesses et celle des profondeurs calculées sont les deux très proches de 1 mais toutefois un peu inférieures. Cela traduit que le modèle est biaisé puisqu'il a généralement tendance à sur-prédire les valeurs de vitesses et de profondeurs. Il n'a toutefois pas été calibré avec des valeurs de rugosité de lit de rivière supérieures (ex. 0.04 ou 0.05) compte tenu de la justification mentionnée précédemment.

Tableau 5 : Régressions pour les vitesses et les profondeurs



3.13 Elaboration de scénarios

Après la calibration du modèle et l'analyse de la qualité des prévisions calibrées, neuf scénarios ont été réalisés en variant les débits de crue et le niveau de dépôt de sédiments au fond du lit (cf. Tableau 6).

Tableau 6 : scénarios

Scénarios	Débits (m ³ /s)	Dépôts (m)
1	60	0
2		0.3
3		1
4	70	0
5		0.3
6		1
7	100	0
8		0.3
9		1

Des chercheurs se sont déjà intéressés à effectuer des scénarios de changement climatique sur les débits d'inondation mais principalement sur de très grands cours d'eau de taille bien supérieure à la Gérine et même sur des fleuves (Middelkoop et al., 2001 ; Nohara, 2006 ; Milly et al., 2002). Ils sont donc difficilement envisageables pour les scénarios de ce travail. Il faut être conscient que, de part, leur contexte montagneux, les régions situées dans l'Arc alpin doivent être davantage distinguées. En effet, par leur complexité, la multitudes de facteurs intervenants et leur interdépendance (Beniston, 2005), les modèles climatiques sont soumis a des défis considérables et il y a des incertitudes dans les projections du changement climatique (Gobiet, 2014). Le relief engendre une influence sur le soulèvement orographique de l'air et donc la génération de précipitations d'origine convective (Douguedroit et De Saintignon, 1984), par conséquent, l'évolution des précipitations estivales futures est très incertaine (OcCC, 1998). Aussi, dans ces régions, le stockage de l'eau sous forme de neige est un aspect important à relever puisqu'il est prévu que les débits hivernaux augmenteront consécutivement à une fonte du manteau neigeux et de l'intensification des précipitations hivernales (OcCC, 1998 ; Middelkoop et al., 2001 ; Office fédéral de l'environnement, 2012).

Pour l'élaboration des scénarios, on doit quand même tenir compte que la rivière étudiée prend sa source en milieu Préalpin à environ 1300 m d'altitude (Service de l'environnement de Fribourg, 2009). La couverture neigeuse devrait drastiquement diminuer en-dessous de 1500-2000 m à la fin du siècle (Gobiet, 2014) et il faut également s'attendre à des précipitations majoritairement liquides dans le future puisqu'il est prévu que la limite des chutes de neige s'élève de 500 m avec une augmentation de température de 3°C d'ici 2070-2099 (Office fédéral de l'environnement, 2012) et de 300 à 600 m dans les Alpes de manière générale (Gobiet, 2014).

Dans les scénarios, trois débits hivernaux ont été définis pour le long terme, un à $60 \text{ m}^3/\text{s}$, un autre à $70 \text{ m}^3/\text{s}$ et enfin un dernier à $100 \text{ m}^3/\text{s}$. Le choix de ces valeurs s'est fait sur plusieurs critères. Tout d'abord, il faut savoir qu'au cours des trois dernières années de mesures (les seules disponibles de 2015-2017) sur le site Internet de SwissRivers (www.fribourg.swissrivers.ch), le débit de la Gérine a atteint des pics allant jusqu'à $50 \text{ m}^3/\text{s}$ au mois de janvier à Marly sans toutefois montrer d'inondation particulière dans la plaine alluviale. Ensuite, à travers la littérature, on remarquera que des changements d'intensités des précipitations hivernales sont à envisager pour le futur mais différents résultats sont mis en évidence (Office fédéral de l'environnement, 2012 ; Lane et al., 2007 ; Bosshard, 2015 ; Gobiet, 2014 ; Association Suisse pour l'Aménagement des Eaux, 2007). Il est prévu que les précipitations hivernales augmenteront de 20% à la fin du siècle en Suisse (Office fédéral de l'environnement, 2012) et cette même valeur a également été projetée pour une rivière de piémont pour les années 2080 au mois de janvier (Lane et al., 2007). L'Association Suisse pour l'Aménagement des Eaux qui regroupe un panel d'experts souligne même qu'une croissance des valeurs de fortes précipitations hivernales d'au maximum 20%, associée à un allongement de leur durée, sont deux éléments à prévoir dans le futur (Association Suisse pour l'Aménagement des Eaux, 2007). A partir de ces constatations, le premier débit scénarisé de $60 \text{ m}^3/\text{s}$ a été obtenu en augmentant de 20% la valeur du pic de débit de la Gérine initialement située à $50 \text{ m}^3/\text{s}$ (www.fribourg.swissrivers.ch). Néanmoins, il faut prendre en compte que certaines modélisations régionales (en utilisant les stations de MétéoSuisse) pour l'an 2085 et également en janvier, projettent une élévation atteignant presque jusqu'à 35% de précipitations en plus (Bosshard, 2015). C'est pourquoi un second débit de $70 \text{ m}^3/\text{s}$ a été utilisé pour les scénarios en amplifiant de 35% la valeur initiale de débit.

Ensuite, un troisième débit de $100 \text{ m}^3/\text{s}$ a été envisagé étant donné qu'en se basant précédemment uniquement sur la valeur hivernale initiale de $50 \text{ m}^3/\text{s}$ (le maximum observé dans la Gérine au cours des trois dernières années), on ne dispose pas de suffisamment de recul pour savoir si des débits de valeur supérieure ont déjà pu être observés en janvier avant l'an 2015 dans cette rivière. Aussi, la réponse du bassin versant doit être prise en compte dans le phénomène d'inondation et pas uniquement les précipitations. L'OcCC (1998) souligne que plusieurs facteurs interviennent dans le phénomène de crue notamment, la quantité de précipitations et la forme de ces dernières mais encore la surface du bassin versant et la structure du réseau hydrographique ; cette dernière étant un facteur déterminant dans la formation de crues. Compte tenu du nombre d'affluents que compte la Gérine (Service de l'environnement de Fribourg, 2008) et la restriction de largeur de section

dans le tronçon de rivière situé en zone urbanisée en comparaison avec la zone amont, on se doit d'être préparé à toute éventualité en terme de phénomène de crue.

Il peut paraître un peu grand pour un débit hivernal à l'heure actuelle. Toutefois, on doit se rendre à l'évidence que l'ampleur et la fréquence des crues se feront plus grandes, en hiver dans les bassins versants de petite et moyenne étendues et en-dessous de 1500 m - étant donnée une croissance des précipitations sous forme de pluie plutôt que de neige mais encore une hausse de ces dernières (OcCC, 2007). Aussi, avec une saturation des sols plus importante (suite à l'augmentation des précipitations hivernales) il faut s'attendre à des pointes de crues plus élevées (Association Suisse pour l'aménagement des Eaux, 2007). De plus, des phénomènes d'inondation engendrés en fonction du nombre de jours de précipitations précédents l'événement devront également être considérés (Froidevaux et al., 2015 ; Merz et Blöschl, 2003). En hiver, il faut s'attendre à un allongement de la durée et de l'intensité des fortes précipitations (Association Suisse pour l'Aménagement des Eaux, 2007). Plusieurs types d'inondations existent (celles liées à des pluies de longue ou de courte durée, celles engendrées par des crues éclairées ou un ratio liquide/solide de précipitations plus élevé ou encore les inondations liées à la fonte des neiges) mais presque la moitié d'entre-elles sont la conséquence de précipitations de longue durée (Merz et Blöschl, 2003) et c'est particulièrement significatif à partir de trois jours de pluie consécutifs (Froidevaux et al., 2015).

Puis, il faut se rendre à l'évidence que les modèles climatiques globaux et régionaux évaluent bien les changements moyens du climat mais il n'en est pas de même en ce qui concerne la modélisation des événements de plus grande intensité (OcCC, 1998). A l'heure actuelle, il y a des incertitudes car on ne dispose pas de suffisamment de recul pour identifier une augmentation de la fréquence d'apparition des événements de plus grande intensité étant donné leur rareté et aussi du fait que les observations climatiques couvrent une période de 100 ans tout au plus (OcCC, 1998). Aussi, il a été démontré que les changements de la circulation atmosphérique à grande échelle ont déjà eu un rôle non négligeable sur la fréquence des inondations passées en Suisse (Schmocker-Fackel, 2010). On se doit donc de simuler un événement de crue un peu plus important que la moyenne dans les scénarios de ce travail - et ceci d'autant plus dans une zone urbanisée où il y a une concentration d'infrastructures diverses - pour évaluer les impacts potentiels.

Enfin, concernant le rehaussement du lit, trois niveaux (0 m, 0.3 m et 1 m) ont été définis pour chaque débits décrits ci-dessus. L'élaboration de scénarios sans exhaussement (0 m) permet d'effectuer des comparaisons avec les scénarios où du dépôt de sédiments est ajouté en vue d'identifier un éventuel changement sur l'ampleur du phénomène d'inondation.

On remarque à travers la littérature, que le lit de la rivière peut s'exhausser de plus de 10 cm en un peu moins de deux ans et demie dans un environnement de piémont (Lane et al., 2007). De plus, ces mêmes auteurs prévoient déjà un rehaussement du lit de 10 et 20 cm par an dans les années 2050 et 2080 suite à une augmentation du volume de sédiments transportés respectivement de +70% et +140% (découlant d'une augmentation de l'intensité et de la fréquence des débits d'eau) (Lane et al., 2008). Les scénarios de 0.3 m et 1 m de dépôts semblent donc justifiés même si la valeur d'un mètre peut paraître surprenante à première vue. Néanmoins, dans la Gérine, une rivière de piémont, un plus important transfert de sédiments vers l'aval est envisageable suite à la cessation de l'extraction de graviers de la Gérine environ 2 km en amont de Marly (à Stersmühle, Tentlingen). De 1962 à 1973, 25'000 m³ de graviers ont été extraits par année à des fins commerciales et de 2009 à 2010 c'était 2500 à 8000 m³/an (Service des ponts et chaussées de Fribourg, 2015). Cependant, après 2010 et suite à la loi sur l'aménagement des cours d'eau datée du 26 novembre 1975, l'extraction de matériaux a été interdite au lieu-dit mais des extractions sécuritaires ont dû toutefois être réalisées (à plusieurs localisations amont et à Marly) de façon à garantir la sécurité contre les crues suite à l'identification d'un exhaussement de lit (Service des ponts et chaussées de Fribourg, 2015). Il y a toutefois des conflits d'intérêts entre une protection contre les crues et le maintien d'une dynamique naturelle de charriage et dépôt d'autant plus que les zones en amont et en aval de Marly se trouvent en zone alluviale d'importance nationale (Service des ponts et chaussées de Fribourg, 2015). Enfin, il s'avère nécessaire d'ajouter que les seuils présents dans le lit de la rivière à Marly - dans le but de réduire la capacité de transport des graviers et à améliorer l'écomorphologie - sont des infrastructures anthropiques qui ont un rôle non négligeable sur le rehaussement du lit puisqu'ils réduisent la pente du chenal. On l'avait vu précédemment, une réduction de cette dernière entraîne une atténuation de la contrainte de cisaillement et donc de la capacité de transport des sédiments (Rickenmann et al., 2015).

4. Résultats

4.1 Hauteurs d'eau et surfaces d'inondation

4.1.1 Situation de débit de basses eaux

Une première simulation d'écoulement a été réalisée pour la situation de basses eaux ($Q = 0.45 \text{ m}^3/\text{s}$) (cf. Figures 7 et 8). Dans le chenal, on observe, une profondeur d'eau n'excédant pas 30 à 40 cm. Exception faite toutefois aux localisations des affouillements en aval des seuils où elle s'étend de 60 cm à 2 mètres parfois au maximum. Avec ce débit, les bancs de la rivière ne sont pas encore inondés étant donné leur hauteur de plusieurs dizaines de

centimètres. Aussi, l'eau circule exclusivement dans le chenal sans encore montrer de débordement sur les rives gauche/droite.

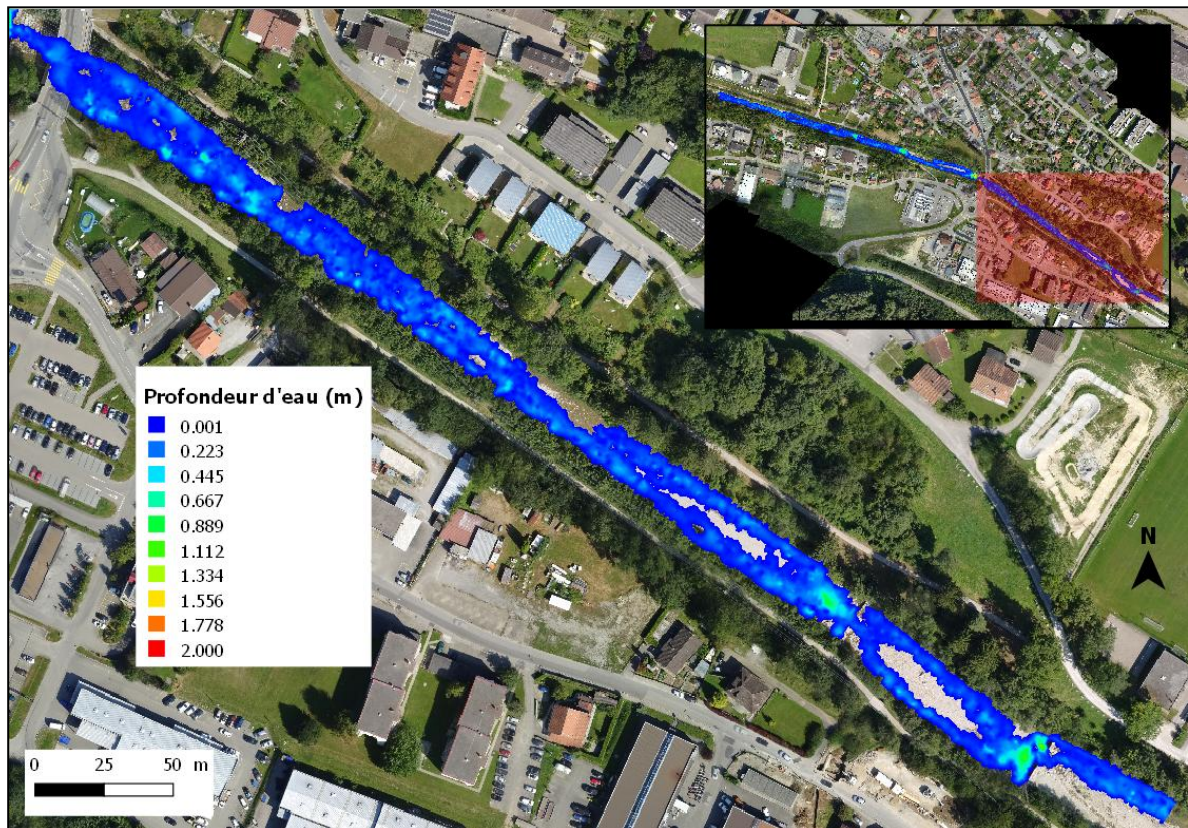


Figure 7 : situation de basses eaux ($0.45 \text{ m}^3/\text{s}$) en amont

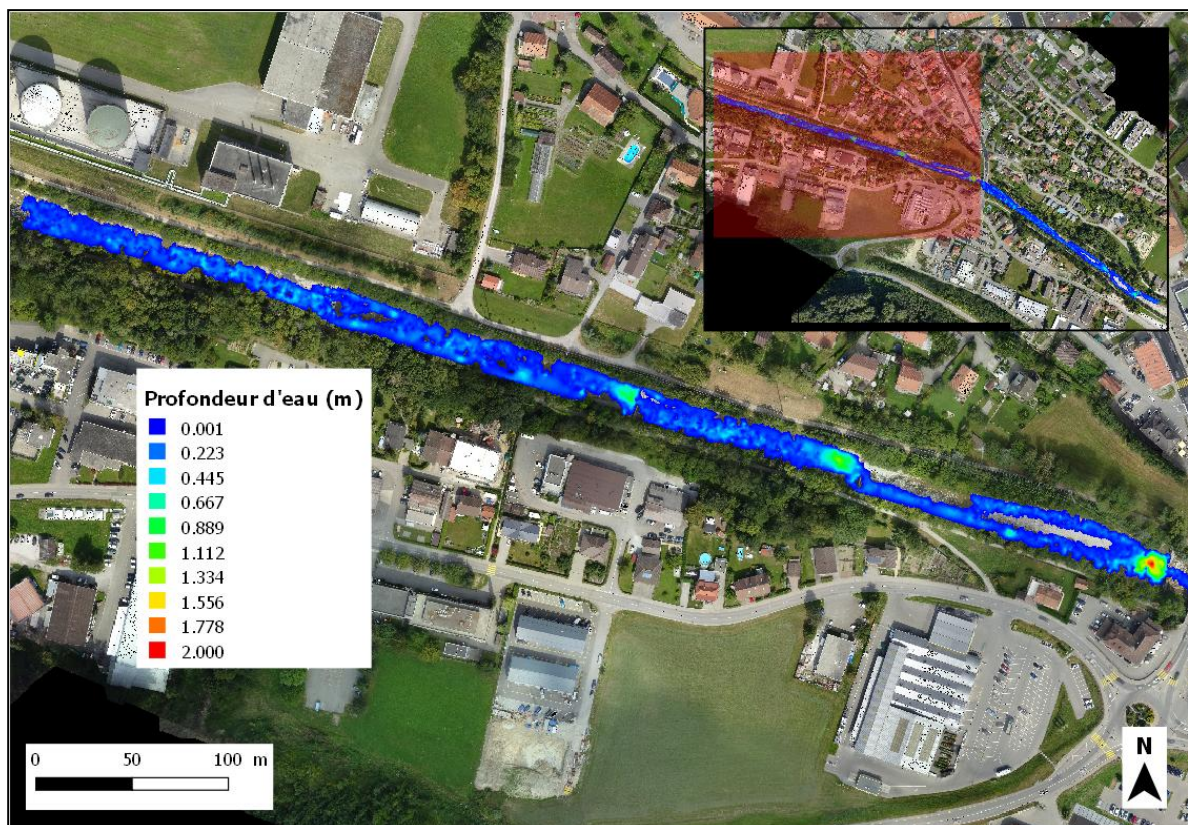


Figure 8 : situation de basses eaux ($0.45 \text{ m}^3/\text{s}$) en aval

4.1.2 Situation hivernale initiale avec un débit de 50 m³/s

La deuxième simulation d'écoulement concerne le débit hivernal de 50 m³/s (le plus haut déjà constaté au cours de ces trois dernières années (2015-2017) en janvier dans la Gérine) (cf. Figures 9 et 10). Il est possible de voir que l'eau au sein du chenal est haute. Elle est d'au maximum 1.8 m (sans prendre en compte les affouillements). A ce stade, il n'y a pas d'inondation observée au-delà des rives dans la plaine alluviale et donc aucun bâtiment impacté par l'eau. En revanche, les rives sont déjà en partie inondées et la surface immergée à leur endroit correspond à environ 0.6 ha. Concernant la hauteur d'eau aux rives, elle s'étend de quelques centimètres au haut de celles-ci jusqu'à 60 cm en bas.

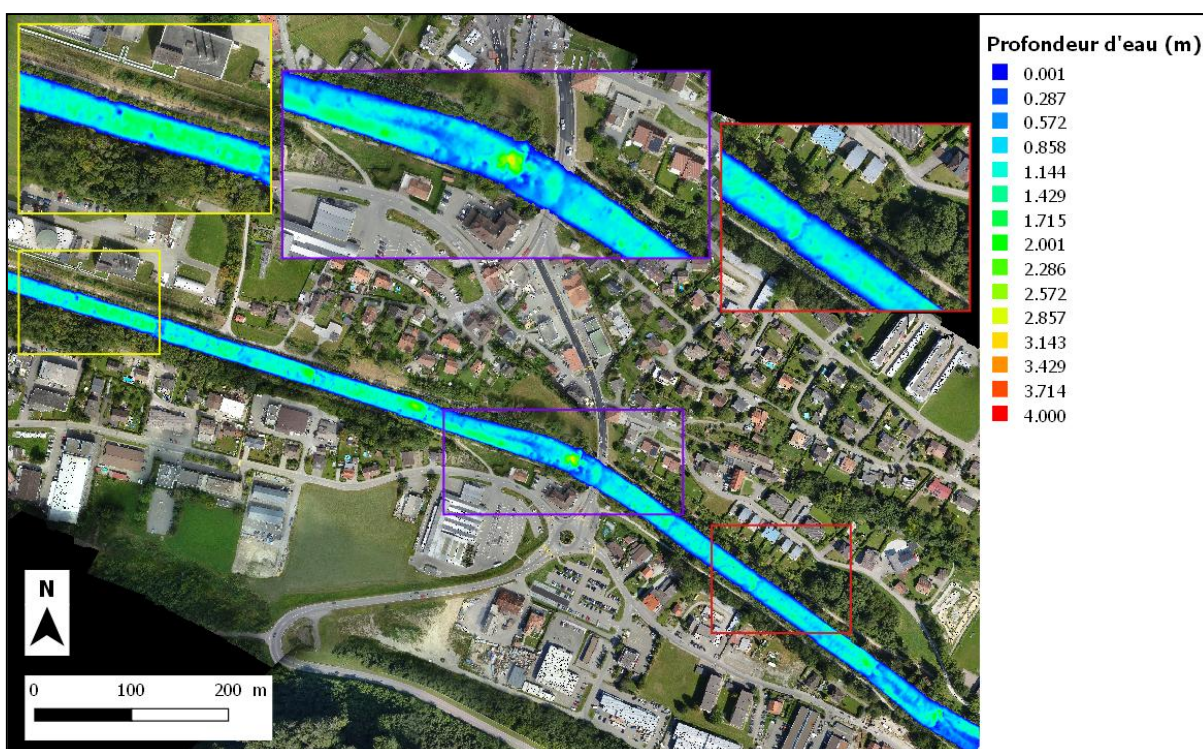


Figure 9 : situation à 50 m³/s

4.1.3 Scénarios avec un débit de 60 m³/s

Ensuite, concernant les scénarios, on peut voir qu'avec un débit de 60 m³/s et sans dépôt ajouté (cf. Figures 10 et 11), le niveau d'eau de la rivière augmente un petit peu pour atteindre au maximum 1.9 m. De plus, l'eau se rapproche davantage du sommet des rives. En partant de leur sommet jusqu'à proximité de leur base, il y a maintenant quelques centimètres à 0.8 m d'eau et la surface inondée aux rives s'est agrandie (0.66 ha). En élaborant un deuxième scénario avec le même débit mais en élevant le lit de la rivière de 30 cm (cf. Figures 10 et 12), aucune réduction de la capacité du chenal ne peut être clairement identifiée en regardant directement dans le chenal et il y a toujours 1.9 m d'eau. Il faut se rendre à l'évidence que c'est tout à fait évident car, ici, ce sont les profondeurs qui sont

présentées sur les cartes. Il faut donc penser que la lame d'eau a la même épaisseur que sous le scénario 1 mais qu'elle s'écoule sur un lit surélevé de 30 cm. Cet élément n'est donc pas directement visible au travers des cartes et au-dessus du lit. En revanche, on remarque plus facilement un changement de hauteur d'eau aux rives. Elles sont immergées sous une hauteur d'eau comprise entre quelques centimètres à 1 m au maximum. Concernant la surface d'inondation aux rives, elle est plus grande (0.79 ha) par rapport à la situation sans dépôt. Néanmoins, pour ces deux scénarios présentés, aucune inondation n'est encore à déplorer dans la plaine alluviale urbanisée de Marly.

En revanche, avec le troisième et dernier scénario, réalisé avec ce même débit mais en définissant un exhaussement du lit d'un mètre, des différences sont mises en évidence (cf. Figures 10 et 13). De façon similaire à ce qui a été expliqué ci-dessus, on ne voit pas directement que la hauteur d'eau monte en regardant au-dessus du lit car ce sont les profondeurs qui sont présentées ici même si on remarque toutefois que la lame d'eau directement au-dessus du lit a diminué (1.7 m) depuis le scénario sans rehaussement du lit. Au bas des rives on voit mieux le phénomène d'élévation de la hauteur d'eau. Elle est devenue plus importante car il y a maintenant 1.4-1.5 m d'eau au maximum au bas des rives alors qu'aux scénarios 1 et 2, le niveau d'eau n'excédait pas 0.8 m et 1 m. En comparant avec la situation hivernale de départ de 50 m³/s, la hauteur d'eau maximale obtenue aux rives avec 30 cm de dépôt sur le lit et ce débit de crue n'est pas très loin du double alors qu'avec le plus grand rehaussement associé à ce débit elle a plus que doublé et l'eau arrive au sommet des rives. A la différence des deux premiers scénarios et la situation de débit de 50 m³/s, au scénario 3 l'eau a même débordé dans la plaine alluviale et deux sites se distinguent par une étendue d'eau plus importante. La hauteur d'eau à leur endroit est de 0.1-0.3 m parfois 0.5-0.6 m. Il y a encore deux plus petites localisations impactées en zone alluviale ; une présentant un niveau d'eau n'excédant pas 0.1-0.2 m, dans l'autre celui-ci varie de 0.1-0.4 m. En terme de surface inondée, en prenant en compte les rives et la plaine alluviale, cela correspond à 1.4 ha. Rien qu'en zone alluviale le phénomène d'inondation a une ampleur de 0.37 ha et il y a une infrastructure habitable touchée.

De manière générale, à travers ces trois premiers scénarios, le troisième se distingue par une inondation produite dans la zone habitable et il y a un bâtiment impacté. Dans ce scénario, on peut encore souligner que les hauteurs d'eau les plus importantes dans la plaine alluviale sont celles généralement situées directement au-delà du sommet des rives mais il y a toutefois des exceptions à cette règle. De plus, certaines localisations éloignées de la rivières sont sous l'eau alors que d'autres à proximité du haut des berges ne le sont pas.

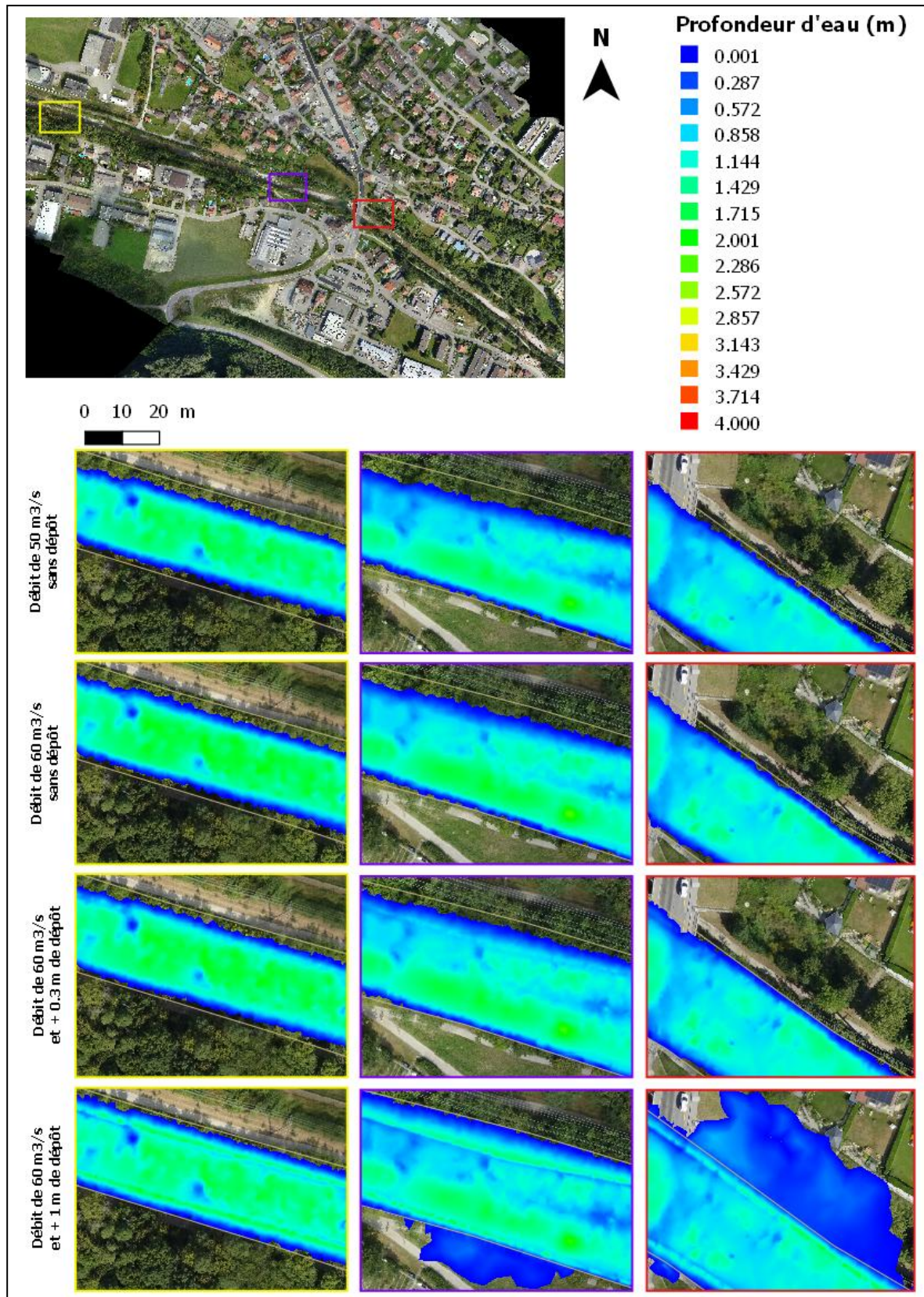


Figure 10 : zooms effectués pour le débit initial de 50 m³/s et pour les scénarios 1 à 3



Figure 11 : inondation avec le scénario 1 (60 m³/s sans dépôt)

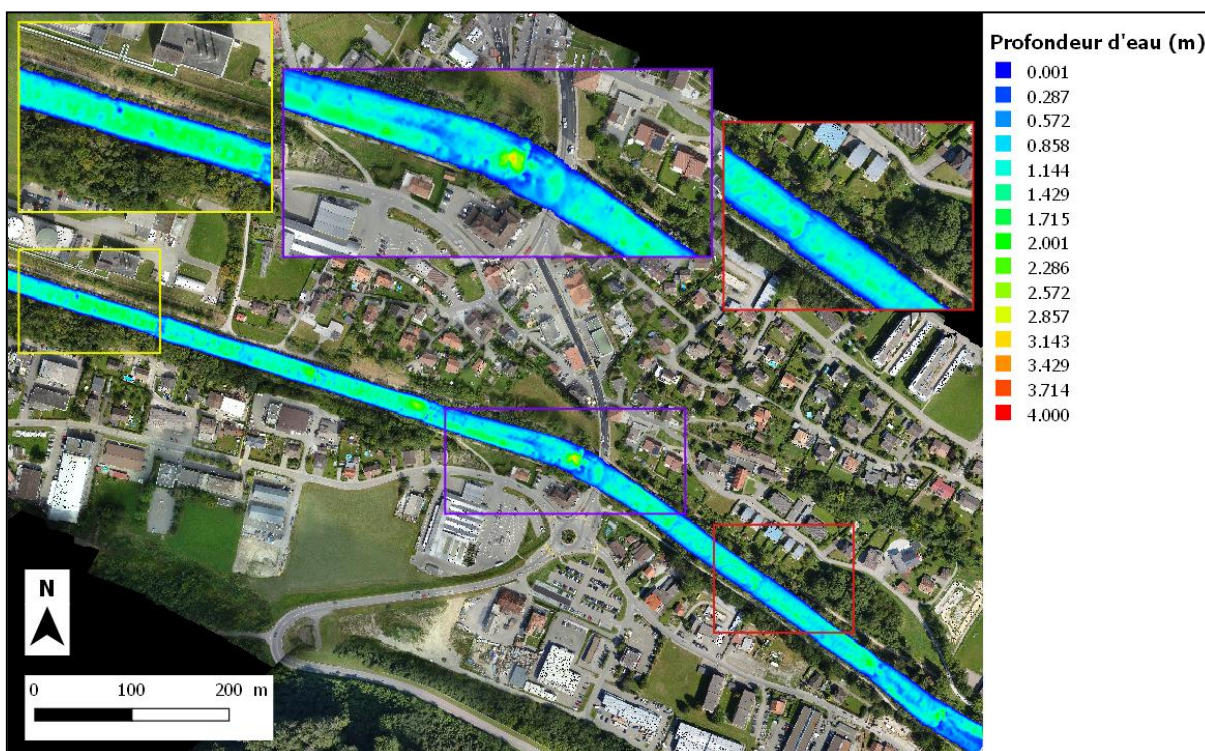


Figure 12 : inondation avec le scénario 2 (60 m³/s et +0.3 m de dépôt)

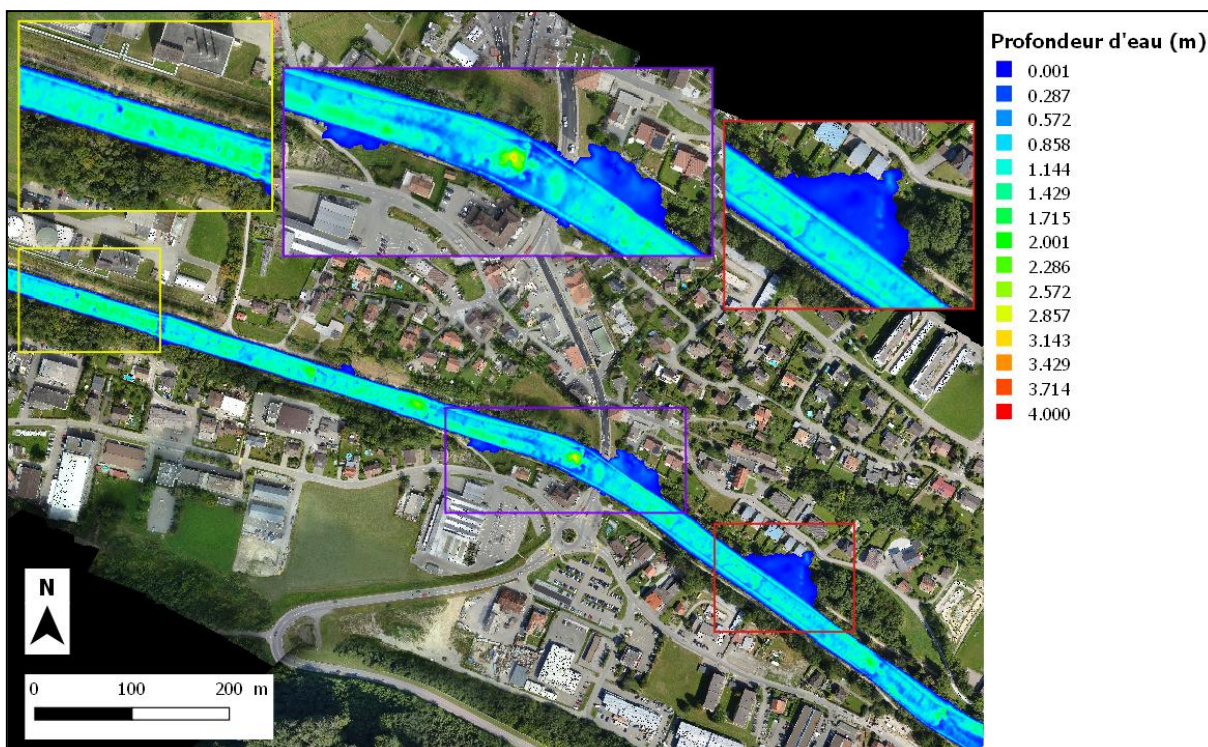


Figure 13 : inondation avec le scénario 3 (60 m³/s et +1 m de dépôt)

4.1.4 Scénarios avec un débit de 70 m³/s

A partir des trois prochains scénarios réalisés cette fois avec un débit de 70 m³/s (cf. Figures 14 à 17) et en gardant toujours les trois niveaux de dépôts, on peut déjà identifier que, sans dépôt, il n'y a toujours pas d'inondation en plaine alluviale urbanisée de Marly. C'est la même constatation qui peut être faite lors de l'ajout de 30 cm de dépôt. Sans rehaussement, le niveau d'eau au-dessus du lit de la rivière (soit 2 m) est plus important par rapport à la situation initiale de 50 m³/s (1.8 m) et au premier scénario sans dépôt de 60 m³/s où il y avait 1.9 m. Au bas des rives, un changement est également observé puisqu'elles sont maintenant immergées sous 1 m d'eau. C'est donc plus qu'avec le scénario 1, similaire au scénario 2 mais inférieur au scénario 3. Concernant la surface inondée aux rives, elle est de 0.71 ha. Avec un dépôt de sédiments de 30 cm au fond de la rivière (cf. Figures 14 et 16), là aussi la réduction de la capacité du chenal, depuis le scénario de même débit sans dépôt, est difficilement perceptible directement au-dessus de la rivière comme cela a été démontré précédemment pour les scénarios 2 et 3 étant donné la présentation des profondeurs sur les cartes (cf. Figures 10, 12 et 13) mais aux rives le niveau d'eau atteint parfois 1.2 m ; un résultat toujours inférieur au scénario 3 mais qui représente le double de celui obtenu en situation hivernale initiale. Quant à la surface inondée, elle est maintenant de 0.85 ha au niveau des rives.

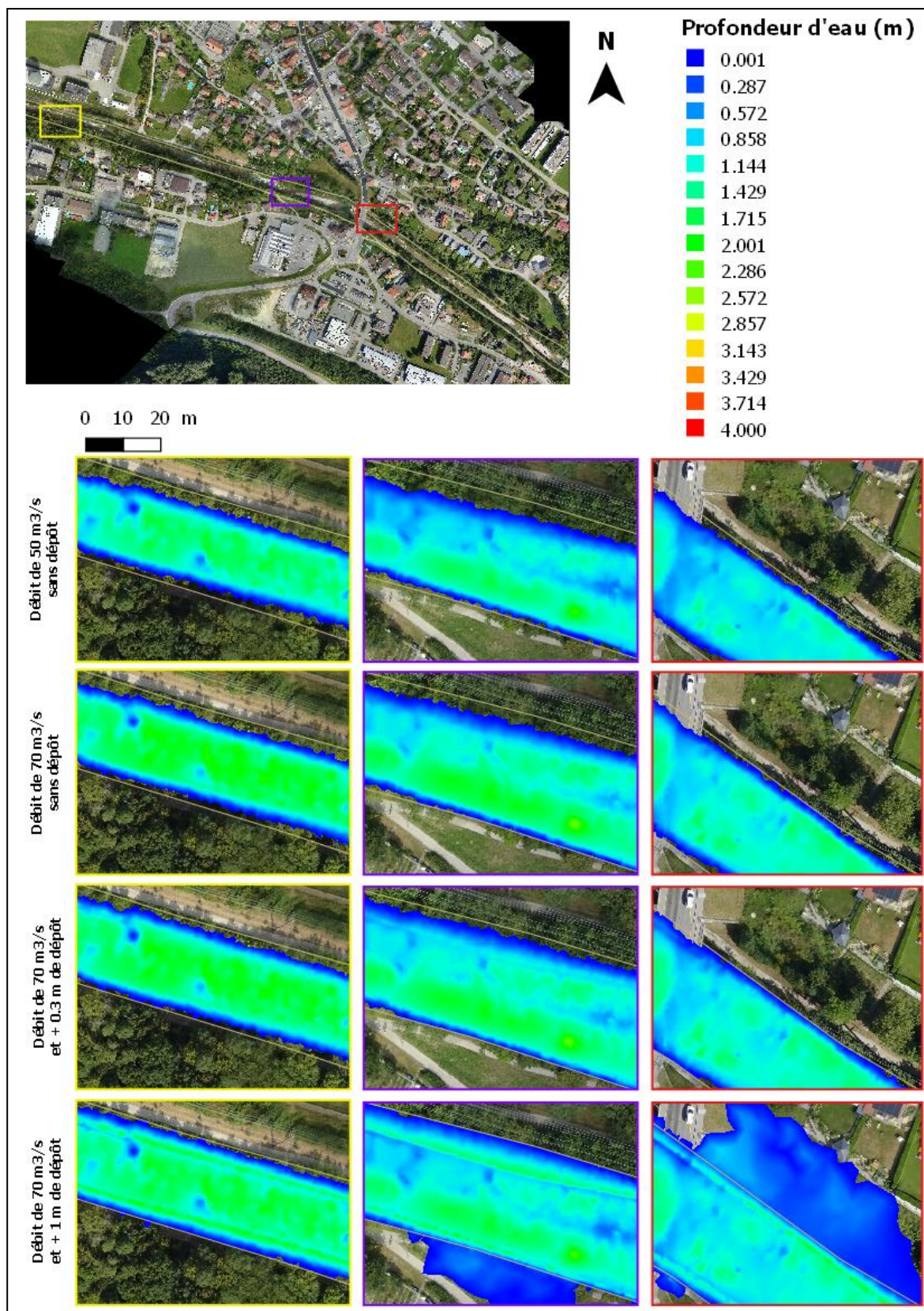


Figure 14 : zooms effectués pour le débit initial de 50 m³/s et pour les scénarios 4 à 6

Avec un mètre de dépôt (cf. Figures 14 et 17), à nouveau (compte tenu des profondeurs présentées sur les cartes) aucune élévation de la hauteur d'eau dans le chenal ne peut clairement être mise en évidence ; même si on constate que la profondeur d'eau est tout de

même passée de 2 m à 1.8 m par rapport au scénario sans dépôt. Quant aux rives, il y a jusqu'à 1.6 m d'eau qui les recouvre; c'est donc le maximum sur les cinq premiers scénarios et pas loin du triple de la valeur obtenue en situation hivernale initiale. Il est également possible d'observer que cette fois l'eau atteint le sommet des rives à de nombreux endroits. A titre de comparaison avec les deux scénarios précédents réalisés avec le même débit, celui-ci se distingue par une inondation en zone alluviale et un bâtiment touché. La surface inondée (en tenant compte des rives et de la plaine alluviale) atteint 1.5 ha ; dont 0.45 ha rien qu'en zone alluviale. C'est donc là aussi la plus grande superficie sur les cinq premiers scénarios. A la différence avec le scénario 3, une localisation supplémentaire est impactée avec environ 0.1-0.15 m d'eau. Quant aux autres, elles prennent un peu plus d'ampleur ; jusqu'à 0.6-0.7 m pour les deux plus grandes localisations précédentes, au maximum 0.3 m et 0.5 m pour les deux plus petites.

Entre les scénarios 1-3 puis 4-6, la surface inondée a plus que doublée. Une tendance générale constatée à partir des scénarios 3 et 6 est que la surface inondée en plaine alluviale est toujours plus importante en amont du pont de la Gérine en comparaison avec l'aval. Enfin, il est plutôt étonnant de découvrir qu'avec les deux premières magnitudes de débits, les augmentations de hauteurs d'eau aux rives - entre les scénarios sans dépôt et ceux avec un rehaussement de 30 cm/1m - se font de la même intensité. Au final, les hauteurs d'eau maximales restent plus importantes avec le débit intermédiaire ($70 \text{ m}^3/\text{s}$).

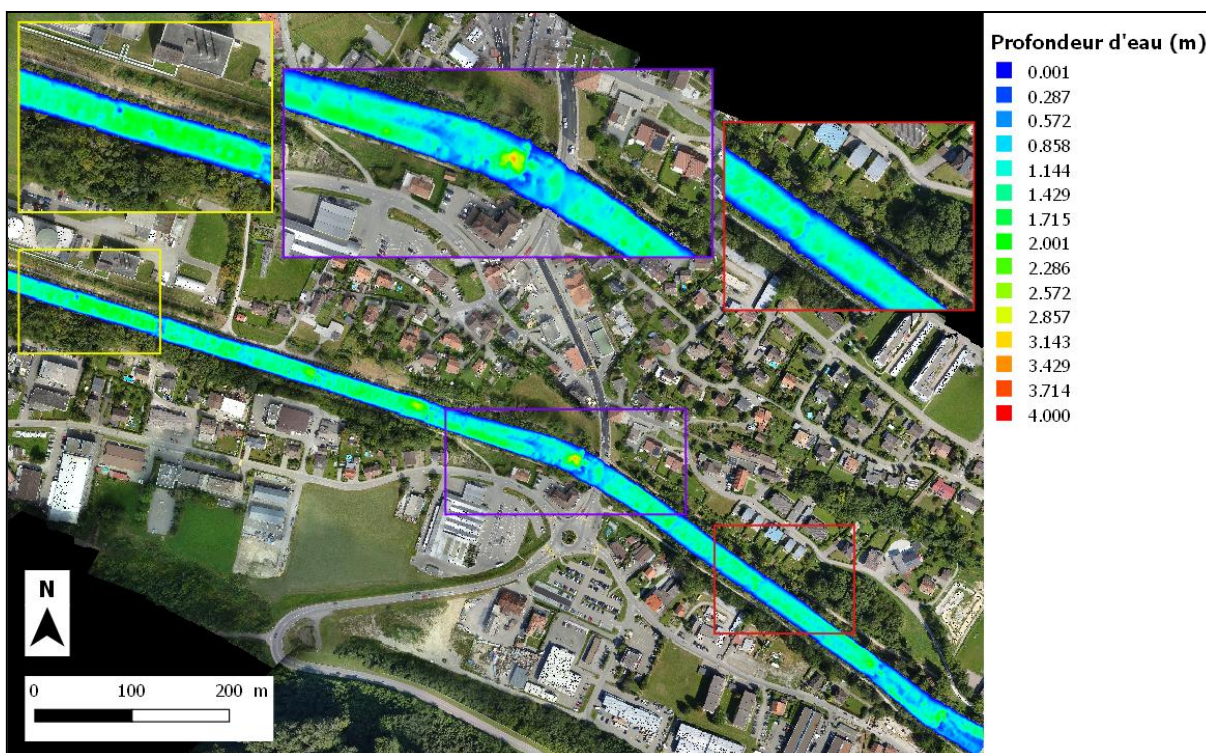


Figure 15 : inondation avec le scénario 4 ($70 \text{ m}^3/\text{s}$ sans dépôt)

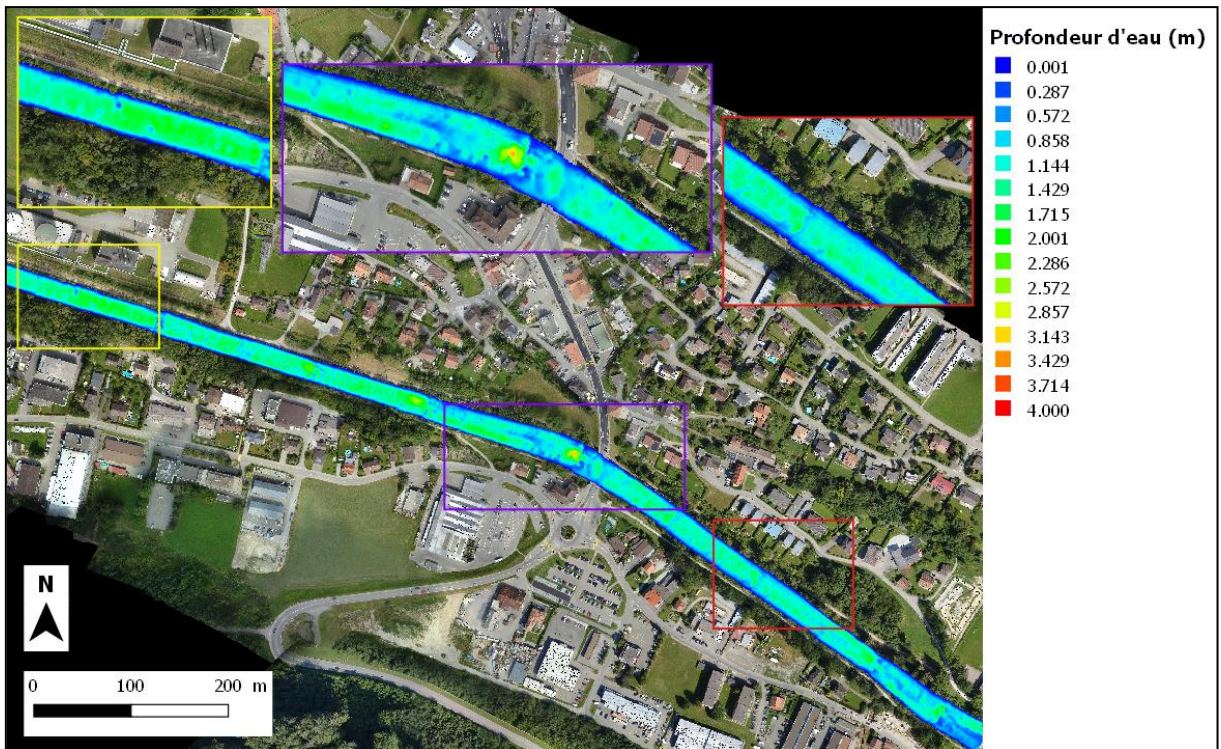


Figure 16 : inondation avec le scénario 5 ($70 \text{ m}^3/\text{s}$ et $+0.3 \text{ m}$ de dépôt)

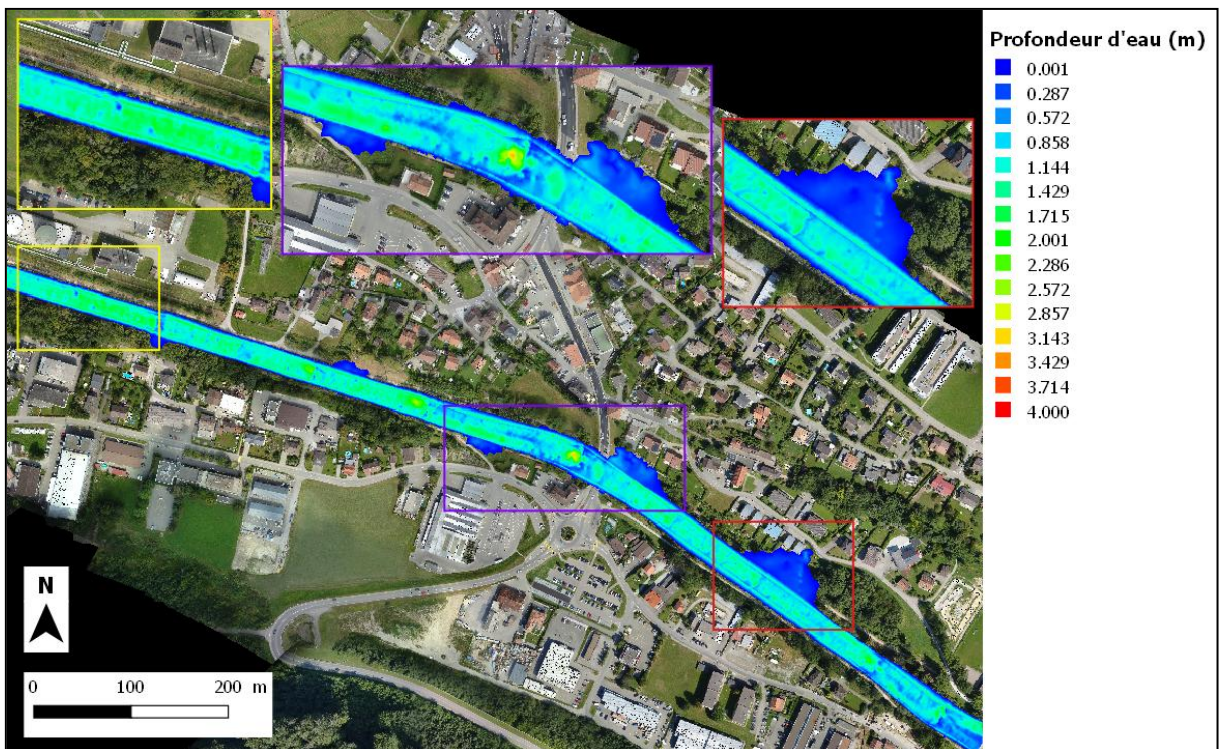


Figure 17 : inondation avec le scénario 6 ($70 \text{ m}^3/\text{s}$ et $+1 \text{ m}$ de dépôt)

4.1.5 Scénarios avec un débit de 100 m³/s

Avec 100 m³/s de débit simulé dans la Gérine et en l'absence de dépôt (cf. Figures 18 et 19), le niveau d'eau au sein du chenal principal de la rivière est plus important par rapport aux scénarios 1 et 4 eux aussi réalisés sans rehaussement du lit. Il arrive au maximum à 2.4 m. Aux rives, la hauteur d'eau est de 1.3 m au maximum mais cela reste inférieur au scénario 6. Il est étonnant de découvrir qu'avec un débit de cette intensité pris isolément, aucune inondation ne peut encore être identifiée dans la plaine alluviale. Concernant l'aire d'inondation aux rives, elle est de 0.85 ha.

En analysant les deux derniers scénarios de même débit de crue mais en ajoutant les deux niveaux d'exhaussements du lit (cf. Figures 18, 20 et 21), dans les deux cas une inondation dans la plaine alluviale peut être remarquée. Elle est toutefois plus importante avec le niveau de rehaussement le plus grand puisque la superficie inondée en plaine alluviale est respectivement de 0.18 ha et 1.24 ha. En prenant en compte à la fois les rives et la plaine alluviale, la surface atteinte est de 1.15 ha et 2.38 ha. Avec le niveau le plus petit, il faut noter que l'inondation ne prend pas autant d'ampleur que celles des scénarios 3 et 6. Le scénario 9 est celui qui montre la superficie la plus grande de toutes celles constatées dans ce travail. Avec un mètre de dépôt, cinq bâtiments sont en zone d'inondation alors qu'avec 30 cm, il n'y a pas d'impact sur ceux-ci à la différence des scénarios 3 et 6. Comme expliqué précédemment, l'élévation de la hauteur d'eau au sein du chenal depuis le scénario sans dépôt est difficilement identifiable au-dessus du lit pour ces deux scénarios étant donné que celui-ci a été surélevé et qu'ici ce sont les profondeurs qui sont exposées. L'eau semble ne pas avoir variée (2.4 m) en ajoutant 30 cm de dépôt alors qu'avec un rehaussement d'un mètre elle est passée de 2.4 m à 2.1-2.2 m. Aux rives, la hauteur d'eau est identifiable en s'aidant des profondeurs. Elle est respectivement de 1.5 m et 1.8 m avec les deux variations du niveau du lit. Dans la zone alluviale, les hauteurs d'eau, suite à l'inondation, vont jusqu'à 0.2-0.3 m avec le plus petit degré de rehaussement du lit. Avec le plus grand, l'eau a débordé à de nombreux endroits et sa hauteur peut aller jusqu'à 0.7 m et un peu plus rarement 0.9 m.

En conclusion à travers ces premiers résultats, on peut constater que c'est surtout un grand niveau de rehaussement associé au débit de crue qui déclenche une inondation en plaine alluviale urbanisée. Aussi, un petit niveau de rehaussement associé à un débit de magnitude plus élevée peut engendrer ce phénomène. Pour tous les débits scénarisés, il est plutôt étonnant de découvrir que les élévations des hauteurs d'eau aux rives, entre les scénarios sans et avec dépôt, se font presque de la même intensité. Au final, les hauteurs maximales aux rives restent supérieures avec les plus grandes magnitudes de débits scénarisés. En

revanche, au fur et à mesure que le débit augmente, il y a davantage de superficies nouvellement impactées par l'eau lorsque les deux niveaux de dépôt sont ajoutés.

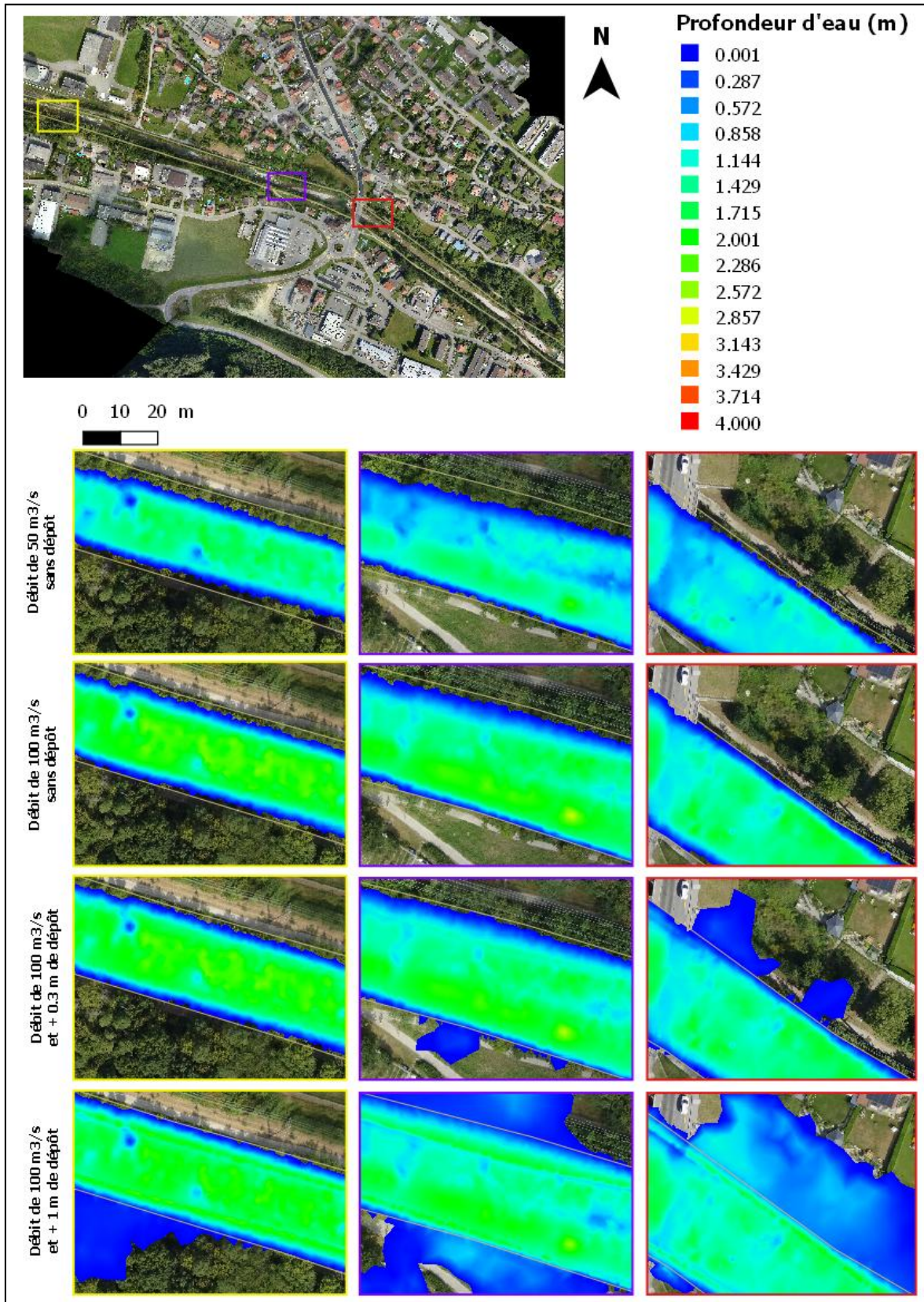


Figure 18 : zooms effectués pour le débit initial de 50 m³/s et pour les scénarios 7 à 9

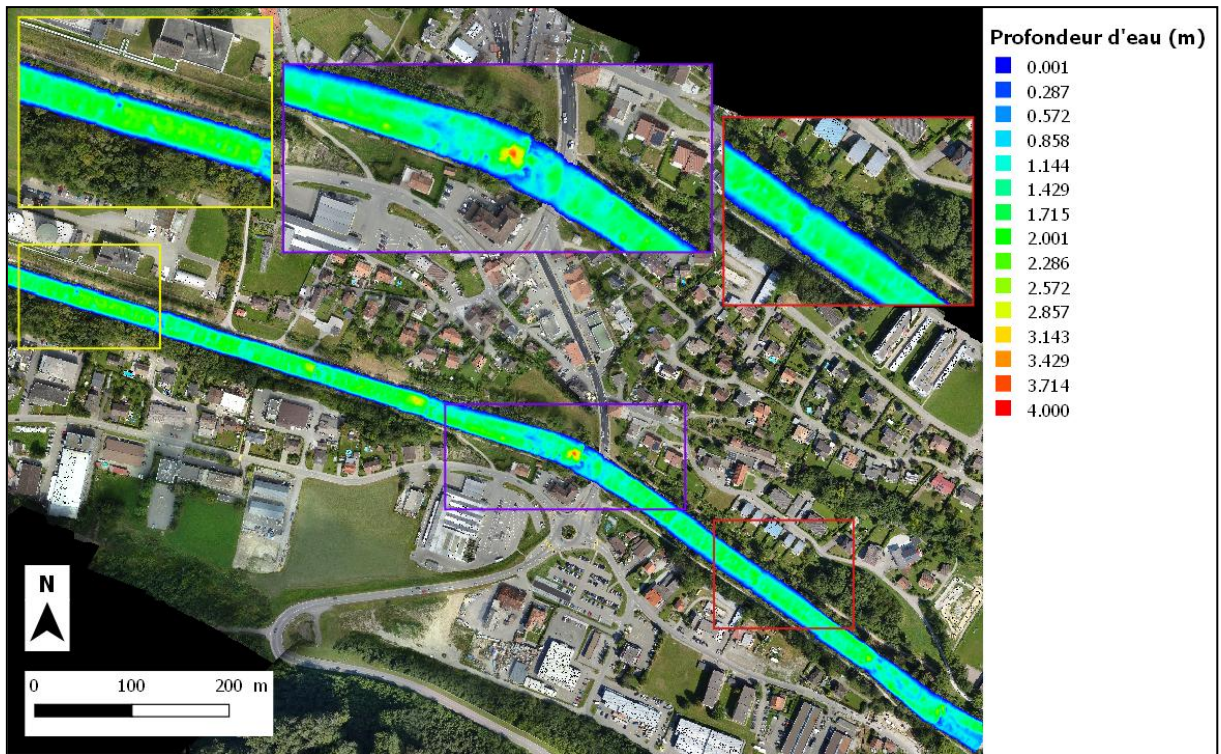


Figure 19 : inondation avec le scénario 7 ($100 \text{ m}^3/\text{s}$ sans dépôt)

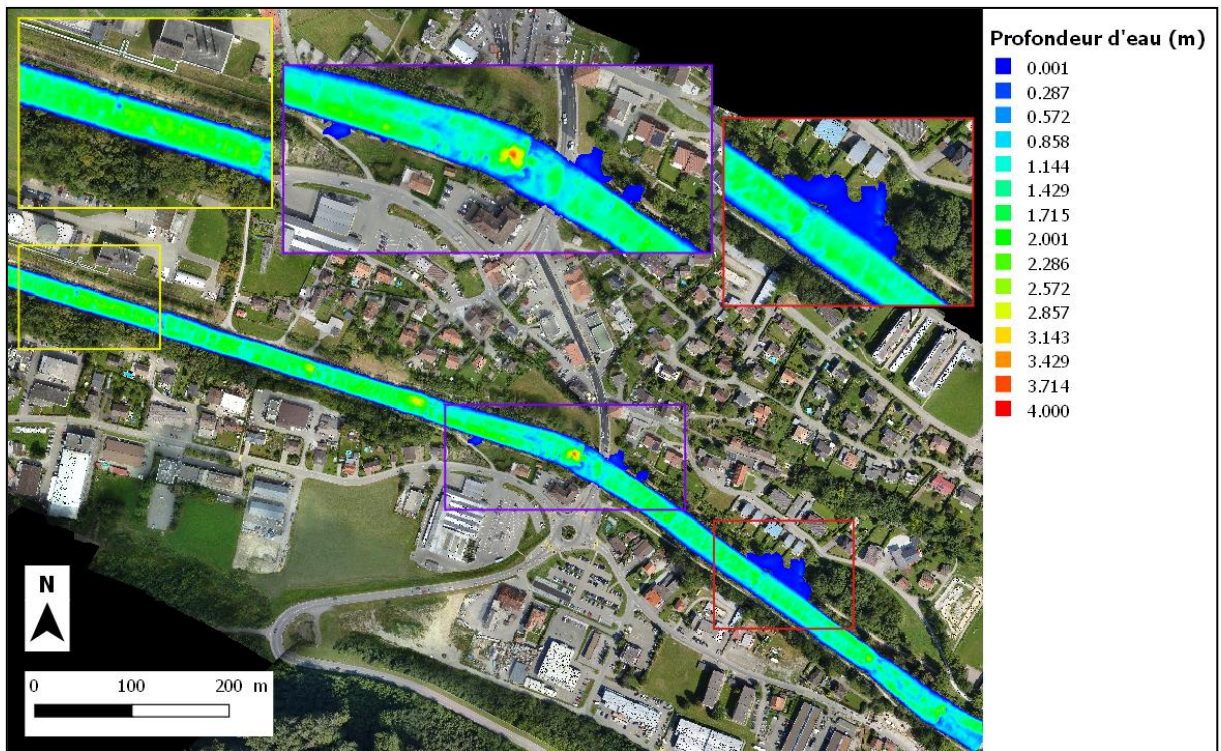


Figure 20 : inondation avec le scénario 8 ($100 \text{ m}^3/\text{s}$ et +0.3 m de dépôt)

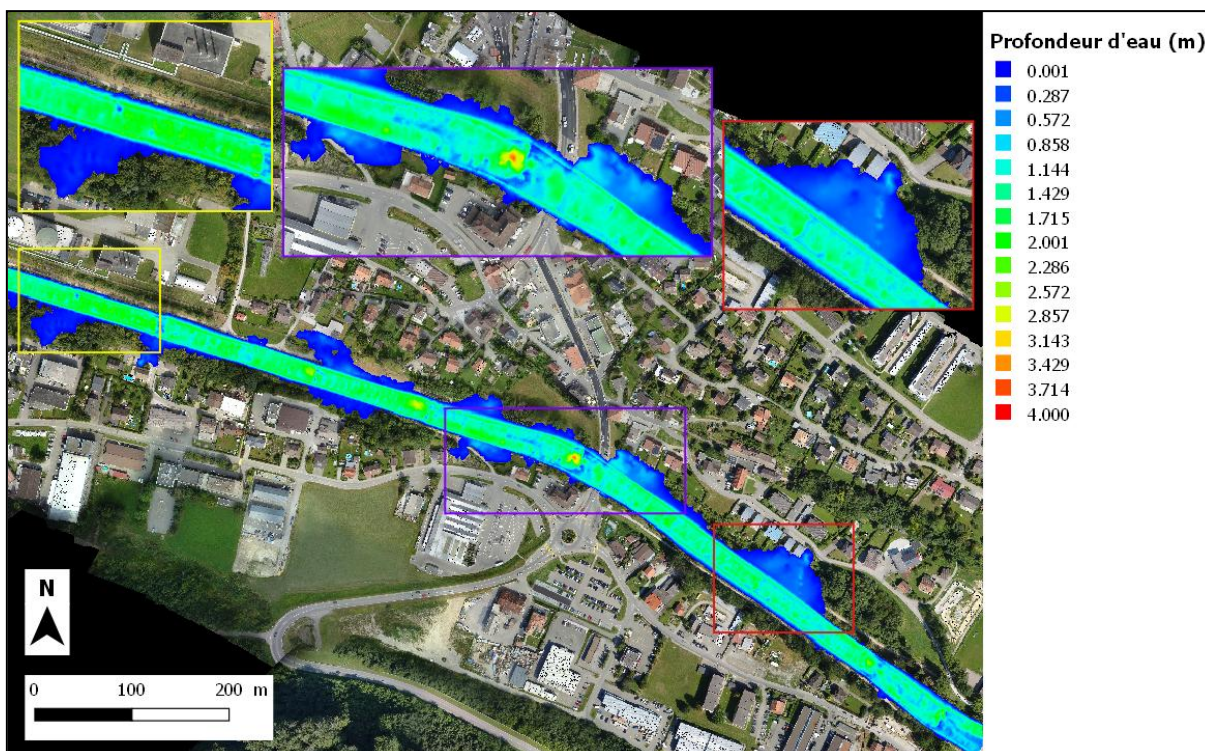


Figure 21 : inondation avec le scénario 9 (100 m³/s et +1 m de dépôt)

4.1.6 Fonctions objectives des superficies inondées et des hauteurs d'eau

Plusieurs fonctions objectives ont été élaborées afin de montrer la surface inondée totale (aux rives et dans la plaine alluviale) mais aussi celle uniquement observée dans la plaine alluviale selon les débits scénarisés et l'association de ces derniers avec différents niveaux de rehaussements du lit. Aussi, d'autres fonctions permettent d'analyser le nombre de bâtiments impactés à chacun des scénarios en fonction de ces deux paramètres mais également la hauteur d'eau maximale aux rives.

A partir de ces fonctions, on peut clairement observer que la surface inondée totale (rives et plaine alluviale) augmente en fonction du débit d'eau (cf. Figure 22). Aussi, plus l'épaisseur du dépôt s'élève et plus la surface inondée devient importante. A noter qu'un rehaussement du lit d'un mètre montre tout de même un plus grand impact sur l'aire d'inondation à titre de comparaison avec un plus petit de 30 cm. Plusieurs éléments surprennent dans ce graphique. Avec le scénario de 60 m³/s et 30 cm de dépôt, la superficie inondée est plus grande que celle obtenue avec un scénario de 70 m³/s sans dépôt. De plus, avec 70 m³/s et 30 cm d'exhaussement du lit, elle est similaire au scénario de débit supérieur (100 m³/s) sans dépôt. Enfin, on découvre encore qu'avec un mètre de dépôt et les deux plus petits débits posés, les aires impactées sont plus importantes que celle identifiée avec 100 m³/s et sans dépôt ou encore celle du scénario de 100 m³/s avec 30 cm d'exhaussement du lit.

Sans dépôt, la relation entre la variable de débit et celle de la surface inondée est plutôt de type linéaire bien que la courbe tende à s'aplatir très légèrement entre 70 m³/s et 100 m³/s. En revanche, elle ne l'est plus lorsque du dépôt est ajouté puisqu'il y a une progression plus rapide de la surface inondée en fonction du débit scénarisé et cette progression est davantage marquée pour la courbe de dépôt d'un mètre.

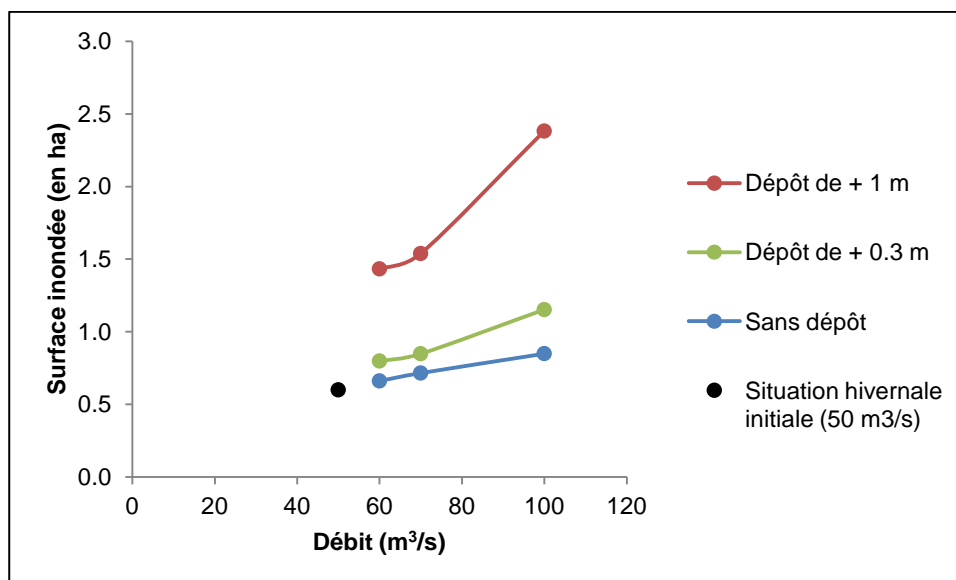


Figure 22 : surfaces inondées totales (rives et plaine alluviale) en hectares à Marly

Si on compare la surface d'inondation avec le débit hivernal initial de la Gérine de 50 m³/s (0.6 ha) et celles des trois débits scénarisés sans dépôt (cf. Tableau 7), il faut compter respectivement +0.06 ha, +0.11 ha et +0.25 ha de surfaces nouvellement impactées. Les surfaces inondées totales (rives et plaine alluviale) sont de 0.66 ha (+10% par rapport au débit initial), 0.71 ha (+18.3%) et 0.85 ha (+41.6%) avec ces trois débits. De manière générale, on peut voir que lorsqu'un le lit se rehausse de 30 cm, le nombre d'hectares supplémentaires inondés est un peu plus prononcé. Il faut rajouter encore +0.13 ha et +0.14 ha de surfaces touchées en plus par l'eau avec 60 m³/s et 70 m³/s. Avec un débit de 100 m³/s, c'est plus, soit +0.30 ha de surface à considérer en plus. Si on cumule maintenant ces trois dernières valeurs avec celles obtenues précédemment avec les scénarios sans dépôt, on obtient respectivement +0.19 ha, +0.25 ha et +0.55 ha entre la situation initiale de 50 m³/s et les trois scénarios de débits réalisés avec un rehaussement de 30 cm. Par rapport aux valeurs de départ (+0.06 ha, +0.11 ha et +0.25 ha), l'ajout du rehaussement de 30 cm a fait plus que doubler la superficie de terrains nouvellement atteints (même tripler avec la plus petite magnitude de débit). En terme de surface inondée totale (rives et plaine alluviale) avec les trois débits scénarisés et ce niveau d'exhaussement, il y a 0.79 ha (+31.6% à titre de comparaison avec le débit initial), 0.85 ha (+41.6%) et 1.15 ha (+91.6%).

Lorsqu'il y a un mètre de dépôt, l'aire affectée par le phénomène d'inondation continue de s'élever et de façon plus marquée. Effectivement, on a +0.74 ha et +0.79 ha pour les deux premières magnitudes de débits scénarisés en comparaison avec les scénarios sans dépôt pour ces mêmes débits. A nouveau, sous le plus grand débit de 100 m³/s, l'augmentation est plus importante puisqu'il y a +1.53 ha d'extension de l'eau par rapport au scénario effectué avec le même débit mais sans rehaussement. En cumulant ces valeurs avec celles qui ont été observées précédemment entre la situation de débit de 50 m³/s et les débits scénarisés sans dépôt (soit +0.06 ha, +0.11 ha et +0.25 ha), les superficies immergées s'élèvent de +0.8 ha, +0.9 ha et +1.78 ha. Ces dernières augmentations sont donc sept à 13 fois plus importantes que celles prévues au départ avec les scénarios sans rehaussement du lit. En terme de surface totale impactée (rives et plaine alluviale), les valeurs sont respectivement de 1.4 ha (+133.3% par rapport au débit initial), 1.5 ha (+150%) et 2.38 ha (+296.6%) avec les trois débits des scénarios. L'association du dépôt d'un mètre aux deux premiers débits de crue (60 m³/s et 70 m³/s) fait donc un peu plus que doubler les aires impactées si des comparaisons sont entreprises avec les scénarios sans dépôt et aussi avec la situation initiale de 50 m³/s. Pour le plus grand débit (100 m³/s), elle a presque triplé et quadruplé respectivement par rapport au scénario sans dépôt de même débit et à la situation initiale de 50 m³/s.

A partir de toutes ces affirmations, la nécessité de considérer le rehaussement du lit en association avec le débit de crue prend toute son importance. Sous-estimer ce paramètre amène à négliger la formation de potentielles inondations en zone urbaine.

Tableau 7 : surfaces inondées

Situation hivernale de départ et scénarios		Superficies inondées totales (rives et plaine alluviale) en hectares (ha)	Δ par rapport à la situation hivernale initiale en hectares (ha)	Augmentation en pourcentage (%) par rapport à la situation hivernale initiale	Inondation dans la plaine alluviale en hectares (ha)
<i>Situation initiale de 50 m³/s</i>		0.6	-	-	-
60 m ³ /s	Sans dépôt	0.66	+0.06	10 %	-
	+0.3 m de dépôt	0.79	+0.19	31.6 %	-
	+1 m de dépôt	1.4	+0.8	133.3 %	0.37
70 m ³ /s	Sans dépôt	0.71	+0.11	18.3 %	-
	+0.3 m de dépôt	0.85	+0.25	41.6 %	-
	+1 m de dépôt	1.5	+0.9	150 %	0.45

100 m ³ /s	Sans dépôt	0.85	+0.25	41.6 %	-
	+0.3 m de dépôt	1.15	+0.55	91.6 %	0.18
	+1 m de dépôt	2.38	+1.78	296.6 %	1.24

La figure ci-dessous (cf. Figure 23) présente la surface inondée uniquement au-delà des rives dans la plaine alluviale. A première vue la courbe des scénarios sans dépôt se distingue par le fait qu'il n'y a pas d'inondation dans la plaine alluviale lorsque c'est uniquement le débit de crue qui est pris en compte. En considérant le débit et le rehaussement du lit simultanément, on remarquera qu'à partir de 30 cm de dépôt c'est uniquement avec le plus grand débit qu'il y a un impact dans la plaine alluviale; c'est-à-dire 0.18 ha de superficie inondée. A la différence, lorsque c'est un rehaussement d'un mètre qui est ajouté en plus du débit de crue, une inondation en plaine alluviale peut être constatée pour tous les cas de débits scénarisés. Il y a effectivement 0.37 ha, 0.45 ha et 1.24 ha de surfaces immergées. Ces résultats traduisent clairement qu'en l'absence de prise en compte du rehaussement du lit, l'inondation dans la plaine alluviale urbanisée est négligée puisqu'elle n'y apparaît pas.

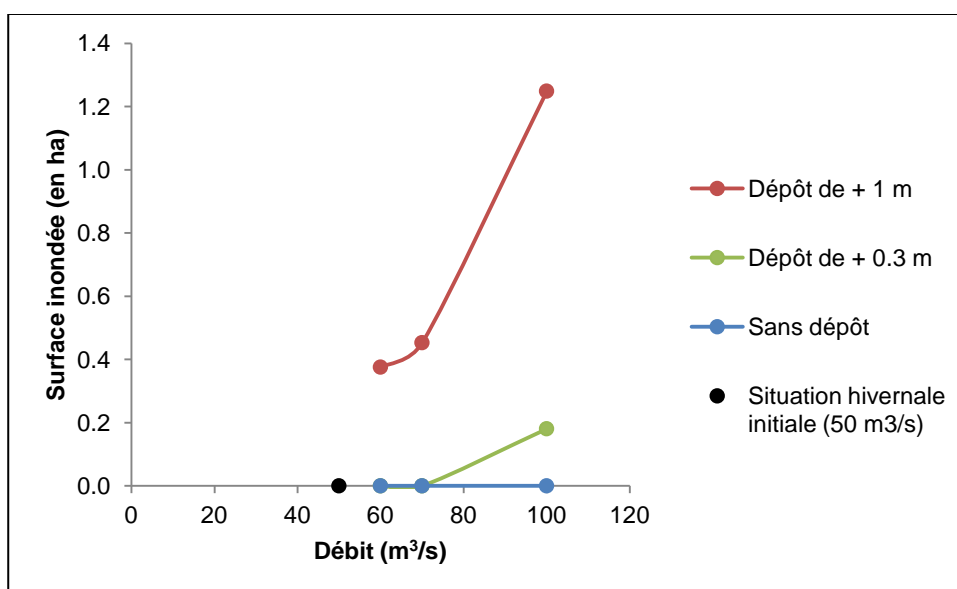


Figure 23 : surfaces inondées (uniquement dans la plaine alluviale) en hectares à Marly

En ce qui concerne le nombre de bâtiments touchés par les inondations (cf. Figure 24), aucune atteinte n'est observée dans le cas des scénarios élaborés sans dépôt de sédiments et ceux avec 30 cm de rehaussement du lit combiné aux débits de crue. Cependant, dès qu'un mètre de dépôt est associé aux simulations de crue, il y a un bâtiment impacté pour les deux premiers débits. Avec la magnitude de crue la plus élevée (100 m³/s), c'est même cinq infrastructures habitables qui sont concernées.

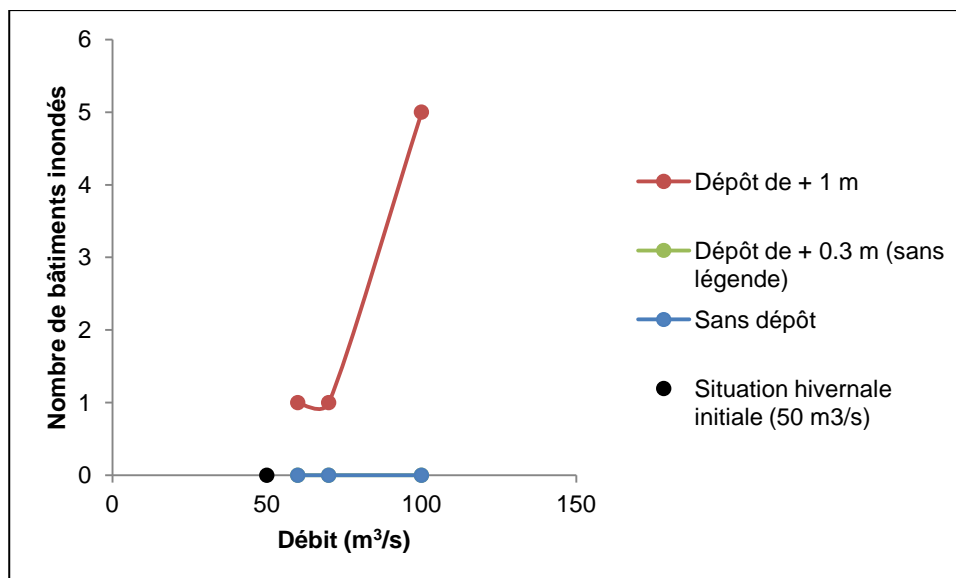


Figure 24 : nombre de bâtiments inondés à Marly

En analysant les hauteurs d'eau maximales aux rives (cf. Figure 25), là aussi une accentuation se remarque en fonction de la magnitude du débit de crue et du niveau de rehaussement du lit. En scénarisant une crue de 60 m³/s et 70 m³/s, les deux sur un lit de rivière élevé d'un mètre, les hauteurs d'eau maximales aux rives sont plus importantes que celle du scénario de 100 m³/s sans dépôt rajouté dans le lit. Lorsque c'est le petit niveau de dépôt (30 cm) qui est associé à un débit de crue de 70 m³/s, la hauteur d'eau maximale se rapproche beaucoup de celle obtenue avec un débit supérieur de 100 m³/s sans dépôt. Enfin, deux résultats sont similaires ; à savoir celui du scénario de 60 m³/s et 30 cm d'élévation de la hauteur du lit et celui découlant du scénario de 70 m³/s sans appliquer d'exhaussement au lit de la rivière.

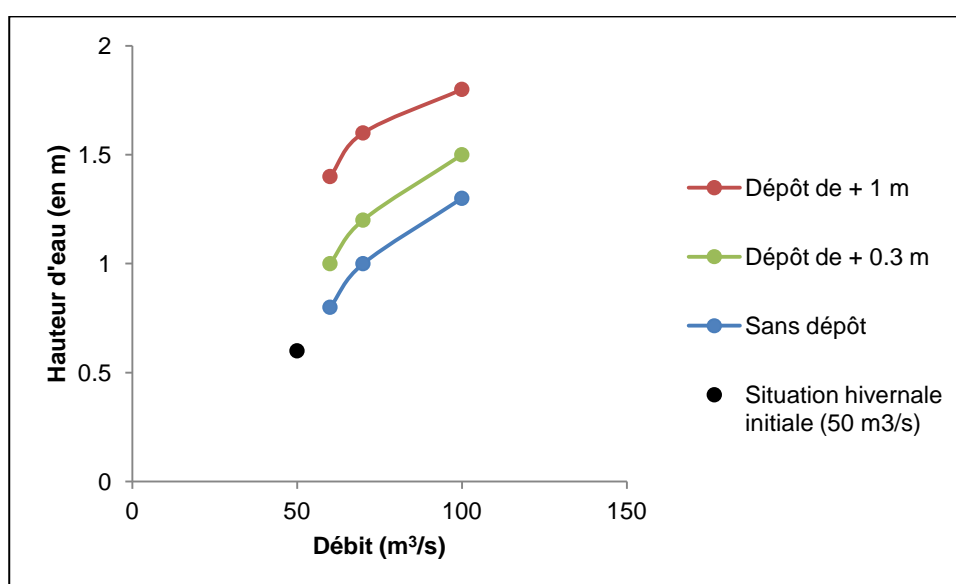


Figure 25 : hauteurs d'eau maximales aux rives en mètres

Il est étonnant de découvrir que les augmentations de hauteurs d'eau maximales aux rives en pourcentage (cf. Tableau 8) se font de manière plus marquées que les élévations de superficies inondées totales (rives et plaine alluviale) présentées précédemment. En effet, en comparant la situation initiale de $50 \text{ m}^3/\text{s}$ (0.6 m d'eau aux rives tout au plus) avec les trois scénarios de débits de crue effectués sans dépôt, la hauteur d'eau aux rives a augmenté. Il y a maintenant 0.8 m (+33.3% par rapport au débit initial), 1 m (+66.6%) et 1.3 m (+116.6%) pour les trois magnitudes de débit scénarisées. Lorsque l'ajout du rehaussement du lit de 30 cm intervient, les valeurs vont jusqu'à 1 m (+66.6%), 1.2 m (+100%) et 1.5 m (+150%) de hauteur d'eau aux rives au maximum. Enfin, pour les scénarios où les débits de crue sont associés avec un mètre de sédiments déposés sur le lit, c'est même 1.4-1.5 m (+133.3-150 %), et 1.6 m (+166.6%) avec les deux premières valeurs de débits. A noter que le scénario 9 - ayant la plus grande magnitude de débit de crue combinée avec le niveau de rehaussement du lit le plus important - fait exception puisque c'est la superficie d'inondation qui évolue plus grandement (+296.6% par rapport à la situation hivernale initiale) que la hauteur d'eau maximale aux rives (1.8 m au maximum (+200%)).

Avec les deux plus petites valeurs de débits de crue scénarisées dans ce travail, il peut être observé que le rehaussement du lit d'un mètre a plus d'effet sur la hauteur aux rives que le débit de crue pris isolément (cf. Tableau 8). Effectivement en comparant la hauteur d'eau obtenue aux rives en situation initiale de $50 \text{ m}^3/\text{s}$ (soit 0.6 m) avec celles qui sont identifiées avec les deux plus petits débits de crue ($60 \text{ m}^3/\text{s}$ et $70 \text{ m}^3/\text{s}$) combinés à un rehaussement du lit d'un mètre, beaucoup d'eau est rajoutée aux rives (+0.8-0.9 m et +1 m). A titre de comparaison en prenant uniquement les effets de ces deux débits de crue (sans modifier la hauteur du lit), le changement de hauteur d'eau est moins important ; +0.2 m et +0.4 m respectivement avec les deux débits de crue scénarisés. L'exhaussement du lit d'un mètre fait donc quadrupler et même plus que doubler les augmentations. Cependant, avec une crue de $100 \text{ m}^3/\text{s}$, le débit a plus d'impact sur la hauteur d'eau maximale aux rives que le rehaussement du lit d'un mètre. En effet, lors d'une crue de $100 \text{ m}^3/\text{s}$ scénarisée sans dépôt dans la rivière, il y a +0.7 m d'eau qui s'ajoute aux rives par rapport à la situation hivernale initiale (ce qui donne un total de 1.3 m d'eau au maximum) alors qu'en combinant ce même débit avec un lit de rivière augmenté d'un mètre, c'est +1.2 m (et donc +0.5 m expliqué par l'ajout de ce niveau d'exhaussement de lit de rivière).

Lorsque c'est l'effet du rehaussement du lit de 30 cm qui est analysé, on remarque qu'il a nettement moins d'impact sur les hauteurs d'eau maximales à la différence avec le plus grand étayé ci-dessus. Avec $60 \text{ m}^3/\text{s}$ de débit de crue et sans dépôt, il y a +0.2 m d'eau aux rives par rapport à la situation initiale hivernale ($50 \text{ m}^3/\text{s}$). En associant 30 cm de dépôts au fond du lit à ce débit de crue, c'est +0.4 m d'eau (dont +0.2 m expliqué par ce rehaussement

et donc identique au résultat du scénario de même débit sans dépôt). Avec les deux plus grandes valeurs de débits scénarisés, c'est le débit (et non le rehaussement de 30 cm) qui a le plus d'impact sur le niveau d'eau maximal observé aux rives. En effet, avec les scénarios de 70 m³/s et 100 m³/s les deux effectués sans dépôt dans le lit, les hauteurs d'eau augmentent respectivement de +0.4 m et +0.7 m par rapport la situation hivernale initiale. Lorsqu'il y a 30 cm de dépôt au fond du lit combiné à ces deux débits, il faut uniquement compter +0.2 m d'eau aux rives à rajouter depuis les résultats des scénarios réalisés sans changer la hauteur du lit.

Tableau 8 : hauteurs maximales d'eau

Situation hivernale de départ et scénarios		Hauteurs d'eau maximales aux rives en mètres (m)	Δ par rapport à la situation hivernale initiale en mètres (m)	Augmentation en pourcentage (%) par rapport à la situation hivernale initiale	Hauteurs d'eau maximales dans la plaine alluviale en mètres (m)
<i>Situation hivernale initiale 50 m³/s</i>		0.6	-	-	-
60 m ³ /s	Sans dépôt	0.8	+0.2	33.3 %	-
	+0.3 m de dépôt	1.0	+0.4	66.6 %	-
	+1 m de dépôt	1.4-1.5	+0.8-0.9	133.3-150 %	0.5-0.6
70 m ³ /s	Sans dépôt	1.0	+0.4	66.6 %	-
	+0.3 m de dépôt	1.2	+0.6	100 %	-
	+1 m de dépôt	1.6	+1.0	166.6 %	0.6-0.7
100 m ³ /s	Sans dépôt	1.3	+0.7	116.6 %	-
	+0.3 m de dépôt	1.5	+0.9	150 %	0.1-0.3
	+1 m de dépôt	1.8	+1.2	200 %	0.7 (0.9)

4.2 Vitesses d'écoulement de l'eau

4.2.1 Situation de débit de basses eaux

Les analyses de vitesses d'écoulement de l'eau montrent qu'elles peuvent avoisiner les 1.5 m/s, plus rarement 1.75 m/s, au niveau des seuils en situation de basses eaux (0.45 m³/s) (cf. Figures 26 et 27). En dehors de ceux-ci, les résultats de vitesses sont d'au maximum 0.9-1 m/s.

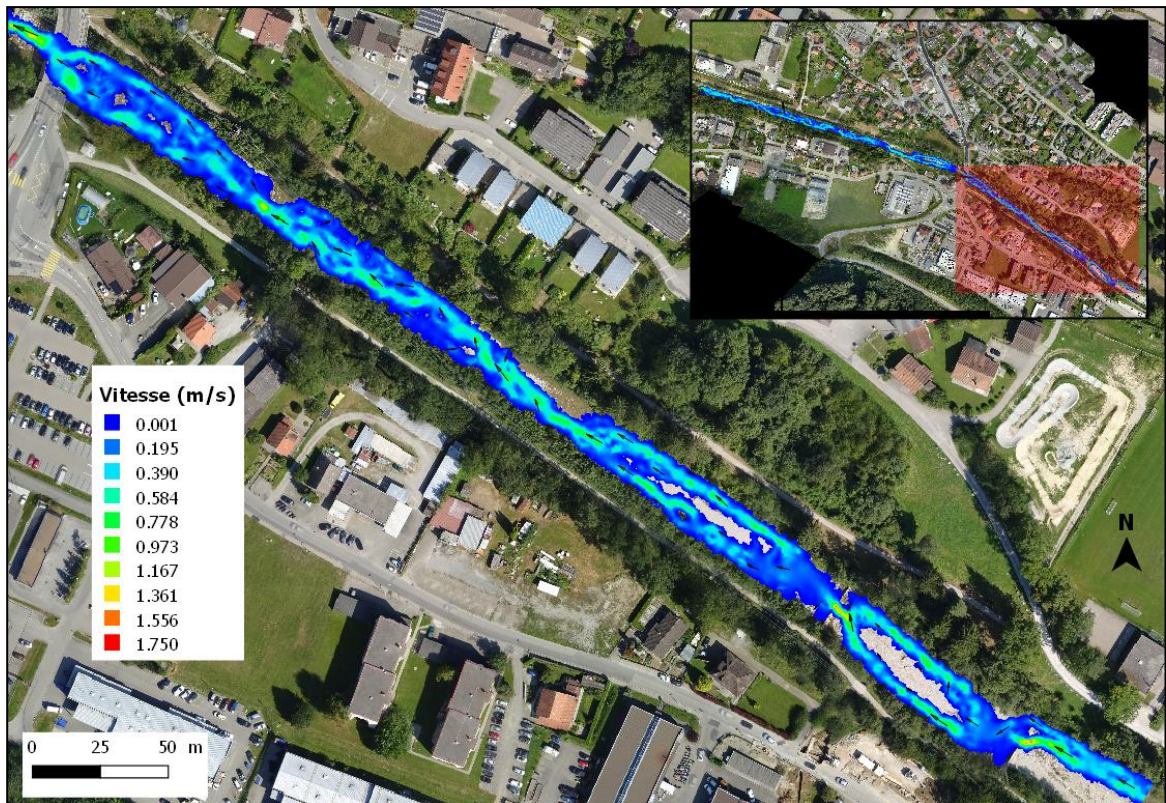


Figure 26 : situation de basses eaux (0.45 m³/s) en amont

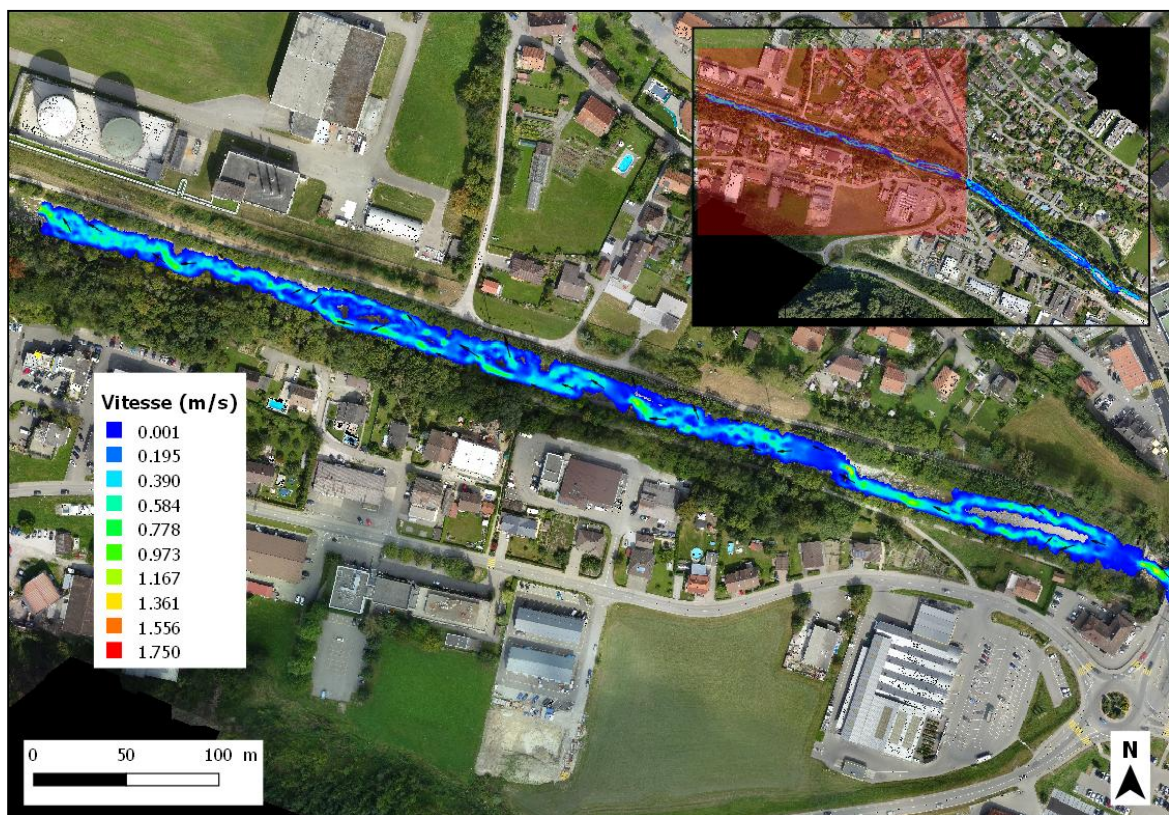


Figure 27 : situation de basses eaux (0.45 m³/s) en aval

4.2.2 Situation hivernale initiale avec un débit de 50 m³/s

Lorsque le débit hivernal atteint 50 m³/s, l'eau s'écoule beaucoup plus rapidement au sein du chenal (cf. Figure 28) par rapport à la situation de basses eaux. Les vitesses d'eau au bas des rives - d'au maximum 1.8 m/s - sont inférieures à celles observées directement dans le chenal de la rivière (4 m/s). A nouveau, c'est aux seuils, que les vitesses les plus élevées sont constatées ; jusqu'à 6 m/s à quelques places.

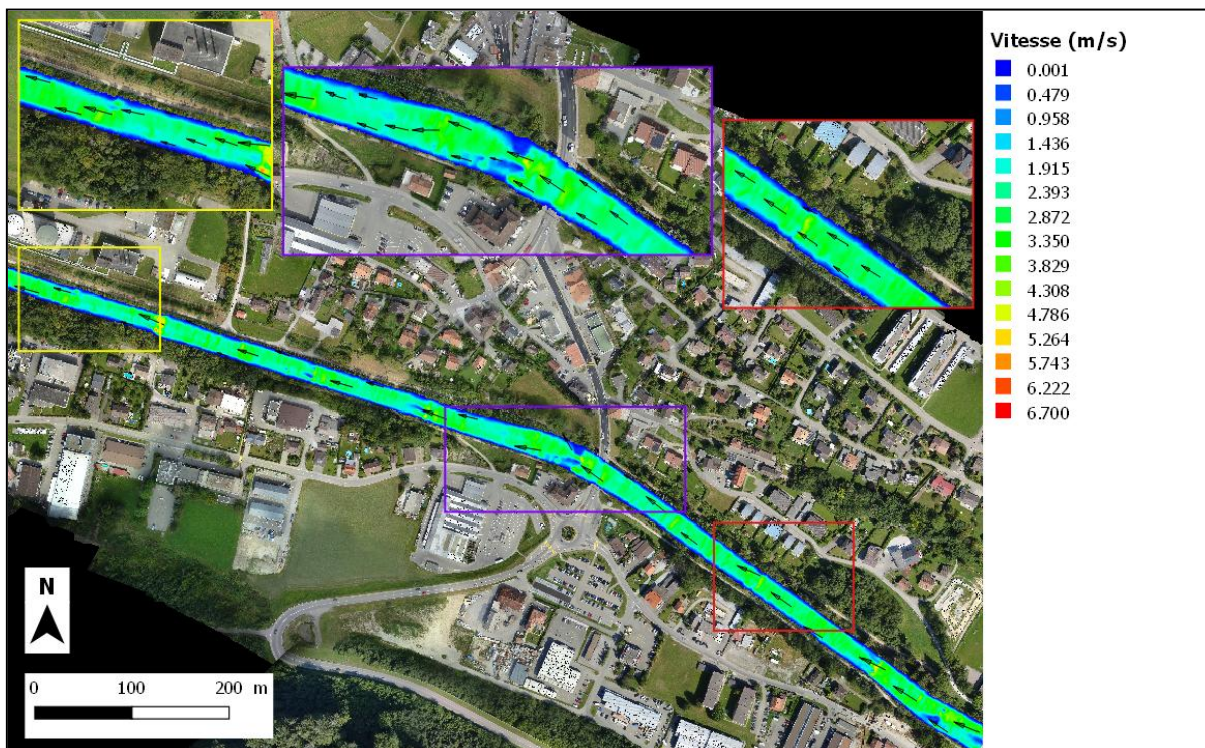


Figure 28 : situation à 50 m³/s

4.2.3 Scénarios avec un débit de 60 m³/s

Si un débit de crue hivernal de 60 m³/s est à prévoir à la fin du siècle, on peut voir que les vitesses maximales au sein du chenal - pour le scénario sans changement de hauteur du lit - se modifient quelque peu (cf. Figure 29). Elles s'élèvent d'environ 20 cm/s aux seuils et de 20-30 cm/s sur l'ensemble du tracé de manière générale. Ainsi, il y a des vitesses jusqu'à 6.2 m/s aux seuils et d'environ 4.2-4.3 m/s dans le reste du chenal. Pour le scénario de même débit mais avec un rehaussement de 30 cm du lit (cf. Figure 30), il est difficile de constater clairement un changement d'écoulement directement dans le chenal. Il semble que les vitesses n'évoluent pas vraiment puisqu'elles sont toujours de 4.2-4.3 m/s au maximum dans la rivière. Aux seuils, les valeurs les plus hautes ne se sont presque pas modifiées (6.15-6.2 m/s) depuis le scénario sans dépôt. Toutefois, au bas des rives, les vitesses ont un peu changé avec ces deux scénarios (sans dépôt et avec 30 cm de rehaussement). Elles sont maintenant respectivement de 1.9 m/s et 2 m/s tout au plus alors qu'en situation hivernale initiale de 50 m³/s, elles n'excédaient pas 1.8 m/s.

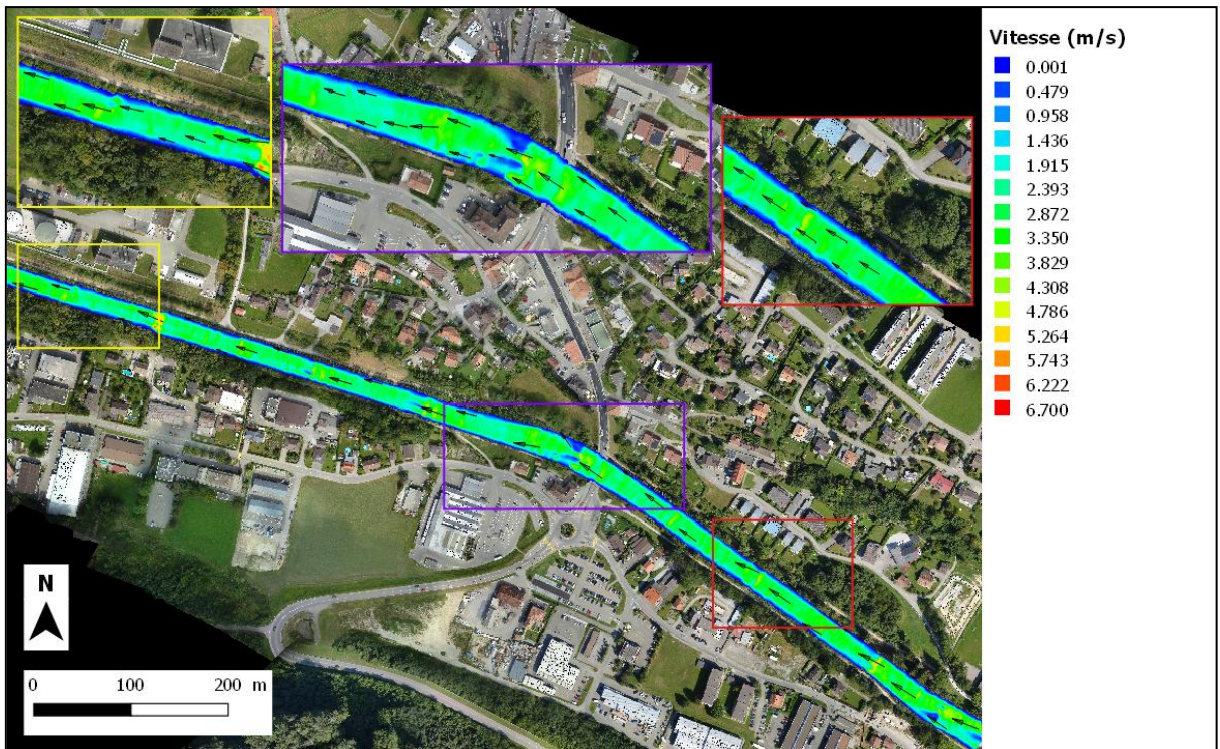


Figure 29 : scénario de 60 m³/s sans dépôt (scénario 1)

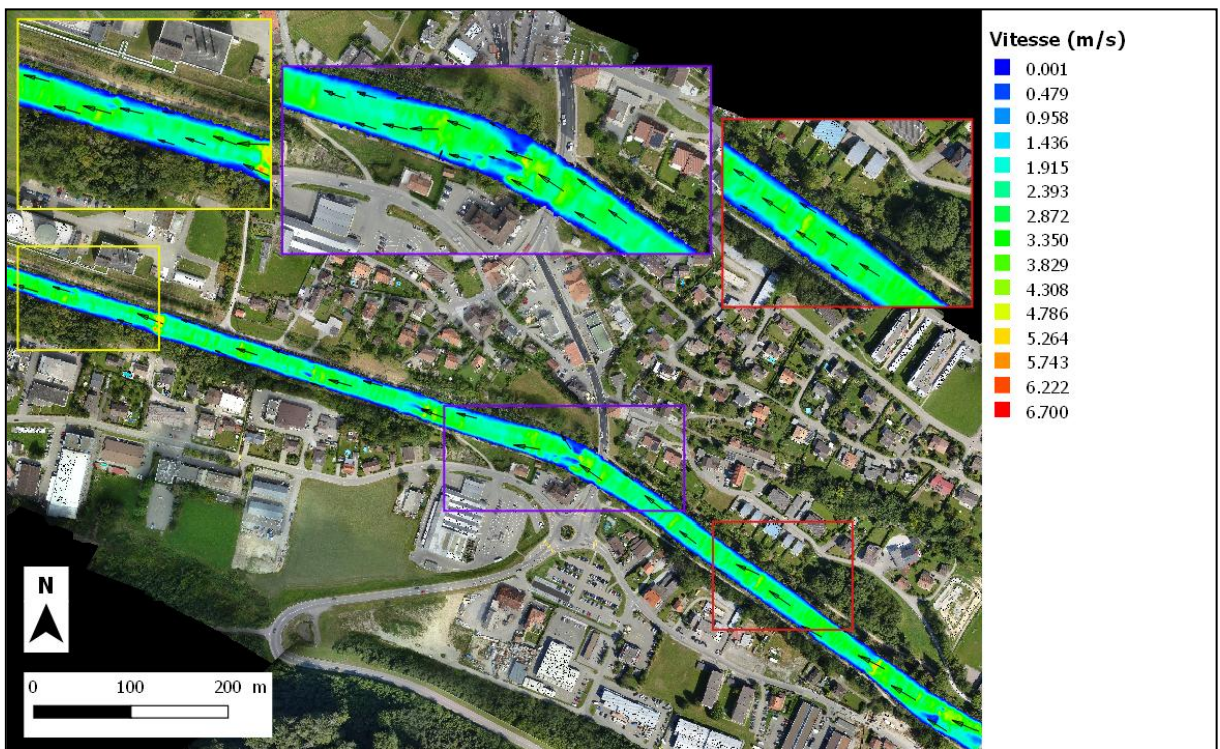


Figure 30 : scénario de 60 m³/s et +0.3 m de dépôt (scénario 2)

En regardant le scénario de $60 \text{ m}^3/\text{s}$ de crue sur un lit exhaussé d'un mètre (cf. Figure 31), les vitesses au bas des rives continuent de s'élever (2.3-2.4 m/s au maximum). Dans le chenal, elles ont diminué (4.15 m/s tout au plus) à titre de comparaison avec les deux scénarios précédents mais elles restent un peu plus élevées qu'en situation de crue de $50 \text{ m}^3/\text{s}$. Aux localisations des seuils, un changement s'est également opéré. Les valeurs maximales sont maintenant de 5.9 m/s. Quant aux vitesses d'eau dans la plaine alluviale, elles sont de l'ordre de 0.6-0.7 m/s à 1 m/s au maximum dans les deux plus grandes localisations impactées. Dans les deux plus petites, les vitesses ne dépassent guère les 0.2 m/s (dans le plus petit site) à 0.4 m/s.

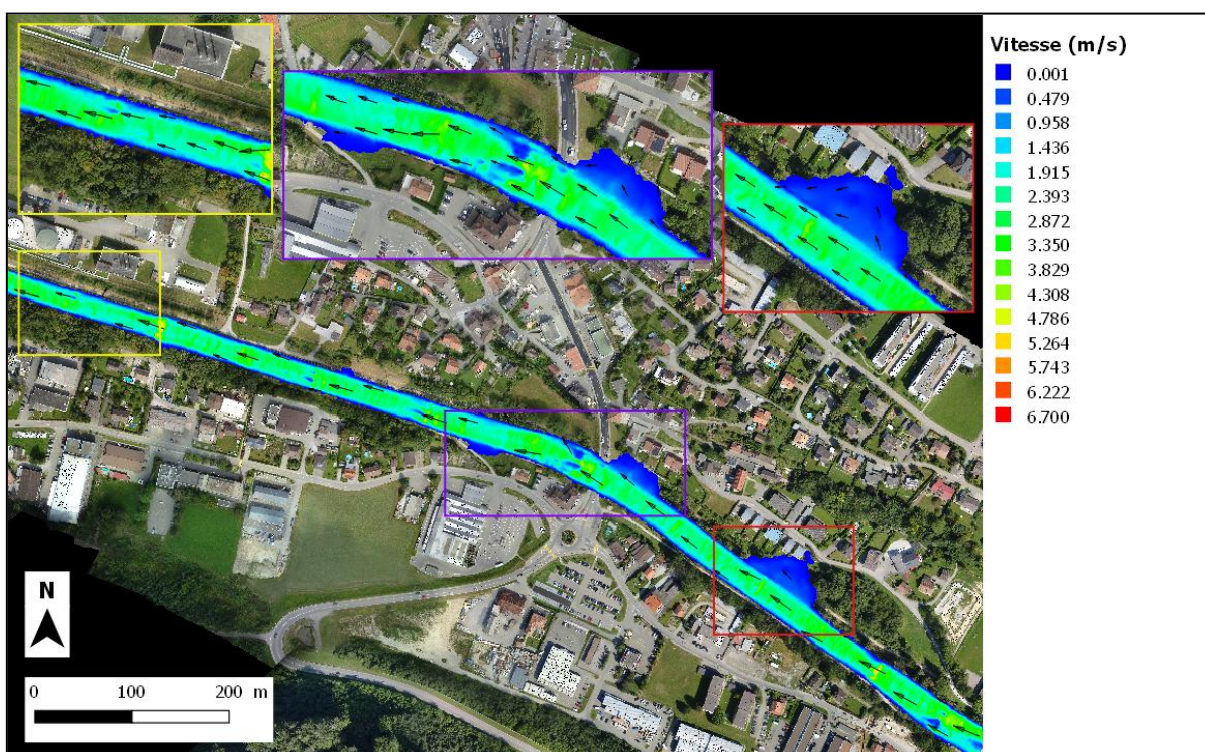


Figure 31 : scénario de $60 \text{ m}^3/\text{s}$ et +1 m de dépôt (scénario 3)

En résumé, les trois scénarios mettent en évidence une augmentation des vitesses dans le chenal et aux rives par rapport à la situation hivernale initiale. Avec un rehaussement du lit plus marqué (ici 1 m), les vitesses maximales observées dans le chenal ne sont pas aussi hautes que celles du scénario sans dépôt ou de celui avec 30 cm de rehaussement du lit de la rivière tous deux réalisés avec le même débit. Aux rives, bien que les vitesses s'élèvent depuis la situation hivernale de départ pour les trois scénarios, elles n'atteignent jamais les valeurs maximales qui sont observées dans le chenal principal.

4.2.4 Scénarios avec un débit de 70 m³/s

A partir des scénarios 4 et 5 (cf. Figures 32 et 33), les vitesses maximales remarquées dans le chenal continuent d'évoluer depuis la situation hivernale initiale. Cependant, dans le chenal, les vitesses entre les deux scénarios se sont très peu modifiées ; c'est-à-dire que là où se trouvent les seuils, l'eau s'écoule jusqu'à respectivement 6.3 m/s et 6.4 m/s et dans le reste du chenal les vitesses maximales sont de l'ordre de 4.4-4.5 m/s pour les deux scénarios. Sous le scénario 6 (cf. Figure 34), l'augmentation des valeurs maximales depuis la situation initiale est présente mais elle est toutefois moins prononcée. Il y a jusqu'à 4.35 m/s dans le tracé de manière générale et 6.1 m/s aux seuils. Dans la plaine alluviale, les vitesses constatées prennent plus d'ampleur qu'au scénario 3 réalisé avec le même niveau de rehaussement du lit mais un débit de crue inférieur. Aux deux plus grandes localisations (déjà impactées précédemment sous le scénario 3), les valeurs les plus importantes peuvent avoisiner les 0.8 m/s à 1.1 m/s. Dans les autres sites plus faiblement inondés, c'est 0.3 m/s à 0.5 m/s.

Concernant les vitesses aux bas des rives, elles continuent de changer positivement pour les trois scénarios depuis la situation hivernale de 50 m³/s. On a respectivement des valeurs maximales de 2.1 m/s, 2.15-2.2 m/s et 2.5 m/s avec les trois scénarios.

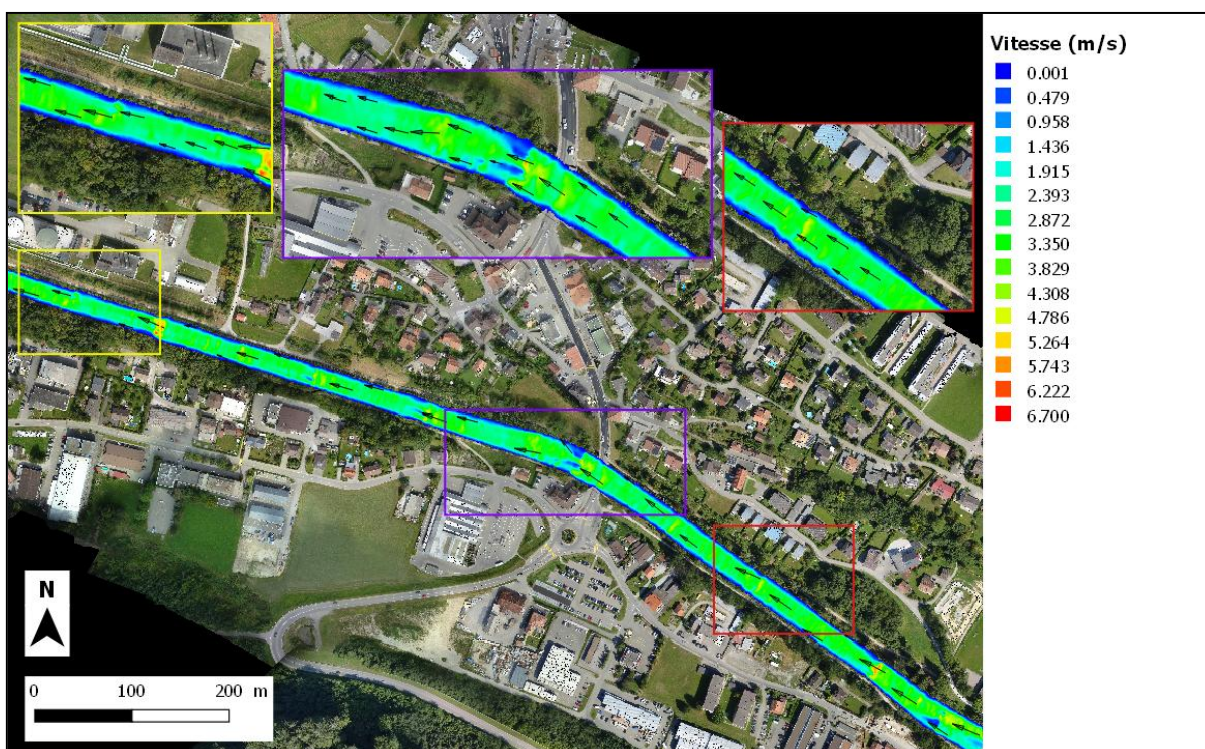


Figure 32 : scénario de 70 m³/s sans dépôt (scénario 4)

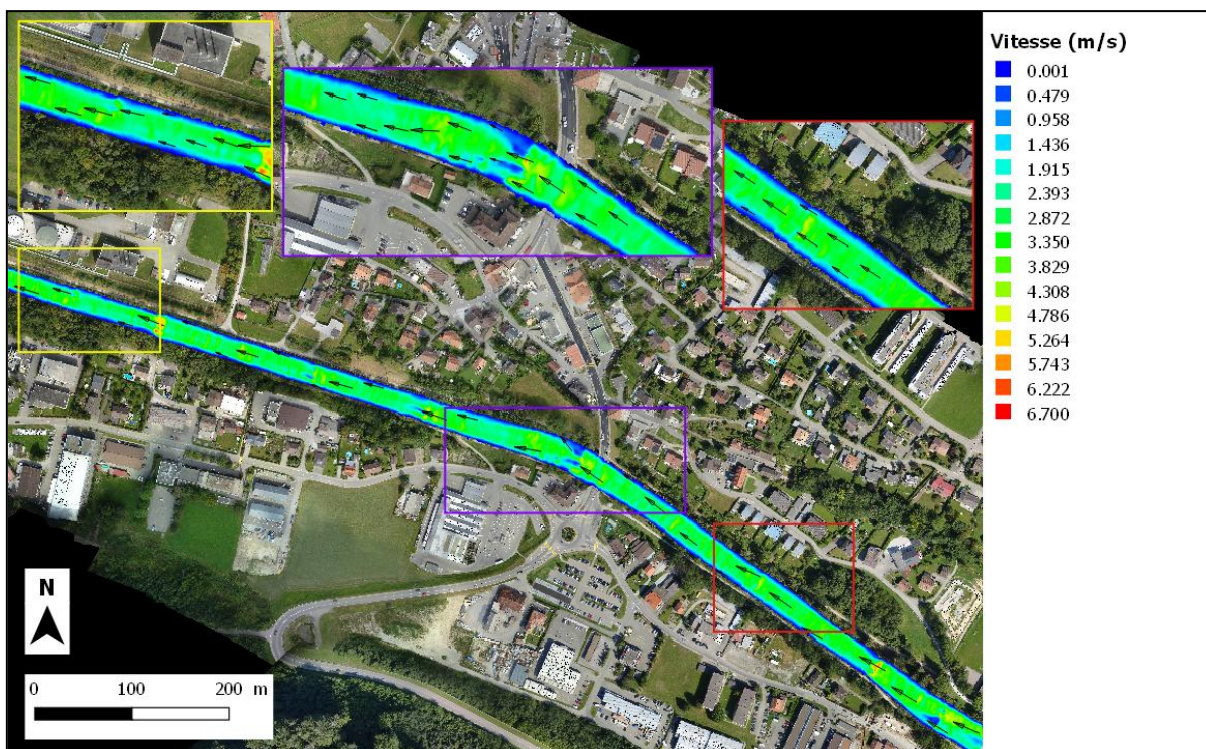


Figure 33 : scénario de 70 m³/s et +0.3 m de dépôt (scénario 5)

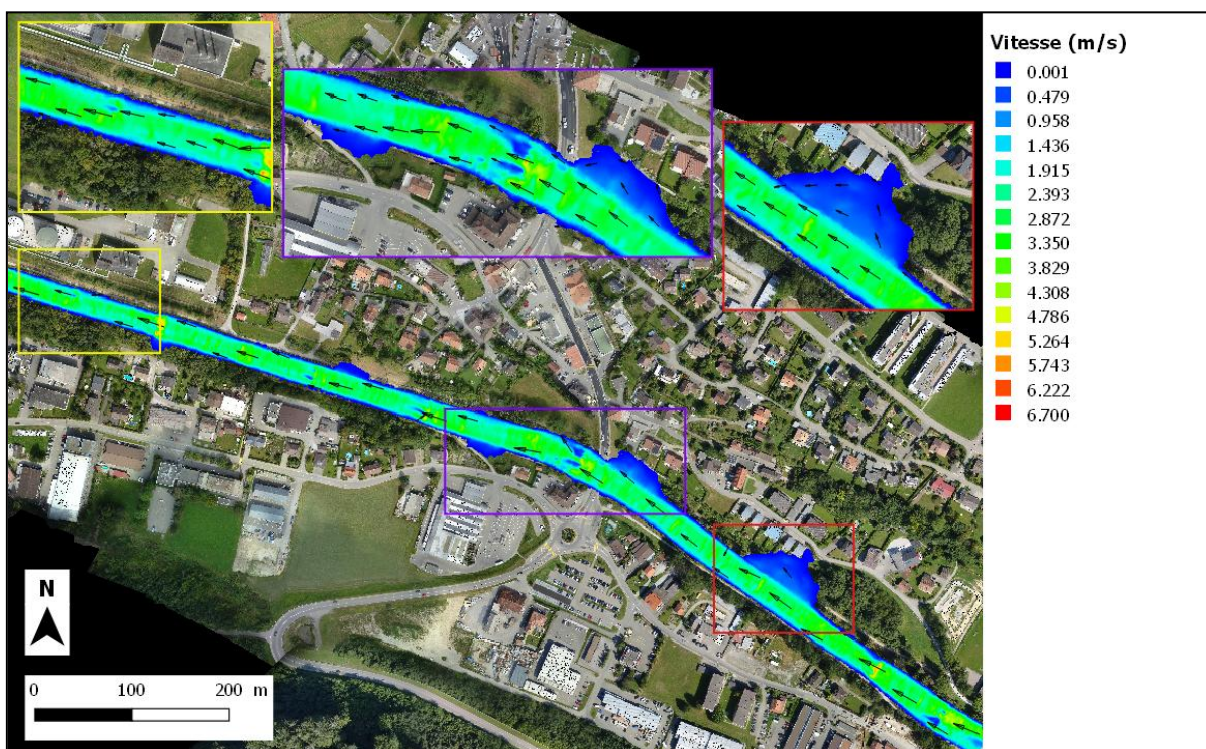


Figure 34 : scénario de 70 m³/s et +1 m de dépôt (scénario 6)

4.2.5 Scénarios avec un débit de 100 m³/s

Les vitesses maximales remarquées aux trois derniers scénarios de crue - de 100 m³/s et différents niveaux de rehaussement du lit - montrent toutes une élévation depuis la situation hivernale initiale (cf. Figures 35 à 37). Aux seuils, la vitesse peut atteindre maintenant les 6.7 m/s pour le scénario sans rehaussement et celui avec 30 cm de dépôts mais toutefois un peu moins après élévation du lit d'un mètre (6.4 m/s). Dans le reste du chenal, les vitesses les plus élevées sont plutôt de 4.7 m/s à 4.8 m/s avec les scénarios 7 et 8, 4.6 m/s au scénario 9.

A proximité du bas des rives, il y a 2.3 m/s comme limite supérieure de vitesse avec le scénario sans exhaussement. Quant aux deux derniers scénarios, le déplacement de l'eau se fait de manière un peu plus marquée ; respectivement 2.4-2.5 m/s et 2.7 m/s pour les scénarios 8 et 9. En zone alluviale urbanisée, on peut observer que les vitesses atteignent les 0.1-0.2 m/s (moins souvent 0.3 m/s) avec le scénario 8 et même jusqu'à 1-1.2 m/s (voire même 1.4 m/s) avec le numéro 9.

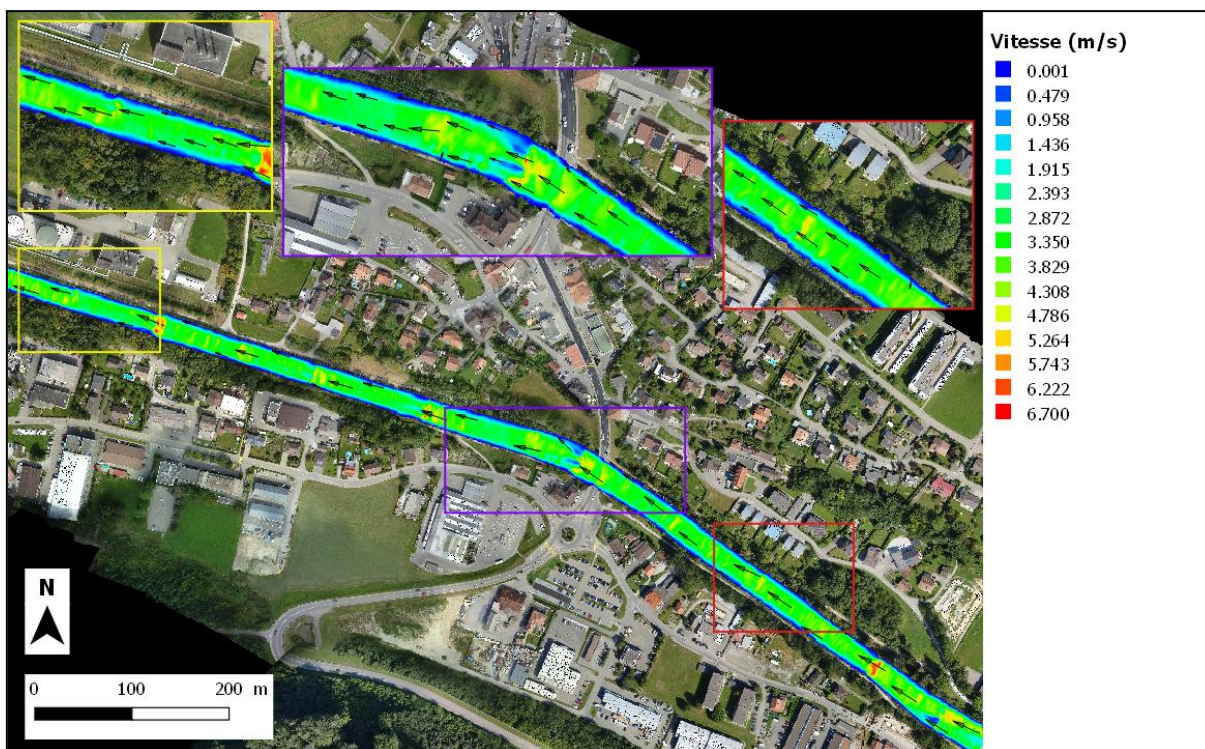


Figure 35 : scénario de 100 m³/s sans dépôt (scénario 7)

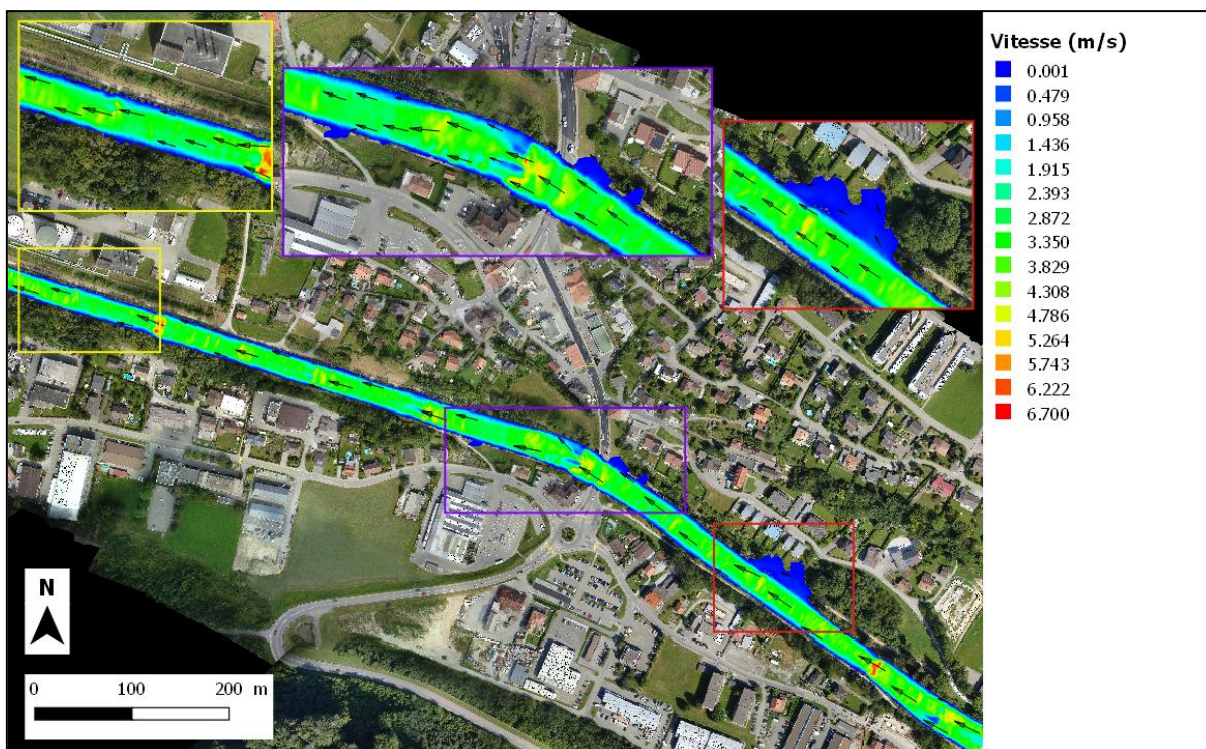


Figure 36 : scénario de $100 \text{ m}^3/\text{s}$ et $+0.3 \text{ m}$ de dépôt (scénario 8)

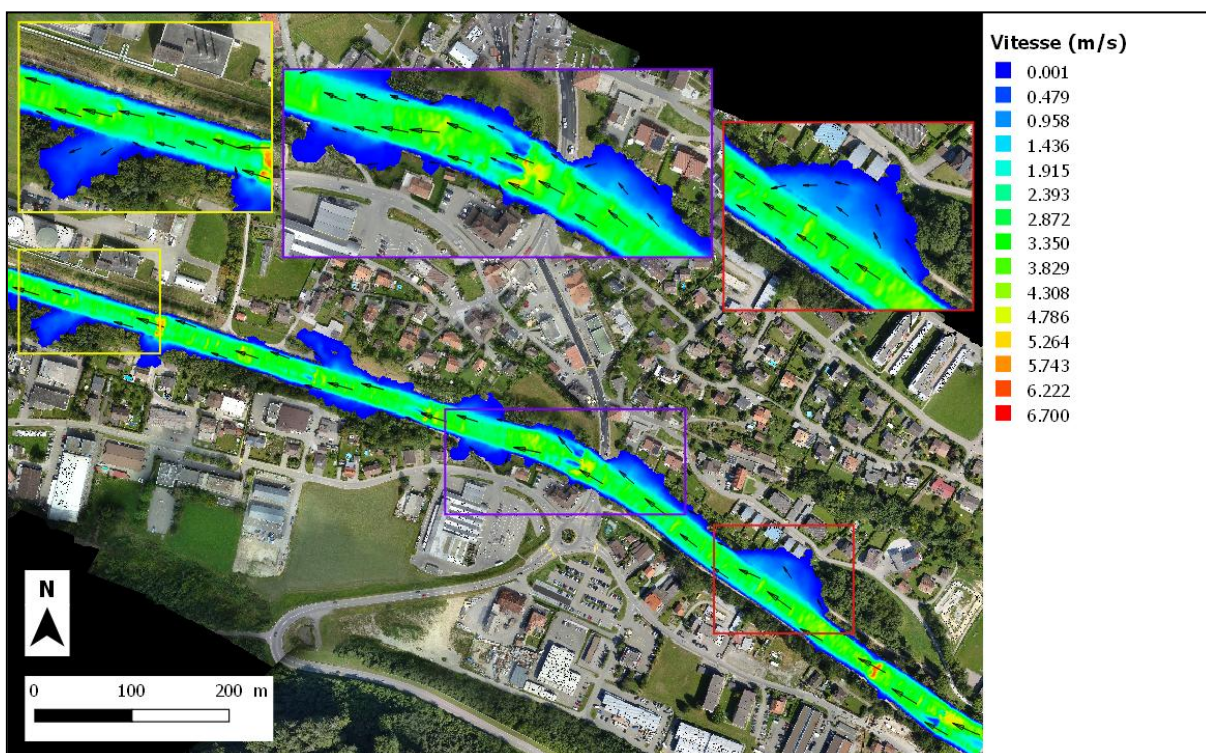


Figure 37 : scénario de $100 \text{ m}^3/\text{s}$ et $+1 \text{ m}$ de dépôt (scénario 9)

Sur l'ensemble des scénarios réalisés, les vitesses aux rives évoluent avec le débit mais aussi avec le niveau de rehaussement du lit. Néanmoins, dans tous les cas, leurs valeurs maximales à cet endroit n'atteignent jamais celles remarquées directement au sein du

chenal. En regardant l'ensemble des résultats de vitesses analysés, il est clairement remarquable que les vitesses s'accroissent en fonction de la hauteur de l'eau aux rives et de la profondeur d'eau mise en évidence dans le chenal.

4.2.6 Fonctions objectives des vitesses d'écoulement de l'eau

Comme cela a été remarqué précédemment avec les surfaces d'inondation et les hauteurs d'eau, les vitesses maximales de l'eau aux rives (cf. Figure 38) évoluent là aussi en fonction du débit et du niveau d'élévation du lit. En regardant les résultats des scénarios de 60 m³/s et 70 m³/s, les deux sur un lit de rivière élevé d'un mètre, ils sont dans les deux cas plus élevés que celui du scénario de 100 m³/s sans dépôt rajouté dans le lit. Avec le petit niveau de dépôt (30 cm) associé à un débit de crue de 70 m³/s, la vitesse maximale est vraiment proche de celle obtenue avec un débit supérieur de 100 m³/s sans dépôt.

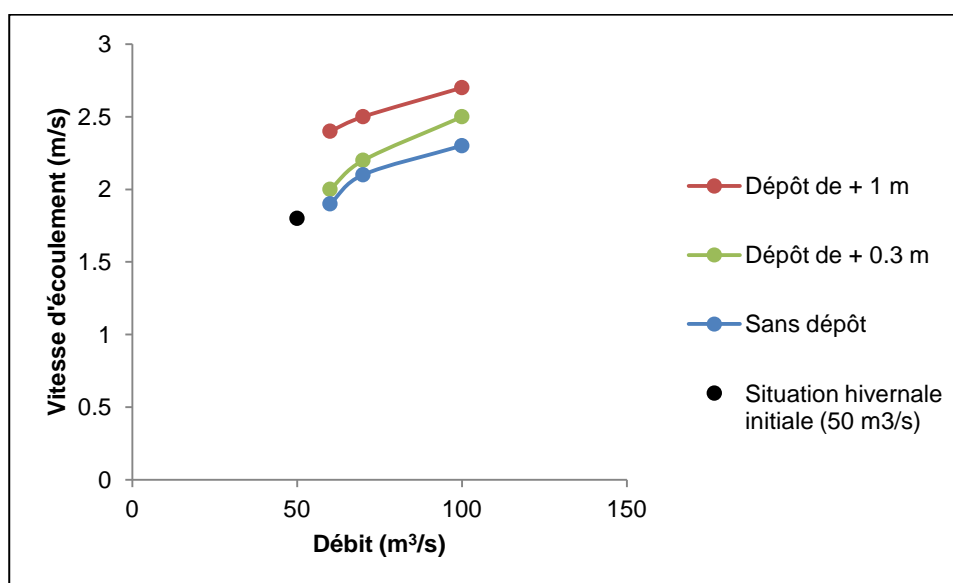


Figure 38 : vitesses d'eau maximales aux rives en mètres par seconde

Sur le tableau ci-dessous (cf. Tableau 9), les changements de vitesses maximales aux rives depuis la situation initiale sont identifiables mais ils sont toutefois moins importants que les élévations de superficies inondées totales et de hauteurs d'eau maximales aux rives. Avec les trois premiers scénarios de crue sans apporter de modification au lit de la rivière, les vitesses maximales sont de 1.9 m/s (+5.5% par rapport à la situation initiale de 50 m³/s), 2.1 m/s (+16.6 %) et 2.3 m/s (+27.7%). En exhausant le lit de 30 cm, c'est respectivement 2 m/s (+11.1%), 2.15-2.2 m/s (+19.4-22.2%) et 2.4-2.5 m/s (+33.3-38.8%) avec les divers débits scénarisés. Enfin, les vitesses maximales sont de 2.3-2.4 m/s (+27.7-33.3%), 2.5 m/s (+38.8%) et 2.7 m/s (+50%) pour les scénarios où les débits de crue sont associés avec une élévation de lit d'un mètre.

Comme cela avait été soulevé précédemment pour les hauteurs d'eau maximales aux rives, le changement apporté au lit de la rivière peut également avoir un effet plus marqué sur les vitesses maximales observées aux rives que le débit de crue pris isolément. Avec une élévation du lit d'un mètre combinée aux deux premiers débits de crue, les modifications des vitesses maximales sont respectivement cinq à six fois plus grandes et plus de deux fois supérieures que celles envisagées initialement avec les mêmes intensités de crue mais sans exhausser le lit (cf. Tableau 9). En revanche, avec une crue de $100 \text{ m}^3/\text{s}$ et un mètre d'élévation du lit, ce n'est pas le cas puisque c'est le débit qui a le plus d'effet. Effectivement, il accentue les vitesses maximales de $+0.5 \text{ m/s}$ depuis la situation hivernale initiale. Avec l'élévation du lit combinée à ce débit-ci, il faut ajouter $+0.4 \text{ m/s}$ aux vitesses maximales par rapport au scénario sans dépôt de même débit ; soit une valeur un peu inférieure.

Bien que le rehaussement du lit de 30 cm soit aussi un paramètre qui fait accélérer les vitesses, on remarque qu'il a moins d'impact que le plus grand étayé ci-dessus. Avec $60 \text{ m}^3/\text{s}$ de débit de crue et cette élévation du lit, les vitesses maximales s'accroissent de $+0.2 \text{ m/s}$ par rapport à la situation de départ de $50 \text{ m}^3/\text{s}$; dont $+0.1 \text{ m/s}$ déjà expliqué par le scénario de même débit sans dépôt. Le débit de cette magnitude a donc le même effet que ce niveau de rehaussement du lit sur les vitesses maximales aux rives. Avec les magnitudes de $70 \text{ m}^3/\text{s}$ et $100 \text{ m}^3/\text{s}$, à la différence, c'est le débit qui explique le plus les changements de vitesses maximales. Il faut compter $+0.3 \text{ m/s}$ et $+0.5 \text{ m/s}$ entre la situation hivernale initiale et les deux scénarios sans dépôts et lorsqu'un dépôt de 30 cm est combiné à ces mêmes débits, les modifications de vitesses depuis les scénarios sans dépôt ne sont pas plus de $+0.05\text{-}0.1 \text{ m/s}$ et $+0.1\text{-}0.2 \text{ m/s}$.

Tableau 9 : vitesses maximales d'écoulement de l'eau

Situation hivernale de départ et scénarios		Vitesses maximales d'écoulement de l'eau aux rives en mètres par seconde (m/s)	Δ par rapport à la situation hivernale initiale en mètres par seconde (m/s)	Augmentation en pourcentage (%) par rapport à la situation hivernale initiale	Vitesses maximales d'écoulement dans la plaine alluviale en mètres par seconde (m/s)
<i>Situation hivernale initiale $50 \text{ m}^3/\text{s}$</i>		1.8	-	-	-
$60 \text{ m}^3/\text{s}$	Sans dépôt	1.9	+0.1	5.5 %	-
	+0.3 m de dépôt	2.0	+0.2	11.1 %	-
	+1 m de dépôt	2.3-2.4	+0.5-0.6	27.7-33.3 %	0.6-0.7 à 1

70 m ³ /s	Sans dépôt	2.1	+0.3	16.6 %	-
	+0.3 m de dépôt	2.15-2.2	+0.35-0.4	19.4-22.2 %	-
	+1 m de dépôt	2.5	+0.7	38.8 %	0.8-1.1
100 m ³ /s	Sans dépôt	2.3	+0.5	27.7 %	-
	+0.3 m de dépôt	2.4-2.5	+0.6-0.7	33.3-38.8 %	0.1-0.2 (0.3)
	+1 m de dépôt	2.7	+0.9	50 %	1-1.2 (1.4)

5. Discussion

A travers l'ensemble des résultats, c'est clair qu'il y a une élévation de la hauteur d'eau et de la vitesse d'écoulement aux rives avec les débits hivernaux scénarisés pour le futur. De plus, la superficie d'inondation montre également une tendance à l'augmentation. A noter bien sûr que le rehaussement du lit, associé aux différents débits de crue, apporte également un changement à ces trois paramètres (hauteur d'eau, vitesse d'écoulement aux rives et aire inondée). Avec un exhaussement de lit suffisamment prononcé et combiné aux différents scénarios de crues, des inondations en plaine alluviale sont à prévoir. Suite à ces affirmations, on arrive donc à la même conclusion que plusieurs auteurs. Il y a une nécessité de considérer à la fois les impacts du changement climatique et la sédimentation puisque leur association peut produire des effets potentiellement sévères et bien trop souvent négligés lors de l'analyse des risques d'inondation (Lane et al., 2007). Par impact du changement climatique sur les inondations, il est surtout question de l'élévation de la fréquence et de l'intensité des débits de pointe dans le futur (Middelkoop et al., 2001). Dans ce travail, c'est surtout l'intensité de potentiels futurs débits de crues hivernaux qui a été scénarisée et en association ou non avec différents niveaux d'exhaussement du lit de la rivière.

On l'aura vu précédemment, sans rehaussement du lit et en considérant uniquement un changement de débit de crue dans le futur (60 m³/s, 70 m³/s et 100 m³/s), l'eau ne déborde pas encore dans la plaine alluviale mais les hauteurs d'eau au bas des rives (respectivement de 0.8 m, 1 m et 1.3 m avec les trois magnitudes) ainsi que les superficies impactées (0.66 ha, 0.71 ha et 0.85 ha) sont deux paramètres qui ont augmenté par rapport à la situation initiale de 50 m³/s (où il y a 0.6 m d'eau aux rives et 0.6 ha impactés). S'il est prévu que les débits atteignent ces valeurs scénarisées consécutivement au changement climatique, on doit considérer une augmentation de ces deux paramètres (hauteur d'eau et aire inondée) mais uniquement aux rives. Aucune inondation et atteintes aux infrastructures urbaines ne sont encore à prévoir en zone alluviale urbanisée à Marly. Pour chacun de ces scénarios

réalisés avec une magnitude de débit différente et sans dépôt mis en place, on observe +10%, +18.3% et +41.6% d'augmentation de superficies inondées aux rives à titre de comparaison avec la situation initiale de débit de 50 m³/s. Il est intéressant de découvrir que ces résultats se rapprochent beaucoup de ceux découverts par Lane et al. (2007, 2008). Ces auteurs arrivent à +21.6% pour la fin de ce siècle dans une rivière de piémont de 18 m de la largeur (Lane et al., 2007, 2008). La valeur obtenue dans ces deux recherches est assez proche mais toutefois supérieure à celle qui a été découverte avec le débit intermédiaire dans ce travail pour une rivière de piémont de largeur de section similaire. Même la valeur obtenue avec le plus petit débit scénarisé dans ce mémoire reste inférieure et correspond plutôt à l'élévation constatée par ces mêmes auteurs rien que pour l'an 2050 (+12.2%) si une augmentation d'environ 10% des précipitations hivernales est à prévoir (Lane et al., 2007, 2008). Dès lors, on peut se demander si les deux résultats obtenus dans ce mémoire - pour la superficie inondée avec les deux plus petits débits scénarisés - peuvent être expliqués par les modifications anthropiques apportées aux rives dans le tronçon de la Gérine étudié. Aux Pays-Bas, il a été démontré que la vulnérabilité face aux inondations peut être réduite en augmentant le seuil de capacité d'une rivière au moyen de digues plus hautes et plus fortes (De Graaf, 2008). Dans le cas présenté dans cette étude, il n'y a pas de digues à proprement parler mais les rives en zone urbanisée sont plus hautes que dans le reste du tracé de la Gérine et il y a parfois des empierrements visibles à leur base en vue d'éviter leur érosion par l'eau. L'argument proposé paraît justifié puisqu'au travers des résultats scénarisés sans dépôt c'est surtout les changements de hauteurs d'eau qui se font de manière plus prononcée que les augmentations de superficies inondées par rapport à la situation initiale de 50 m³/s. En effet, les niveaux d'eau s'élèvent de +33.3%, +66.6% et enfin +116,6% (avec les trois futures crues prévues sans dépôts) par rapport à la situation hivernale initiale.

Lorsqu'un plus grand débit est scénarisé (100 m³/s) sans apporter de modification au niveau du lit de la rivière, le changement de superficie impactée (+41.6%) est beaucoup plus marqué que celui constaté par Lane et al. (2007, 2008). Cela démontre qu'il n'est pas possible de généraliser, d'un cas d'étude à un autre, les effets du changement climatique sur les inondations ; chaque rivière ayant une géométrie et une plaine alluviale qui leur sont propres. Dans ce travail, cette magnitude de débit a été convenue étant donné que les modèles climatiques globaux et régionaux permettent uniquement de prévoir les changements moyens du climat et pas la modélisation d'événements de plus grande intensité (OcCC, 1998). Aussi, il est possible qu'en terme de changement climatique à proprement parler, ce débit soit un peu élevé et qu'il serait plus judicieux de le considérer pour des scénarios de variabilité climatique. Robson (2002) souligne d'ailleurs que les hauts

débits ayant déjà eu lieu au cours de ces dernières décennies peuvent très bien être en partie reliés à la variabilité climatique (c'est-à-dire une variation à court-terme d'une année/saison à une autre) plutôt qu'au changement climatique.

En analysant maintenant les scénarios de crues réalisés avec du dépôt rajouté sur le lit de la rivière, il a été démontré que le rehaussement du lit associé au débit de crue peut engendrer une accentuation du phénomène d'inondation aux rives. A titre de comparaison avec la situation initiale de $50 \text{ m}^3/\text{s}$, en associant les magnitudes de débits envisagées dans le futur avec un exhaussement du lit de rivière de 30 cm, les surfaces impactées par le phénomène d'inondation s'élèvent davantage ; 0.79 ha (+31.6% par rapport à la situation hivernale initiale), 0.85 ha (+41.6%) et 1.15 ha (+91.6%) respectivement avec les trois débits scénarisés. L'accentuation de la surface inondée en considérant ces deux facteurs est également identifiée dans la littérature. Lane et al. (2007, 2008) obtiennent cette fois une augmentation de +52.1% pour la fin de ce siècle. C'est donc plus que ce qui a été découvert ici avec les deux plus petites magnitudes de débits et 30 cm de dépôt et là aussi il est possible d'expliquer ce résultat par un dimensionnement de hauteur de rives de la Gérine plus conséquent dans la zone d'étude et donc une augmentation du seuil de capacité de la rivière (De Graaf, 2008). En effet, les changements de hauteurs d'eau aux rives - soit 1 m (+66.6% par rapport à la situation initiale), 1.2 m (+100%) et 1.5 m (+150%) en combinant les trois débits avec 30 cm de rehaussement de lit - sont plus marqués que les élévations de superficie inondée mentionnées ci-dessus. De plus, les hauteurs aux rives ont encore évolué depuis les trois scénarios réalisés sans changer la hauteur du lit de la rivière.

En ayant surélevé le lit de rivière d'un mètre et combiné ce dernier avec les deux premiers débits de crues, c'est le même constat qui a été fait. Les hauteurs d'eau aux rives s'amplifient encore (soit 1.4-1.5 m (+133.3-150% que la situation initiale) et 1.6 m (+166.6%)) et elles changent de manière plus importante que les superficies d'inondation qui sont respectivement de 1.4 ha (+133.3% par rapport à la situation hivernale de $50 \text{ m}^3/\text{s}$) et 1.5 ha (+150%). Les constatations de De Graaf (2008) concernant l'augmentation de capacité du chenal sont donc également applicables ici. En revanche, il est nécessaire de souligner que, lors d'une crue de $100 \text{ m}^3/\text{s}$ d'eau combinée à ce niveau de lit, c'est le changement d'aire impactée par l'eau qui est plus grand que celui de la hauteur d'eau. Il y a 2.38 ha (+296.6% par rapport au débit initial) et 1.8 m d'eau aux rives (+200%). A ce scénario, il faut reconnaître que l'inondation en zone urbanisée prend déjà pas mal d'ampleur (1.24 ha et jusqu'à 0.7 m d'eau (plus rarement 0.9 m)) à titre de comparaison avec les autres situations scénarisées. Aussi, cinq infrastructures habitables sont impactées. L'association de ce niveau de rehaussement avec les deux plus petits débits de crue scénarisés provoque une inondation en zone urbaine (respectivement 0.37 ha et 0.45 ha) avec une hauteur d'eau

pouvant avoisiner les 0.6 m et 0.7 m et un bâtiment est touché dans les deux cas. On voit donc à travers l'ensemble de ces résultats l'importance de considérer le rehaussement du lit et Slater et al. (2016) affirmaient également que le changement de capacité du chenal a une influence sur les inondations et doit être pris en compte ; sa négligence pouvant s'avérer dangereuse. Ici, on le constate également car dans les scénarios réalisés uniquement avec les débits de crue et sans prendre en compte le rehaussement du lit, aucune inondation dans la plaine alluviale urbanisée n'est encore identifiée alors qu'il y en a une dans tous les cas dès qu'une élévation du lit de rivière d'un mètre est combinée aux différentes crues scénarisées. Il est toutefois étonnant de découvrir que c'est uniquement en associant le plus petit dépôt de 30 cm de sédiments avec la plus grande magnitude de débit scénarisée qu'une inondation en zone alluviale intervient (0.18 ha et jusqu'à 0.3 m d'eau).

Les changements de surface inondée (en pourcentage) - mis en évidence ci-dessus avec les scénarios combinant les deux paramètres (débit et élévation du lit de rivière) - sont plus grands avec les débits de crue les plus élevés. Lane et al. (2007, 2008) avaient aussi souligné cet élément ; démontrant ainsi que plus la magnitude du débit augmente et plus il y a un changement de superficie inondée lorsqu'on ajoute un même niveau d'exhaussement de lit de rivière.

Dans la rivière étudiée, il semble que les mesures d'ingénieries mises en place dans le tracé situé en zone urbanisée (telles que l'élévation des rives et les empièvements à la base de celles-ci en vue d'éviter leur érosion) soient bien adaptées pour de futures crues hivernales sans prise en considération des modifications potentielles du chenal. En revanche, elles ne le sont déjà plus du tout si un important rehaussement du lit de rivière (1 m) est associé aux différents débits de crues scénarisés ou encore si une grande crue ($100 \text{ m}^3/\text{s}$) survient sur un lit exhaussé moyennement (30 cm). A ce moment, l'eau déborde au-delà des rives à certains endroits. Il est important ici de faire un lien avec les calculs d'ingénierie pour les dimensionnements d'ouvrage de protection contre les inondations. Comme le montre Hunzinger (2014) dans son étude en Suisse, à l'heure actuelle les mesures sont essentiellement basées sur le débit de l'eau, le transport de charge solide (charriage, etc.) ainsi que la présence ou non de bois à la dérive et un des points faibles des analyses de dimensionnement de projet réside en une négligence de l'effet du rehaussement du lit sur la hauteur d'eau et donc le débit à plein bord.

Concernant les vitesses remarquées aux rives dans ce travail, il a été observé qu'elles atteignent 1.8 m/s pour le débit hivernal de départ. Avec les différents scénarios de crue envisagés sans apporter de changement au lit de la rivière, une accélération des vitesses d'écoulement aux rives a été mise en évidence pour le futur; soit 1.9 m/s (+5.5%), 2.1 m/s

(+16.6%) et 2.3 m/s (+27.7%). A noter que ces changements sont toutefois moins marqués que ceux identifiés pour les hauteurs d'eau et les aires d'inondation depuis la situation hivernale de départ. En combinant les débits avec les deux niveaux d'exhaussement de lit de rivière, les vitesses prennent encore plus d'ampleur. Il y a 2 m/s (+11.1%) 2.15-2.2 m/s (+19.4-22.2%) et 2.4-2.5 m/s (+33.3-38.8%) avec 30 cm de rehaussement et avec un mètre de changement de lit c'est 2.3-2.4 m/s (+27.7-33.3%), 2.5 m/s (+38.8%) et enfin 2.7 m/s (+50%). En plaine alluviale, les valeurs présentées dans les résultats étaient d'au maximum 1 m/s, 1.1 m/s, et 1.2 m/s avec les trois débits de crue scénarisés se produisant sur un lit surélevé d'un mètre. Kreibich et al. (2009) ont expliqué la nécessité de considérer les vitesses lors d'étude sur les inondations car c'est un paramètre significatif permettant de quantifier les dommages consécutifs. Leur étude démontre que des dommages de plusieurs milliers d'euros sont déjà à considérer avec des vitesses inférieures ou égales à 0.5 m/s mais que c'est seulement significatif pour les infrastructures urbaines telles que les routes (Kreibich et al., 2009). En terme de profondeurs d'eau, il y a à la fois un impact significatif sur les bâtiments et les routes à partir de valeurs de 0.5 m (Kreibich et al., 2009). Aux bas des rives, le rajout de vitesse ne devrait en principe pas déstabiliser davantage les rives. En effet, à leur base, de grands empierrements ont été déjà mis en place afin de limiter cet effet. Colombo et al. (2002) expliquent que ces structures au pied des rives limitent leur érosion et sont particulièrement construites de manière robuste dans les zones urbanisées. Bien qu'elles portent atteinte aux conditions écologiques et aux habitats ripariens, elles permettent la création de refuges pour les poissons (Colombo et al., 2002) et c'est donc un aspect positif compte tenu que les scénarios envisagés dans ce travail démontrent également une élévation des vitesses dans le chenal de la rivière depuis la situation hivernale initiale. Aussi, des arbres et arbustes ont été disposés sur les rives gauche et droite de la rivière de manière très densifiée. Comme le montre Abernethy et Rutherford (2000), il y a un renforcement des rives avec les racines et l'addition de ces dernières permet d'augmenter leur stabilité même sous les plus mauvaises conditions hydrologiques.

Au sein de la littérature, la hauteur des sédiments composant le lit de la rivière est parfois montrée comme le facteur à moitié responsable de l'extension d'une inondation (Lane et al., 2007) voire même comme la cause principale de ces phénomènes (Stover et Montgomery, 2001). Ce travail a permis de démontrer que l'ajout d'un rehaussement d'un mètre de sédiments a un impact non négligeable et que c'est principalement lorsqu'un tel niveau de rehaussement est combiné aux différents débits de crue (même avec les plus petites magnitudes scénarisées) que l'eau déborde au sein de la plaine alluviale urbanisée de Marly. On s'est également aperçu dans les résultats que le rehaussement du lit d'un mètre - associé aux débits - fait plus que doubler (presque tripler avec la plus grande magnitude de

débit) les superficies totales (rives et plaine alluviale) immergées par l'eau par rapport à celle envisagées avec les scénarios sans dépôt. En terme de surfaces nouvellement impactées, il avait encore été démontré que l'accroissement est plus marqué lorsque le rehaussement du lit est associé aux débits de crue puisque les augmentations sont sept à 13 fois plus importantes que celles prévues avec les scénarios sans rehaussement du lit. A partir de cela, il est clairement possible de dire que le rehaussement du lit d'un mètre a un rôle majeur sur l'aire d'inondation en zone alluviale urbanisée en tenant toutefois compte que le débit a tout de même un effet mais plus amoindri. Avec 30 cm de dépôt dans la rivière associé aux différentes crues scénarisées, même si les changements sont moins marqués que ceux soulevés avec le rehaussement d'un mètre combiné à ces débits, les élévations d'aires impactées (depuis la situation hivernale initiale) correspondent à plus du double (même le triple avec le plus petit débit scénarisé) de celles identifiées avec les scénarios sans dépôt. Les deux rehaussements du lit ont plus d'impact sur l'aire d'inondation que le débit de crue pris isolément. Par conséquent, ils ne sont pas uniquement le facteur à moitié responsable de l'extension d'une inondation comme l'avaient remarqué Lane et al. (2007).

En ce qui concerne l'importance de l'impact de ce facteur (c'est-à-dire l'élévation du lit de rivière) sur les hauteurs d'eau et les vitesses d'écoulement obtenues, les résultats de ce travail sont difficilement comparables avec la littérature compte tenu du peu d'études déjà réalisées et présentant l'effet du changement de hauteur du lit sur le phénomène d'inondation comme plusieurs chercheurs le confirment (Lane et al., 2007, 2008; Stover et Montgomery, 2001). Lane et al. (2007, 2008) avaient surtout découvert que l'eau déborde plus vite du chenal suite à un exhaussement du lit puisque le débit à plein bord se réduit. A partir des résultats de cette présente étude, une élévation du niveau d'eau aux rives a déjà été remarquée avec les trois scénarios sans apporter de changements au lit de la rivière. Avec un rehaussement d'un mètre combiné aux deux plus petits débits de crue ($60 \text{ m}^3/\text{s}$ et $70 \text{ m}^3/\text{s}$), beaucoup plus d'eau est rajoutée aux rives par rapport aux scénarios où c'est uniquement le débit de crue isolément qui est considéré. Avec cette hauteur de lit combinée aux débits, cela a fait respectivement quadrupler et même plus que doubler les augmentations des hauteurs d'eau aux rives. Les vitesses se modifient également et leur changement est respectivement cinq à six fois plus important et plus de deux fois supérieur en comparaison avec les scénarios sans dépôt. On voit donc que le lit peut aussi élever les hauteurs d'eau et les vitesses d'écoulement et que le débit n'est pas le seul paramètre qui joue un rôle. Ces affirmations rejoignent donc celles émises par des chercheurs sur la Skokomish River aux Etats-Unis ; le rehaussement du lit a aussi un impact sur les inondations car en l'absence d'une augmentation des débits de pointe maximaux, la hauteur d'eau dans le chenal principal peut tout de même s'élever (Stover et Montgomery, 2001).

Dans ce travail, c'est surtout le changement de hauteur d'eau aux rives qui a pu être mis en évidence. Il n'a pas été possible d'identifier de changement de hauteur d'eau directement dans le chenal étant donné qu'aux travers des cartes de profondeurs présentées et suite au rehaussement du lit, l'augmentation de hauteur d'eau n'est pas directement visible et il n'est donc pas pertinent d'utiliser les résultats de profondeurs du chenal pour en déduire une hauteur d'eau. Avec un débit scénarisé de $100 \text{ m}^3/\text{s}$, il a été souligné que, bien que le rehaussement du lit d'un mètre fasse aussi s'élever la hauteur d'eau aux rives et la vitesse d'écoulement, c'est plutôt le débit de crue qui a le plus d'impact. En analysant le rôle de l'exhaussement du lit de 30 cm dans les résultats, son effet sur les hauteurs d'eau et les vitesses d'écoulement est présenté comme moins important à la différence avec le plus grand rehaussement. Il n'a pas un rôle majeur puisque, combiné au débit de $60 \text{ m}^3/\text{s}$, il augmente la hauteur d'eau et la vitesse d'écoulement aux rives (depuis le scénario sans dépôt de même débit) de la même intensité que ce même débit de crue scénarisé le fait déjà isolément depuis la situation hivernale initiale. Avec les deux plus grandes intensités de crues, c'est le débit et non l'élévation du lit de 30 cm qui explique le plus la variation.

On s'aperçoit donc assez vite à travers les résultats que le changement de morphologie du chenal, particulièrement le rehaussement, doit être pris en compte lors de toute étude sur les inondations surtout dans les rivières qui affichent des grands taux de livraison de sédiments (Lane & al., 2007) et ce sont encore trop peu d'études qui l'ont fait jusqu'à présent (Stover et Montgomery, 2001 ; Lane et al., 2007). Il a une incidence sur plusieurs facteurs comme la hauteur d'eau, la vitesse d'écoulement et la surface inondée totale (aux rives et dans la plaine alluviale). Avec le plus grand exhaussement de lit (1 m) combiné aux différentes crues scénarisées, des infrastructures habitables situées en zone urbanisée sont inondées (respectivement une infrastructure avec les deux premiers débits et tout de même cinq bâtiments avec une crue de $100 \text{ m}^3/\text{s}$). Au travers des fonctions objectives, il a même été démontré que l'association de débits de crue de plus petites intensités avec l'élévation du niveau du lit peut amener à une superficie totale d'inondation, une hauteur d'eau et une vitesse maximale aux rives similaires (ou se rapprochant grandement) voire souvent supérieures à celles identifiées avec une magnitude de crue plus grande sans appliquer de changement au lit de la rivière.

Le niveau de rehaussement de lit de rivière d'un mètre peut paraître trop important à l'heure actuelle mais plusieurs arguments justifient sa prise en compte dans les scénarios. En premier lieu, les prévisions faites dans ce travail concernent la fin du siècle et plusieurs auteurs prévoient déjà une élévation du lit de rivière de 10 à 20 cm par an dans un environnement de piémont (Lane et al., 2007). De plus, dans le cas de rivière étudiée, il y a plusieurs enjeux qui interviennent. Jaeggi (1999) explique qu'un conflit d'intérêt entre une

protection contre les crues et le maintien d'une dynamique naturelle n'est pas exclue ; d'autant plus que la rivière est presque entièrement incluse dans l'inventaire fédéral des zones alluviales d'importance nationale (Service des ponts et chaussées de Fribourg, 2015) et l'extraction de matériaux en amont de la zone d'étude a déjà été interdite depuis 2010 (Service des ponts et chaussées de Fribourg, 2015). A partir de ces informations, les extractions sécuritaires déjà réalisées à Marly par le passé (Service des ponts et chaussées de Fribourg, 2015) peuvent être remises en question pour les années à venir.

Concernant la modélisation, plusieurs aspects surprennent en regardant les trois scénarios de débits de crue réalisés en combinaison avec un mètre d'élévation du lit de la rivière notamment celui ayant la plus grande intensité de débit de crue. Dans la plaine alluviale, l'eau peut atteindre 0.5-0.6 m sous le scénario 3, jusqu'à 0.6-0.7 m avec le numéro 6 et enfin 0.7 m (à de plus rares localisations 0.9 m) sous le dernier. Aux alentours de ces zones plus impactées, les hauteurs d'eau sont moins marquées (quelques dizaines de centimètres) où parfois absente d'eau alors que le terrain est généralement plat. Parfois, l'inondation est entravée par des infrastructures urbaines telles que des bâtiments, des ponts/routes et la hauteur d'eau monte de manière plus prononcée ; c'est d'ailleurs souvent à ces sites que les valeurs maximales sont aussi atteintes. L'eau semble se propager en suivant ces infrastructures (notamment pour le scénario 9). Il est donc possible que les éléments présents dans la zone urbaine de Marly aient un impact non négligeable sur la propagation de l'eau lors de la simulation avec un modèle 2D. Schubert et al. (2008) avaient d'ailleurs démontré que les bâtiments influencent l'hydrodynamique d'une inondation. En plus des immeubles, les routes ou encore les structures de drainage peuvent être à la source de ce phénomène puisqu'elles modifient la direction de l'écoulement de surface (Hsu et al, 2000). Il faut savoir que les plaines d'inondation situées dans les zones urbaines sont complexes d'un point de vue topographique car elles contiennent des éléments structuraux qui rendent la modélisation des inondations plus difficile que dans les zones rurales (Yu et Lane, 2006). Dans ce travail, les infrastructures habitables ont été considérées comme des zones non soumises à la simulation d'inondation afin que l'eau suive leur morphologie. De plus, tous les arbres et buissons de la plaine alluviale dû être supprimés du nuage de points exportés depuis Pix4D. Cependant, compte tenu de la multitude d'infrastructures présentes sur le terrain d'étude, il n'a pas été possible d'enlever plus de petites d'infrastructures présentes lors du vol de drone telles que les lampadaires, les parasols/stores à proximité des maisons ; celles-ci pouvant par conséquent créer des entraves à l'écoulement de l'eau.

Aussi, d'autres auteurs mettent en évidence l'impact d'un mesh de simulation grossier sur les possibilités de propagation de l'eau en zone urbaine lors d'inondation étant donné la limitation de représentation des infrastructures (Fewtrell et al., 2008 ; Yu et Lane, 2006). Il a

même été souligné que la dérivation d'un mesh de résolution plus grossière à partir de données topographiques de haute résolution induit une variabilité d'extension d'inondation d'environ 20% ainsi qu'une différence de hauteur d'eau prédite de ± 0.1 m (Fewtrell et al., 2008). Dans ce travail, le mesh de simulation utilisé pour le sous-module BASEplane 2D de BASEMENT© a été produit à partir d'un DEM de résolution 0.5x0.5 m. Suite aux limites de capacité du logiciel Quantum GIS© à produire un mesh de simulation de haute résolution compte tenu de la surface étudiée, une résolution de 1x1 m a été définie dans le chenal et sur les rives de la Gérine. Quant à la plaine alluviale urbanisée, elle a même dû être fixée à 3x3 m. Le mesh de simulation étant plus grossier dans la plaine alluviale, il est alors possible que l'écoulement de l'eau dans cette zone ne représente pas tout à fait l'écoulement qui serait observé en réalité ou si un mesh de simulation de plus haute résolution avait été utilisé. De plus, il faut prendre en considération que l'implémentation d'un mesh de simulation grossier dans un modèle d'inondation à onde dynamique prédit insuffisamment la pénétration longitudinale de la zone inondée à cause de la diffusion numérique (Schubert et al., 2008). Dans ce travail, il a été possible de voir que certaines localisations en bordure du sommet des rives ne sont pas inondées alors que d'autres plus loin le sont. L'eau semble plus se propager plutôt latéralement dans la plaine alluviale.

Dès lors, on peut se demander si les hauteurs d'eau, les vitesses d'écoulement et les aires d'inondation constatées à partir des scénarios simulés seraient celles qui pourraient être envisagées en réalité dans le tronçons de la Gérine compte tenu tout d'abord de la grosseur de la grille de simulation dans la plaine alluviale (pour représenter toutes les infrastructures de manière optimale) mais aussi des paramètres définis dans le modèle. Une valeur de profondeur d'eau minimale a été définie à 0.05 m selon les recommandations des concepteurs du logiciel BASEMENT© afin d'éviter des instabilités numériques du modèle ; toutes profondeurs inférieures à cette valeur étant considérées comme sèches (Vetsch et al., 2017a, 2017b). Par conséquent, on est en droit de se demander si dans la réalité il pourrait y avoir un peu plus de superficie impactée par le phénomène d'inondation en zone alluviale si cette valeur avait été diminuée (par exemple à 0.01 m). En réalité, il peut donc très bien y avoir des zones plus faiblement inondées et non visibles au travers des résultats présentés. Aussi, on peut se questionner sur l'impact du choix des coefficients de rugosité selon Manning - Strickler. Ceux-ci ont été fixés à 0.035 dans le chenal après calibration du modèle et à 0.05 aux rives et dans la plaine alluviale selon Chow (1959) compte tenu de la quantité de graviers dans le lit, la présence assez dense d'arbustes et arbres sur les rives et enfin la densité d'infrastructures en zone urbaine. Horritt et Bates (2002) soulignent que l'utilisation d'un modèle 2D pour l'étude des inondations de rivières donne en principe de bonnes prédictions de l'extension du phénomène d'inondation peu importe le choix du paramètre de

rugosité puisque le modèle 2D est moins sensible à ce paramètre à la différence des modèles en 1D. En revanche, certains chercheurs affirment qu'à partir de modèles 2D utilisant les équations de Saint-Venant (ou Shallow Water Equations) différentes hauteurs d'eau - aussi grandes que celles découlant de l'utilisation de divers modèles 2D - peuvent être identifiées suivant la valeur du paramètre de rugosité choisie (Hunter et al., 2008). Un processus de calibration robuste, notamment celle du paramètre de rugosité, doit donc être opéré (Hunter et al., 2008 ; Vetsch et al., 2011) de façon à réduire les incertitudes dans les prédictions du modèle (Hunter et al., 2008). Ici, deux indices de rugosité de Manning-Strickler (0.02 et 0.035) ont été utilisés pour la calibration. En retenant la rugosité de 0.035, on remarque, lors de l'analyse de la qualité des prévisions calibrées, que les prédictions (vitesses et profondeurs d'eau) du modèle déjà en situation de basses eaux sont généralement plus grandes à titre de comparaison avec les valeurs observées sur le terrain. Il n'a cependant pas été convenu d'augmenter la rugosité pour calibrer davantage le modèle car d'une part, des valeurs supérieures correspondent plutôt à celles de chenaux de rivières de montagnes et contenant de larges blocs (Chow, 1959). D'autre part on l'a vu ci-dessus, Fewtrell et al. (2008) ont montré que la dérivation d'un mesh de résolution plus grossière à partir de données topographiques de haute résolution induit, elle aussi, une différence de hauteur d'eau prédite de ± 0.1 m. Même avec le logiciel BASEMENT, certains auteurs soulignent que la manière dont la grille de simulation a été préparée peut avoir une incidence sur la justesse des résultats (Vetsch et al., 2011).

Dans ce travail, l'utilisation d'un modèle en 2D (le module BASEplane 2D de BASEMENT) a été privilégié et non un modèle en 1D. Le choix de la simulation 2D repose sur sa plus grande utilité à simuler les changements de l'extension d'inondation (Bates et al., 2005). Bien que les modèles 2D soient plus complexes et demandent plus de temps de simulation que ceux en 1D, ils permettent une plus grande précision particulièrement dans la plaine alluviale pour délimiter le phénomène d'inondation et la hauteur d'eau ; la modélisation en une dimension s'avérant moins précise à cet endroit (Gharbi et al., 2016). Afin d'aller plus loin et surtout si le temps pour l'élaboration du travail l'avait permis, il aurait été intéressant d'effectuer des simulations d'inondation avec un autre modèle 2D et ensuite de comparer les prévisions obtenues avec les deux modèles. Cette démarche est tout à fait pertinente et il est démontré par des chercheurs que - indépendamment du paramètre de rugosité défini - des variations subtiles de hauteurs d'eau existent également entre les modèles de simulation en 2D (Hunter et al., 2008).

En outre, il faut se rendre à l'évidence que les rives ont dû être recréées artificiellement (en relevant les coordonnées au dGPS Trimble au bas/haut de celles-ci et en faisant une interpolation par kriging dans le logiciel Surfer) car la présence d'arbres en-dessus de celles-

ci n'a pas permis d'identifier pleinement leur morphologie. L'usage du dGPS Trimble à proximité des arbres a plutôt bien fonctionné au haut/bas des rives malgré la densité d'arbustes présents même si la recherche du signal RTK s'est parfois avérée laborieuse. Une perte de signal des satellites peut souvent se produire sous la couverture végétale avec les appareils de positionnement de précision utilisant la technologie RTK (Real Time Kinematic) (Lee et Ge, 2006). Afin de pallier au maximum à ce problème, les mesures ont été effectuées au mois d'avril avant la pousse des feuilles des arbres. Bien que les rives soient plutôt de forme assez régulière dans le tronçon étudié, certaines petites irrégularités de terrain peuvent être insuffisamment représentées avec cette méthode. Compte tenu de cette information et de la résolution définie aux rives (ici 1x1 m), la rupture de pente a peut-être été sous-estimée comme le montre Vetsch et al. (2017a) (cf. Figure 39). Par conséquent, les valeurs de hauteurs d'eau et de superficies d'inondation identifiées aux rives et dans la plaine alluviale urbanisée pourraient être différentes en réalité.

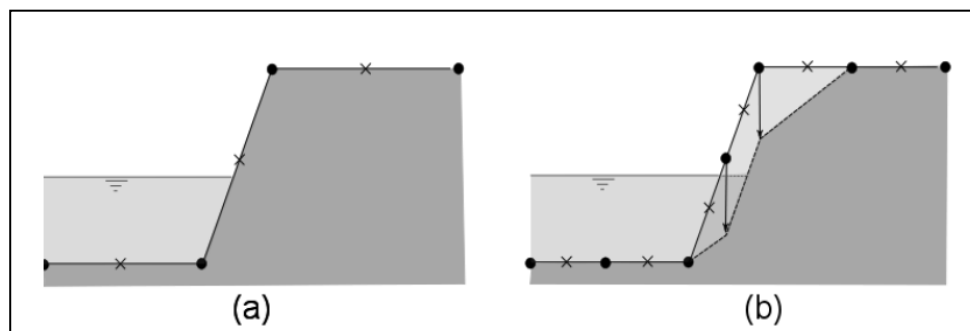


Figure 39 : rupture de pente des rives. (a) avec un mesh grossier. (b) avec un mesh plus fin (Vetsch et al., 2017a)

A noter que la méthodologie suivie plus en amont peut elle aussi induire des effets non négligeables sur les prévisions d'inondation faites dans ce travail.

Tout d'abord, venons en à la capture des images avec le drone. Dans le réglage des paramètres, un chevauchement latéral de 60% et longitudinal de 75% a été utilisé. Cela paraît judicieux d'utiliser un chevauchement de ce type comme il est recommandé dans la majorité des cas par les concepteurs du logiciel Pix4D© (Pix4D, 2017). On peut néanmoins se poser la question, au vu de la densité d'arbres en rive gauche et droite de la rivière ainsi qu'aux abords des maisons et industries, s'il n'aurait pas été nécessaire de l'augmenter pour avoir une meilleure précision près des arbres. En effet, étant donné la plus grande difficulté d'extraire des points communs dans les zones à grande densité de végétation et dans un but de pallier à cette difficulté, un chevauchement latéral de 70% et longitudinal de 85% est conseillé par les concepteurs (Pix4D, 2017).

L'autre aspect de la méthodologie qui peut être analysé est la récolte de données topographiques par drone sans l'usage de points de contrôle directement sur le terrain compte tenu des arguments mis en évidence par la compagnie de production du drone (Sensefly, 2014). A cause de cela, un problème de tilt dans la direction Nord-Est/Sud-Ouest s'est produit et une correction de celui-ci a été effectuée par régression linéaire dans Matlab©. Les 100 points de contrôle utilisés pour cette démarche proviennent de la couche SwissALTI3D de la Confédération (d'une résolution de 2x2 m). Bien que l'erreur moyenne (due au tilt) a pu être réduite à 0.04 m, il faut être conscient que cette couche de haute résolution de la Confédération présente toutefois une précision de plus ou moins 50 cm en-dessous d'une altitude de 2000 m (Office fédéral de la topographie, 2017). De ce fait, on peut se poser la question s'il n'aurait pas été plus judicieux de relever ces points de contrôle directement avec un GPS différentiel (de type Trimble R10) comme la précision atteinte avec ce genre d'appareil atteint l'ordre du centimètre (Trimble, 2014). Néanmoins, on s'apercevra assez vite que le relevé de points de contrôle avec ce type d'appareil présente des limites dans une zone urbaine étant donné la restriction d'accès à certains sites privés ou industriels ou encore à cause de la dangerosité du trafic routier. D'autant plus qu'ici les points de contrôle utilisés ont dû être définis sur des localisations précises (lignes de parking d'entreprises, lignes de routes, etc.) pour comparer les jeux de données (SwissALTI3D et nuage de points du drone).

Ensuite, le nombre de points de contrôle utilisés dans Matlab© pour corriger l'erreur de tilt des données topographiques obtenues par drone est discutable. Comparé au nombre de points obtenus avec le nuage de points produit par le logiciel Pix4D©, il a permis d'identifier l'erreur de tilt générée avec l'approche SfM mais ne paraît de loin pas suffisant pour apporter une correction précise du jeu de données. Plusieurs chercheurs avaient souligné cet aspect en mentionnant qu'il y a une réduction du nombre de données de contrôle utilisées pour évaluer l'erreur dans les volumes de données générées avec les nouvelles méthodes d'automatisation (Lane 2000 ; Lane et al., 2000). Dans ce travail, le nuage de points de la zone d'étude a été créé de façon automatisée par l'approche SfM de Pix4D©. Suite à la réduction de densité de points dans Matlab©, ce sont tout de même environ 600'000 points qui ont été obtenus. Par conséquent, bien que les points de contrôle soient répartis sur l'ensemble du territoire étudié, leur nombre (100) est faible pour identifier précisément l'erreur de tilt. L'usage de plus de points de contrôle serait à envisager pour connaître plus précisément l'erreur et la corriger adéquatement. A noter que la définition de points de contrôle dès le départ lors du vol de drone et pour le processing initial dans Pix4D© aurait été la solution la plus adéquate pour obtenir une meilleure précision dans les données topographiques (Micheletti et al., 2015).

6. Conclusion

En conclusion, on s'aperçoit assez vite que le rehaussement du lit ainsi que la magnitude du débit d'une rivière sont deux facteurs importants à considérer lorsqu'on étudie le phénomène d'inondation. En effet, plus le débit prend de l'ampleur et plus la hauteur d'eau, la vitesse d'écoulement et la surface inondée totale deviennent grands. Pour un même débit d'inondation scénarisé, il a aussi été constaté que la variation du lit de la rivière élève également ces trois paramètres et surtout en fonction du degré de l'exhaussement du lit. On peut donc répondre par l'affirmative à la première hypothèse posée.

Concernant la deuxième hypothèse, elle ne peut être validée que partiellement. Le rehaussement du lit d'un mètre joue un rôle majeur sur l'extension du phénomène d'inondation et les débits de crue ont un effet plus amoindri. Aussi, un niveau de dépôt intermédiaire (30 cm) explique davantage l'augmentation de superficie atteinte. En revanche, lorsqu'on regarde les changements des hauteurs d'eau aux rives, c'est uniquement avec les deux plus petites magnitudes de débits scénarisées que le rehaussement du lit d'un mètre a un rôle majeur. Avec la plus grande crue, il a un rôle amoindri par rapport au débit. Quant au rehaussement du lit de 30 cm, son association au plus petit débit de crue rajoute une hauteur d'eau de même intensité (depuis le scénario sans dépôt de même débit) que le débit le fait déjà isolément depuis la situation hivernale initiale. Avec les deux plus grandes magnitudes de crues associées à ce rehaussement, c'est le débit qui augmente le plus la hauteur d'eau aux rives. Puis, la troisième hypothèse est confirmée puisqu'avec un même niveau de surélévation de lit de rivière (soit 30 cm ou 1 m) le changement d'aire inondée est plus important avec les magnitudes de débits les plus grandes.

Etant donné le rôle important que peut jouer un rehaussement du lit sur le phénomène d'inondation, il est vraiment très surprenant de constater qu'il soit très peu présenté dans la littérature et plusieurs chercheurs le confirment (Lane et al., 2007, 2008; Stover et Montgomery, 2001). Par conséquent, il serait intéressant que davantage de recherches soient portées sur le sujet notamment dans des zones de piémont et surtout en milieu urbanisé vu que le rehaussement du lit est présenté comme une des conditions nécessaires pour avoir un risque d'inondation (ASCE Task Committee on Sediment Transport and Aquatic Habitats Sedimentation Committee, 1992) et que sa négligence peut s'avérer dangereuse étant donné la réduction de la capacité du chenal qu'il engendre (Slater et al., 2016). La tendance de capacité du chenal est donc importante à prendre en considération puisqu'elle peut générer des conséquences imprévues sur la gestion des inondations mais aussi sur l'estimation des coûts d'assurance (Slater et al., 2015). En Suisse, les dommages liés aux inondations peuvent se chiffrer à plusieurs centaines de millions de francs (Swiss

Reinsurance Company, 2012) et on peut dès lors se demander si ces montants peuvent être réduits en considérant plus judicieusement l'ensemble des facteurs de risques d'une inondation. L'impact du rehaussement du lit de même que celui du changement climatique sur le phénomène d'inondation sont deux aspects qui devront être traités en priorité étant donné que les inondations sont déjà considérées comme le risque naturel numéro un du pays (Swiss Reinsurance Company, 2012 ; Hilker et al., 2009).

Les résultats de ce travail ont montré les différents scénarios à envisager dans une rivière de piémont pour le futur. Néanmoins, ils comportent plusieurs limites. On l'a tout d'abord remarqué, le modèle a généralement tendance à sur-prédire les vitesses et les profondeurs malgré la calibration effectuée au départ. Aussi, le tronçon de rivière étudié est situé en milieu urbain et il est démontré que les éléments structuraux qui s'y trouvent rendent la modélisation complexe (Yu et Lane, 2006). A cela s'ajoute aussi l'absence de définition de la perméabilité du sol dans le modèle de simulation ; ce dernier se basant principalement sur le coefficient de rugosité des différents indices matériels du sol (Vetsch et al., 2017b). Compte tenu de ces éléments, le phénomène d'inondation pourrait s'avérer différent en réalité.

En outre, il faut savoir que les scénarios de débits futurs ont été définis et simplifiés sur la base de l'augmentation des précipitations envisagées à la fin du siècle ; les scénarios de débits de très grands cours d'eau présents dans la littérature étant difficilement applicables ici pour la plus petite taille de rivière étudiée. Les modèles climatiques qui émettent ce genre de prévisions pour les précipitations contiennent toutefois beaucoup d'incertitudes sur les changements à venir (Office fédéral de l'environnement, 2012 ; OcCC, 1998). Aussi, les débits simulés dans ce travail concernent essentiellement la période hivernale. Il se peut très bien que des crues estivales de grandes magnitudes (supérieures à celles envisagées ici pour les scénarios hivernaux) se produisent encore dans un futur proche et que ces intensités d'inondations n'aient pas été prises en compte. Comme l'OcCC (1998) l'explique, les été deviendront plus secs à l'avenir mais l'évolution des précipitations estivales reste quand même incertaine et des processus convectifs entre également en jeu à cette période ; là où le relief est présent puisqu'il a une influence sur le soulèvement de l'air (Douguedroit et De Saintignon, 1984).

Enfin, concernant l'objet d'étude de ce travail, il faut se rendre à l'évidence qu'il est essentiellement centré sur les effets des changements climatiques et géomorphologiques sur les inondations. D'autres facteurs tels que l'accumulation de bois flottant aux pieds des ponts sont également susceptibles d'augmenter le niveau d'eau de la rivière et de provoquer des inondations (Hunzinger et al., 2014). Pour le cas d'étude, du bois flottant est souvent observé lors d'inondation et ce paramètre semble évident à prendre en compte pour le futur.

En amont de la zone d'étude, le pied des rives arborisées densément n'est pas stabilisé par des empierrements. Un transfert de bois vers l'aval et son blocage au seul pont présent dans la zone étudiée est donc à envisager.

7. Références

Abernethy, B. et Rutherford, I.D. (2000). The effect of riparian tree roots on the mass-stability of riverbanks. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25, 921-937. doi: 10.1002/1096-9837(200008)25:9<921::AID-ESP93>3.0.CO;2-7.

Arnaud-Fassetta, G., Cossart, E. et Fort, M. (2005). Hydro-geomorphic hazards and impact of man-made structures during the catastrophic flood of June 2000 in the Upper Guil catchment (Queyras, Southern French Alps). *Geomorphology*, 66(1-4), 41-67. doi:10.1016/j.geomorph.2004.03.014.

ASCE Task Committee on Sediment Transport and Aquatic Habitats, Sedimentation Committee. (1992). Sediment and aquatic habitat in river systems. *Journal of Hydrology Engineering*, 118, 669-687. doi:10.1061/(ASCE)0733-9429(1992)118:5(669).

Association Suisse pour l'Aménagement des Eaux. (2007). Répercussion des changements climatiques sur la protection contre les crues en Suisse. *Wasser Energie Luft*, 99, 60-65. Repéré à : https://www.swv.ch/fr/Documents/Divers/Climat-crues_ASAE-2007.pdf (consulté le 23.03.2018).

Baker, V.R. (1977). Stream-channel response to floods, with examples from central Texas. *Geological Society of America Bulletin*, 88(8), 1057-1071. doi:10.1130/0016-7606(1977)88<1057:SRTFWE>2.0.CO;2.

Bates, P.D., Lane, S.N. et Ferguson, R.I. (2005). *Computational fluid dynamics: application in environmental hydraulics*. Chichester : John Wiley et Sons, Ltd.

Beniston, M. (2005). Mountain climates and climatic change : an overview of processes focusing on the european alps. *Pure and Applied Geophysics*, 162, 1587-1606. doi:10.1007/s00024-005-2684-9.

Bosshard, T., Ktlarski, S. et Schär, C. (2015). Local scenarios at daily resolution for emission scenarios A2 and RCP3PD. *CH2011 Extension Series*, 1, Repéré à : http://www.ch2011.ch/pdf/CH2011plus_No1_Bosshard2015.pdf (consulté le 06.03.2018).

Buijse, A.D., Coops, H., Staras, M., Jans, L.H., Van Geest, G.J., Griff, R.E., ... Roozen, F.C. J.M. (2002). Restoration strategies for river floodplains along large lowland rivers in Europe. *Freshwater Biology*, 47(4), 889-907. doi:10.1046/j.1365-2427.2002.00915.x.

Chow, V.T. (1959). *Open-channel hydraulic*. New York : McGraw-Hill Book Company.

Colombo, A.G., Hervas, J. et Vetere Arelanno, A.L. (2002). *NEDIES project. Guidelines on flash flood prevention and mitigation*. Ispra : Institute for the Protection and Security of the Citizen. Repéré à : <http://lib.riskreductionafrica.org/bitstream/handle/123456789/1047/3300.NEDIES%20Project.%20Guidelines%20on%20Flash%20Flood%20Prevention%20and%20Mitidation.pdf?sequence=1> (consulté le 16.04.2018).

De Graaf, R.E. (2008). *Reducing flood vulnerability of urban lowland area. 11th International Conference on Urban Drainage*. Edimbourg : Auteur. Repéré à : https://web.sbe.hw.ac.uk/staffprofiles/bdgsa/11th_International_Conference_on_Urban_Drainage_CD/ICUD08/pdfs/149.pdf (consulté le 27.03.2018).

Dietrich, J.T. (2016). Bathymetric Structure-from-Motion: extracting shallow stream bathymetry from multi-view stereo photogrammetry. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(2), 355-364. doi:10.1002/esp.4060.

Douguedroit, A. et De Saintignon, M.F. (1984). Les gradients de températures et de précipitations en montagne. *Revue de Géographie Alpine*, 72 (2-4), 225-240. Repéré à : http://www.persee.fr/doc/rga_0035-1121_1984_num_72_2_2566 (consulté le 07.03.2018).

Fewtrell, T.J., Bates, P.D., Horritt, M. et Hunter, N.M. (2008). Evaluating the effect of scale in flood inundation modelling in urban environments. *Hydrological Process*, 22, 5107-5118. doi:10.1002/hyp.7148.

Field, C.B., Barros, V., Stocker, T.F. et Dahe, Q. (2012). *Managing the risks of extrem events and disasters to advance climate change adaptation: special report of the Intergovernmental panel on climate change (SREX)*, U.K. : Cambridge University Press. Repéré à : https://www.ipcc.ch/pdf/special-reports/srex/SREX_Full_Report.pdf (consulté le 07.03.2018).

Fonstad, M.A., Dietrich, J.T., Courville, B.C., Jensen, J.L. et Carbonneau, P.E. (2012). Topographic structure from motion: a new development in photogrammetry measurement. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38, 421-430. doi:10.1002/esp.3366.

Froidevaux, P., Schwanbeck, J., Weingartner, R., Chevalier, C. et Martius, O. (2015). Flood triggering in Switzerland : the role of daily to monthly preceding precipitation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19, 3903-3924. doi:10.5194/hess-19-3903-2015.

Gharbi, M., Soualmia, A., Dartus, D. et Masbernat, L. (2016). Comparison of 1D and 2D hydraulic models for floods simulation on the Medjerda River in Tunisia. *Journal of Materials and Environmental Sciences*, 7(8), 3017-3026. Repéré à : http://www.jmaterenviromsci.com/Document/vol7/vol7_N8/315-JMES-1772-Gharbi.pdf (consulté le 25.04.2018).

Gobiet, A., Kotlarski, S., Benitson, M., Heinrich, G., Rajczak, J. et Stoffel, M. (2014). 21st century climate change in the European Alps - A review. *Science of the Total Environment*. 493, 1138-1151. doi:10.1016/j.scitotenv.2013.07.050.

Golden Software. (2011). *Surfer 10. Contouring and 3D surface mapping for scientists and engineers. Quick Start Guide*. Colorado : Auteur. Repéré à : <http://d6h5he89yy2it.cloudfront.net/guides/Surfer10Guide.pdf> (consulté le 27.02.2018).

Harper, W.V. (2014). Reduced major axis regression : teaching alternatives to least squares. Dans K. Makar, B. de Sousa et R. Gould (éds), *sustainability in statistics education. Proceedings of the Ninth International Conference on Teaching Statistics (ICOTS9), Flagstaff, Arizona USA*. Voorburg : International Statistical Institute.

Hilker, N., Badoux, A et Hegg, C. (2009). The Swiss flood and landslide damage database 1972-2007. *Natural hazards and earth system sciences*, 9, 913-925. doi:10.5194/nhess-9-913-2009, 2009.

Horritt, M.S. et Bates, P.D. (2002). Evaluation of 1D and 2D numerical models for predicting river flood inundation. *Journal of Hydrology*, 268(1-4), 87-99. doi:10.1016/S0022-1694(02)00121-X.

Hsu, M.H., Chen, S.H. et Chang, T.J. (2000). Inundation simulation for urban drainage basin with storm sewer system. *Journal of Hydrology*, 234(1-2), 21-37. doi:10.1016/S0022-1694(00)00237-7.

Hunter, N.M., Bates, P.D., Neelz, S., Pender, G., Villanueva, I., Wright, N.G., ... Mason, D. (2008). Benchmarking 2D hydraulic models for urban flood simulations. *Proceeding of Institution of Civil Engineers. Water Management*, 161(1), 13-30. doi:10.1680/wama.2008.161.1.13.

Hunzinger, L. (2014). Freeboard analysis in river engineering and flood mapping - new recommendations. Dans J. Speerli, R. Pfammater et A.J. Schleiss (éds.), *Swiss Competences in River Engineering and restoration*. Londres : CRC Press.

Jaeggi, M. (1999). Le charriage naturel. Les exemples de la Gérine et du Schwarzwasser. *Wasser, Energie, Luft*, 91 (5-6).

James, A. (1999). Time and the persistence of alluvium: river engineering, fluvial geomorphology, and mining sediment in California. *Geomorphology*, 31(1-4), 265-290. doi:10.1016/S0169-555X(99)00084-7.

James, M.R. et Robson, S. (2014). Mitigating systematic error in topographic models derived from UAV and ground-based image networks. *Earth Surface Processes and Landforms*, 39, 1413-1420. doi:10.1002/esp.3609.

Köplin, N., Schädler, B., Viviroli, D. et Weingartner, R. (2012). Relating climate change signals and physiographic catchment properties to clustered hydrological response types. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16, 2267-2283.

Kreibich, H., Piroth, K., Seifert, I., Maiwald, H., Kunert, U., Schwarz, J., ... Thielen, A.H. (2009). Is flow velocity a significant parameter in flood damage modelling? *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9, 1679-1692. doi:10.5194/nhess-9-1679-2009.

Kundzewicz, Z.W., Kanae, S., Seneviratne, S.I., Handmer, J., Nicholls, N., Peduzzi, P., ... Sherstyukov, B. (2014). Flood risk and climate change: global and regional perspectives. *Hydrological Sciences Journal*, 59 (1), 1-28. doi:10.1080/02626667.2013.857411.

Lane, S.N. (2000). The measurement of river channel morphology using digital photogrammetry. *Photogrammetric Record*, 16, 937-957. doi:10.1111/0031-868X.00159.

Lane, S.N., James, T.D. et Crowell, M.D. (2000). Application of digital photogrammetry to complex topography for geomorphological research. *Photogrammetric Record*, 16, 793-821. doi:10.1111/0031-868X.00152.

Lane, S.N., Reid, S.C., Westaway, R.M. et Hicks, D.M. (2004). Remotely sensed topographic data for river channel research : the identification, explanation and management of error. Dans Kelly, R.E.J., Drake, N.A., Barr, S.L. (éds), *Spatial modelling of the terrestrial environment* (pp. 113-136). Chichester : John Wiley et Son. doi:10.1002/0470094001.ch6.

Lane, S.N., Tayefi, V., Reid, S.C., Yu, D. et Hardy, R.J. (2007). Interactions between sediment delivery, channel change, climate change and flood risk in a temperate upland

environment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(3), 429-446. doi:10.1002/esp.1404.

Lane, S.N., Reid, S.C., Tayefi, V., Yu, D. et Hardy, R.J. (2008). Reconceptualising coarse sediment delivery problems in rivers as catchment-scale and diffuse. *Geomorphology*, 98(3-4), 227-249. doi:10.1016/j.geomorph.2006.12.028.

Lee, I.S. et Ge, L. (2006). The performance of RTK-GPS for surveying under challenging environmental conditions. *Earth Planets Space*, 58, 512-522. doi:10.1186/BF03351948.

Lejot, J., Delacourt, C., Piégay, H., Fournier, T., Trémélo, M.-L. et Allemand, P. (2007). Very high spatial resolution imagery for channel bathymetry and topography from an unmanned mapping controlled platform. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(11), 1705-1725. doi:10.1002/esp.1595.

Merz, R. et Blöschl, G. (2003). A process typology of regional floods. *Surface Water and Climate*, 39(12), 1-20. doi:10.1029/2002WR001952.

Micheletti, N., Chandler, J.H. et Lane, S.N. (2015). Structure from Motion photogrammetry. Dans L.E. Clarke et J.M. Nield (éds), *Geomorphological Techniques*, (pp. 1-12.). Repéré à : https://dspace.lboro.ac.uk/dspace-jspui/bitstream/2134/17493/3/2.2.2_sfm.pdf (consulté le 07.03.2018).

Middelkoop, H., Daamen, K., Gellens, D., Grabs, W., Kwadijk, J.C.J.K., Lang, H., ... Wilke, K. (2001). Impact of climate change on hydrological regimes and water resources management in the Rhine Basin. *Climate Change*, 49(1), 105-128. doi:10.1023/A:1010784727448.

Milly, P.C.D., Wetherald, R.T., Dunne, K.A. et Delworth, T.L. (2002). Increasing risk of great floods in a changing climate. *Nature*, 415, 514-517. doi:10.1038/415514a.

Morche, D., Schmidt, K.-H. Heckmann, T. et Haas, F. (2007). Hydrology and geomorphic effects of a high-magnitude flood in an Alpine river. *Geografiska Annaler*, 89A(1), 5-19. doi:10.1111/j.1468-0459.2007.00304.x.

Nienhuis, P.H. et Leuven, R.S.E.W. (2001). River restoration and flood protection: controversy or synergism. *Hydrobiologia*, 444(1), 85-99. doi:10.1023/A:1017509410951.

Nohara, D. (2006). Impact of climate change on river discharge projected by multimodel ensemble. *Journal of Hydrometeorology*, 7(5), 1076-1089. doi:10.1175/JHM531.1.

OcCC Organe consultatif sur les changements climatiques. (1998). *La Suisse face au changement climatique. Impact des précipitations extrêmes. Rapport sur l'état des*

connaissances. Berne : Auteur. Repéré à : <http://www.occc.ch/pdf/1345.pdf> (consulté le 07.03.2018).

OcCC Organe consultatif sur les changements climatiques et ProClim-. (2007). *Les changements climatiques et la Suisse en 2050. Impacts attendus sur l'environnement, la société et l'économie*. Berne : Auteur. Repéré à : <http://www.occc.ch/pdf/855.pdf> (consulté le 13.03.2018).

Office fédéral de la topographie. (2017). *SwissALTI3D. Le modèle de terrain à haute résolution de la Suisse*. Berne : Auteur. Repéré à : file:///C:/Users/Caroline/Downloads/swissALTI3D_detaillier%20Produktinfo_2017_fr_barrier%20frei.pdf (consulté le 01.03.2018).

Office fédéral de l'environnement. (2012). *Impacts des changements climatiques sur les eaux et les ressources en eaux*. Berne : Auteur : Repéré à : <https://www.bafu.admin.ch/bafu/fr/home/themes/eaux/publications/publications-eaux/impacts-changements-climatiques-eau.html> (consulté le 15.03.2018).

Philips, J.D. (2002). Geomorphic impacts of flash flooding in a forested headwater basin. *Journal of Hydrology*, 269(3-4), 236-250. doi:10.1016/S0022-1694(02)00280-9.

Pix4D (2017). *Pix4Dmapper. 4.0. Offline getting started and Manual*. Suisse : EPFL Innovation Park. Repéré à : <https://support.pix4d.com/hc/en-us/articles/204272989-Offline-Getting-Started-and-Manual-pdf-> (consulté le 07.01.2018).

Porter, J. et Demeritt, D. (2012). Flood-risk management, mapping, and planning: the institutional politics of decision support in England. *Environment and planning A*, 44(10), 2359-2378. doi:10.1068/a44660.

Richards, K.S. (1982). *River : form and process in alluvial channels*. Londres : Methuen.

Rickenmann, D., Badoux, A. et Hunzinger, L. (2015). Significance of sediment transport processes during piedmont floods: the 2005 flood events in Switzerland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41(2). doi:10.1002/esp.3835.

Robson, A.J. (2002). Evidence for trends in UK flooding. *Philosophical transactions of the royal society A. Mathematical, Physical and engineering sciences*, 360(1796), 1327-1343. doi:10.1098/rsta.2002.1003.

Roze, A., Zufferey, J.C., Beyeler, A. et McClellan, A. (2014). EBee RTK accuracy assessment, *White Paper SenseFly*, 1-7. Repéré à :

https://www.sensefly.com/app/uploads/2017/11/eBee_RTK_Accuracy_Assessment.pdf
(consulté le 07.03.2018).

Schmocker-Fackel, P. et Naef, F. (2010). More frequent flooding? Changes in flood frequency in Switzerland since 1850. *Journal of Hydrology*, 381(1-2), 1-8. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.09.022.

Schubert, J.E., Sanders, B.F., Smith, M.J. et Wright, N.G. (2008). Unstructured mesh generation and landcover-based resistance for hydrodynamic modeling of urban flooding. *Advances in Water Resources*, 31, 1603-1621. doi:10.1016/j.advwatres.2008.07.012.

Schumm, S.A., Dumont, J.F. et Holbrook, J.M. (2000). *Active tectonics and alluvial rivers*. Cambridge : Cambridge University Press.

Sensefly. (2014). *Ebee RTK Sensefly. Extended user manual. Revision 1*. Cheseaux-Lausanne : Auteur. Repéré à : [http://95.110.228.56/documentUAV/drone%20manual/\[ENG\]_2014_Extended_User_Manual_eBee_RTK_v1_1.pdf](http://95.110.228.56/documentUAV/drone%20manual/[ENG]_2014_Extended_User_Manual_eBee_RTK_v1_1.pdf) (consulté le 07.03.2018).

Sensefly. (2017). *Compare Sensefly drone*. Suisse : Auteur. Repéré à : <https://www.sensefly.com> (consulté le 16.01.2018).

Service de l'environnement de Fribourg. (2008). *Rapport de synthèse. Qualité hydrobiologique de la Gérine*. Fribourg : auteur. Repéré à : https://www.fr.ch/eau/files/pdf45/gerine_synthese_rapport_2008_fr.pdf (consulté le 07.03.2018).

Service de l'environnement de Fribourg (2009). *Etude de l'état sanitaire des cours d'eaux du canton de Fribourg. La Gérine - Mandat 2007/campagne 2008*. Fribourg : Auteur. Repéré à : https://www.fr.ch/eau/files/pdf45/gerine_rapport_2008.pdf (consulté le 07.03.2018).

Service de l'environnement de Fribourg. (2017). *Bassin versant Gérine. Délimitation. Mise en œuvre de la LCEaux*. Fribourg : Auteur. Repéré à : http://www.fr.ch/eau/files/pdf92/bassin_versant_gerine_fr.pdf (consulté le 07.03.2018).

Service des ponts et chaussées de Fribourg. (2015). *Planification stratégique. Assainissement du régime de charriage. Rapport final*. Fribourg : Auteur. Repéré à : https://www.fr.ch/eau/files/pdf83/planification_assainissement_charriage1.pdf (consulté le 07.03.2018).

Slater, L.J. (2016). To what extent have changes in channel capacity contributed to flood hazard trends in England and Wales? *Earth Surface Processes and Landforms* 2016. doi:10.1002/esp.3927.

Slater, L.J. et Singer, M.B. (2013). Imprint of climate and climate change in alluvial riverbeds: Continental United States, 1950-2011, *Geology*, 41(5), 595-598. doi:10.1130/G34070.1.

Slater, L.J., Singer, M.B. et Kirchner, J.W. (2015). Hydrologic versus geomorphic drivers of trends in flood hazard. *Geophysical Research Letters*, 42(2), 370-376. doi:10.1002/2014GL062482.

Stover, S.C. et Montgomery, D.R. (2001). Channel change and flooding, Skokomish River, Washington. *Journal of Hydrology*, 243(3-4), 272-286. doi:10.1016/S0022-1694(00)00421-2.

Swiss Reinsurance Company. (2012). *Les inondations en Suisse - un risque sous-estimé*. Zurich : Auteur. Repéré à : http://www.planat.ch/fileadmin/PLANAT/planat_pdf/alle_2012/2011-2015/Swiss_Re_2012_-_Les_inondations_en_Suisse.pdf (consulté le 01.03.2018).

Taylor, J.R. (éds.) (1997). *A introduction to error analysis : the study of uncertainties in physical measurements*. (2^e éd.). Californie : University Science Books, U.S.

Torlega, K., Ostman, A. et Lindgren, R. (1986). A comparative test of photogrammetrically sampled digital elevation models. *Photogrammetria*, 41, 1-16. doi:10.1016/0031-8663(86)90002-5.

Trimble. (2014). *User Guide. Trimble R10 GNSS receiver*. California : Auteur. Repéré à : http://www.trimble.com/ls_receiverhelp/v5.11/en/r10%20userguide.pdf (consulté le 01.03.2018).

Vetsch, D., Rousselot, P. et Fäh, R. (2011). Flussgebietsmodellierung mit der Simulationssoftware BASEMENT. *Wasser Energie Luft*, 103, 313-319. Repéré à : https://issuu.com/swv_wel/docs/wel_4_2011 (consulté le 23.04.2018).

Vetsch, D., Siviglia, A., Ehrbar, D., Facchini, M., Kammerer, S., Koch., A., ... Faeh, R. (2017a). *System Manuals of BASEMENT: Version 2.7. Reference Manual* (Polycopié). Eidgenössische Technische Hochschule (ETH), Laboratory of Hydraulics, Glaciology and Hydrology (VAW), Zürich, Suisse.

Vetsch, D., Siviglia, A., Ehrbar, D., Facchini, M., Kammerer, S., Koch., A., ... Faeh, R. (2017b). *System Manuals of BASEMENT: Version 2.7. Tutorials* (Polycopié). Eidgenössische

Technische Hochschule (ETH), Laboratory of Hydraulics, Glaciology and Hydrology (VAW), Zürich, Suisse.

Vetsch, D., Siviglia, A., Ehrbar, D., Facchini, M., Kammerer, S., Koch., A., ... Faeh, R. (2017c). *System Manuals of BASEMENT: Version 2.7. User Manual* (Polycopié). Eidgenössische Technische Hochschule (ETH), Laboratory of Hydraulics, Glaciology and Hydrology (VAW), Zürich, Suisse.

Westaway, R.M., Lane, S.N. et Hicks, D.M. (2000). The development of an automated correction procedure for digital photogrammetry for the study of wide, shallow, gravel-bed rivers. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25, 209-226. doi:10.1002/(SICI)1096-9837(200002)25:2<209::AID-ESP84>3.0.CO;2-Z.

Westoby, M.J., Brasington, J., Glasser, N.F., Hambrey, M.J. et Reynolds, J.M. (2012). Structure-from-Motion photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology*, 179, 300-314. doi:10.1016/j.geomorph.2012.08.021.

Williams, G.P. (1978). Bank-full discharge of rivers. *Water Resources Research*, 14(6), 1141-1154. doi:10.1029/WR014i006p01141.

Wolf, P.R. (éds.) (2014). *Element of Photogrammetry with Applications in GIS*. (8^e éd.). New York : McGraw-Hill Education.

Wolman, M.G. (1954). A method of sampling coarse river-bed material, *Transaction-American Geophysical Union*, 35, 951-956. doi:10.1029/TR035i006p00951.

Yu, D. et Lane, S.N. (2006). Urban fluvial flood modelling using a two-dimensional diffusion-wave treatment, part 1 : mesh resolution effects. *Hydrological Processes*, 20(7), 1541-1565. doi:10.1002/hyp.5935.