

Centre Eau, Terre et Environnement

**DÉRIVATION DE COURBES DE TARAGE SYNTHÉTIQUES
À PARTIR D'UN MODÈLE NUMÉRIQUE D'ALTITUDE
POUR DÉLIMITER LES SURFACES INONDABLES
DE PETITS BASSINS VERSANTS**

Par

Camila Alejandra Gordon

Mémoire présenté pour l'obtention du grade de

Maître ès Sciences (M.Sc.) en

[Sciences de l'eau]

Jury d'évaluation

Présidente du jury et
Examinatrice interne

Sophie Duchesne Ph.D.
Institut national de la recherche
scientifique.

Examinatrice externe

Anne-Marie Laroche Ph.D.
Faculté d'Ingénierie
Université de Moncton

Directeur de recherche

Alain N. Rousseau Ph.D., ing.
Institut national de la recherche
scientifique

Codirecteur de recherche

Étienne Foulon Ph.D.
Institut national de la recherche
scientifique

REMERCIEMENTS

Tout d'abord, je tiens à remercier mon directeur de recherche, Alain N. Rousseau, et mon co-directeur, Étienne Foulon, pour leur soutien et leurs recommandations au cours de la réalisation de ce mémoire. Je leur suis particulièrement reconnaissante de la confiance qu'ils m'ont accordée à Québec et dans les moments les plus difficiles de la pandémie. Je remercie également MITACS (partenariat Université Laval, Ville de Québec, Ouranos, OBV de la Capitale) et le CRSNG (subvention à la découverte du professeur Rousseau) pour le financement nécessaire à la réalisation de mon projet de recherche. Je tiens aussi à remercier Marie Larocque et son équipe à l'UQÀM pour les données des stations hydrométriques du bassin de La Raquette utilisées dans cette recherche.

Merci aux membres de l'équipe de recherche du professeur Rousseau à l'INRS pour le soutien lors des différentes étapes de mon travail, plus spécifiquement : Marianne Blanchette, Yegane Khoshkalam, Zainab El-Batti, Julien Augas, Guillaume Morin, Kian Abbasnezhadi, Sebastien Tremblay et Stéphane Savary.

Je tiens également à remercier toutes les personnes qui, d'une manière ou d'une autre, font partie de ce rêve, mes amis qui, quelle que soit la distance, m'ont accompagnée pendant mon séjour au Québec, c'est-à-dire : José Luis Pardo, María Paula Bustamante et Javier Barreto. Un grand merci à mes amis (aussi appelés ma famille) à Québec : Andrés González, Camila Diaz, Martial Leroy et Thomas Pitot, qui ont vécu cette expérience avec moi et en ont fait un voyage inoubliable.

Enfin, je tiens à remercier ma famille pour son soutien inconditionnel, du début à la fin. À mon frère et ma sœur Andres et Laura Gordon pour m'avoir motivée et encouragée quand j'en avais le plus besoin. Je voudrais également dédier mon mémoire à ma mère Heybi Gordon, merci pour tes conseils et tes mots tout au long de ma vie, *Gracias mamá*.

RÉSUMÉ

Compte tenu de la nécessité de mettre à jour les cartes d'inondation et de minimiser les coûts associés (collecte de données et ressources humaines), il existe un besoin de méthodes alternatives simplifiées ne reposant pas sur la modélisation hydrodynamique classique. L'une des méthodes simplifiées répondant à ce besoin est HAND (*Height Above the Nearest Drainage*), une approche qui requiert uniquement un modèle numérique d'altitude (MNA) et un réseau hydrographique. Celle-ci a été mise en œuvre dans PHYSITEL, un système d'information géographique SIG spécialisé pour les modèles hydrologiques distribués. Ainsi, pour une hauteur d'eau donnée dans plusieurs tronçons de rivière, il est possible de faire une délimitation de première instance de la surface inondée le long du réseau hydrographique d'un bassin versant. Par ailleurs, l'utilisation des informations fournies par HAND et l'application de l'équation de Manning permettent également de construire une courbe de tarage synthétique pour tout tronçon de rivière en l'absence de données bathymétriques. Ce mémoire présente l'application de cette approche, qui a été validée précédemment en partie sur de grands bassins, sur deux petits bassins, ceux de la rivière à La Raquette, d'une superficie de 133 km², et de la rivière Saint Charles, d'une superficie de 552 km². Trois stations de jaugeage dans chaque bassin ont fourni les informations de base nécessaires au processus de calage de l'approche. L'efficacité et l'adaptabilité de cette approche ont été évaluées dans ce projet en fonction des données disponibles, du temps de calcul et de la précision mesurée par le biais et l'erreur quadratique moyenne. Les incertitudes et sensibilités de l'approche ont été analysées en tenant compte de la résolution spatiale et du manque de données bathymétriques. De plus, des analyses innovatrices ont été produites dans l'application de HAND. Tels qu'une analyse de sensibilité globale pour informer le processus de calage ainsi que l'application d'un critère basé sur le nombre de Froude afin de permettre de valider le respect des hypothèses sous-jacentes à l'application de l'approche sur chaque tronçon de rivière d'un bassin. En utilisant des MNA à haute résolution (<5m/pixel), des courbes de tarage synthétiques ont été produites avec des biais inférieurs à $\pm 20\%$ par rapport à des courbes de tarage *in-situ*. De plus, la détermination d'un critère de sélection des courbes dans un biais de $\pm 5\%$ par rapport à la courbe de tarage observée a permis d'obtenir des courbes de tarage synthétiques avec des erreurs quadratiques moyennes normalisées comprises entre 0,03 et 0,62. Ainsi, cette approche a été validée pour dériver des courbes de tarage synthétiques et, par conséquent, pour soutenir la délimitation des zones à risque d'inondation

dans les petits bassins versants en tenant compte des incertitudes associées à l'application d'une approche de faible complexité.

Mots-clés : Courbes de tarage synthétiques , Height above the nearest drainage, Analyse de sensibilité globale, Équation de Manning

ABSTRACT

Given the emergent need to update flood inundation maps and minimize associated financial costs (data collection and human resources), simplified alternative methods to the classical hydrodynamic modelling method, are being developed. One of the simplified methods built to fulfill this need is the terrain-based Height Above the Nearest Drainage (HAND) method, which solely relies on a digital elevation model (DEM) and a river network. This approach was implemented in PHYSITEL, a specialized GIS for distributed hydrological models. For a given river reach and water height, HAND can provide a first-hand delineation of the inundated areas within a watershed. In addition, coupling the information provided by HAND and the Manning equation allows for the construction of a synthetic rating curve for any homogeneous river reach where bathymetric data are not available. Since this synthetic rating curve approach has been validated in part for large watersheds, this study tested this approach onto two small watersheds: the 133-km² La Raquette River watershed and the 552-km² Saint Charles River watershed. Three gauging stations on each basin provided the basic data to perform the calibration process. The effectiveness and adaptability of the approach was assessed as a function of available data, computational time, and accuracy measured using the bias and root mean squared error (RMSE). The uncertainties were quantified in terms of spatial resolution and lack of bathymetry data. In addition, innovative analyses were made on the application of the HAND-synthetic rating curve approach. First, a global sensitivity analysis was done to inform the calibration process, and then a Froude number-based criterion was applied to validate the application of the Manning equation on any river reach of a watershed. Using high-resolution DEMs (<5 m/pixel), we obtained synthetic rating curves with bias less than 20% when compared to *in-situ* rating curves. Finally, a curve selection criterion was applied to identify those curves having a bias of $\pm 5\%$. The selected synthetic rating curves had normalized mean squared errors between 0.03 and 0.62. Thus, the proposed approach was deemed appropriate to derive synthetic rating curves and support the delineation of flood risk areas in small watersheds all the while considering the uncertainties associated with applying a low complexity model.

Keywords : Synthetic rating curves, Height above the nearest drainage, Global sensitivity analysis, Manning equation

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	III
RÉSUMÉ	V
ABSTRACT	VII
TABLE DES MATIÈRES	IX
LISTE DES FIGURES.....	XI
LISTE DES TABLEAUX.....	XIII
1 INTRODUCTION.....	1
1.1 OBJECTIF DE RECHERCHE	3
1.2 QUESTIONS DE RECHERCHE	3
2 REVUE LITTÉRATURE	4
2.1 MODELISATION DE LA PLAINE INONDABLE	4
2.1.1 <i>Modèles globaux d'inondation</i>	5
2.1.2 <i>Modèles locaux d'inondation</i>	6
2.2 GEOMETRIE HYDRAULIQUE.....	8
2.2.1 <i>Courbes de tarage</i>	11
2.2.2 <i>HAND</i>	13
2.3 APPROCHE METHODOLOGIQUE POUR L'APPLICATION DE HAND-CTS DANS LES PETITS BASSINS VERSANTS.....	17
2.3.1 <i>Dérivation de la géométrie hydraulique</i>	18
2.3.2 <i>PHYSITEL</i>	21
2.4 ANALYSE GLOBALE DE SENSIBILITE	22
2.4.1 <i>VARs</i>	23
2.4.2 <i>Coefficient de Manning</i>	25
2.4.3 <i>Longueur du tronçon</i>	27
2.5 REGIMES D'ÉCOULEMENT, INDICATEURS HYDRAULIQUES ET CRITERES TOPOMORPHOLOGIQUES	29
2.5.1 <i>Écoulement à surface libre et indicateurs hydrauliques</i>	29
2.5.2 <i>Indicateurs topographiques</i>	31
2.6 SYNTHÈSE	32
3 BIBLIOGRAPHIE.....	34
4 ARTICLE	41
4.1 ABSTRACT.....	43
4.2 INTRODUCTION	44
4.3 MATERIAL AND METHODS	47

4.3.1	<i>Study area</i>	47
4.3.2	<i>Input geographic datasets</i>	48
4.3.3	<i>SRCs and HAND modeling</i>	49
4.3.4	<i>HAND</i>	49
4.3.5	<i>Hydraulic geometry</i>	50
4.3.6	<i>Rating curve comparison</i>	53
4.3.7	<i>Resolution effect</i>	54
4.4	GLOBAL SENSITIVITY ANALYSIS GSA.....	56
4.4.1	<i>VARs framework</i>	57
4.4.2	<i>Manning roughness coefficients</i>	57
4.4.3	<i>Reach length</i>	58
4.5	CALIBRATION AND RIVER REACH SELECTION.....	58
4.5.1	<i>Calibration: Selection of the best rating curves</i>	58
4.5.2	<i>Topomorphologic criteria of steady uniform flow</i>	58
4.6	RESULTS.....	60
4.6.1	<i>VARs model</i>	60
4.6.2	<i>Comparison with in-situ rating curves</i>	61
4.6.3	<i>DEM resolution assessment</i>	63
4.6.4	<i>SRC calibration</i>	64
4.6.5	<i>River reach selection</i>	66
4.7	DISCUSSION.....	71
4.8	CONCLUSION.....	74
4.9	ACKNOWLEDGEMENT.....	74
4.10	FUNDING.....	74
5	BIBLIOGRAPHIE ARTICLE	75
6	DISCUSSION GÉNÉRALE ET CONCLUSION	79
7	BIBLIOGRAPHIE	82

LISTE DES FIGURES

FIGURE 1. COURBE DE TARAGE POUR UNE STATION HYDROMETRIQUE GEREE PAR LA DIRECTION DE L'EXPERTISE HYDRIQUE DE QUEBEC DANS LE BASSIN VERSANT DE LA RIVIERE ST CHARLES A QUEBEC	11
FIGURE 2 MODELE CONCEPTUEL HAND	13
FIGURE 3 PUBLICATIONS MENTIONNANT LA METHODE HAND DEPUIS SA PREMIERE APPARITION SELON GOOGLE SCHOLAR	15
FIGURE 4 CALCULS REALISES DANS LE CADRE DE L'APPROCHE HAND POUR DERIVER DES COURBES DE TARAGE SYNTHETIQUES	16
FIGURE 5 PROPRIETES GEOMETRIQUES CALCULEES AVEC HAND	18
FIGURE 6 SERIE DE CALCULS EFFECTUES PAR PHYSITEL : (A) CARTES NUMERISEES IMPORTEES, (B) CALCULS EFFECTUES PAR PHYSITEL ET (C) CALCULS ADDITIONNELS POUR LE MODULE HAND.	21
FIGURE 7 EXEMPLE D'APPLICATION DE L'APPROCHE VARS. LA FIGURE (A) MONTRE LES VARIOGRAMMES INTEGRES DE LA SURFACE DE REPONSE, LA FIGURE (B) FAIT REFERENCE AUX COMPARAISONS PARMIS DIFFERENTS INDICATEURS DE SENSIBILITE	24
FIGURE 8 LA RAQUETTE AND ST. CHARLES WATERSHEDS	48
FIGURE 9 EXAMPLE OF THE CALCULATION OF THE HAND MATRIX AND SUB-BASIN IDENTIFIERS. FROM (A) A DEM, (B) THE ORIENTATION MATRIX, (C) THE IDENTITY MATRIX OF LOCAL DRAINAGE ASSOCIATED WITH EACH CELL, (D) THE HAND VALUE MATRIX	50
FIGURE 10 ILLUSTRATION OF THE CROSS-SECTION AND THE LONGITUDINAL HYDRAULIC GEOMETRICAL PROPERTIES DERIVED FOR EACH RIVER REACH	51
FIGURE 11 GENERAL WORKFLOW FOR VERTICAL ACCURACY ASSESSMENT	55
FIGURE 12 SOLUTION SPACE FOR THE ST. CHARLES WATERSHED. (A) NORMALIZED PERFORMANCE OF EACH SRCs AFTER THE CALIBRATION PROCESS FOR THE (A) ST. CHARLES STATION, (B) NELSON STATION, AND (C) DES HURONS STATION	62
FIGURE 13 RESULTING SRCs USING A DEM INCLUDING A GAUSSIAN ERROR. BLACK SOLID LINES REPRESENT CALIBRATED SRCs OBTAINED FOR THE DES HURONS STATION USING A MODIFIED VERSION OF THE DEM TO EVALUATE THE VERTICAL ERROR.	63
FIGURE 14 SPATIAL RESOLUTION ASSESSMENT FOR THE GAUGING STATIONS OF THE ST. CHARLES RIVER WATERSHED	64
FIGURE 15 RATING CURVES OBTAINED AFTER THE HIT/MISS SCORE	65
FIGURE 16 DISTRIBUTION OF THE RIVER REACH SLOPES FOR THE LA RAQUETTE AND ST. CHARLES WATERSHEDS.	66
FIGURE 17 CLASSIFICATION OF EACH RIVER REACH SLOPE FOR THE LA RAQUETTE WATERSHED	67
FIGURE 18 CLASSIFICATION OF EACH RIVER REACH SLOPE FOR THE ST CHARLES WATERSHED	68
FIGURE 19 CLASSIFICATION OF THE HAND-SRC RIVER REACHES IN TERMS OF THEIR FREQUENCY OF FLOW REGIME UNICITY FOR THE ST. CHARLES RIVER BASIN	69
FIGURE 20 CLASSIFICATION OF THE HAND-SRC RIVER REACHES IN TERMS OF THEIR FREQUENCY OF FLOW REGIME UNICITY FOR THE LA RAQUETTE RIVER BASIN	70

LISTE DES TABLEAUX

TABLEAU 1 ANALYSE DES SOURCES DES INCERTITUDES PROJET HAND-CTS..... 23

TABLE 2: SYMBOLS AND UNITS 52

TABLE 3: FACTOR SPACE DEFINITION FOR THE GSA..... 58

TABLE 4: GLOBAL SENSITIVITY ANALYSIS RESULTS FOR ST. CHARLES RIVER AND LA RAQUETTE RIVER
WATERSHEDS. THE FIRST POSITION CORRESPONDS TO THE MOST SENSITIVE PARAMETER
ACCORDING TO VARS TOOL. 61

TABLE 5: RESULTS THE FIRST APPROACH OF SRCs WITH THE DEFAULT PARAMETERS AND THE RESULTS AFTER
THE CALIBRATION. 62

1 INTRODUCTION

Les inondations printanières affectent de nombreuses régions du monde, notamment celles à régime nivo-pluviaux. Selon le gouvernement du Canada, plusieurs de ces catastrophes sont causées par une combinaison de facteurs, dont les fortes pluies, les embâcles ou les défaillances hydrauliques (PublicSafetyCanada, 2019). De plus, les interactions entre les conditions hydrologiques, géologiques et géomorphologiques sous-jacentes ont des impacts aux niveaux social, économique et environnemental (Mukherjee *et al.*, 2020). Par ailleurs, au Canada, 19 % de la population vit dans une zone inondable, et selon le Bureau d'assurance du Canada (IBC, 2020), au cours des 40 dernières années, les coûts liés aux inondations ont quadruplé et représentent 75 % de toutes les dépenses de l'Accord d'aide financière en cas de catastrophes.

Les perspectives d'occurrence des inondations ne sont pas les meilleures. En effet, dans son dernier rapport en 2021, le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) indique qu'une augmentation statistiquement significative des précipitations aura lieu dans de nombreuses régions du monde au cours des prochaines décennies, ce qui entraînera des inondations plus sévères et plus fréquentes (IPCC *et al.*, 2021).

Exception faite des inondations en Colombie-Britannique à l'automne 2021, les deux inondations les plus dévastatrices au Canada ont eu lieu au Québec et en Ontario. La première a eu lieu au printemps de l'année 2017 où au moins 261 municipalités ont été touchées, plus de 5000 résidences ont été inondées et deux décès ont été déplorés (Phillips, 2018). La seconde a eu lieu au printemps 2019 et des inondations se sont également produites au Nouveau-Brunswick. Selon le Bureau d'assurance du Canada (BAC), les coûts des dommages ont atteint 208 M\$, affectant plus de 310 municipalités, laissant 9070 résidences touchées et plus de 12000 personnes évacuées (Zokagoa *et al.*, 2021).

À l'échelle mondiale, de nombreuses régions ont vécu, année après année, une augmentation des inondations, causant morts et dommages économiques. Selon Mahmoody Vanolya *et al.* (2021), leur occurrence a augmenté de manière significative au cours des 40 dernières années.

Bien que les crues des rivières soient un phénomène naturel, les changements constants liés au réchauffement climatique augmentent la vulnérabilité des zones urbaines principalement ainsi que les risques pour les populations. La gestion des inondations est donc une question importante impliquant différents acteurs qui interviennent en cas de crise et cherchent à atténuer les risques. Toutefois, un des points critiques de la gestion des risques d'inondation est l'identification et la délimitation des superficies inondables. À partir de modèles hydrodynamiques, il est possible

d'obtenir une cartographie de celles-ci en fonction de débits de différentes récurrences. Cette tâche est intimement liée à quelques facteurs incluant la superficie du bassin, la cote de crue maximale à cartographier, la topographie, la bathymétrie et la disponibilité en ressources informatiques (Jafarzadegan *et al.*, 2019).

Les modèles hydrodynamiques utilisés à cette fin peuvent être basés sur différents niveaux de complexité (1-D, quasi 2-D ou complètement 2-D et 3-D). Cependant, la capacité à reproduire le comportement hydraulique des rivières dépend de la précision et de la disponibilité des données bathymétriques ainsi que des débits et lignes d'eau pour caler et valider les modèles. En raison du manque d'informations ou de la difficulté à les colliger, les chercheurs ont développé des modèles de faible complexité ou de dimension zéro. Ces modèles utilisent des données « facilement » disponibles, comme celles des modèles numériques d'altitude (MNA) ou des cartes d'occupation du sol, pour une estimation préliminaire des surfaces inondables d'un bassin versant (Jafarzadegan *et al.*, 2018; Samela *et al.*, 2017; Sangwan *et al.*, 2015).

Un des modèles de faible complexité utilisé pour la délimitation des surfaces inondables est le modèle HAND (*Height Above the Nearest Drainage*) développé par Rennó *et al.* (2008). HAND est un modèle basé sur la topographie qui calcule la distance verticale entre une cellule terrestre et la cellule du réseau hydrographique où elle s'écoule. De cette façon, il existe une matrice qui contient pour chaque entrée (*i.e.* pixel ou cellule du MNA) la hauteur d'eau nécessaire pour inonder chaque pixel du MNA. Les MNA à haute résolution sont devenus plus accessibles ces dernières années grâce à la technologie LiDAR (*Light Detection and Ranging*). Une meilleure qualité du MNA offre aussi la possibilité d'estimer les caractéristiques hydrauliques (*i.e.* le calcul du débit) d'un tronçon de rivière homogène à partir de l'équation de Manning. Cette approche a été présentée par Zheng *et al.* (2018) afin de dériver une courbe de tarage synthétique (CTS) qui permet de relier les valeurs de la matrice HAND à un débit. Cette approche a d'ailleurs été validée pour des grands bassins versants (ordre de grandeur de plus de 10^3 km²), en fournissant de manière satisfaisante l'étendue et la profondeur des surfaces inondées (Maidment *et al.*, 2016).

Comme l'approche HAND-CTS n'a pas été évaluée, ni validée, pour de petits bassins versants (ordre de grandeur de 10^2 km²), ce projet de recherche vise à développer une approche méthodologique permettant de l'appliquer à une plus petite échelle. Pour ce faire, les étapes suivantes ont été suivies : (i) la détermination de la sensibilité de l'approche au changement des valeurs des paramètres d'entrée à partir d'une analyse de sensibilité globale ; (ii) la dérivation de critères topomorphologiques permettant de valider les hypothèses sous-jacentes à l'application de l'approche et l'utilisation de l'équation de Manning pour les tronçons de rivière homogènes

d'un réseau hydrographique; et (iii) l'évaluation de l'effet de la résolution spatiale du MNA (résolutions horizontales inférieures à 5 m et verticales ± 15 cm) sur la dérivation des CTS.

1.1 Objectif de recherche

- Adapter l'approche HAND-CTS afin de dériver des courbes de tarage synthétiques utiles dans la délimitation des surfaces inondables de petits bassins versants, tout en considérant les sources d'incertitude dans un contexte de données limitées.

1.2 Questions de recherche

Les questions de recherche suivantes sont destinées à guider le lecteur à travers le contenu de ce projet de recherche :

- Comment peut-on appliquer l'approche HAND-CTS sur des bassins de moins de 500 km² ?
- Quel type d'analyse terrain doit-on effectuer pour dériver la matrice HAND ?
- Comment dériver les caractéristiques géométriques des tronçons de rivière pour obtenir une CTS ?
- Quelle est l'influence de la résolution spatiale des MNA sur les résultats ?
- Quelles sont les sources d'incertitude et comment peut-on les évaluer ?

2 REVUE LITTÉRATURE

La revue de la littérature qui suit vise à mettre la recherche dans son contexte. Les dernières avancées dans la modélisation des superficies inondables en utilisant HAND sont énoncées, ainsi que ses avantages et ses limites. Elle comprend les perspectives d'utilisation et conduit à l'exploration de nouvelles applications. De même, les informations contenues dans ce document soulignent les hypothèses et les approches méthodologiques employées par d'autres auteurs. C'est sur cette toile de fond que l'article découlant de ce projet (section 4) propose une adaptation de l'approche HAND-CTS pour délimiter les surfaces inondables de petits bassins versants. La revue est divisée en quatre sections comprenant : (i) la modélisation de la plaine inondable, (ii) la géométrie hydraulique des canaux d'écoulement à ciel ouvert, (iii) les équations nécessaires à l'application de HAND-CTS dans des petits bassins versants et à son implantation en utilisant un SIG, (iv) la description de la mise en place d'une analyse de sensibilité globale et, finalement, (v) les critères topomorphologiques permettant de valider le respect des hypothèses sous-jacentes à l'application de l'approche sur chaque tronçon de rivière d'un bassin.

2.1 Modélisation de la plaine inondable

L'élaboration de stratégies visant à atténuer les impacts des inondations est souvent limitée par le manque d'informations pour délimiter les plaines inondables ou pour obtenir des cartes qui représentent la zone exposée (Gleason *et al.*, 2014). De plus, même s'il existe des cartes d'inondation, elles peuvent ne pas être utilisées efficacement en raison du manque de données ou de ressources pour les mettre à jour. D'ailleurs, une caractérisation fiable du sol, des informations sur le débit et la topographie représentent les sources minimales d'information qui peuvent être nécessaires pour améliorer le temps de réaction et minimiser le nombre de victimes et les dommages (Pechlivanidis *et al.*, 2011). Partout au Canada, les plaines d'inondation des principales rivières sont de plus en plus utilisées comme artères d'infrastructures primaires, et les terrains agricoles sont remplacés par le développement urbain (Jakob *et al.*, 2011). Ceci souligne la nécessité d'une évaluation systématique et normalisée des risques d'inondation.

Les trajectoires hydroclimatiques du risque d'inondation sont actuellement estimées à l'aide de mesures instrumentales du débit naturel (Buttle *et al.*, 2016; Mortsch *et al.*, 2015). Toutefois, compte tenu des limitations techniques et économiques, plusieurs régions du pays ne comptent pas d'enregistrements hydrologiques. De plus, les chroniques de mesures trop courtes dans le temps ou interrompues viennent complexifier la problématique. Cependant, différents outils ont

été développés au Canada et au Québec pour aider à visualiser les inondations et informer les décideurs sur leur étendue. Par exemple, le gouvernement québécois a mis en place une application web appelée Géo-Inondations qui permet d'informer les citoyens sur la localisation des inondations et les valeurs historiques de chaque zone (Bégin, 2018). Bien que les informations fournies par Géo-Inondations soient utiles, elles restent limitées dans la prévision des crues. Ceci souligne la nécessité de développer et de mettre en place d'autres approches qui prévoient le lieu et l'intensité des inondations afin de minimiser leur impact. D'autres outils tels que E-nundation développé par GeoSapiens, une start-up basée au Québec, fournissent des solutions innovantes à destination des municipalités, assureurs, professionnels et citoyens pour atténuer les risques d'inondation. Ces services contiennent des prévisions, des cartes en temps réel et différents scénarios d'inondation ou d'intensité en termes de hauteur d'eau. Enfin, pour aborder le problème de manière holistique, une série de lignes directrices fédérales sur la cartographie des inondations a été publiée par Sécurité publique Canada (PublicSafetyCanada, 2019). Cette série fournit les lignes directrices pour comprendre la cartographie des inondations à travers le Canada, y compris le besoin de considérer le changement climatique comme une composante essentielle de la gestion des risques d'inondation.

En général, de nombreuses approches sont disponibles pour fournir une prévision précise des inondations. En outre, la production de cartes d'inondation est possible grâce au développement de modèles qui tentent de représenter les phénomènes le plus fidèlement en utilisant les données disponibles. Cependant, il existe toujours de nombreuses limitations en termes d'accès aux données ou de puissance de calcul. Comme les modèles sont fortement dépendants de la représentation topographique, des progrès significatifs ont été réalisés dans les modèles numériques d'élévation (MNE) ou d'altitude (MNA) ces dernières années, notamment grâce à la collecte d'informations obtenues à partir de sources de détection et de télémétrie par la technologie LiDAR ou par satellite (Bates, 2012; Leblanc *et al.*, 2016).

2.1.1 Modèles globaux d'inondation

Les modèles de simulation des inondations combinent des données géographiques (*i.e.* : topographiques, bathymétriques, couverture du sol) et hydrométéorologiques pour comprendre et atténuer les risques et dommages associés. Les types de modèles peuvent être classés en fonction des données utilisées. De cette manière, on peut évoquer des approches globales et régionales. Les premiers sont des modèles d'inondation qui sont construits à partir d'images satellites et permettent une étude préliminaire du risque et de l'exposition de différentes régions.

Parmi ceux-ci figurent les modèles: *World Bank Caribbean Risk Information Programme*, *Aqueduct Global Flood Analyzer*, *WorldDEM*, *InaSAFE*, *Global Assessment Report Risk Data Platform*. Ces modèles sont utilisés par différents gouvernements ou agences de gestion des catastrophes comme outil de calcul du risque d'inondation (Ward *et al.*, 2015). Plus spécifiquement, ils sont conçus pour soutenir la prise de décision et la planification stratégique à grande échelle. De plus, ils peuvent être utilisés pour observer des tendances qui peuvent être reliées à des indicateurs économiques tels que le Produit Intérieur Brut (PIB) afin de mieux dimensionner les mesures d'adaptation (Dottori *et al.*, 2018). Il convient toutefois de noter que ces modèles ne peuvent pas aider à la conception de mesures à l'échelle locale, comme une rue ou une communauté. Cependant, leur utilisation avec des modèles locaux d'inondation peut améliorer la finesse, la précision et la vitesse d'obtention de résultats (Gusyev *et al.*, 2016). L'utilisation combinée de ces modèles permet aux modèles globaux d'obtenir plus de détails dans les zones qui en ont besoin (Rummukainen, 2010).

Dernièrement, les *Shuttle Radar Topography Missions* (SRTM) ont permis de développer des modèles globaux des risques d'inondation *Global Flood Risk Models (GFRM)* avec des résolutions très élevées entre 30 m et 1 km² (Nardi *et al.*, 2006). Les résultats obtenus à partir de SRTM sont populaires, car ils sont en libre accès et offrent un niveau de détails assez élevé. Cependant, bien qu'ils présentent certains avantages en termes de précision horizontale, les SRTM sont limités dans la représentation d'une surface terrestre dénudée en raison des réflexions radar du couvert végétal. En outre, ils ne peuvent pas résoudre la bathymétrie des plans d'eau en raison des réflexions radar sur leur surface. En dépit d'un large éventail d'applications, les résultats des modèles globaux d'inondation pourraient être compromis, car dans de nombreux cas les différentes approches ont tendance à ne pas s'accorder sur les zones à risque (Aerts *et al.*, 2020; Bernhofen *et al.*, 2018). En plus, les approches globales ne sont pas pratiques lorsque la morphologie de la plaine d'inondation devient complexe.

2.1.2 Modèles locaux d'inondation

Comme les modèles globaux ne fournissent que des informations sur les zones d'inondation potentielles et ne représentent pas les phénomènes locaux, de plus en plus de modèles sont développés pour répondre à des conditions beaucoup plus spécifiques (Rajib *et al.*, 2020). Des modèles hydrodynamiques classiques ou la nouvelle génération de méthodes de faible complexité sont utilisés pour la délimitation des plaines d'inondation (Afshari *et al.*, 2018). Les modèles hydrodynamiques (aussi appelés hydrauliques) conventionnels délimitent l'étendue de

l'inondation en utilisant les équations de Saint-Venant ou des simplifications de celles-ci. Ces modèles nécessitent des informations détaillées liées à la géométrie du canal, à la rugosité de la surface et aux structures fluviales (Bates *et al.*, 2000; Kim *et al.*, 2011; Liu *et al.*, 2018; Musser *et al.*, 2007; Tayefi *et al.*, 2007).

Basés sur les informations relatives au débit provenant des modèles hydrologiques ou statistiques, les modèles hydrodynamiques visent à fournir des informations sur le niveau d'eau et l'étendue des inondations. Dans ce contexte, les modèles hydrauliques/hydrologiques ou couplés sont de plus en plus utilisés pour répondre à la production de cartes de zones inondables. Parmi ceux-ci on retrouve les modèles classiques: LISFLOOD-FP Bates *et al.* (2000), *National Water Model (NWM)* Maidment (2017), GLOFRIM Hoch *et al.* (2017), entre autres. Pour la délimitation de la plaine inondable des grands bassins versants, un des modèles couramment utilisés est LISFLOOD-FP. Ce modèle offre différents degrés de complexité avec des équations 1-D ou 2D, ainsi qu'un maillage avec des approximations cinématiques, diffuses ou inertielles. Parmi ses applications, on peut citer la représentation des plaines d'inondation du bassin de la rivière Ohio (500 000 km²) en conjonction avec le modèle SWAT. Une précision de 70 à 80 % a été obtenue lors de la comparaison avec les résultats dérivés du cadre AutoRAPID pour la délimitation de la plaine d'inondation (Rajib *et al.*, 2020). Après la mise en œuvre de LISFLOOD avec SWAT, Rajib *et al.* (2020) ont constaté que la détection des inondations à de grandes échelles spatiales, peut être améliorée lorsque des conditions limites sont imposées sur les cours d'eau avec un ordre plus bas. . De même, cette recherche propose l'utilisation d'un réseau fluvial à haute résolution afin d'identifier un plus grand nombre d'ordres fluviaux. Finalement, Rebolho *et al.* (2018) mentionnent que l'application de LISFLOOD est meilleure pour les bassins versants dont la superficie est supérieure à 500 km².

Étant donné le besoin de solutions pratiques et de résultats rapides, ces dernières années, la tendance dans les travaux de recherche sur la cartographie des inondations a porté sur la simplification des modèles hydrodynamiques. Cette approche simplifiée vise à fournir une nouvelle catégorie de modèles dits de dimension 0, dont les exigences en matière de données permettent une large application (McGrath *et al.*, 2018; Rebolho *et al.*, 2018). Les simplifications apportées par ces modèles sont avantageuses à bien des égards. Cependant, elles représentent également un défi si l'on considère que les ensembles de données de calage ne sont pas toujours disponibles. En outre, comme pour tout modèle traditionnel, même lorsque la résolution des sources de topographie est améliorée, les représentations simplifiées sont également sujettes à des erreurs et des incertitudes (Merwade *et al.*, 2008). Cette approche peu complexe peut réduire

la précision des cartes, mais elle peut constituer une première étape utile pour caler ou améliorer les cartes de plaine inondable à l'aide d'informations locales. Enfin, il a été démontré que les outils de cartographie à calcul rapide de "faible complexité" sont préférées dans les scénarios d'intervention d'urgence aux modèles hydrauliques/hydrologiques, à forte intensité de données (Afshari *et al.*, 2018).

2.2 Géométrie hydraulique

Dans les approches locales de la cartographie des inondations, la description de la géométrie du canal (*i.e.*, segment ou tronçon de rivière) est d'une grande importance, car le bon acheminement de l'eau en dépend. Selon Leopold *et al.* (1953), la géométrie hydraulique peut être évaluée de deux façons. La première, appelée géométrie hydraulique en station (connue aussi selon le sigle AHG en anglais pour *At-a-station Hydraulic Geometry*), comprend des relations entre les mesures instantanées des propriétés géométriques telles que la largeur, la profondeur et la vitesse de l'eau. D'autre part, il existe des relations géométriques hydrauliques en aval (méthode connue aussi le sigle DHG en anglais pour *Downstream Hydraulic Geometry*); cette approche utilise les géométries des sections transversales à partir de mesures effectuées en aval de la station pour établir une relation avec le débit annuel moyen de cette section transversale. Il a été constaté que les propriétés géométriques pouvaient être dérivées d'une série de lois de puissance. Par conséquent, à partir de mesures empiriques *in-situ*, il pourrait être possible d'obtenir des informations sur des emplacements sans observations (Andreadis *et al.*, 2013).

Les équations suivantes décrivent les lois de puissance :

Équation 1

$$w = aQ^b$$

Équation 2

$$d = cQ^f$$

Équation 3

$$v = kQ^m$$

Où w est la largeur, d la profondeur moyenne, v la vitesse moyenne et Q le débit.

Avec a , le coefficient et b , l'exposant de la relation largeur-débit. c , le coefficient et f , l'exposant de la relation profondeur-débit. k , le coefficient et m l'exposant de la relation vitesse-débit.

Avec l'équation d'identité suivante :

Équation 4

$$Q = wdv$$

Si $a.c.k = 1$ et si $b + f + m = 1$.

Des recherches complémentaires menées par Ferguson (1986) ont montré que la formule de Manning peut être utilisée pour déterminer la vitesse en fonction de la profondeur et de la pente d'une section transversale. En outre, dans la cartographie des plaines d'inondation, une représentation de la géométrie du canal est nécessaire pour de nombreux modèles unidimensionnels, par exemple ceux basés sur les équations de St-Venant comme le *Hydrologic Engineering Center's- River Analysis System* (HEC-RAS) version 5.0 (Brunner, 2016). Comme le calcul du débit est fortement lié à la géométrie du canal, de nombreux modèles ont besoin de données bathymétriques. Cependant, la bathymétrie fluviale est toujours limitée dans de nombreux endroits en raison de l'équipement nécessaire ou du coût élevé de la mise en œuvre à grande échelle (García-Pintado *et al.*, 2015).

Des modèles tels que HEC-RAS tentent d'obtenir la géométrie du canal en dérivant des sections transversales, comme dans la modélisation 1-D. Pour les cartes d'inondation, il est possible d'améliorer la qualité du modèle, en ajoutant des données d'élévation, donc 1-D pour les sections transversales et 2-D pour les plaines d'inondation. Cependant, parmi les limitations, figurent les difficultés d'obtention de MNA de très haute résolution, le chevauchement des sections transversales d'un modèle local à un autre et l'expertise nécessaire pour effectuer la modélisation (Zheng, 2015). Selon la qualité des données disponibles, HEC-RAS peut fournir des résultats très satisfaisants. Toutefois, le coût de la mise en œuvre est dans certains cas élevé, en raison de la nécessité de disposer de transects bathymétriques.

Par conséquent, la dérivation des variables hydrauliques est un processus complexe lors de l'application des modèles d'inondation. À l'aide des technologies d'acquisition des données de cartographie comme le LiDAR, il est possible d'analyser l'étendue des inondations. En effet, cette technologie de télédétection permet de créer rapidement et avec précision des modèles d'élévation (Awadallah *et al.*, 2022). Le système LiDAR comprend un capteur monté sur des plateformes telles que des avions et des hélicoptères pour collecter des données à distance, favorisant ainsi la dérivation de MNA. Cette technologie a comme avantage le fait de collecter

des données de jour comme de nuit, ainsi que par temps pluvieux ou nuageux (Dowman, 2004; Hodgson *et al.*, 2003). En plus, le faisceau peut pénétrer la surface du sol dans les zones végétalisées et urbaines, ce qui apporte une solution à de nombreux problèmes de cartographie des inondations (Muhadi *et al.*, 2020).

Récemment, cette technologie a été utilisée comme base pour simuler des inondations avec des résultats plus précis que d'autres MNA (Muthusamy *et al.*, 2021). Ceci en raison de sa capacité à obtenir une résolution verticale très fine permettant de mieux représenter la plaine inondable (Bhuyian *et al.*, 2018; McClean *et al.*, 2020).

Étant donné la qualité des données qui peut être acquise, le Canada a récemment étendu les zones disposant de MNA dérivés du LiDAR dans le cadre de la stratégie nationale sur les données d'élévation de Ressources Naturelles Canada. De cette façon, le pays dispose d'un total de 500 000 km² de données à haute résolution réparties dans neuf provinces, soit la Colombie-Britannique, l'Alberta, la Saskatchewan, le Manitoba, l'Ontario, le Québec, la Nouvelle-Écosse, le Nouveau Brunswick, et la Terre-Neuve-et-Labrador (NRC, 2021). Cependant, la principale limite du faisceau laser est son incapacité à pénétrer l'eau à la longueur d'onde utilisée généralement (Podhoranyi *et al.*, 2015). Par conséquent, cette technologie ne peut pas obtenir la bathymétrie des rivières, du moins pas sous sa forme la plus courante qui utilise des longueurs d'ondes du proche infrarouge.

En raison de cette limitation, de récents avancements ont été faits pour le développement du LiDAR bathymétrique, une technologie qui permet la pénétration de l'eau grâce à l'utilisation des faisceaux bleu et vert (FV) (Hilldale *et al.*, 2008; Muthusamy *et al.*, 2021). Étant donné que le faisceau rouge est actuellement plus disponible que le FV, ce dernier a été utilisé pour simuler de grandes inondations avec l'hypothèse que le stockage de subsurface est moins important lorsque le débit total est élevé (Awadallah *et al.*, 2022). La disponibilité de cartes qui représentent mieux la topographie a permis de dériver des modèles topographiques pour délimiter les possibles zones d'inondation. Parmi ces modèles on dénombre le modèle HAND *Height Above the Nearest Drainage*. Toutefois, avant la description du modèle HAND, les concepts de la courbe de tarage et de ses implications en hydrologie seront exposés. Ceci permettra également de décrire les motivations qui conduisent au développement de courbes de tarage synthétiques (CTS).

2.2.1 Courbes de tarage

Une courbe de tarage représente mathématiquement la relation entre la hauteur d'eau (H) et le débit (Q) dans une section transversale définie. Elle est utile pour déterminer les conditions de hautes et basses eaux dans un bassin versant et permettent de convertir les valeurs Q en valeurs H et vice versa (Fenton *et al.*, 2001; Herschy, 1999). La Figure 1, montre les points de jaugeage obtenus à une station hydrométrique et la fonction mathématique qui décrit la relation débit-hauteur d'eau sous des conditions d'écoulement uniformes.

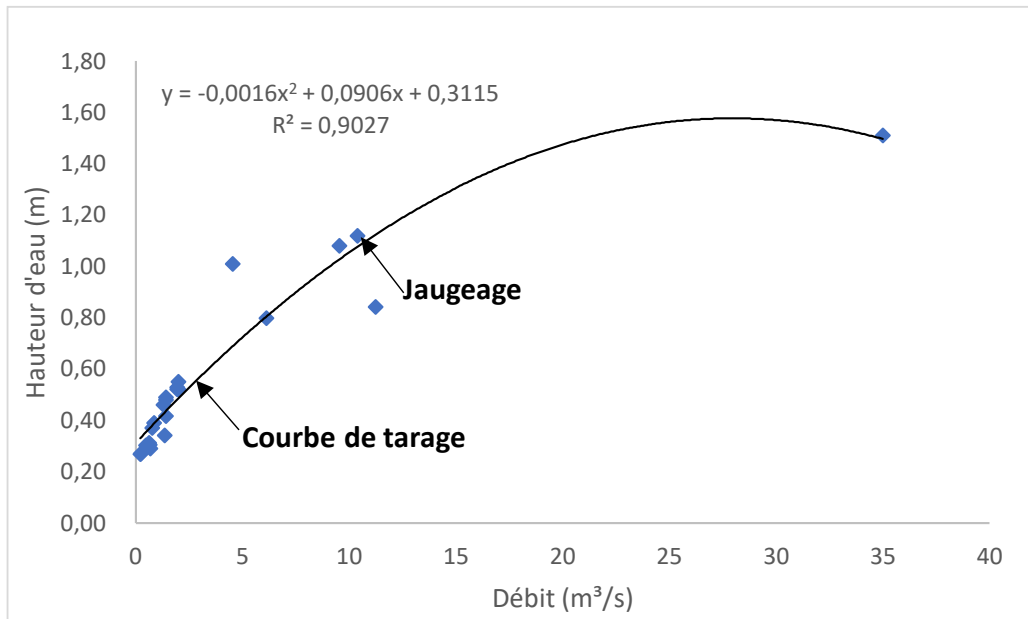


Figure 1. Courbe de tarage pour une station hydrométrique gérée par la Direction de l'expertise Hydrique de Québec dans le bassin versant de la rivière St Charles à Québec.

Pour l'étalonnage de la courbe de tarage, les mesures de débit et de niveau sont effectuées simultanément pour plusieurs événements indépendants. Cependant, le débit d'un cours d'eau est difficile à mesurer directement, en particulier pendant les inondations. À part des mesures directes, une autre méthode consiste à mesurer le niveau et à estimer indirectement le débit. Toutefois, en raison de ce calcul indirect, les incertitudes du débit proviennent également des incertitudes de la hauteur d'eau et des conditions du canal (Vatanchi *et al.*, 2019).

De même, la relation niveau-débit doit, en principe, n'être appliquée que dans la plage des niveaux mesurés. Des mesures sont normalement effectuées pour les débits minimums et moyens. S'il est nécessaire d'estimer le débit pour des niveaux d'eau supérieurs ou inférieurs aux niveaux jaugés, une extrapolation de la courbe de tarage est nécessaire (Scriven *et al.*, 2021).

Pour cela, il faut une bonne connaissance des caractéristiques géométriques et hydrauliques de la section transversale et un nombre suffisant de jaugeages pour ajuster la courbe de tarage à une condition d'extrapolation acceptable. De plus tel que précisé par Henderson (1966) pour la majorité des applications on peut négliger le phénomène de l'hystérèse (*i.e.*, effet de boucle illustrant que pour un débit donné on retrouve une hauteur d'eau plus petite sur la branche ascendante de l'hydrogramme que la branche descendante) qui caractérise l'écoulement dans un chenal à ciel ouvert. Cependant, tout changement géomorphologique induit par l'érosion des berges, la saltation le long du lit du chenal et la sédimentation viendront perturber la courbe de tarage et requérir une validation périodique et une mise à jour de celle-ci (Chow *et al.*, 1988).

Comme les courbes de tarage sont spécifiques à chaque station, et que les niveaux d'eau doivent être mesurés à l'aide d'un équipement spécialisé, de nombreuses régions ne disposent pas de ces informations ou leurs registres sont très récents. Une alternative pour déterminer les courbes de tarage est de les produire synthétiquement, puis de les caler par rapport à des courbes existantes. Grâce à l'incorporation d'informations topographiques plus détaillées, les modèles de production de courbes de tarage synthétiques devraient produire des versions réalistes qui reflètent mieux la géométrie du canal, la bathymétrie et la couverture du sol de la région, et fournir ainsi une évaluation plus précise de la relation débit-hauteur.

Dans un contexte de développement de cartographie de surfaces inondables, il est nécessaire d'avoir des données de référence qui reflètent au mieux les conditions de crue. Le Centre d'expertise hydrique du Québec (CEHQ) inclut dans sa méthode de construction des courbes de tarage, une analyse fréquentielle de débits de crue à 2, 20 et 100 ans. Le rapport réalisé par Lavoie *et al.* (2011) explique comment après la détermination de l'analyse fréquentielle et du facteur de pointe, les cotes de crue sont calculées. Pour le cas de la rivière St. Charles, il existe trois méthodes pour établir ces cotes de crue. La première consiste à effectuer mesures de niveau entre différents sites et celui d'un site de référence (relations niveau-niveau) pour un même débit. Une deuxième méthode inclut la modélisation avec le modèle HEC-RAS (1-D), ce qui permet de faire la simulation du niveau d'eau à partir des enregistrements du débit. Finalement, la troisième méthode consiste à effectuer une modélisation hydrodynamique (2-D). Dans les logiciels utilisés par le CEHQ on retrouve, Modeleur et Hydrosim. Il n'a pas été possible de savoir exactement laquelle des trois méthodes a été utilisée pour la construction des courbes de tarage dans les stations utilisées. Toutefois, ces courbes ont été considérées comme valables à des fins de comparaison.

Compte tenu des modifications apportées par Zheng *et al.* (2018), une approche permet d'utiliser des courbes de tarage synthétiques dans le modèle HAND pour dériver des cartes d'inondation, comme expliqué ci-dessous.

2.2.2 HAND

HAND (*Height Above the Nearest Drainage*) est un modèle conceptuel simplifié qui permet de déterminer la hauteur d'eau nécessaire pour inonder n'importe quelle cellule du MNA et par extension déterminer les surfaces inondées pour une hauteur d'eau donnée (Rennó *et al.*, 2008; Zheng *et al.*, 2018) tel qu'illustré à la Figure 2. La superficie inondée s'obtient à partir des étapes suivantes : (i) définition d'une hauteur de débordement et (ii) identification des cellules avec une valeur de HAND inférieure au seuil de la hauteur de débordement. En conjonction avec les paramètres hydrauliques et à l'aide de l'équation de Manning, le modèle HAND peut être utilisé pour cartographier l'étendue des inondations (Maidment *et al.*, 2016).

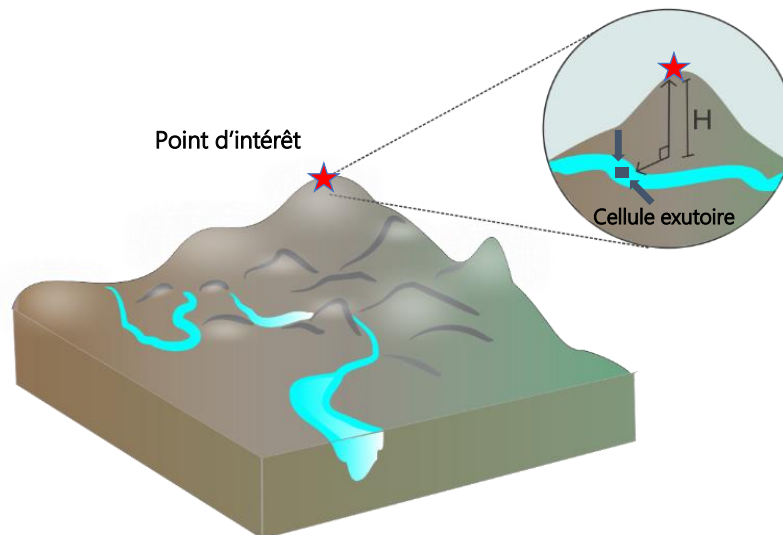


Figure 2 Modèle conceptuel HAND.

Les cartes obtenues à partir de HAND fournissent des hauteurs d'eau et à l'aide des courbes de tarage, ces cartes peuvent être reliées à une valeur de débit donnée, ou des débits de conception correspondant à différentes périodes de retour (Jafarzadegan *et al.*, 2019). Dans le contexte de cartes d'inondation, celles développées à partir de débits de conception ont une longue tradition en Europe et aux États-Unis, et demeurent une composante principale des projets de gestion de risque (De Moel *et al.*, 2009; FEMA, 2015). L'utilité de ces cartes est de rendre visible l'impact de

l'augmentation des débits dans différents scénarios. De cette manière, les riverains savent à court, moyen ou long terme s'ils se trouvent dans une zone à risque.

Pour illustrer leur application, la compilation réalisée par De Moel *et al.* (2009) a montré les principaux éléments qui sont considérés dans les pays européens pour la production de cartes des risques d'inondation, conformément à la loi-cadre européenne [2007/60/CE] toujours en vigueur. La réglementation comprend différentes étapes : (i) l'estimation des débits pour des périodes de retour spécifiques (10, 50 ou 100 ans), (ii) la conversion du débit en niveau d'eau, en utilisant des modèles hydrodynamiques 1-D ou 2-D ou des courbes de tarage, (iii) et la dérivation de cartes de zones inondées en combinant les informations sur le niveau d'eau avec un MNA. En revanche, aux États-Unis, il existe trois sources officielles de cartes d'inondation qui utilisent des débits avec des périodes de retour mentionnées précédemment (USGS, 2022) :

- La *Federal Emergency Management Agency (FEMA)* fournit des cartes d'inondation publiques à des fins d'assurance.
- La *National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)* produit des cartes de prévision des crues qui combinent les données sur les précipitations avec les données sur le débit des cours d'eau de l'USGS.
- Le *United States Geological Survey (USGS)* fournit des cartes et ressources sur les inondations actuelles et historiques (*i.e.*, pour une gamme de niveaux d'eau), une visionneuse d'inondations, et un portail des risques liés aux changements côtiers.

Au Canada, la gestion des inondations est complexe en raison des nombreux services et organismes gouvernementaux (locaux, provinciaux et fédéraux) responsables de la cartographie des inondations et de la difficulté d'accès à l'information (ICLR, 2020). Cependant, la source officielle des cartes de risques d'inondation au Canada est le ministère des Ressources naturelles. Ce ministère a défini une série de procédures hydrologiques et hydrauliques pour la délimitation des plaines inondables qui sont disponibles sur leur site web et qui peuvent être consultées par le grand public (RNC, 2019).

Bien que la plupart des cartes mentionnées ci-dessus utilisent le modèle hydraulique HEC-RAS pour estimer la délimitation de la zone inondable, au cours des dernières années le nombre d'applications de HAND a augmenté. Par exemple l'application réalisée par Johnson *et al.* (2019) montre comment HAND a été intégré au modèle national de l'eau (NWM) développé par la NOAA. L'objectif de cette application était de cartographier les zones inondables à travers les États-Unis et de développer un cadre de modélisation en temps réel.

Bien que les deux modèles aient été bien intégrés, les auteurs préviennent que les résultats ne sont pas satisfaisants dans des conditions où des données de terrain à haute résolution ne sont pas disponibles. Cependant, avec des sources d'information plus fines, le modèle HAND a un potentiel substantiel. Par ailleurs à partir des enregistrements référencés par la base de données *Google Scholar*, la Figure 3 montre la croissance exponentielle de l'application de cette méthode. Plus précisément à partir de l'année 2011, les publications sont orientées vers son utilisation comme outil pour le développement de cartes d'inondation. En général, les auteurs soulignent sa polyvalence et ses bons résultats potentiels par rapport à d'autres méthodes.

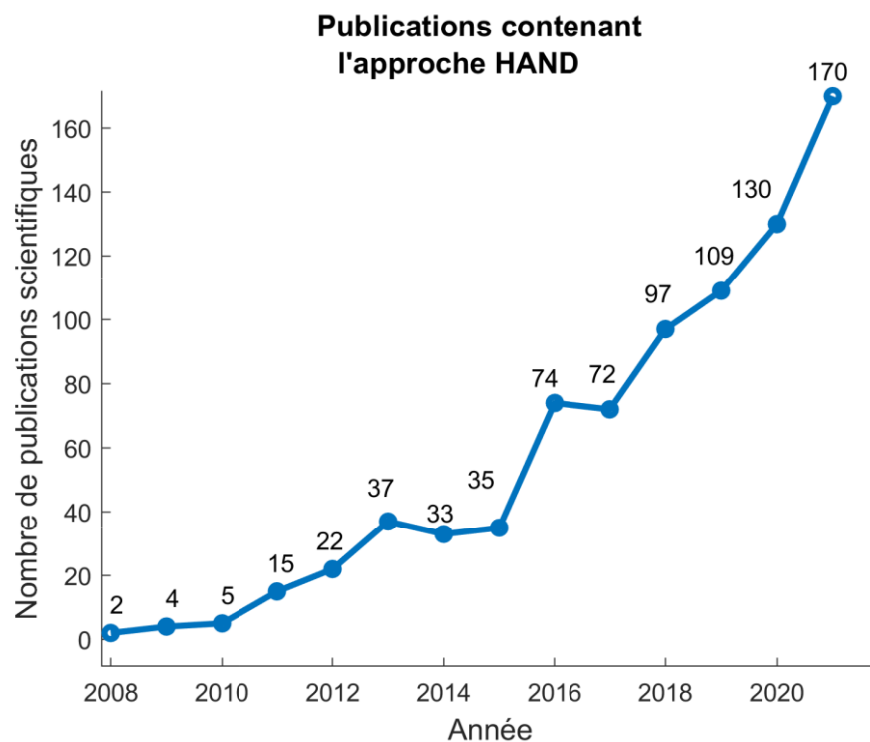


Figure 3 Publications mentionnant la méthode HAND depuis sa première apparition selon Google Scholar.

Bien que le modèle présente certains avantages, la simulation de l'étendue des crues dans des conditions complexes, telles que des cours d'eau principaux sinueux et des confluences, demeure discutable (Afshari *et al.*, 2018). Néanmoins, l'utilisation conjointe de l'équation de Manning et de l'approche HAND a surtout produit des résultats satisfaisants, en comparaison avec des approches plus complexes, sur des tronçons de rivière en régime fluvial. En effet, Chaudhuri *et al.* (2021) ont validé cet argument en ajoutant que HAND ne peut pas représenter les effets de remous créés par les structures d'atténuation des crues, entre

autres. Bien que l'application HAND soit devenue populaire, la description précise de la géométrie du canal et l'obtention de courbes de tarage sont des modifications récentes et n'ont pas encore été largement explorées. En revanche, Zheng *et al.* (2018) affirment que lors de la simulation du comportement hydraulique des rivières, il n'est pas nécessaire de connaître exactement la forme du canal, mais il faut en revanche avoir une bonne estimation de ses géométries hydrauliques. Ces derniers auteurs ont démontré que les paramètres hydrauliques et la hauteur de l'eau pouvaient être directement dérivés des produits d'analyse du terrain. Par conséquent, les auteurs ont développé une méthodologie qui ne repose pas sur des sections transversales, mais qui aborde plutôt la cartographie des inondations en se basant sur des algorithmes de faible complexité tel que décrit à la Figure 4.

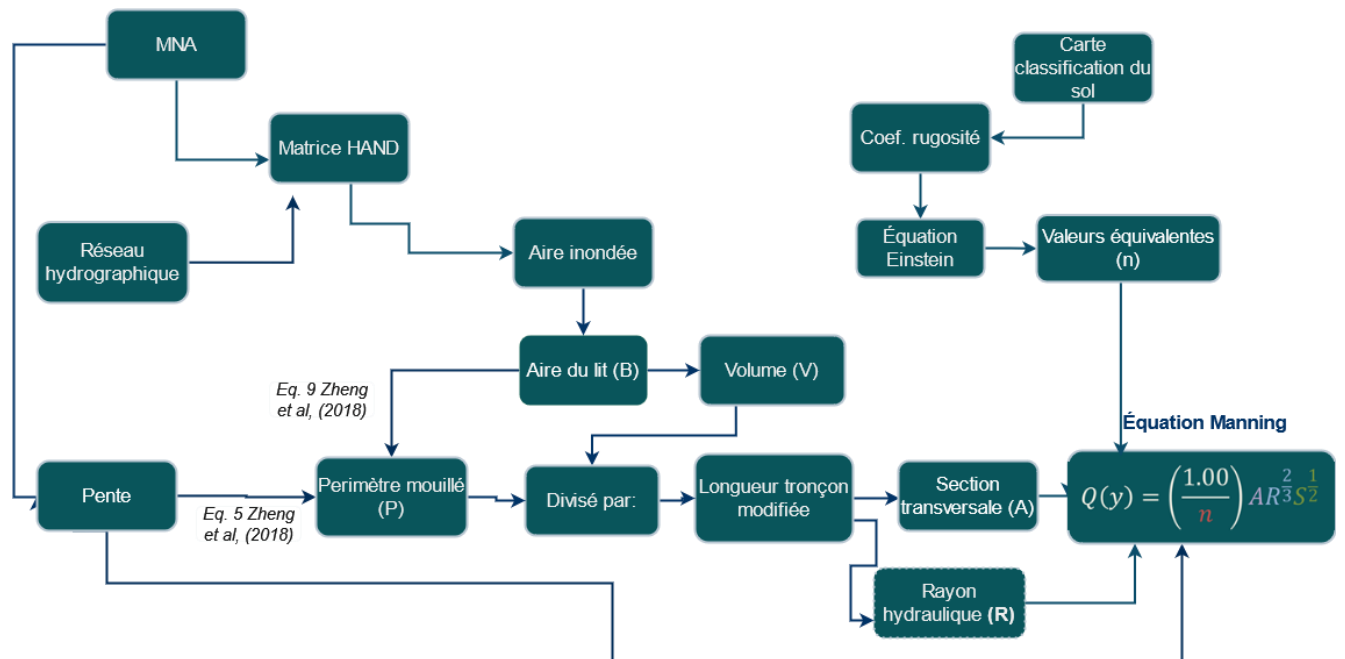


Figure 4 Calculs réalisés dans le cadre de l'approche HAND pour dériver des courbes de tarage synthétiques.

Différents aspects liés à la modélisation utilisant l'approche HAND ont été évalués au cours des dernières années. Garousi-Nejad *et al.* (2019) ont évalué l'impact de la résolution spatiale des données issues de l'imagerie satellitaire à haute résolution sur les cartes d'inondation produites avec HAND. Les auteurs ont démontré que la meilleure résolution améliore la représentation géométrique du canal et donc que les résultats des courbes de tarage produites avec HAND sont plus précis.

Dans la comparaison effectuée par Johnson *et al.* (2019) entre HAND et le modèle national des eaux (NWM) aux États-Unis, il a été constaté que l'approche a tendance à sous-prédire le nombre

de cellules inondées des cours d'eau d'ordre inférieur. Cependant, HAND a tout de même été ajouté au NWM pour générer des cartes d'inondation de première approximation. De la même façon, étant donnée la nature de cette approche topographique, l'erreur par rapport à la pente a été évaluée par Godbout *et al.* (2019), en concluant qu'une pente trop faible peut induire une mauvaise performance des courbes de tarage synthétiques (CTS).

Une autre source d'incertitude dans le modèle se trouve dans la sélection des valeurs du coefficient de rugosité de Manning. Ces valeurs sont choisies en considérant une moyenne du milieu où se produit l'écoulement dans la plupart des cas. Scriven *et al.* (2021) se sont concentrés sur l'analyse du coefficient de rugosité de Manning et sur la façon dont la précision des CTS peut être améliorée en considérant soit : (a) une valeur fixe, (b) une valeur minimale ou maximale ou (c) une valeur pondérée. Il a été constaté que la combinaison d'une valeur minimale et d'une valeur moyenne pour chaque aire à l'étude peut améliorer la fiabilité des CTS. Les études précédentes ont démontré que les erreurs de l'approche HAND-CTS peuvent provenir de deux sources principales : (i) la topographie et (ii) l'hypothèse d'un écoulement turbulent permanent uniforme.

2.3 Approche méthodologique pour l'application de HAND-CTS dans les petits bassins versants

Comme le montrent les différentes études, l'application de HAND-CTS a le potentiel de fournir des cartes permettant d'identifier les surfaces inondables à partir de données topographiques. Cependant, comme mentionné au début de ce document, les applications à l'échelle locale n'ont pas été explorées. Dans les applications globales de HAND ou dans celles de grands bassins versants, en raison de la résolution du MNA, les détails topographiques tels que les changements de pente, les méandres ou les changements de section qui sont directement liés à la dynamique de l'écoulement ne sont souvent pas perceptibles. En incluant cet élément, lorsqu'on fait une application à l'échelle de petits bassins versants, des MNA à plus haute résolution sont nécessaires afin d'obtenir une meilleure représentation de la géométrie. De plus, afin de représenter les phénomènes hydrodynamiques à l'échelle locale, les algorithmes pour la dérivation des CTS doivent être adaptés et validés en suivant l'approche décrite dans les sections suivantes.

2.3.1 Dérivation de la géométrie hydraulique

Cette section contient les équations proposées par Zheng *et al.* (2018) pour obtenir la géométrie hydraulique d'une section moyenne d'un tronçon ou segment de rivière en utilisant les informations d'un MNA. L'importance des équations suivantes est qu'elles fournissent les éléments nécessaires à l'application de l'équation de Manning. Cette méthode peut être comparée aux informations requises par d'autres modèles d'inondation. Les équations 5 à 12 permettent de déterminer la géométrie hydraulique dérivée d'un MNA et d'un réseau hydrographique suivant le cadre HAND-CTS. Cette géométrie s'exprime par la surface du lit d'écoulement (*i.e.*, le canal), la surface inondée, le rayon hydraulique, le périmètre mouillé, le volume et la largeur du canal comme le montre la Figure 5.

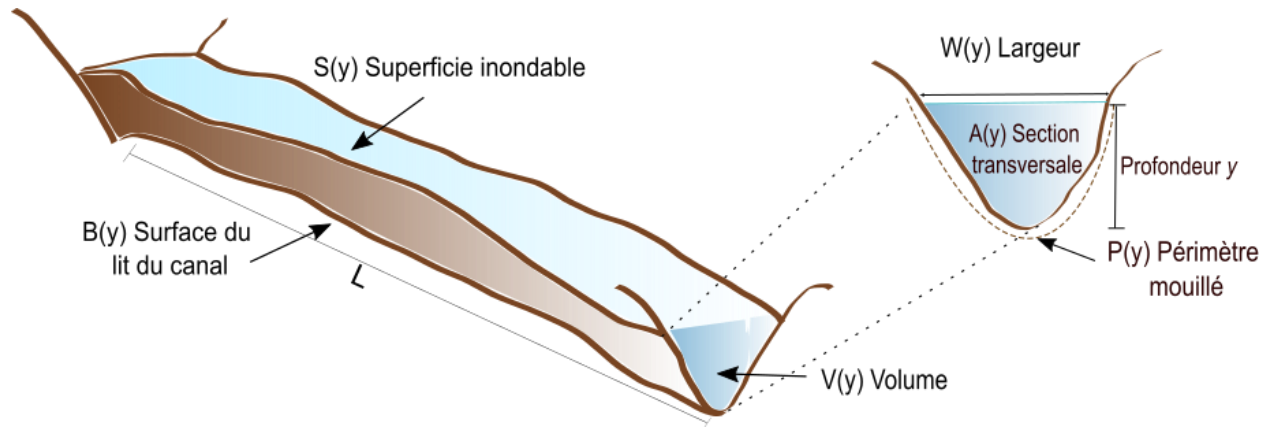


Figure 5 Propriétés géométriques calculées avec HAND.

La surface inondée $S(y)$ [m²], la surface du lit du canal $B(y)$ [m²], et le volume $V(y)$ [m³] sont définis respectivement par les Équations 5, 6 et 7 :

Équation 5

$$S(y) = \sum_{s \in F(y)} A(s)$$

Équation 6

$$B(y) = \sum_{s \in F(y)} A(s) * \sqrt{(1 + slp(s)^2)}$$

Équation 7

$$V(y) = \sum_{s \in F(y)} A(s)d(s, y)$$

Où $A(s)$ est la surface de la cellule du MNA s , et $F(y)$ est la zone inondée ; $d(s, y)$ la hauteur (i.e., profondeur) entre la cellule du MNA s et le niveau d'eau moyen y du tronçon ; $slp(s)$ la pente de la surface de la cellule du MNA s .

La longueur du tronçon (L) [m] doit être déterminée pour appliquer ce cadre (i.e., pour effectuer la sommation des équations précédentes). Ainsi la géométrie hydraulique équivalente que sont la largeur du canal d'écoulement $W(y)$ [m], l'aire de la section transversale $A(y)$ [m²] et le périmètre mouillé $P(y)$ [m] selon une profondeur d'eau moyenne y peuvent être calculés comme suit :

Équation 8

$$W(y) = S(y)/L$$

Équation 9

$$A(y) = \frac{V(y)}{L}$$

Équation 10

$$P(y) = \frac{B(y)}{L}$$

En combinant la surface de la section transversale et le périmètre mouillé, le rayon hydraulique, $R(y)$ [m] peut être calculé comme suit pour une section équivalente du tronçon de rivière considéré, ce qui permet de dériver le débit $Q(y)$ [m³/s] selon la formule de Manning (Équation 12).

Équation 11

$$R(y) = \frac{A(y)}{P(y)}$$

Équation 12

$$Q(y) = \frac{1}{n} AR^{\frac{2}{3}} S^{\frac{1}{2}}$$

Avec n , coefficient de Manning [s/m^{1/3}], R le rayon hydraulique [m], et S la pente [m/m].

Cette approche fournit le cadre nécessaire pour calculer la géométrie hydraulique à partir de données facilement accessibles, c'est-à-dire celles d'un MNA et du raster du réseau de cours d'eau. Pour améliorer les résultats obtenus, de nouvelles techniques d'extraction de données ont été utilisées pour l'analyse hydrologique, comme la télédétection. Bien que la largeur de la rivière puisse être déterminée à l'aide de ces techniques, la profondeur du canal reste incertaine (Alsdorf *et al.*, 2007; Sampson *et al.*, 2015). En outre, les tentatives d'obtenir des mesures de la profondeur des rivières à partir de la réflectance par satellite en utilisant des instruments optiques ou des techniques LiDAR bathymétriques sont souvent limitées à des eaux claires et peu profondes (Kinzel *et al.*, 2013; Legleiter, 2015; Legleiter *et al.*, 2009; Pan *et al.*, 2015).

Les techniques de télédétection ont également progressé ces dernières années, et permettent désormais de dériver la géométrie hydraulique. De même, il est possible de fournir des sections transversales synthétiques obtenues à partir d'images de télédétection basées sur des formes géométriques rectangulaires, trapézoïdales ou paraboliques (Biancamaria *et al.*, 2016; Moramarco *et al.*, 2019). Prochainement, dans le développement de l'acquisition de données hydrologiques à l'aide de la télédétection, la NASA prévoit de lancer la mission *Surface Water and Ocean Topography* (SWOT) (JetPropulsionLaboratory, 2007). Cette mission consiste en un engin spatial qui aura pour objectifs de : (i) mesurer la hauteur et la pente des masses d'eau douce ; (ii) calculer les variations de la pente des lacs, réservoirs et milieux humides ; et (iii) évaluer les variations de débit des rivières. Cette mission, dont le lancement est prévu en novembre 2022, semble prometteuse pour récupérer des informations significatives qui permettront de nombreuses applications à l'échelle mondiale, ainsi que pour remédier à la rareté des données et de fournir des informations hydrologiques fiables (Biancamaria *et al.*, 2010).

La section suivante contient une description des calculs de traitement des données topographiques utilisées dans la plupart des modèles de délimitation des surfaces inondables. Le système d'information géographique (SIG) PHYSITEL (Noël *et al.*, 2014; Rousseau *et al.*, 2011; Turcotte *et al.*, 2001), développé pour préparer les informations nécessaires au modèle hydrologique HYDROTEL (Bouda *et al.*, 2014; Bouda *et al.*, 2012; Fortin *et al.*, 2001; Turcotte *et al.*, 2007; Turcotte *et al.*, 2003), est décrit. Les caractéristiques de l'analyse de sensibilité utilisée pour faire l'identification de paramètres employés dans le calage sont ensuite présentées. Enfin, les informations décrivant l'influence des critères liés à la topographie et à la morphologie ainsi qu'à la délimitation des superficies inondables sont compilées.

2.3.2 PHYSITEL

Les SIG spécialisés sont développés pour faciliter et améliorer l'application des modèles hydrologiques. Les logiciels aident à déterminer les limites des bassins versants, à calculer la direction de l'écoulement et l'accumulation du ruissellement formant les rivières. Le SIG PHYSITEL a été initialement développé pour développer la base de données physiographiques (matrice d'écoulement de surface ; tronçons de rivière et versants et leurs pentes ; couverture des sols des versants) pour la modélisation hydrologique distribuée, en l'occurrence pour le modèle HYDROTEL. Dans ce mémoire, les calculs liés à l'analyse de terrain pour mettre en œuvre HAND dans les petits bassins versants seront effectués avec PHYSITEL.

Les résultats de cette recherche permettront d'améliorer le module HAND intégré à PHYSITEL, afin de poursuivre les tests sur d'autres bassins versants. Toutefois, PHYSITEL se distingue de la plupart des SIG par l'utilisation de l'algorithme D8-LTD Orlandini *et al.* (2003) pour le calcul des matrices d'écoulement, la mise à disposition d'outils d'édition pour modifier les matrices d'écoulement et corriger les réseaux de rivières et de lacs numérisés, ainsi que le calcul de la structure de drainage interne d'un bassin versant via un réseau hydrographique (Rousseau *et al.*, 2011). La Figure 6 introduit certains des calculs d'analyse de terrain effectués par PHYSITEL à partir d'une carte des réseaux de rivières et de lacs numérisés et du MNA.

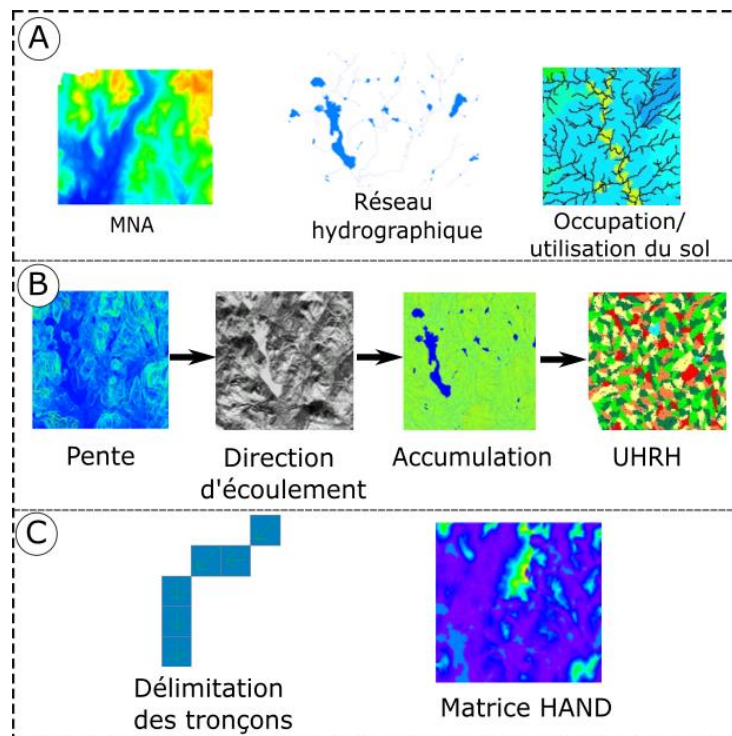


Figure 6 Série de calculs effectués par PHYSITEL : (A) cartes numérisées importées, (B) calculs effectués par PHYSITEL et (C) calculs additionnels pour le module HAND.

Pour mettre en œuvre un projet PHYSITEL, il est nécessaire de disposer : (i) d'un MNA, (ii) d'une version numérisée du réseau hydrographique, et (iii) de cartes du type et de couverture (i.e., occupation ou utilisation selon les cas) des sols. Avec ces informations, le SIG peut effectuer le calcul de la trame du réseau hydrologique, le calcul des pentes et de la matrice des directions d'écoulement selon l'algorithme D8-LTD proposé par Orlandini *et al.* (2003), de la matrice d'accumulation et la délimitation des versants communément appelés Unités Hydrologiques Relativement Homogènes (UHRH) (Rousseau *et al.*, 2011). Au fil des années, le logiciel a été amélioré en ajoutant différents modules tels que l'identification des milieux humides et la méthode HAND. Une récente modification à PHYSITEL a incorporé la bibliothèque GDAL pour la *Geographic Data Abstraction Library* ce qui permet d'effectuer les calculs spatiaux avec une version console de PHYSITEL, donc sans interface graphique et ainsi améliorer et optimiser le traitement des cartes à plus haute résolution.

Tel que mentionné à la section sur les courbes de tarage, et en général dans l'application de différents modèles pour représenter les plaines d'inondation, de nombreux calculs se distinguent par différentes incertitudes dues aux algorithmes utilisés ou à la source d'information. Les sections suivantes se concentrent sur l'analyse des incertitudes associées à l'utilisation de l'approche HAND.

2.4 Analyse globale de sensibilité

Pour la modélisation des événements de type inondation, la représentation de la topographie de la zone inondée détermine en grande partie l'exactitude des résultats obtenus. Des progrès importants ont été réalisés dans le domaine de la technologie d'élévation numérique de haute résolution au cours des dernières années, particulièrement celle du LiDAR (Leblanc *et al.*, 2016). Dans la modélisation de processus hydrologiques, il est de plus en plus fréquent que les analyses tiennent compte de l'incertitude des paramètres. Afin de mieux comprendre et d'identifier les sources d'incertitudes, des analyses de sensibilité sont couramment effectuées. Le but de ces analyses de sensibilité est de rechercher des approches numériques et théoriques pour quantifier la contribution des différentes sources d'incertitude à la variation des sorties du modèle (Pianosi *et al.*, 2016). Le Tableau 1 présente les incertitudes associées à la dérivation de CTS en conjonction avec le modèle HAND. L'analyse a été divisée entre les sources correspondant à la modélisation et à la collecte de données à la station de jaugeage.

Tableau 1 Analyse des sources des incertitudes projet HAND-CTS

PHYSITEL	Station jaugeage
<p>Liés aux paramètres du modèle</p> <ul style="list-style-type: none"> • Résolution spatiale du MNA • Longueur du tronçon • Coefficients de rugosité de Manning 	<ul style="list-style-type: none"> • Sur les observations du débit ou hauteur d'eau et leur validation. • Incertitudes liées à la nature : Variation spatio-temporelle des processus. • Prise de données (<i>i.e.</i>, débit, hauteur d'eau, caractéristiques du sol) manuelles
<ul style="list-style-type: none"> • Incertitudes sur l'état du bassin versant dans le temps 	

Afin de mieux comprendre la dynamique de l'incertitude, une analyse de sensibilité globale est appliquée dans cette étude. Cette analyse a été faite à partir d'une plage des limites supérieures et inférieures des paramètres d'entrée du modèle, notamment les coefficients de la rugosité de Manning et la longueur du tronçon. Ensuite, le cadre VARS a été appliqué afin de fournir une quantification de l'échelle de sensibilité à la perturbation dans chacun des paramètres d'entrée.

2.4.1 VARS

Les analyses de sensibilité globale (ASG) sont des approches permettant de caractériser la sensibilité d'une ou plusieurs réponses du modèle dans un espace paramétrique donné. Toutefois, la définition de la sensibilité est ambiguë dans la littérature. Il s'agit d'un concept qui n'est pas facile à standardiser. Bien que la pertinence de l'application d'une analyse de sensibilité préalablement au calage d'un modèle soit bien connue, la mise en œuvre systématique de ces techniques est encore limitée. Les principaux défis dans l'application des analyses de sensibilité sont liés à : (i) l'accord sur la définition de la sensibilité, et (ii) le coût de calcul élevé de la plupart des modèles dû au nombre de dimensions dépendant du problème ou aux calculs intensifs intrinsèques aux modèles.

L'analyse des variogrammes des surfaces de réponse (VARS, pour son sigle en anglais, *Variogram Analysis of Response Surfaces*) est un cadre de travail développé par Razavi *et al.* (2016a) qui permet les évaluations suivantes : (i) les sensibilités locales, (ii) la distribution globale des sensibilités locales, (iii) la distribution globale des réponses du modèle et (iv) l'organisation structurelle de la surface de réponse. Un variogramme représente la variation de la sensibilité dans une direction et une échelle donnée. Les variogrammes sont utilisés pour représenter la structure spatiale ou spatio-temporelle, et le taux de changement d'une variable dépendante à

travers un espace constitué par les paramètres du modèle. Ces variogrammes sont définis en termes de $\gamma(H)$ pour représenter la variance, où H détermine l'échelle dans l'espace paramétrique.

La Figure 7 illustre un exemple de l'application de VARS, avec la comparaison entre différents indicateurs pour mesurer la sensibilité de l'approche HAND et les différents variogrammes qui peuvent être associés à chaque paramètre. Les auteurs ont développé aussi un indicateur de performance basé sur les variogrammes appelé (IVARS, pour *Integrated Variogram Across a Range of Scales*). Cet indicateur peut fournir une mesure représentative de l'approche et de ses paramètres. Au-delà de la robustesse qu'il apporte dans les analyses de sensibilité, le cadre VARS permet également de comparer différentes approches des ASG, telles que : (i) Sobol, (ii) Morris et (iii) IVARS. Ces comparaisons permettent à l'utilisateur d'avoir différentes perspectives sur le comportement des surfaces de réponse.

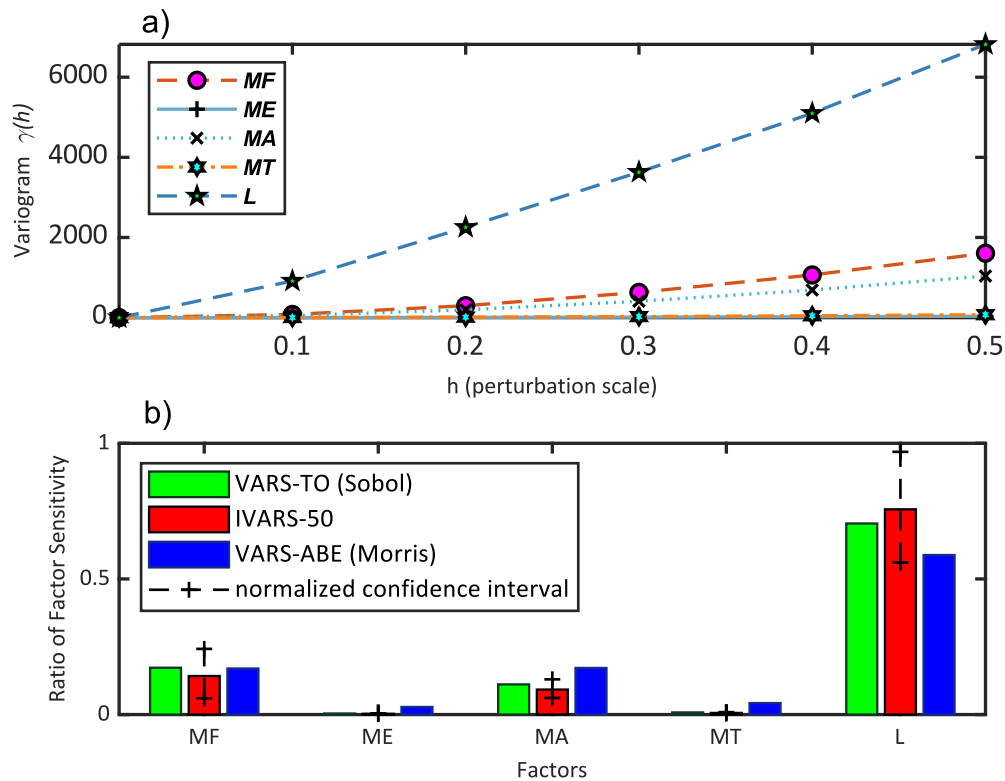


Figure 7 Exemple d'application de l'approche VARS. La figure (a) montre les variogrammes intégrés de la surface de réponse, la figure (b) fait référence aux comparaisons parmi différents indicateurs de sensibilité.

VARS offre l'avantage de pouvoir être mis en œuvre pour un large éventail de types de modèles, étant donné sa polyvalence. En outre, grâce à l'optimisation des calculs, il permet d'utiliser un grand nombre de facteurs de sensibilité sans représenter un coût de calcul trop important. Pour

les modèles hydrodynamiques, l'approche VARS s'avère être un outil très flexible pour analyser le comportement de différents paramètres. À la connaissance des auteurs, cette étude présente la première application de VARS pour évaluer la sensibilité des paramètres d'entrée de HAND-CTS, c'est-à-dire : (i) le coefficient de rugosité de Manning, (ii) la longueur du tronçon, et (iii) la résolution spatiale horizontale et verticale du MNA.

2.4.2 Coefficient de Manning

Le coefficient de rugosité est une valeur empirique utilisée dans la formule de Manning pour représenter la résistance à l'écoulement engendrée par les matériaux et la taille des substrats des berges et du lit de la rivière notamment. Sa valeur globale utilisée pour le calage des modèles intègre de nombreux facteurs tels que la densité de la végétation, l'irrégularité du lit de la rivière, la sinuosité des canaux et les différentes composantes du sol qui induisent une résistance à l'écoulement. Comme la couverture végétale n'est pas uniforme dans les plaines inondables des rivières, pour simplifier les calculs, il est courant d'utiliser une valeur moyenne du coefficient de Manning n . Cependant, il existe des méthodes telles que la procédure de Cowan (1956) et la procédure de Cowan modifiée (Arcement *et al.*, 1989) qui intègrent différents facteurs pour calculer la valeur n . La procédure de Cowan (Équation 13) inclut les obstructions, les irrégularités, la forme et la végétation du canal ; cependant, n y est considéré comme une valeur linéaire.

Équation 13

$$n = (n_b + n_1 + n_2 + n_3 + n_4)m$$

Où n_b est une valeur de base pour un canal droit et lisse, n_1 un facteur de correction pour les irrégularités de surface, n_2 un ajustement de valeur pour la forme du canal, n_3 un ajustement de valeur pour les obstructions, n_4 un ajustement de valeur pour la densité de la végétation, et m est une valeur de correction pour le degré de méandres dans le canal qui peut augmenter la valeur de n de 30% si le rapport de la longueur du canal à la longueur de la vallée est supérieur à 1.5 (Arcement *et al.*, 1989; Chow, 1965).

En contrepoint avec la procédure de Cowan, Einstein (1934) et Horton (1933) avaient, une vingtaine d'années auparavant, suggéré qu'une valeur composée du coefficient de Manning par des valeurs moyennes pondérées donnerait de meilleurs résultats dans le calcul du débit tel que présenté à l'Équation 14.

Équation 14

$$n_{eq} = \left[\frac{\sum_{i=1}^n P_i n_i^{\frac{2}{3}}}{P} \right]^{\frac{3}{2}}$$

Où n_{eq} est la valeur composée du coefficient Manning, P_i le périmètre mouillé de la subdivision i , n_i la valeur de n pour la subdivision i et P le périmètre mouillé du canal.

En plus, l'équation d'Einstein et Horton suppose que chaque sous-section a la même vitesse moyenne, égale à la vitesse moyenne de la section entière. Cette équation a déjà été utilisée dans plusieurs études qui modélisent des canaux ouverts en interaction avec différents types de végétation (Tang *et al.*, 2021). L'équation d'Horton et Einstein a été sélectionnée pour le calcul du coefficient de Manning, car elle a un caractère non linéaire et elle est facile à mettre en œuvre dans une plateforme de modélisation comme PHYSITEL. En outre, des efforts récents ont été faits pour mieux spécifier les coefficients de Manning en utilisant des cartes de couverture des sols à haute résolution comme dans l'étude menée par Kim *et al.* (2012). Ainsi que dans l'étude menée par Larsen *et al.* (2017), ces auteurs ont comparé deux modèles du coefficient de Manning évalués en fonction de la profondeur du canal, afin d'observer l'impact de cette variable sur la connectivité du système et sur le débit. Une autre méthode de sélection du coefficient de Manning consiste à fixer n le long du canal et de la plaine d'inondation, comme dans l'étude menée par Zheng *et al.* (2018). Cette étude, telle que présentée précédemment, correspond à la première application de HAND-CTS. En général, la sélection des coefficients de Manning pour les différents milieux d'écoulement est toujours effectuée selon les tableaux publiés par Chow (1965). Ces mêmes tableaux sont contenus dans le manuel d'utilisation du modèle hydraulique HEC-RAS v.5.0 (Brunner, 2016).

Plus récemment, différents auteurs ont porté leur attention sur l'inclusion d'une valeur de Manning composée dans l'approche HAND. C'est le cas de Chaudhuri *et al.* (2021), qui ont comparé sept méthodes de calcul de la valeur du coefficient de Manning ; c'est-à-dire celles de : Colebatch ; Cox ; Horton ; Krishnamurthy ; Lotter ; Pavlovskii ; et Yen. Cette comparaison a été faite afin d'analyser l'impact du calcul de cette valeur sur les cartes d'inondation produites avec HAND. Les auteurs ont constaté que la méthode qui offrait le meilleur taux de réussite critique (*Critical success index*) par rapport aux inondations historiques était celle de Krishnamurthy, qui consiste en une fonction logarithmique représentant la diminution de la vitesse en relation inversement proportionnelle à la profondeur. Une autre approche a également été proposée par Diehl *et al.*

(2021). Cette méthode a été évaluée dans un bassin versant de 2083 km². Dans leur étude, l'influence de l'incertitude sur le coefficient de Manning est comparable à l'incertitude provenant des informations sur le débit, représentant entre 20 et 40% de la variabilité des résultats de sortie du modèle.

Équation 15

$$n_c = \frac{\sum_1^N n_{occ} A_{occ}}{\sum_1^N A_{occ}}$$

Où N est le nombre de types de couverture du sol, n_{occ} est le n de Manning de chaque couverture du sol et A_{occ} est la zone inondée de chaque type de couverture du sol. Finalement, à la suite de la mise en œuvre de HAND, Scriven *et al.* (2021) ont testé deux méthodes. La première consistait en une valeur minimale et une valeur moyenne. Ces valeurs ont été choisies en fonction de la carte d'occupation des sols du bassin versant, alors que la comparaison entre la valeur minimale et la valeur moyenne a permis de déterminer le pire et le meilleur scénario. Leur deuxième méthode contient l'équation de Yen (2002) qui permet de pondérer la valeur de n en considérant les types de classes de sol, mais aussi de considérer les effets des forces de cisaillement dans chaque sous-site. Cependant, les auteurs ont constaté que la méthode de sélection du coefficient de Manning combinant une valeur minimale et moyenne, améliorerait les résultats de leur outil appelé CERC-HAND. Enfin, leurs résultats montrent également que les performances les plus faibles ont été constatées sur les plus longs tronçons de faibles pentes.

2.4.3 Longueur du tronçon

Pour dériver la géométrie hydraulique à partir de l'imagerie LiDAR ou satellite, la longueur du tronçon demeure d'une grande importance. Si le tronçon est trop long, il peut inclure des changements significatifs dans la morphologie et le débit. En revanche, si le tronçon est trop court, les variables mesurées ne représentent pas bien la dissipation d'énergie. Ainsi, dans l'étude menée par Bjerklie *et al.* (2005), il est montré que lors du calcul du débit à partir des photographies aériennes, la préférence doit être donnée aux tronçons où cette dissipation d'énergie est plus ou moins constante, ce qui est directement lié à la longueur et à la pente du canal.

En examinant les critères de sélection des sites pour les stations hydrométriques recommandés par l'USGS (*U.S Geological Survey*), on peut constater qu'ils répondent au même principe de maintenir une section où l'écoulement n'est pas perturbé. Ainsi, pour assurer la qualité des

enregistrements du débit ou de la hauteur d'eau, et obtenir une relation stable de ces variables, le site de jaugeage idéal répond aux critères suivants :

1. Un tronçon d'eau rectiligne suffisamment long (5 à 7 fois la largeur du canal) pour supporter un écoulement uniforme.
2. Le débit total est confiné dans un seul canal pour tous les niveaux d'eau.
3. Les berges sont permanentes, suffisamment hautes pour contenir les crues, et doivent être débroussaillées.

On peut trouver toutes ces recommandations et plus encore dans le manuel de Rantz (1982).

En général, la largeur du canal est prise comme référence pour sélectionner la longueur du tronçon. Leopold *et al.* (1964) et Leopold (1994) suggèrent que lors de la détermination de la géométrie du canal, le calcul devrait être moyenné sur au moins la longueur d'un méandre (typiquement 11 fois la largeur du canal) afin de refléter le régime de dissipation d'énergie. Ensuite, Rosgen (1994) suggère que la longueur devrait considérer deux longueurs de méandre pour fournir des valeurs plus significatives. Malgré les différentes positions, de multiples études montrent le potentiel du calcul du débit à partir de l'imagerie satellite et du LiDAR dans les bassins versants non jaugeés. De même, bien que l'utilisation de la formule de Manning pour calculer le débit puisse ajouter de l'incertitude, celle-ci peut être réduite en améliorant la résolution spatiale, comme suggéré par Bjerklie *et al.* (2018).

Concernant les applications HAND, l'impact de la longueur du tronçon est une variable que les auteurs n'ont pas évaluée directement, mais qui a été discutée comme un paramètre qui pourrait être calé pour améliorer la qualité des résultats. Scriven *et al.* (2021) a comparé des courbes de tarage jaugeées avec des CTS sur cinq rivières différentes. Dans leurs résultats, la rivière Richelieu (avec une longueur de plus de 5 km) ; en plus le tronçon de rivière le plus long dans l'étude, a donné les résultats les moins satisfaisants. De même, la rivière ayant la plus faible pente n'a pas donné de bons résultats lors de l'application de l'approche HAND. Il est important de mentionner qu'aucun tronçon inférieur à 1.2 km n'a été évalué dans leur étude. Cependant, les auteurs soulignent l'impact de la longueur des tronçons sur les CTS.

Enfin, dans leurs articles, Garousi-Nejad *et al.* (2019), Scriven *et al.* (2021) et Zheng *et al.* (2018) suggèrent que la segmentation des tronçons de rivière pourrait améliorer les performances de l'approche HAND et encouragent les autres auteurs à la tester. Les améliorations de PHYSITEL pour mettre en œuvre HAND incluent donc la segmentation des tronçons en fonction de leur largeur.

2.5 Régimes d'écoulement, indicateurs hydrauliques et critères topomorphologiques

Une rivière est un système à la recherche constante d'un équilibre entre flux liquide et solide. Tout changement apporté aux processus morphodynamiques et sédimentaires influencent le risque d'inondation. Lane *et al.* (2007); Neuhold *et al.* (2009); Oliver *et al.* (2018) et Pender *et al.* (2016) ont d'ailleurs souligné le besoin pour un système de modélisation complet et efficace de décrire la variabilité et la dynamique des interrelations entre les composantes de la rivière, des berges et des plaines d'inondation. Grant (1997) et Hauer *et al.* (2009) ont ainsi proposé d'utiliser des indicateurs hydrauliques tels que la force du courant, la contrainte de cisaillement du fond et le nombre de Froude pour fournir une description de la dynamique de l'écoulement.

2.5.1 Écoulement à surface libre et indicateurs hydrauliques

Le type d'écoulement peut être défini suivant la variabilité des caractéristiques hydrauliques tels que la hauteur d'eau (ou profondeur) et la vitesse en fonction du temps et de l'espace (Vazquez, 2006). On parlera d'écoulement permanent si la vitesse et la hauteur sont invariables dans le temps en grandeur et en direction, non-permanent sinon. Le mouvement est qualifié d'uniforme (non-uniforme) si ces mêmes caractéristiques restent invariables (variables) d'une section à l'autre de la rivière. Dans ce cas, le fond, la ligne d'énergie et la surface de l'eau sont donc parallèles.

Un autre type de classification s'établit selon les forces gouvernant l'écoulement. Si les forces visqueuses prédominent par rapport aux forces inertielles, l'écoulement est dit laminaire (nombre de Reynolds, $Re < 500$). En règle générale cependant, un écoulement sera turbulent. Selon que les forces inertielles ou gravitationnelles dominent, on parlera respectivement d'écoulement torrentiel (super-critique) ou fluvial (sous-critique). Le premier est caractérisé par un nombre de Froude supérieur à 1, par des vitesses élevées, une pente forte et de faibles hauteurs d'eau. Le second est caractérisé par un nombre de Froude inférieur à 1, des vitesses faibles et une hauteur plus grande. Le nombre de Froude est une valeur sans dimension décrite par l'Équation 16.

Équation 16

$$Fr = \frac{v}{\sqrt{gD_h}}$$

Où v correspond à la vitesse [m/s], g à l'accélération gravitationnelle [m/s²], D_h , la profondeur hydraulique [m]. Dans le contexte d'une géométrie équivalente du chenal d'écoulement (*i.e.*

approche HAND-CTS), cette profondeur correspond au quotient de l'aire de la section transversale $A(y)$ [m^2] par la largeur du canal $W(y)$ [m], selon une profondeur d'eau moyenne y .

L'application de l'approche HAND-CTS implique l'utilisation de courbes de tarages qui décrivent la relation hauteur-débit sur des tronçons de rivière homogènes. Or selon la formule semi-empirique de Chézy (Équation 17), qui met en relation la vitesse moyenne de l'écoulement, le rayon hydraulique et les pertes de charge par unité de longueur, le couple hauteur-débit (ou rayon hydraulique-vitesse) ne dispose pas d'une relation univoque. En effet, à une hauteur donnée peut correspondre deux vitesses d'écoulement, celle du régime turbulent fluvial et turbulent torrentiel. Il est donc important de s'assurer que pour un tronçon de rivière donné, le régime d'écoulement soit invariant, c'est-à-dire que le nombre de Froude soit inférieur à 1 (supérieur à 1) pour tout débit transitant par ce tronçon. Le respect de cette condition et sa vérification dans l'application de l'approche HAND permettra de limiter les incertitudes liées à l'utilisation des courbes de tarage.

Équation 17

$$v = C\sqrt{R.J}$$

Où v correspond à la vitesse moyenne de l'écoulement dans le tronçon [m/s], C au coefficient de résistance selon Chézy [$m^{1/2}/s$], R au rayon hydraulique [m], et J la pente de la ligne d'énergie [m/m]

Il existe de nombreuses relations pour calculer le coefficient de Chézy. En rivière, en régime complètement turbulent (il existe un régime turbulent lisse, de transition et complètement turbulent), les formules de Bazin et Manning-Strickler font partie des plus connues. Dans le monde francophone, et même particulièrement en France, la formule de Bazin est décrite par l'Équation 18.

Équation 18

$$C = \frac{87}{1 + \frac{m}{\sqrt{R}}}$$

Où C correspond au coefficient de Chézy selon Bazin [$m^{1/2}/s$], m à un coefficient de rugosité qui dépend de la nature de la paroi [$m^{1/2}$] et R au rayon hydraulique [m]. On notera que l'unité de 87 est [$m^{1/2}/s$].

Plus couramment, la formule de Manning-Strickler décrite par l'Équation 19 est considérée comme une bonne approximation de la réalité.

Équation 19

$$C = 1/n R^{\frac{1}{6}}$$

Où C correspond au coefficient de Chézy selon Manning-Strickler [$m^{1/2}/s$], n au coefficient de Manning [$s/m^{1/3}$], et R au rayon hydraulique [m].

L'équation de Manning (Équation 12) dérivée de l'application de l'Équation 19 suppose que la force de gravité dans la direction de l'écoulement est compensée par les forces de frottement (fond, ligne d'énergie et surface de l'eau parallèles). C'est le cas en écoulement uniforme à débit constant en régime turbulent ainsi qu'en écoulement graduellement varié (non-uniforme). Sous ces dernières conditions, il est donc possible de supposer que la pression soit hydrostatique et que la vitesse moyenne sur un tronçon homogène de rivière caractérise bien l'écoulement. Toutefois, les écoulements rapidement variés ne vérifient plus ces hypothèses et mettent en jeu des phénomènes d'onde qui rendent l'équation de Manning inapplicable. En règle générale, on considère qu'une pente de plus de 10° amène à violer l'hypothèse de parallélisme du fond et de la surface de l'eau (Chow *et al.*, 1988; Mays, 2005). Ainsi par conservatisme et pour respecter les conclusions de Godbout *et al.* (2019) quant aux pentes extrêmes, on exclura les pentes du réseau hydrographiques excédant 10% de l'application de l'approche HAND (une pente de 10% correspond à un angle de 5.7°).

2.5.2 Indicateurs topographiques

Grâce à l'accès aux informations topographiques à haute résolution, il est possible d'effectuer une caractérisation détaillée des indices morphologiques qui permettent de délimiter les plaines inondables.

Les études menées par De Risi *et al.* (2014); Degiorgis *et al.* (2012); Jalayer *et al.* (2014); Manfreda *et al.* (2011); Manfreda *et al.* (2014); Papaioannou *et al.* (2015) ont montré que, grâce à des méthodes simplifiées basées sur les caractéristiques morphologiques, il est possible de délimiter les zones inondables, normalement pour des périodes de récurrence de 100 ans ou plus. Bien que les résultats fournissent une première approximation, ces informations sont utiles pour la planification des analyses numériques, ainsi que pour les compagnies d'assurance et les autres personnes ou entités impliquées dans la gestion des risques d'inondation. Une autre application de la caractérisation topomorphologique à l'aide de MNA a été réalisée par Manfreda *et al.* (2015). Ce travail présente une méthodologie pour la production de cartes d'exposition aux inondations. Dans les variables qu'ils ont étudiées figurent :

- La zone de contribution en amont, A_s (m^2)
- La courbure de la surface, $\nabla^2 H$ (-), définie comme le Laplacien de l'élévation
- La pente locale, S (-)
- La distance au cours d'eau le plus proche, D (m)
- L'altitude du cours d'eau le plus proche, H (m)

En outre, il existe certains indices composés à partir des valeurs ci-dessus, tels que l'indice topographique TWI (Equation 20), introduit par Kirkby (1975).

Equation 20

$$TWI = \ln\left(\frac{a}{\tan(\beta)}\right)$$

Où a est la surface drainée par unité de longueur de contour, $\tan(\beta)$ représente la pente locale.

Alors que la plupart des études sur l'application de ces indices pour la délimitation des zones inondables ont été réalisées dans des bassins versants ruraux, il y a eu peu d'applications dans les bassins versants urbains. Cependant, dans l'étude menée par Kelleher *et al.* (2020), l'indice topographique TWI a été appliqué pour la délimitation des zones inondables urbaines à Baltimore et à New York aux États-Unis. L'étude a montré que grâce aux MNA à haute résolution et à l'application d'indices topographiques, des résultats satisfaisants ont pu être obtenus dans les deux bassins lors de la comparaison avec des valeurs rapportées pour les inondations.

Avec la caractérisation du nombre de Froude et de la pente moyenne des tronçons, qui permettent un encadrement des incertitudes associées à la mise en place de l'approche HAND-CTS, les indices topographiques peuvent être utilisés en complément pour l'identification des zones inondables.

2.6 Synthèse

L'analyse de la littérature montre qu'il existe une tendance à simplifier les modèles qui fournissent des informations utiles pour la gestion des inondations, comme dans le cas de l'approche HAND-CTS. Cependant, les modèles hydrodynamiques classiques sont toujours utilisés comme source de validation. De plus, cette revue a mis l'accent sur le besoin de bien quantifier les sources d'incertitude et de faire des analyses de sensibilité pour bien cadrer l'approche HAND-CTS sur de petits bassins versants. C'est dans ce contexte que nous avons défini ce projet de recherche et proposé une méthodologie qui considère les sources d'erreur associées à l'application de l'approche HAND-CTS. Ainsi, le prochain chapitre de ce mémoire contient un article scientifique

(Section 4) qui détaille la méthodologie proposée pour générer des cartes d'inondation de première instance pour de petits bassins versants et ce à partir d'un MNA seulement.

3 BIBLIOGRAPHIE

- Aerts JP, Uhlemann-Elmer S, Eilander D, Ward PJ (2020) Comparison of estimates of global flood models for flood hazard and exposed gross domestic product: a China case study. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 20(12):3245-3260.
- Afshari S, Tavakoly AA, Rajib MA, Zheng X, Follum ML, Omranian E, Fekete BM (2018) Comparison of new generation low-complexity flood inundation mapping tools with a hydrodynamic model. *Journal of Hydrology* 556:539-556.
- Alsdorf DE, Rodríguez E, Lettenmaier DP (2007) Measuring surface water from space. *Reviews of Geophysics* 45(2).
- Andreadis KM, Schumann GJ-P, Pavelsky T (2013) A simple global river bankfull width and depth database. *Water Resources Research* 49:7164-7168.
- Arcement GJ, Schneider VR (1989) *Guide for selecting Manning's roughness coefficients for natural channels and flood plains*. 8-28 p
- Awadallah MOM, Juárez A, Alfredsen K (2022) Comparison between Topographic and Bathymetric LiDAR Terrain Models in Flood Inundation Estimations. *Remote Sensing* 14(1):227.
- Bates PD (2012) Integrating remote sensing data with flood inundation models: how far have we got? *Hydrological Processes* 26:2515-2521.
- Bates PD, De Roo APJ (2000) A simple raster-based model for flood inundation simulation. *Journal of Hydrology* 236:54-77.
- Bégin N (2018) Géo-inondations : une application Web conçue pour les citoyens. (Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques).
- Bernhofen MV, Whyman C, Trigg MA, Sleigh PA, Smith AM, Sampson CC, Yamazaki D, Ward PJ, Rudari R, Pappenberger F (2018) A first collective validation of global fluvial flood models for major floods in Nigeria and Mozambique. *Environmental Research Letters* 13(10):104007.
- Bhuyian MNM, Kalyanapu A (2018) Accounting digital elevation uncertainty for flood consequence assessment. *Journal of Flood Risk Management* 11(S2):S1051-S1062.
- Biancamaria S, Andreadis KM, Durand M, Clark EA, Rodriguez E, Mognard NM, Alsdorf DE, Lettenmaier DP, Oudin Y (2010) Preliminary Characterization of SWOT Hydrology Error Budget and Global Capabilities. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing* 3:6-19.
- Biancamaria S, Lettenmaier DP, Pavelsky TM (2016) The SWOT Mission and its capabilities for land hydrology. *Surveys in Geophysics* 37(2):307-337.
- Bjerklie DM, Birkett CM, Jones JW, Carabajal C, Rover JA, Fulton JW, Garambois P-A (2018) Satellite remote sensing estimation of river discharge: Application to the Yukon River Alaska. *Journal of Hydrology* 561:1000-1018.
- Bjerklie DM, Moller D, Smith LC, Dingman SL (2005) Estimating discharge in rivers using remotely sensed hydraulic information. *Journal of Hydrology* 309(1):191-209.
- Bouda M, Rousseau AN, Gumiere SJ, Gagnon P, Konan B, Moussa R (2014) Implementation of an automatic calibration procedure for HYDROTEL based on prior OAT sensitivity and complementary identifiability analysis. *Hydrological Processes* 28(12):3947-3961.
- Bouda M, Rousseau AN, Konan B, Gagnon P, Gumiere SJ (2012) Bayesian uncertainty analysis of the distributed hydrological model HYDROTEL. *Journal of Hydrologic Engineering* 17(9):1021-1032.
- Brunner GWE-H (2016) *HEC-RAS River Analysis System User's Manual*. US Army Corps of Engineers Institute for Water Resources. 960 p

- Buttle JM, Allen DM, Caissie D, Davison B, Hayashi M, Peters DL, Pomeroy JW, Simonovic S, St-Hilaire A, Whitfield PH (2016) Flood processes in Canada: Regional and special aspects. *Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques* 41(1-2):7-30.
- Chaudhuri C, Gray A, Robertson C (2021) InundatEd-v1.0: a height above nearest drainage (HAND)-based flood risk modeling system using a discrete global grid system. *Geoscientific Model Development* 14(6):3295-3315.
- Chow VT (1965) *Handbook of applied hydrology*. McGraw-Hill, New York. 82-83 p
- Chow VT, Maidment DR, Mays LW (1988) *Applied Hydrology*. McGraw-Hill Company New York, NY. 294 p
- Cowan WL (1956) Estimating hydraulic roughness coefficients. *Agricultural Engineering* 37(7):473-475.
- De Moel Hd, Van Alphen J, Aerts J (2009) Flood maps in Europe—methods, availability and use. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 9(2):289-301.
- De Risi R, Jalayer F, De Paola F, Giugni M (2014) Probabilistic delineation of flood-prone areas based on a digital elevation model and the extent of historical flooding: the case of Ouagadougou. *Boletín Geológico Minero* 125(3):329-340.
- Degiorgis M, Gnecco G, Gorni S, Roth G, Sanguineti M, Taramasso AC (2012) Classifiers for the detection of flood-prone areas using remote sensed elevation data. *Journal of Hydrology* 470:302-315.
- Diehl RM, Gourevitch JD, Drago S, Wemple BC (2021) Improving flood hazard datasets using a low-complexity, probabilistic floodplain mapping approach. *Plos one* 16(3):e0248683.
- Dottori F, Szewczyk W, Ciscar J-C, Zhao F, Alfieri L, Hirabayashi Y, Bianchi A, Mongelli I, Frieler K, Betts RA, Feyen L (2018) Increased human and economic losses from river flooding with anthropogenic warming. *Nature Climate Change* 8(9):781-786.
- Dowman I (2004) Integration of LiDAR and IFSAR for mapping. *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing* 35:90-100.
- Einstein HA (1934) The hydraulic cross section radius. *Schweizerische Bauzeitung* 103(8):89-91.
- FEMA (2015) *Policy for Use of Hydrologic Engineering Center-River Analysis System in the National Flood Insurance Program*. <https://www.fema.gov/flood-insurance>
- Fenton JD, Keller RJ (2001) *The calculation of streamflow from measurements of stage*. Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology. 5-13 p
- Ferguson RI (1986) Hydraulics and hydraulic geometry. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* 10(1):1-31.
- Fortin J-P, Turcotte R, Massicotte S, Moussa R, Fitzback J, Villeneuve J-P (2001) Distributed watershed model compatible with remote sensing and GIS data. I: Description of model. *Journal of Hydrologic Engineering* 6(2):91-99.
- García-Pintado J, Mason DC, Dance SL, Cloke HL, Neal JC, Freer J, Bates PD (2015) Satellite-supported flood forecasting in river networks: A real case study. *Journal of Hydrology* 523:706-724.
- Garousi-Nejad I, Tarboton DG, Aboutalebi M, Torres-Rua AF (2019) Terrain Analysis Enhancements to the Height Above Nearest Drainage Flood Inundation Mapping Method. *Water Resources Research* 55:7983-8009.
- Gleason CJ, Smith LC, Lee J (2014) Retrieval of river discharge solely from satellite imagery and at-many-stations hydraulic geometry: Sensitivity to river form and optimization parameters. *Water Resources Research* 50(12):9604-9619.
- Godbout L, Zheng JY, Dey S, Eyelade D, Maidment D, Passalacqua P (2019) Error Assessment for Height Above the Nearest Drainage Inundation Mapping. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 55:952-963.

- Grant GE (1997) Critical flow constrains flow hydraulics in mobile-bed streams: A new hypothesis. *Water Resources Research* 33(2):349-358.
- Gusyev M, Gädeke A, Cullmann J, Magome J, Sugiura A, Sawano H, Takeuchi K (2016) Connecting global- and local-scale flood risk assessment: a case study of the Rhine River basin flood hazard. *Journal of Flood Risk Management* 9(4):343-354.
- Hauer C, Habersack H (2009) Morphodynamics of a 1000-year flood in the Kamp River, Austria, and impacts on floodplain morphology. *Earth Surface Processes and Landforms* 34(5):654-682.
- Henderson FM (1966) *Open Channel Flow* Macmillan, New York, NY. 515 p
- Herschey R (1999) *Hydrometry: principles and practice*, 2nd Edn. ed. (John Wiley and Sons, New York, NY), p 376.
- Hilldale RC, Raff D (2008) Assessing the ability of airborne LiDAR to map river bathymetry. *Earth Surface Processes and Landforms* 33(5):773-783.
- Hoch JM, Neal JC, Baart F, Van Beek R, Winsemius HC, Bates PD, Bierkens MF (2017) GLOFRIM v1. 0—A globally applicable computational framework for integrated hydrological–hydrodynamic modelling. *Geoscientific Model Development* 10(10):3913-3929.
- Hodgson ME, Jensen JR, Schmidt L, Schill S, Davis B (2003) An evaluation of LIDAR- and IFSAR-derived digital elevation models in leaf-on conditions with USGS Level 1 and Level 2 DEMs. *Remote Sensing of Environment* 84(2):295-308.
- Horton RE (1933) Separate roughness coefficients for channel bottom and sides. *Engineering News-Record* 111(22):652-653.
- IBC (2020) Investing in Canada's future: The cost of Climate adaptation at the local level. p 1-60.
- ICLR (2020) *Gros plan sur la cartographie des inondations au Canada*. 17 p
- IPCC, Masson-Delmotte V, P. Zhai, A. Pirani, S.L., Connors CP, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R., Matthews TKM, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.) (2021) *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press. 1767-1775 p
- Jafarzadegan K, Merwade V (2019) Probabilistic floodplain mapping using HAND-based statistical approach. *Geomorphology* 324:48-61.
- Jafarzadegan K, Merwade V, Saksena S (2018) A geomorphic approach to 100-year floodplain mapping for the Conterminous United States. *Journal of Hydrology* 561:43-58.
- Jakob M, Church M (2011) The trouble with floods. *Canadian Water Resources Journal* 36:287-292.
- Jalayer F, De Risi R, De Paola F, Giugni M, Manfredi G, Gasparini P, Topa ME, Yonas N, Yeshitela K, Nebebe A (2014) Probabilistic GIS-based method for delineation of urban flooding risk hotspots. *Natural Hazards* 73(2):975-1001.
- JetPropulsionLaboratory (2007) *SWOT Surface Water and Ocean Topography*. California Institute of Technology, <https://swot.jpl.nasa.gov/mission/overview/>
- Johnson JM, Munasinghe D, Eyelade D, Cohen S (2019) An integrated evaluation of the National Water Model (NWM)—Height Above Nearest Drainage (HAND) flood mapping methodology. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 19(11):2405-2420.
- Kelleher C, McPhillips L (2020) Exploring the application of topographic indices in urban areas as indicators of pluvial flooding locations. *Hydrological Processes* 34(3):780-794.
- Kim J, Ivanov VY, Katopodes ND (2012) Hydraulic resistance to overland flow on surfaces with partially submerged vegetation. *Water Resources Research* 48(10):W10540.
- Kim MH, Morlock SE, Arihood LD, Kiesler JL (2011) *Observed and Forecast Flood-Inundation Mapping Application: A Pilot Study of an Eleven-Mile Reach of the White River*,

- Indianapolis, Indiana*. U.S. Geological Survey Scientific Investigations, Indianapolis, Indiana. 63 p
- Kinzel PJ, Legleiter CJ, Nelson JM (2013) Mapping River Bathymetry With a Small Footprint Green LiDAR: Applications and Challenges1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 49(1):183-204.
- Kirkby M (1975) Hydrograph modelling strategies. *Peel R, Chisholm M, Haggert P, Processes in Physical and Human Geography, Heineman* :69–90.
- Lane S, Tayefi V, Reid S, Yu D, Hardy R (2007) Interactions between sediment delivery, channel change, climate change and flood risk in a temperate upland environment. *Earth Surface Processes and Landforms: The Journal of the British Geomorphological Research Group* 32(3):429-446.
- Larsen LG, Ma J, Kaplan D (2017) How important is connectivity for surface water fluxes? A generalized expression for flow through heterogeneous landscapes. *Geophysical Research Letters* 44(20):10,349-310,358.
- Lavoie A, Francoeur J (2011) *Mise à jour des cotes de crues, Rivière Saint-Charles – Secteur amont*. CENTRE D'EXPERTISE HYDRIQUE DU QUÉBEC, Ville de Québec. 14 p
- Leblanc T, Sica RJ, Van Gijsel JAE, Godin-Beekmann S, Haefele A, Trickl T, Payen G, Gabarrot F (2016) Proposed standardized definitions for vertical resolution and uncertainty in the NDACC lidar ozone and temperature algorithms-Part 1: Vertical resolution. *Atmospheric Measurement Techniques* 9:4029-4049.
- Legleiter CJ (2015) Calibrating remotely sensed river bathymetry in the absence of field measurements: Flow RESistance Equation-Based Imaging of River Depths (FREEBIRD). *Water Resources Research* 51(4):2865-2884.
- Legleiter CJ, Roberts DA, Lawrence RL (2009) Spectrally based remote sensing of river bathymetry. *Earth Surface Processes and Landforms* 34(8):1039-1059.
- Leopold LB (1994) *A View of the River*. Harvard University Press, Cambridge. 298 p
- Leopold LB, Maddock TJ (1953) *The Hydraulic Geometry of Stream Channels and Some Physiographic Implications*. Washington, D.C. 3-25 p
- Leopold LB, Wolman MG, Miller JP (1964) *Fluvial Processes in Geomorphology*. W.H. Freeman and Co., San Francisco, CA. 544 p
- Liu YY, Maidment DR, Tarboton DG, Zheng X, Wang S (2018) A CyberGIS Integration and Computation Framework for High-Resolution Continental-Scale Flood Inundation Mapping. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 54(4):770-784.
- Mahmoody Vanolya N, Jelokhani-Niaraki M (2021) The use of subjective–objective weights in GIS-based multi-criteria decision analysis for flood hazard assessment: a case study in Mazandaran, Iran. *GeoJournal* 86(1):379-398.
- Maidment DR (2017) Conceptual Framework for the National Flood Interoperability Experiment. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 53(2):245-257.
- Maidment DR, Rajib A, Lin P, Clark EP (2016) *National Water Center Innovators Program Summer Institute Report* Consortium of Universities for the Advancement of Hydrologic Science, Inc. 122 p
- Manfreda S, Di Leo M, Sole A (2011) Detection of flood-prone areas using digital elevation models. *Journal of Hydrologic Engineering* 16(10):781-790.
- Manfreda S, Nardi F, Samela C, Grimaldi S, Taramasso AC, Roth G, Sole A (2014) Investigation on the use of geomorphic approaches for the delineation of flood prone areas. *Journal of Hydrology* 517:863-876.
- Manfreda S, Samela C, Gioia A, Consoli GG, Iacobellis V, Giuzio L, Cantisani A, Sole A (2015) Flood-prone areas assessment using linear binary classifiers based on flood maps obtained from 1D and 2D hydraulic models. *Natural Hazards* 79(2):735-754.
- Mays LW (2005) *Water Resources Engineering* John Wiley & Sons Hoboken, NJ. 842 p

- McClellan F, Dawson R, Kilsby C (2020) Implications of Using Global Digital Elevation Models for Flood Risk Analysis in Cities. *Water Resources Research* 56(10):e2020WR028241.
- McGrath H, Bourgon J-F, Proulx-Bourque J-S, Nastev M, Abo El Ezz A (2018) A comparison of simplified conceptual models for rapid web-based flood inundation mapping. *Natural Hazards* 93(2):905-920.
- Merwade V, Cook A, Coonrod J (2008) GIS techniques for creating river terrain models for hydrodynamic modeling and flood inundation mapping. *Environmental Modelling & Software* 23(10-11):1300-1311.
- Moramarco T, Barbetta S, Bjerklie DM, Fulton JW, Tarpanelli A (2019) River Bathymetry Estimate and Discharge Assessment from Remote Sensing. *Water Resources Research* 55(8):6692-6711.
- Mortsch L, Cohen S, Koshida G (2015) Climate and water availability indicators in Canada: Challenges and a way forward. Part II – Historic trends. *Canadian Water Resources Journal / Revue canadienne des ressources hydriques* 40(2):146-159.
- Muhadi NA, Abdullah AF, Bejo SK, Mahadi MR, Mijic A (2020) The Use of LiDAR-Derived DEM in Flood Applications: A Review. *Remote Sensing* 12:2308.
- Mukherjee F, Singh D (2020) Detecting flood prone areas in Harris County: a GIS based analysis. *GeoJournal* 85(3):647-663.
- Musser JW, Dyar TR (2007) *Two-dimensional floodinundation model of the Flint River* US Geological Survey, Albany, GA. 49 p
- Muthusamy M, Casado MR, Butler D, Leinster P (2021) Understanding the effects of Digital Elevation Model resolution in urban fluvial flood modelling. *Journal of Hydrology* 596:126088.
- Nardi F, Vivoni ER, Grimaldi S (2006) Investigating a floodplain scaling relation using a hydrogeomorphic delineation method. *Water Resources Research* 42(9):3-15.
- Neuhold C, Stanzel P, Nachtnebel H (2009) Incorporating river morphological changes to flood risk assessment: uncertainties, methodology and application. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 9(3):789-799.
- Noël P, Rousseau AN, Paniconi C, Nadeau DF (2014) Algorithm for Delineating and Extracting Hillslopes and Hillslope Width Functions from Gridded Elevation Data. *Journal of Hydrologic Engineering* 19: 8865–8901.
- NRC (2021) *High-Resolution Digital Elevation Model (HRDEM) generated from LiDAR – New data available!* Natural Resources Canada, <https://www.nrcan.gc.ca/science-and-data/science-and-research/earth-sciences/geography/topographic-information/whats-new/high-resolution-digital-elevation-model-hrdem-generated-from-lidar-new-data-available/23005>
- Oliver J, Qin XS, Larsen O, Meadows M, Fielding M (2018) Probabilistic flood risk analysis considering morphological dynamics and dike failure. *Natural Hazards* 91(1):287-307.
- Orlandini S, Moretti G, Franchini M, Aldighieri B, Testa B (2003) Path-based methods for the determination of nondispersive drainage directions in grid-based digital elevation models. *Water Resources Research* 39:6.
- Pan Z, Glennie C, Legleiter C, Overstreet B (2015) Estimation of Water Depths and Turbidity From Hyperspectral Imagery Using Support Vector Regression. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters* 12(10):2165-2169.
- Papaioannou G, Vasiliades L, Loukas A (2015) Multi-criteria analysis framework for potential flood prone areas mapping. *Water Resources Management* 29(2):399-418.
- Pechlivanidis I, Jackson B, McIntyre N, Wheeler H (2011) Catchment scale hydrological modelling: a review of model types, calibration approaches and uncertainty analysis methods in the context of recent developments in technology and applications. *Global NEST Journal* 13(3):193-214.

- Pender D, Patidar S, Hassan K, Haynes H (2016) Method for incorporating morphological sensitivity into flood inundation modeling. *Journal of Hydraulic Engineering* 142(6):04016008.
- Phillips D (2018) Canada's Top Ten Weather Stories 2017. in *CMOS Bulletin Canadian Meteorological and Oceanographic Society*.
- Pianosi F, Wagener T (2016) Understanding the time-varying importance of different uncertainty sources in hydrological modelling using global sensitivity analysis. *Hydrological Processes* 30:3991-4003.
- Podhoranyi M, Fedorcak D (2015) Inaccuracy introduced by LiDAR-generated cross sections and its impact on 1D hydrodynamic simulations. *Environmental Earth Sciences* 73(1):1-11.
- PublicSafetyCanada (2019) *Federal Flood Mapping Guidelines Series*.
<https://www.publicsafety.gc.ca/cnt/mrgnc-mngmnt/dsstr-prvntn-mtgtn/ndmp/fldpn-mppng-en.aspx%3e2019s>
- Rajib A, Liu Z, Merwade V, Tavakoly AA, Follum ML (2020) Towards a large-scale locally relevant flood inundation modeling framework using SWAT and LISFLOOD-FP. *Journal of Hydrology* 581:124406.
- Rantz SE (1982) *Measurement and computation of streamflow: Measurement of stage and discharge*. United States Geological Survey, Washington D.C. 373 p
- Razavi S, Gupta HV (2016a) A new framework for comprehensive, robust, and efficient global sensitivity analysis: 1. Theory. *Water Resources Research* 52(1):423-439.
- Rebolho C, Andréassian V, Le Moine N (2018) Inundation mapping based on reach-scale effective geometry. *Hydrology and Earth System Sciences* 22:5967-5985.
- Rennó CD, Nobre AD, Cuartas LA, Soares JV, Hodnett MG, Tomasella J, Waterloo MJ (2008) HAND, a new terrain descriptor using SRTM-DEM: Mapping terra-firme rainforest environments in Amazonia. *Remote Sensing of Environment* 112(9):3469-3481.
- RNC (2019) *Procédures hydrologiques et hydrauliques fédérales pour la délimitation des zones inondables*. Ressources naturelles Canada : Sécurité publique Canada, 2019., Ottawa. 90 p
- Rosgen DL (1994) A classification of natural rivers. *Catena* 22(3):169-199.
- Rousseau AN, Fortin J-P, Turcotte R, Royer A, Savary S, Quévy F, Noël P, Paniconi C (2011) PHYSITEL, a specialized GIS for supporting the implementation of distributed hydrological models. *Water News* :18-20.
https://www.researchgate.net/publication/306940102_PHYSITEL_a_specialized_GIS_for_supporting_the_implementation_of_distributed_hydrological_models
- Rummukainen M (2010) State-of-the-art with regional climate models. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change* 1(1):82-96.
- Samela C, Troy TJ, Manfreda S (2017) Geomorphic classifiers for flood-prone areas delineation for data-scarce environments. *Advances in Water Resources* 102:13-28.
- Sampson CC, Smith AM, Bates PD, Neal JC, Alfieri L, Freer JE (2015) A high-resolution global flood hazard model. *Water Resources Research* 51(9):7358-7381.
- Sangwan N, Merwade V (2015) A Faster and Economical Approach to Floodplain Mapping Using Soil Information. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 51(5):1286-1304.
- Scriven BWG, McGrath H, Stefanakis E (2021) GIS derived synthetic rating curves and HAND model to support on-the-fly flood mapping. *Natural Hazards* 109(2):1629-1653.
- Tang X, Rahimi H, Guan Y, Wang Y (2021) Hydraulic characteristics of open-channel flow with partially-placed double layer rigid vegetation. *Environmental Fluid Mechanics* 21(2):317-342.

- Tayefi V, Lane SN, Hardy RJ, Yu D (2007) A comparison of one- and two-dimensional approaches to modelling flood inundation over complex upland floodplains. *Hydrological Processes* 21:3190-3202.
- Turcotte R, Fortin JP, Rousseau AN, Massicotte S, Villeneuve JP (2001) Determination of the drainage structure of a watershed using a digital elevation model and a digital river and lake network. *Journal of Hydrology* 240(3):225-242.
- Turcotte R, Fortin L-G, Fortin V, Fortin J-P, Villeneuve J-P (2007) Operational analysis of the spatial distribution and the temporal evolution of the snowpack water equivalent in southern Québec, Canada. *Hydrology Research* 38(3):211-234.
- Turcotte R, Rousseau AN, Fortin J-P, Villeneuve J-P (2003) A Process-Oriented, Multiple-Objective Calibration Strategy Accounting for Model Structure. *Calibration of Watershed Models*, <https://doi.org/10.1002/9781118665671.ch11>. p 153-163.
- USGS (2022) *Where can I find flood maps?* . <https://www.usgs.gov/faqs/where-can-i-find-flood-maps>
- Vatanchi SM, Maghrebi MF (2019) Uncertainty in Rating-Curves Due to Manning Roughness Coefficient. *Water Resources Management* 33(15):5153-5167.
- Vazquez J (2006) *Hydraulique à surface libre* École Nationale du génie de l'eau et de l'environnement de Strasbourg, Strasbourg
- Ward PJ, Jongman B, Salamon P, Simpson A, Bates P, De Groeve T, Muis S, de Perez EC, Rudari R, Trigg MA, Winsemius HC (2015) Usefulness and limitations of global flood risk models. *Nature Climate Change* 5(8):712-715.
- Yen BC (2002) Open channel flow resistance. *Journal of Hydraulic Engineering* 128(1):20-39.
- Zheng X (2015) *Hydraulic Fabric: An Information Framework for River Channel Cross Section Data*. Master of science of Engineering (The University of Texas at Austin). 85 p
- Zheng X, Tarboton DG, Maidment DR, Liu YY, Passalacqua P (2018) River Channel Geometry and Rating Curve Estimation Using Height above the Nearest Drainage. *Journal of the American Water Resources Association* 54:785-806.
- Zokagoa JM, Soulaïmani A, Dupuis P (2021) Flood risk mapping using uncertainty propagation analysis on a peak discharge: case study of the Mille Îles River in Quebec. *Natural Hazards* 107:285-310.

Deriving synthetic rating curves from a digital elevation model to delineate flood-prone areas in small watersheds.

Dérivation de courbes de tarage synthétiques à partir d'un modèle numérique d'altitude pour délimiter les zones susceptibles d'être inondées dans de petits bassins versants.

Auteurs :

Camila A. Gordon¹

Etienne Foulon¹

Alain N. Rousseau¹

¹ Institut national de la recherche scientifique (INRS), Centre Eau Terre Environnement, Université du Québec, 490 rue de la Couronne, Québec, QC, Canada, G1K 9A9.

Contribution des auteurs :

Camila A. Gordon a contribué au processus de recherche, spécifiquement à la mise en place de la modélisation, au traitement des données et à la rédaction de l'article ci-nommé. **Etienne Foulon** : a encadré et participé au développement de la méthodologie, la rédaction-révision et l'édition. **Alain N. Rousseau** : a encadré et participé au développement de la méthodologie, la supervision, la révision et l'édition.

4.1 Abstract

Flood inundation areas can be delineated using Height Above the Nearest Drainage (HAND) values, that is the difference in elevation between a land cell and the nearest streambed cell along an overland flow line. Hence, a synthetic rating curve (SRC) can be derived by estimating the hydraulic geometry of a river reach and applying the Manning equation using solely a digital elevation model (DEM), linking discharges and HAND values. This modeling framework has been applied in large watersheds in Europe, United States, and Canada because of its inherent ease of implementation. Nonetheless, based on the literature, we are unaware of any validation or application of this framework to small watersheds (~ 100 km²). PHYSITEL, a specialized GIS for distributed hydrological models, was used to implement the algorithm needed for determining the HAND matrix. The proposed framework was evaluated for two small watersheds in Quebec, Canada: the 552-km² St. Charles River and the 133-km² à la Raquette River watersheds. From a conservative point of view, all river reaches with mean bed slopes greater than 10% (5.7°) were excluded to avoid violating the bed slope and surface water parallelism hypothesis required by the application of Manning formula. The Froude number was used to ascertain the use of a univocal relationship between mean discharge and depth of a river reach that is a unique hydraulic regime (either subcritical or supercritical regime) at any discharge. To quantify the uncertainty associated with the key parameters of the SRC, a Global Sensitivity Analysis (GSA) was conducted using the Variogram Analysis of Response Surfaces (VARS). The results guided the computation of SRCs with biases less than 20%. Moreover, a set of SRCs was derived for each river reach of the aforementioned small watersheds. Finally, both watersheds had SRCs characterized by normalized RMSE values between 0.03 and 0.62. Consequently, the HAND-SRC framework has the potential to be useful for land management and emergency response planning in regions with limited hydrological or bathymetric data.

Keywords: Floodplain mapping, Height above the nearest drainage, Global sensitivity analysis, Manning equation

4.2 Introduction

Synthetic rating curves (SRC) are tools used in hydrology to convert discharge obtained from forecasts from hydrodynamic models or measured in the field into water depths. Combined with low complexity models such as Height Above the Nearest Drainage (HAND), they can support floodplain mapping, as demonstrated by Zheng *et al.* (2018), and ultimately land management planning at the watershed scale. This opportunity has encouraged the development of other conceptual methods to delineate floodplains (Chu *et al.*, 2020), and these have the potential to meet the need for fast and efficient flood risk mapping tools (McGrath *et al.*, 2018; Rebolho *et al.*, 2018). Nevertheless, the effectiveness and applicability of hydrodynamic models are still deeply dependent on observations for proper calibration. Given their social and economic impacts, developing alternative tools to map flood recurrence remains crucial.

Floods represent 31% of economic losses from natural disasters, making them the most expensive natural hazard globally (Yahaya, 2008). Over the last decade, it has become Canada's costliest natural disaster. The damages caused by floods surpass annual insurance claims by over a billion Canadian dollars, as reported by the National Insurance Bureau IBC (2020). Regarding social impact, flooding is responsible for thousands of fatalities, population displacements, and structural damages yearly (Hirabayashi *et al.*, 2013; Jonkman, 2005). Because of the climate change projected impacts on floods, governments, municipalities and flood risk managers are becoming more concerned about effective mitigation strategies and accurate mapping of flood risks. In Canada, the 2017 and 2019 flooding events in the provinces of Quebec and Ontario alerted authorities to the need to develop tools to mitigate these hazards (Zokagoa *et al.*, 2021). In Ontario the 2019 flood level surpassed the 100-year flood in the Ottawa River (ECCC, 2020). More than 310 municipalities were affected, and around 12 000 people had to be evacuated (Turcotte *et al.*, 2019; Zokagoa *et al.*, 2021).

The accuracy of flood mapping is highly related to the description of the river channel geometry (Maidment, 1992). However, retrieving geometrical properties from natural river channels is sometimes challenging. Indirect methods, such as the downstream hydraulic geometry (DHG) theory described by Leopold *et al.* (1953), aims to assess river width, depth, and velocity by employing a series of power laws. The parameters of the laws are derived from empirical measurements at many sites and can predict values at locations without observations. Although this method appears simple, hydraulic geometry parameters are often uncertain or challenging to spatialize (Andreadis *et al.*, 2013). In contrast, other techniques for estimating channel geometry

include conventional hydrodynamic or low-complexity models, linking geometric properties to floodplain delineation (Afshari *et al.*, 2018).

Traditional hydrodynamic models, which are mostly physically-based, delineate inundation extents by characterizing the stream using information related to channel geometry, such as cross-sectional shape, surface roughness, and hydraulic structures (Bates *et al.*, 2000; Kim *et al.*, 2011; Musser *et al.*, 2007; Tayefi *et al.*, 2007). However, the number of inputs required to run these models limits their applicability. On the other hand, low complexity models can be implemented using readily available data, such as digital elevation models (DEM) and land cover maps to delineate floodplains over extensive areas (Jafarzadegan *et al.*, 2018; Samela *et al.*, 2017; Sangwan *et al.*, 2015).

As mentioned in the introductory paragraph, one of the simplified conceptual models used to determine the floodplain area is the Height Above the Nearest Drainage (HAND). It is based on the normalization of topographic data by calculating elevation differences to their corresponding cell in the drainage network; corresponding, in other words, to the height of water needed to flood each pixel of the digital elevation model (DEM) (Nobre *et al.*, 2011; Rennó *et al.*, 2008). HAND can be useful to analyze the relationships between river geometry, stage, and discharge *via* SRCs. As a result, hydraulic parameters derived from channel shapes (Quintero *et al.*, 2021; Zheng *et al.*, 2018) allow for drawing first instance flood maps. Moreover, the physical processes are fairly well represented and the computational times are shorter than those of conventional hydrodynamic models (McGrath *et al.*, 2018; Teng *et al.*, 2017). This way, geometrical properties and discharge information can be obtained in places where data are scarce while keeping in mind the uncertainties associated with their application.

SRCs combined with HAND have been studied by different authors (Garousi-Nejad *et al.*, 2019; McGrath *et al.*, 2018; Scriven *et al.*, 2021; Zheng *et al.*, 2018) that mainly focused on large watersheds. Although these studies have highlighted the errors associated with the derivation of flood maps and showed different sources of uncertainty, they have not been fully explored yet. Among the sources of uncertainty of the HAND-SRC approach is the spatial resolution of the DEM. In the Garousi-Nejad *et al.* (2019) study, HAND flood maps were analyzed with respect to horizontal spatial resolution. Accordingly, higher resolution DEMs improved channel geometry representation due to their reliance on topography. Rebolho *et al.* (2018) also assessed the influence of DEM resolution but in two ways; first upscaling pixels from 5 m to 100 m and then, evaluating the impact of the DEM sources. Given the equifinality principle, the authors found that the resolution affected the optimal values for the Strickler roughness coefficient K_{ch} and K_{fp}

(channel and floodplain). In addition, when comparing two DEM sources (5 m and 20 m), their results highlighted the relevance of the DEM precision; specifically, to distinguish the channel from the floodplain. The authors emphasized the importance of DEM resolution, as geometric relationships are directly related to the shape and distribution of elevations. On the other hand, Godbout *et al.* (2019) analyzed the effect of river reach lengths and slope changes on model sensitivity. It was found that a small slope combined with short reaches negatively affected the accuracy of the SRCs. According to their study, flood maps from HAND tend to overestimate floodplain extent in agricultural areas with no pronounced relief.

Meanwhile, Scriven *et al.* (2021) analyzed the effect of another variable on SRC performances, the Manning roughness coefficient. One approach combined minimum and average values obtained from land cover maps, while the other used a weighted value of the Manning coefficient. It was found that the combination of the minimum and average values contributed to obtaining more accurate SRC, thus, decreasing uncertainties in flood mapping. Consequently, two main sources of errors and uncertainties when applying the HAND-SRC approach were identified by Ghanghas *et al.* (2022): (i) topography and (ii) modeling assumptions. They concluded that although the bathymetry was not included in the model, the methodology can provide consistent SRCs over a wide area despite the associated uncertainties.

Furthermore, combining SRC with HAND data raises the question of how to overcome the relative difficulty of obtaining accurate topographic data using different remote sensing techniques. The mission Surface Water and Ocean Topography (SWOT) may fill this need in the coming years. Indeed, a raster product will also be produced by SWOT, nominally at 100 and 250 m resolution, which will aggregate the pixel cloud data; containing information about water surface elevation and extent. However, it will not include river slope calculations, river discharge calculations, or any characteristics of river network topology (Biancamaria *et al.*, 2016). Nevertheless, based on previous studies, it is possible to identify in detail five critical tasks that could potentially help reduce the uncertainties associated with the use of HAND-SRC. Given this, the objectives of this paper aim to (i) measure the effect of improving DEM resolution, (ii) analyze the effect of vertical accuracy of LiDAR data, (iii) measure the influence of the Manning roughness coefficient to calculate discharge, (iv) study the effect of the length of the river reaches, and (v) validate the influence of morphological criteria in the production of flood maps.

This study used HAND data and hydraulic geometry equations to develop realistic SRCs for relatively small watersheds. The methodology was applied to the St. Charles (552 km²) and La Raquette (133 km²) watersheds, while six gauging stations were used as control data. To assess

the effect of each parameter on the modeling results, a Global Sensitivity Analysis (GSA) was performed using the Variogram Analysis of Response Surface (VARS) prior to the calibration process. In addition, the Froude number was used to ascertain the use of a univocal SRC relationship between mean discharge and depth of a river reach. In other words, the hydraulic regime of a river reach need be unique (either subcritical or supercritical regime) for any observed discharge. Due to its simplicity of usage and relative accuracy, the HAND model has gained popularity for estimating the extents of inundated areas, water depths, SRCs, and floodplain mapping of major rivers. This study raises the conditions required for a successful application on small watersheds, providing an alternative, first instance, method to the more complex hydrodynamic models.

4.3 Material and methods

The methodology described here is divided into five stages to set up, apply, and validate the HAND-SRC framework in small watersheds: (i) identify the study area and retrieve available hydrological datasets, (ii) apply the HAND method and derive SRCs to assess inundated areas, (iii) perform a Global Sensitivity Analysis, (iv) select the best performance SRC with respect to observations, (v) finally, compute and locate hydraulic benchmarks to strengthen the proposed approach results.

4.3.1 Study area

The methodology was implemented on two pilot watersheds of Quebec, Canada (Figure 8). The first watershed is the St. Charles River watershed, located on the north shore of the St. Lawrence River near Québec City. It drains 554 km² and has six main tributaries. The second is that of the La Raquette River, an agricultural watershed draining 133 km² located west of Montreal. These watersheds were selected for their size, the number of hydrometric stations, and the spatial resolution of available DEMs. The Water Expertise Center of Québec (CEHQ) and UQÀM operate the stations of the St. Charles and La Raquette watersheds, respectively.

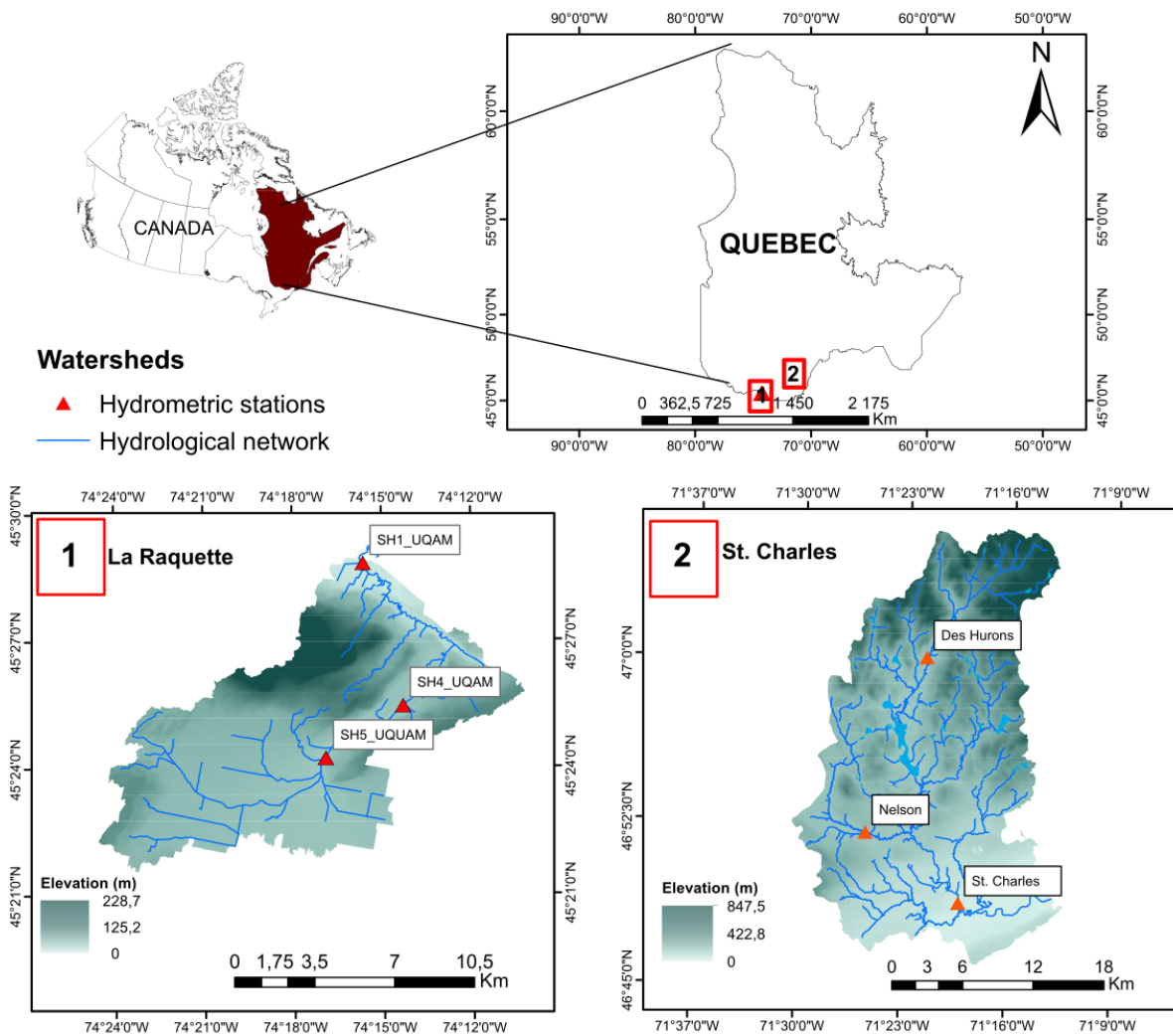


Figure 8 La Raquette and St. Charles watersheds.

4.3.2 Input geographic datasets

2.5-m DEM derived from airborne Light Detection and Ranging (LiDAR) data were used as inputs for both watersheds. Stream network maps at 1:20.000 scale were retrieved from the Quebec Hydrographic Network Geobase (QRHM) available from the Quebec Ministry of Energy and Natural Resources website (MERN, 2022). Land cover maps were obtained from the Quebec Ministry of Environment and Fight against Climate at a 10-m resolution (MELCC, 2019). River reach connectivity of the hydrographic network was fine-tuned to remove loops and reaches with multiple outlets.

4.3.3 SRCs and HAND modeling

The derivation of SRCs from a HAND matrix comes from the methodology proposed by Zheng *et al.* (2018) as well as the equations to calculate channel hydraulic properties, which are based on elevation and hydrographic data. The geometrical properties of the average river reach include wetted perimeter, hydraulic radius, volume, and width of the inundated area.

4.3.4 HAND

A 64-bit version of PHYSITEL, a GIS developed to support the implementation of distributed hydrological models was used to analyze terrain data and produce the HAND matrix (Noël *et al.*, 2014; Rousseau *et al.*, 2011; Turcotte *et al.*, 2019). In PHYSITEL, stream networks are represented as raster. Moreover, river and lake connectivity can be edited along with calculating DEM cell slopes, directions, and accumulation. Additionally, watersheds can be divided into relatively homogeneous hydrological units (RHHUs), namely hillslopes.

Although the main calculations to obtain the HAND matrix correspond to the methodology described by Nobre *et al.* (2011), the module available in PHYSITEL includes a series of modifications. Among these is the possibility of modifying Manning roughness coefficients according to the values reported by Chow (1965); this allows changing the coefficient as a function of land cover. In addition, the length of a river reach can be tailored to the channel width. The latter was based on USGS recommendations included in the manual written by Rantz (1982) for installing a hydrometric station along a homogeneous reach (*i.e.*, segment).

For the execution of HAND, the cells (*i.e.*, pixels) corresponding to the river network are set to 0. Subsequently, the vertical differences between the terrain pixels and the hydrographic network pixel are calculated from the flow orientation matrix and pixel elevations. The HAND conceptual approach delineates the inundated area according to an iterative process using Equation (1). Any pixel with a water level greater than HAND will be considered inundated:

$$\text{if } y > h(s) \rightarrow \text{inundated pixel} \quad (1)$$

Where $h(s)$ [m] or HAND value is the difference between the elevation of the cell s and the minimum channel elevation of the corresponding stream where water drains and y is the average water level within the reach.

In addition to calculating the flow direction matrix, a matrix of identifiers was included in PHYSITEL to relate each land cell to the corresponding sub watershed reach, as shown in Figure 9.

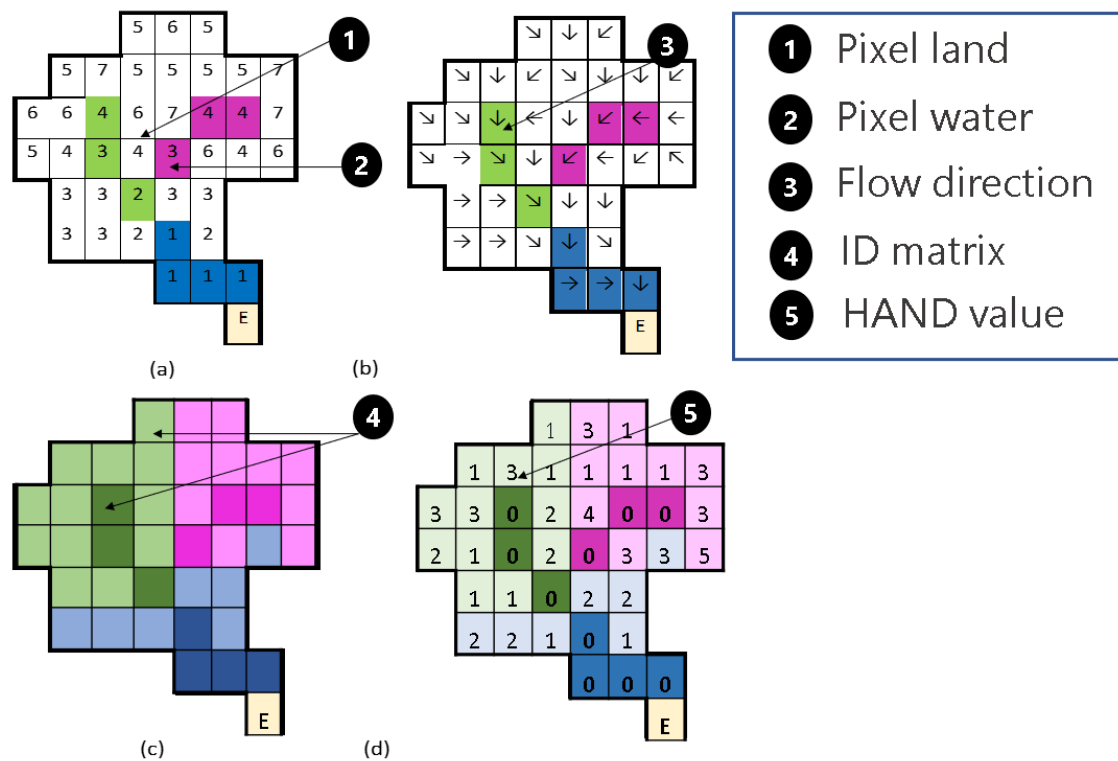


Figure 9 Example of the calculation of the HAND matrix and sub-basin identifiers. From (a) a DEM, (b) the orientation matrix, (c) the identity matrix of local drainage associated with each cell, (d) the HAND value matrix.

4.3.5 Hydraulic geometry

River channel geometry is defined using average longitudinal cross-sections (*i.e.*, slices) along the channel length rather than dividing the flow path into cross-sections. In addition, Zheng *et al.* (2018) demonstrated that under uniform flow conditions, hydraulic simulations using Manning equation can be performed. Therefore, the required terms to use this equation are based on hydraulic geometric properties derived from the DEM. These properties aim to represent the channel shape, as shown in Figure 10. The hydraulic parameters then define the basis for deriving a SRC.

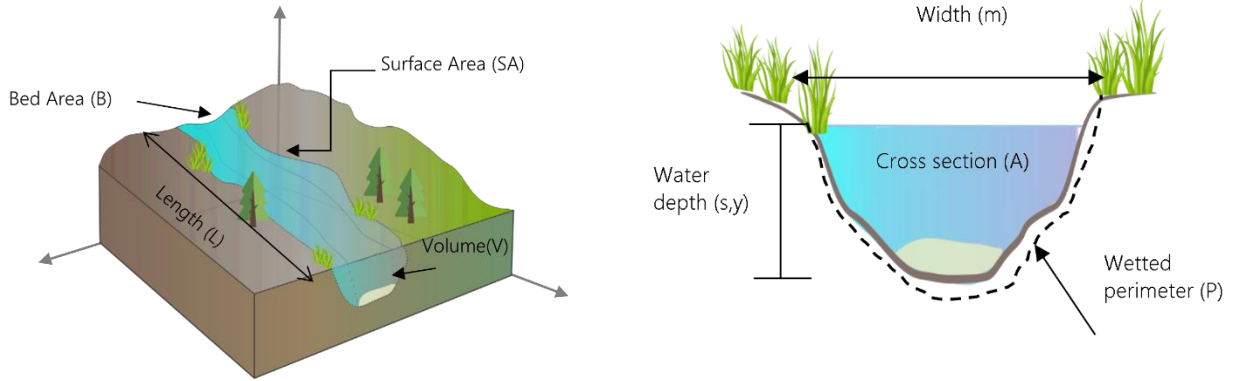


Figure 10 Illustration of the cross-section and the longitudinal hydraulic geometrical properties derived for each river reach.

Conceptually, the model implementation determines the inundated zone $F(y)$ from the set of cells s whose water level y is greater than the HAND value $h(y)$. Thus, the water depth $d(s)$ at any cell s is the difference between the reach average water level y and the HAND value of that cell $h(s)$, as represented in Equation (2):

$$d(s, y) = y - h(s), s \in F(y) \quad (2)$$

The river channel geometry provides the information to apply the Manning equation, if the river reach has a steady uniform turbulent flow regime. Although this assumption cannot be valid for all reaches, a hydraulic parameter validation can quantify the related uncertainty. Application of Manning equation to compute a rating curve assumes steady uniform turbulent flow. That is, for a given channel geometry, slope, and roughness, and a specified value of discharge, a unique value of depth. For most practical applications, the hysteresis phenomena (*i.e.*, loop effect); that is for a given discharge the stage is smaller on the rising limb than on the recession limb of the flood-wave hydrograph, is in general negligible (Henderson, 1966). However, geomorphological changes over time due to bank erosion and sedimentation will require a periodic validation and updating of the equilibrium rating curve (Chow *et al.*, 1988).

Additionally, the calculated values of the hydraulic geometry parameters can be compared with those obtained from HEC-RAS (when the data readily available), especially those linked to the minimum elevations of the riverbed, usually the most uncertain values.

Table 2: Symbols and units.

Variable	Symbol	Units
<i>Inundated surface</i>	$S(y)$	m^2
<i>Area of cell s</i>	$A(s)$	m^2
<i>Channel bed area</i>	$B(y)$	m^2
<i>Pixel Slope</i>	slp	$m.m^{-1}$
<i>Volume</i>	$V(y)$	m^3
<i>Length</i>	L	m
<i>Wetted perimeter</i>	$P(y)$	m
<i>Hydraulic radius</i>	$R(y)$	m
<i>Manning roughness coefficient</i>	n	$m^{1/3}s^{-1}$
<i>Discharge</i>	$Q(y)$	m^3s^{-1}
<i>Cross-sectional area</i>	$A(y)$	m^2
<i>Reach slope</i>	S	$m.m^{-1}$

The HAND implementation in PHYSITEL was set up using Equations [3-8] defined for a uniform average reach at water level y . The inundated surface $S(y)$, channel bed area $B(y)$, flooded area volume $V(y)$, average cross-sectional area $A(y)$, wetted perimeter $P(y)$, and hydraulic radius $R(y)$ are computed as follows:

$$S(y) = n A(s) \quad (3)$$

Where n is the number of inundated cells within the reach, and $A(s)$ is the area of cell s .

$$B(y) = \sum_{s \in F(y)} A(s) \sqrt{(1 + slp(s)^2)} \quad (4)$$

Where $slp(s)$ refers to the slope of each cell expressed as the inverse tangent of the slope angle.

$$V(y) = \sum_{s \in F(y)} A(s) d(s, y) \quad (5)$$

$$A(y) = \frac{V(y)}{L} \quad (6)$$

$$P(y) = \frac{B(y)}{L} \quad (7)$$

$$R(y) = \frac{A(y)}{P(y)} \quad (8)$$

Once the river channel geometry and Manning roughness coefficient are defined, the Manning equation, Equation (9), is applied to estimate the discharge for each river reach. Finally, the model computes the discharge from the bottom up to the flood height by increasing the water level gradually. Thus, a stage-discharge relationship, so-called SRC, is derived for each river reach within the watershed. Although this approach does not consider river bathymetry, the water depth can be corrected by terrain data processing using the observed rating curves at the time of the LiDAR data retrieval.

$$Q(y) = \frac{1}{n} AR^{\frac{2}{3}}S^{\frac{1}{2}} \quad (9)$$

Where A refers to the cross-sectional area (m^2), R is the wetted perimeter (m), S is the channel slope (m/m), n is the roughness coefficient, and the $Q(y)$ discharge (m^3/s).

Since floodplains include multiple land covers associated with different roughness coefficients, n values can be determined as a composite value to improve the accuracy of the SRC (Garousi-Nejad *et al.*, 2019; Scriven *et al.*, 2021; Zheng *et al.*, 2018). This composite value is proportional to the weighted perimeter of each land cover at the reach scale (Crosato *et al.*, 2020). Although there are multiple equations to determine a weighted value of n , the equivalent roughness coefficient proposed by Einstein (1934) and Horton (1933) introduced in Equation (10), was implemented in PHYSITEL. The ensuing n value is nothing but an equivalent value accounting for the perimeters of each subsection according to land cover.

$$n_{eq} = \left[\frac{\sum_{i=1}^n P_i n_i^{\frac{3}{2}}}{P} \right]^{\frac{2}{3}} \quad (10)$$

Where n_i is the Manning coefficient, P_i is the wetted perimeter, i is the index of the different land cover classes, and P is the total perimeter.

4.3.6 Rating curve comparison

The SRC obtained using PHYSITEL are compared with hydrometric data of six gauging stations. First, the geospatial reference system was corrected to compare both datasets. Thus, the CEHQ rating curves were modified to fit the benchmark reference system into a geodetic reference system. The NAD 83-CSRS reference system along with the UTM 18N and UTM 19N projections, were adopted for the La Raquette River and St. Charles watersheds, respectively. In addition, the

altimetric reference system CGVD28 (geoid HT2-1997) was adopted as well. Next, *in situ* positioning was performed using GNSS-RTK GS08 Plus by Leica with the Real-Time Kinematic (RTK) method. Once the rating curves for both watersheds were placed into the same coordinate system, two goodness-of-fit indicators were applied to evaluate the departure between the curves using the Root Mean Squared Error (RMSE) (Equation 11) and the percentage of bias (PBIAS, Equation 12) introduced by Yapo *et al.* (1996) . The comparison was done at the river reach of the gauging station. Thus, both curves had the same coordinate system and equivalent channel morphology.

$$RMSE(m^3/s) = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Q_o - Q_s)^2}{N}} \quad (11a)$$

$$NRMSE = \frac{RMSE}{\overline{Q_o}} \quad (11b)$$

$$BIAS (\%) = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Q_o - Q_s) * 100}{\sum_{i=1}^n Q_o} \right] \quad (12)$$

Where Q_o corresponds to the observed discharge, Q_s the simulated discharge and $\overline{Q_o}$ the average of observed discharges; all discharge values are in (m³/s).

4.3.7 Resolution effect

Although the term resolution is commonly confused with pixel size, the resolution involves many aspects of DEMs. DEM resolution refers to the ability of the model to discriminate objects and is linked with the minimal wavelength to detect shapes (Polidori *et al.*, 2020). On the other hand, pixel size is related to grid size, where some authors refer pixel as the technology and the grid as the model (Hengl, 2006). Previous studies have demonstrated that the HAND accuracy level can be improved given the availability of high-resolution gridded data. Consequently, the model could provide the required motivation to enhance data acquisition in areas where hydrological information is scarce. Besides, the missing bathymetry was assessed considering that LiDAR data was taken during the low-flow season and that the floodplain land covers are more significant than that of the channel. Given that the DEM is the primary source of information for the HAND model, two approaches were carried out to analyze the effect of resolution in the derivation of SRCs.

Vertical accuracy

The vertical accuracy of DEMs relates to the capacity to represent surfaces correctly, which is a measure of shape realism. DEM errors can come from many sources, such as input data, processing methods, or scale influence (Polidori *et al.*, 2020). However, it has been demonstrated that DEM errors usually follow a Gaussian function (Heuvelink, 1998). Consequently, systematic errors can spread through post-data processing methods. Considering that a normal distribution can represent the propagation of errors, the effect of the vertical accuracy can be analyzed in the confidence intervals $[\mu - \sigma, \mu + \sigma]$ of the function described in Equation 13.

$$f(x | \mu, \sigma^2) = \frac{1}{\sigma} \varphi\left(\frac{x - \mu}{\sigma}\right) \quad (13)$$

Where μ corresponds to the mean and σ is the standard deviation of the data.

The first approach to assessing the vertical accuracy of the DEM does not consider the quality of the input data. Instead, a new DEM was created, including a random error. The new raster data were used to characterize the response of the SRC when random errors are accounted for. Therefore, a DEM with a Gaussian error of ± 15 cm ($\mu = 15$, $\sigma = 0$) was produced; this vertical distance was chosen according to the accuracy specified in the LiDAR metadata.

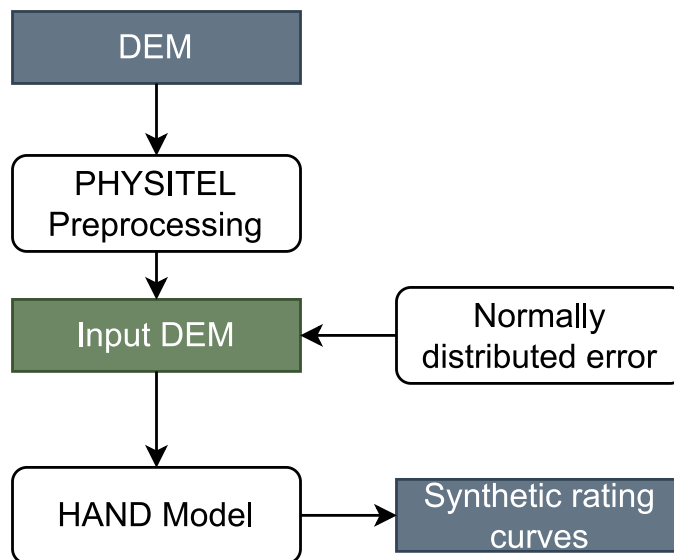


Figure 11 General workflow for vertical accuracy assessment

The new raster was overlaid with the current gridded elevation data used for the St. Charles River watershed to provide a new DEM. In addition, one of the gauging stations was selected to carry

out the HAND-SRC method using the new altered DEM. The motivation behind this analysis was to simulate the possible default source of errors contained when LiDAR data are used.

Horizontal Resolution

The second approach considered the spatial resolution of the DEM and how the accuracy of SRCs can be improved using high-resolution topographic data. The DEMs were first upscaled to obtain horizontal resolutions of 5 m, 4 m, 3 m, and 2 m. Initially, a Matlab script was developed to generate a set of rating curves for each gauging station at various spatial resolutions. By using high-resolution data, we can establish the rate of improvement in the results and the associated computational cost. Then, the horizontal resolution effect was assessed considering the change in grid size. Finally, RMSE and BIAS performance metrics were used to quantify the horizontal resolution effect.

In hydrological modeling, uncertainties play an essential role since they influence the calibration and validation processes. Sensitivity analysis is part of the techniques commonly used to reduce these uncertainties. Such an analysis provide a way to quantify the contribution of each model parameter to the model response dynamic (Pianosi *et al.*, 2016). In this study, a global sensitivity analysis (GSA) considering each forcing parameters was implemented.

4.4 Global sensitivity analysis GSA

As part of the calibration, a sensitivity analysis (SA) was carried out to analyze the behavior of the input parameters and to observe how results respond to their modification. The selection of the model depends on the definition of the sensitivity. However, due to their different ideologies, models may differ in how they define sensitivity. In addition, SAs are computationally costly which limits their application; specially in complex models or those with many input parameters. Sensitivity studies can be divided into two main groups, local and global. Local approaches can vary the value of input parameters in a searched range to be close to the "optimum" value. In contrast, GSA strategies vary input parameters across a wide range of values to reflect the estimation of the uncertainty of each factor (Pianosi *et al.*, 2015). The Variogram Analysis of the Response Surfaces (VARS) is a framework that can assess the global sensitivity, providing a powerful tool to address sensitivity in a parsimonious computational framework (Razavi *et al.*, 2016a). For the GSA, two types of forcing parameters were chosen. First, the effect of the Manning roughness coefficient and second, the effect of the river reach length. Finally, the effect

of each variable in the model was quantified considering their associated error (RMSE and PBIAS).

4.4.1 VARS framework

The VARS framework is a GSA model based on the theory of response variograms. It allows studying any model response when modifying the input parameters. The theoretical basis of the model is the sensitivity definition of directional variograms and co-variograms. The advantage offered by this framework is the ease of implementation, low computational cost, and a comparison of sensitivity based on three different indicators, Sobol, Morris, and IVARS. A perturbation scale in the factor space measures the rate of change in the model response. This scale is named IVARS, an acronym for Integrated Variogram Across a Range of Scales, a series of sensitivity metrics for the model VARS. Compared to other approaches, VARS provides statistical robustness, high efficiency, and stability (Razavi *et al.*, 2016a).

Factor space is delimited by the upper and lower physical limits of the parameters. The sampling strategy in the VARS framework is based on the STAR methodology proposed by Razavi *et al.* (2016b). This strategy facilitates computation of the full sensitivity range and reduces the numerical cost. Once the input file is defined from the factor space, the model is run with each new input combination. Therefore, providing an output file that the framework will analyze to calculate the sensitivity metrics. Given its ease of implementation, this framework was chosen to assess the sensitivity of the input parameters when applying the HAND model to produce flood maps for small watersheds.

4.4.2 Manning roughness coefficients

Manning roughness coefficients can take different values depending on flow media (Chow, 1965). For this study, three categories of coefficients were used to group similar surface flow media: (i) Channel, (ii) Forest, and (iii) Other. This last class integrates the terrain pixels excluded from the first two categories. Although the GSA implementation was based on values reported by Chow (1965) and those commonly used in distributed hydrological modeling such as that provided by HYDROTEL (Bouda *et al.* (2014); Bouda *et al.* (2012); Fortin *et al.* (2001); Turcotte *et al.* (2007) and (Turcotte *et al.*, 2003));for which PHYSITEL was developed. A range of variations was established to validate the methodology. The minimum and maximum values of the input parameters are presented in Table 3.

Table 3: Factor space definition for the GSA.

	Feature	Lower limit	Upper limit
Land cover n	<i>Forest</i> ($m^{1/3}/s$)	0.03	0.3
	<i>Channel</i> ($m^{1/3}/s$)	0.015	0.15
	<i>Other land cover</i> ($m^{1/3}/s$)	0.025	0.25
River characteristics	<i>Reach length</i> (m)	5	50

4.4.3 Reach length

The reach length was fixed in PHYSITEL at ~ 50 m, considering USGS recommendations for the installation of gauging stations (Rantz, 1982). Moreover, according to Richardson *et al.* (2017), the reach length should correspond to seven times the river width. Following these criteria, the model approaches realistic conditions and SRCs are comparable with those obtained from gauging station data.

4.5 Calibration and river reach selection

4.5.1 Calibration: Selection of the best rating curves

The sampling strategy from VARS provided a dataset of 2300 new input parameters. This dataset sorted the parameter sensitivities following the VARS framework. However, this sample data was also used to track the input parameters that produced accurate SRCs. Therefore, a filter, based on the absolute PBIAS of $\pm 20\%$ was applied to keep the curves with proper behavior with respect to the observed rating curve of each gauging station. An envelope of "good performance" range was obtained following this process. Then, a Hit/Miss score criterion was tested to extract the curves that followed a $\pm 5\%$ range of each point of the observed rating curve, as this range is often recognized as the general accuracy of the latter curves (Pelletier, 1988). A score of "hit" was assigned to the point on the curve if it was within the aforementioned range. Otherwise, it was assigned a "miss" score. Thus, each point of the SRC was compared to the observed curve. Only those curves where the "hit" score was greater than or equal to 65 % were kept. With this percentage a minimum number of curves is obtained (at least ten for each station).

4.5.2 Topomorphologic criteria of steady uniform flow

River regimes are typically turbulent. They can either be subcritical or supercritical whether the gravitational or inertial forces respectively prevail as characterized by Froude number in Equation (14). After the calibration process, the required information to determine the Froude number was

extracted from the hydraulic geometry properties calculated using the previously described gridded elevation data.

$$Fr = \frac{v}{\sqrt{gD_h}} \quad (14)$$

Where, v is the average velocity in the channel [m/s], g = acceleration due to gravity [ms^{-2}], and D_h the hydraulic depth [m]; that is for the HAND-SRC approach the ratio of the average cross-sectional area $A(y)$ over the top width of the flow $W(y)$. The latter is defined as follows: $W(y) = S(y)/L$.

HAND-SRC implies using the synthetic rating curve relationship between hydraulic depth and average velocity of a river reach. However, it is shown by the semi-empirical Chézy equation (15) that this relationship is not univocal. In other words, for a given hydraulic depth, there can be two matching velocities, those of the subcritical and supercritical turbulent flow regimes. Hence, for all river reaches, Froude numbers were computed for any realistic discharge (given the discharge-area relationship) and used as a base for excluding any river reach where the regime changes with discharge.

$$v = C\sqrt{R.J} \quad (15)$$

where v is the mean velocity [m/s], C is the Chézy resistance coefficient [$\text{m}^{1/2}/\text{s}$], R the hydraulic radius [m], and J the energy gradient [m/m].

Manning derived an empirical equation for the Chézy coefficient:

$$C = 1/n R^{1/6} \quad (16)$$

Where C is the form of the Chézy coefficient according to Manning-Strickler [$\text{m}^{1/2}/\text{s}$], n is the Manning roughness coefficient [$\text{s}/\text{m}^{1/3}$], and R the hydraulic radius [m]. It is one of its most used forms and is considered a good approximation of reality. Its use implies that the gravitational force in the direction of flow is balanced by the friction force (bed slope, energy grade line and water surface are all parallel). This condition is met in steady uniform turbulent flow as well as non-steady gradually varied turbulent flow for which the hydrostatic pressure and uniform mean

velocity assumptions hold. However, for a non-steady rapidly varied flow, these assumptions do not hold as wave dynamics need be considered.

In general, for bed slopes less than 10° , the friction slope is considered equal to the bed slope (Chow *et al.*, 1988) and thus Manning equation can be used. Thus, to be conservative and consistent with the findings of Godbout *et al.* (2019) regarding extreme slopes, we excluded the application of the HAND-SRC approach for river reach slopes exceeding 10% (a 10% slope corresponds to an angle of 5.7°).

Based on the hit/miss score, the most accurate rating curves and their input parameters are identified. Calibrated parameters were therefore applied to river reaches upstream of each gauging station. After calculating the Froude number and the river reach slopes, all non-compliant reaches were excluded from results.

4.6 Results

4.6.1 VARS model

Based on the number of input parameters and their upper and lower limits, VARS calculated that 2300 samples would be necessary to assess the sensitivity in the response surface of the model. The results showed that a group of SRC fitting the selection criteria can be obtained at each gauging station.

Consequently, VARS metrics sorted out the parameters in terms of their sensitivity. Therefore, it compared the metrics from other GSA approaches such as Sobol and Morris for each station. Table 4 introduces the results of the GSA. Regarding sensitivity, the reach length ranked first in three out of six stations. This result can be explained due to the influence of the ensuing hydraulic geometrical properties used in the calculation of the discharge. The result also reflects the different behavior in terms of sensitivity at each station which motivated an independent calibration process. In the same way, the sensitivity analysis validated that the proximity between stations does not guarantee that the performance between stations will be similar.

Table 4: Global Sensitivity Analysis results for St. Charles River and La Raquette River watersheds.
The first position corresponds to the most sensitive parameter according to VARS tool.

Ranking	UQAM 1	UQAM 4	UQAM 5	Saint Charles	Nelson	Des Hurons
1	Length	Manning forest	Length	Manning channel	Manning channel	Length
2	Manning channel	Length	Manning channel	Length	Manning other	Manning channel
3	Manning forest	Manning other	Manning other	Manning other	Length	Manning other
4	Manning other	Manning channel	Manning forest	Manning forest	Manning forest	Manning forest

4.6.2 Comparison with *in-situ* rating curves

SRCs were compared with those built using gauging station data. The first step involved using the default Manning roughness coefficients (0.1, 0.015, 0.04) for the considered classes; that is forest, channel, and other, respectively, taken from Chow (1965) and (Mays, 2005). For the default values, the length of the reach corresponded to seven times the river width. The first results of the validation exercise are introduced in Table 5. Calibrated parameter values were obtained after the BIAS ($\pm 20\%$) selection and include the hit score criteria. The 65% hit score provided a criterion to retain a minimum number of synthetic curves without compromising their quality (represented as the number of points). There is uncertainty about the validity of the observed rating curves, due to the lack of knowledge about each point used to derive them (*i.e.*, documentation of the events). Thus, uncertainty persists on the synthetic rating curves. However, the relevance of the methodology remains valid because it allows to obtain correct values of the Manning coefficients relative to the forest, or others, compared to the values found in the literature, while approaching the observed rating curves. We also examined historical data and identified the largest stream flow ever estimated and reported.

Table 5: Results the first approach of SRCs with the default parameters and the results after the calibration.

Station	Number of curves	RMSE (m³/s)		BIAS (%)		Length (m)	
		Default	Calibrated	Default	Calibrated	Default	Calibrated
St. Charles	15	8.62	2.15	-16.36	-2.21	132.65	45.54
Nelson	23	5.42	0.53	-43.06	1.52	42.56	25.80
Des Hurons	12	24.36	0.74	-71.92	0.14	50.19	22.20
UQAM 1	14	22.51	0.98	26.25	-0.32	68.53	20.67
UQAM4	25	8.58	0.94	20.59	2.48	47.32	48.18
UQAM 5	30	2.66	0.57	-6.94	3.19	49.56	38.45

To identify the statistical trends in the results, SRCs were normalized using Equation (17), considering the upper and lower limits defined in the factor space of VARS.

$$Norm_{parameter} = \frac{X_i - X_{min}}{X_{max} - X_{min}} \quad (17)$$

The solution space for the St. Charles River watershed is shown in Figure 12. In the figure, the extremes of the radar plots represent the upper limits of the solution space, while the values closer to the intersection are related to the lower limits of the solution space. In this way, the statistical trends linked to each station are identified. This representation validates the premise of the independent calibration required at each station.

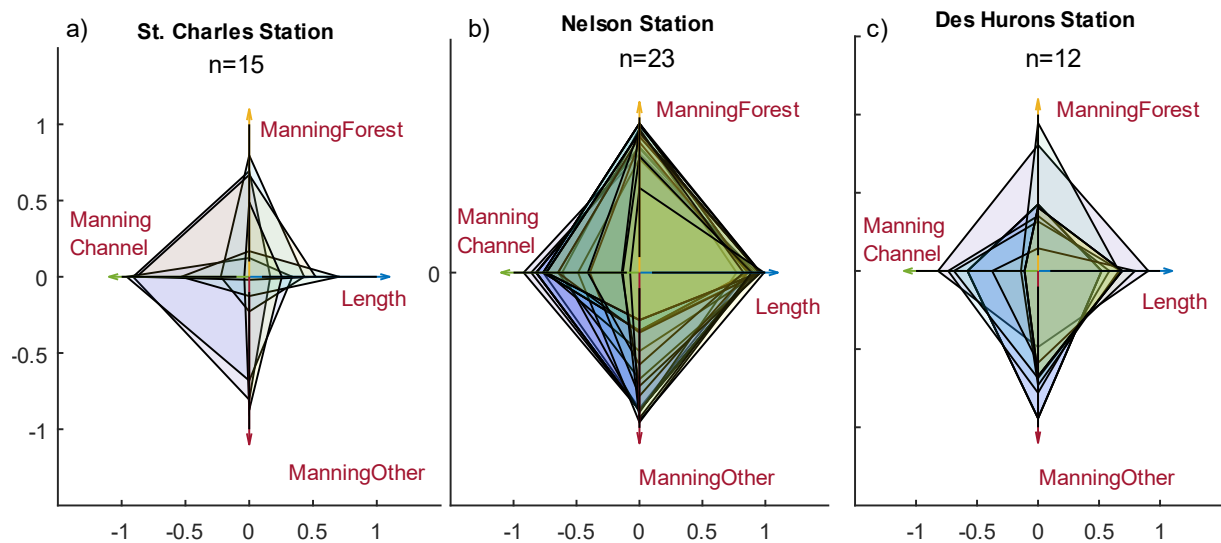


Figure 12 Solution space for the St. Charles watershed. (a) Normalized performance of each SRCs after the calibration process for the (a) St. Charles station, (b) Nelson station, and (c) Des Hurons station

4.6.3 DEM resolution assessment

The DEM resolution effect was estimated in terms of vertical accuracy and model behavior when considering a random Gaussian error. On the other hand, given the availability of high-resolution gridded data for both watersheds, the different horizontal resolutions were also assessed when computing SRCs.

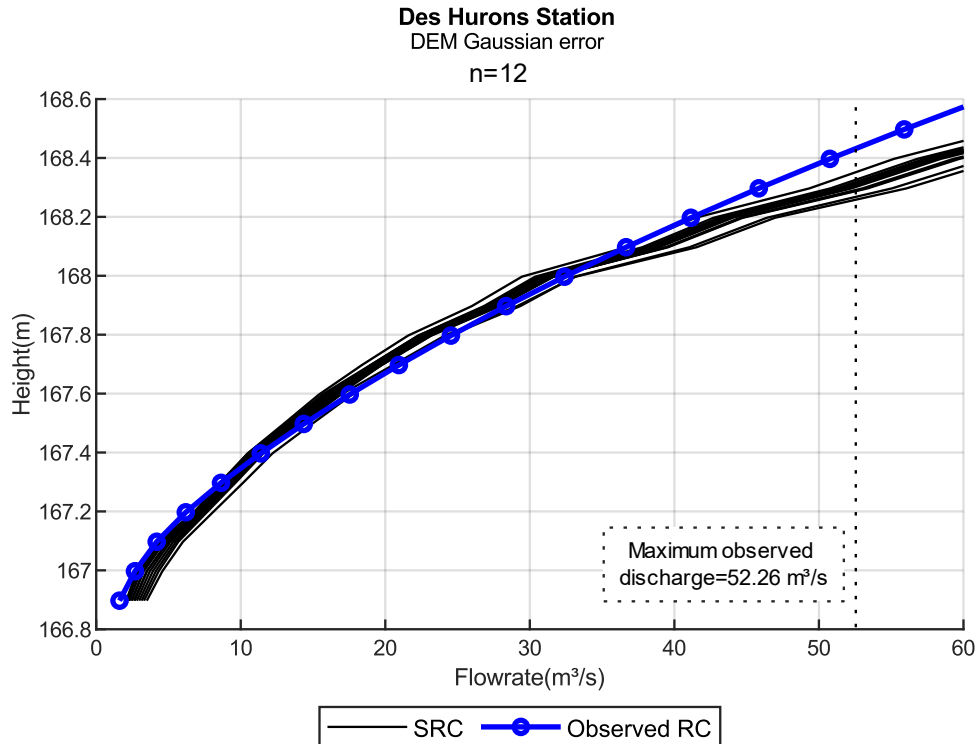


Figure 13 Resulting SRCs using a DEM including a Gaussian error. Black solid lines represent calibrated SRCs obtained for the Des Hurons station using a modified version of the DEM to evaluate the vertical error.

Figure 13 displays the model performance when a Gaussian error is included. When comparing results with the rating curve derived with *in situ* data, PBIAS values vary from -10.75% up to -25.96% and NRMSE from 0.46 up to 0.92. The input parameters for each gauging station corresponded to the values already calibrated at the previous step. On the other hand, Figure 14 shows the results of our approach tested for different horizontal resolutions. This comparison was made by choosing five curves at random within the range of $\pm 5\%$ of PBIAS. This random selection allowed to guarantee the same number of curves in all the resolutions evaluated. When using a higher resolution of the DEM, a better representation of the hydraulic geometry properties was obtained, thus the SRCs PBIAS decreased from 11% to 5%. The same calibration process accounting for the sought-after PBIAS and the hit/miss score was performed for each set of

gridded elevation data. However, running times increased by about 40% to build the flow direction and the HAND matrices as the horizontal resolution improved. Therefore, it was verified that the PBIAS was reduced, confirming the statement of Garousi-Nejad *et al.* (2019). However, acquiring high-resolution data remains challenging in many zones, and good results can still be achieved using coarser resolutions.

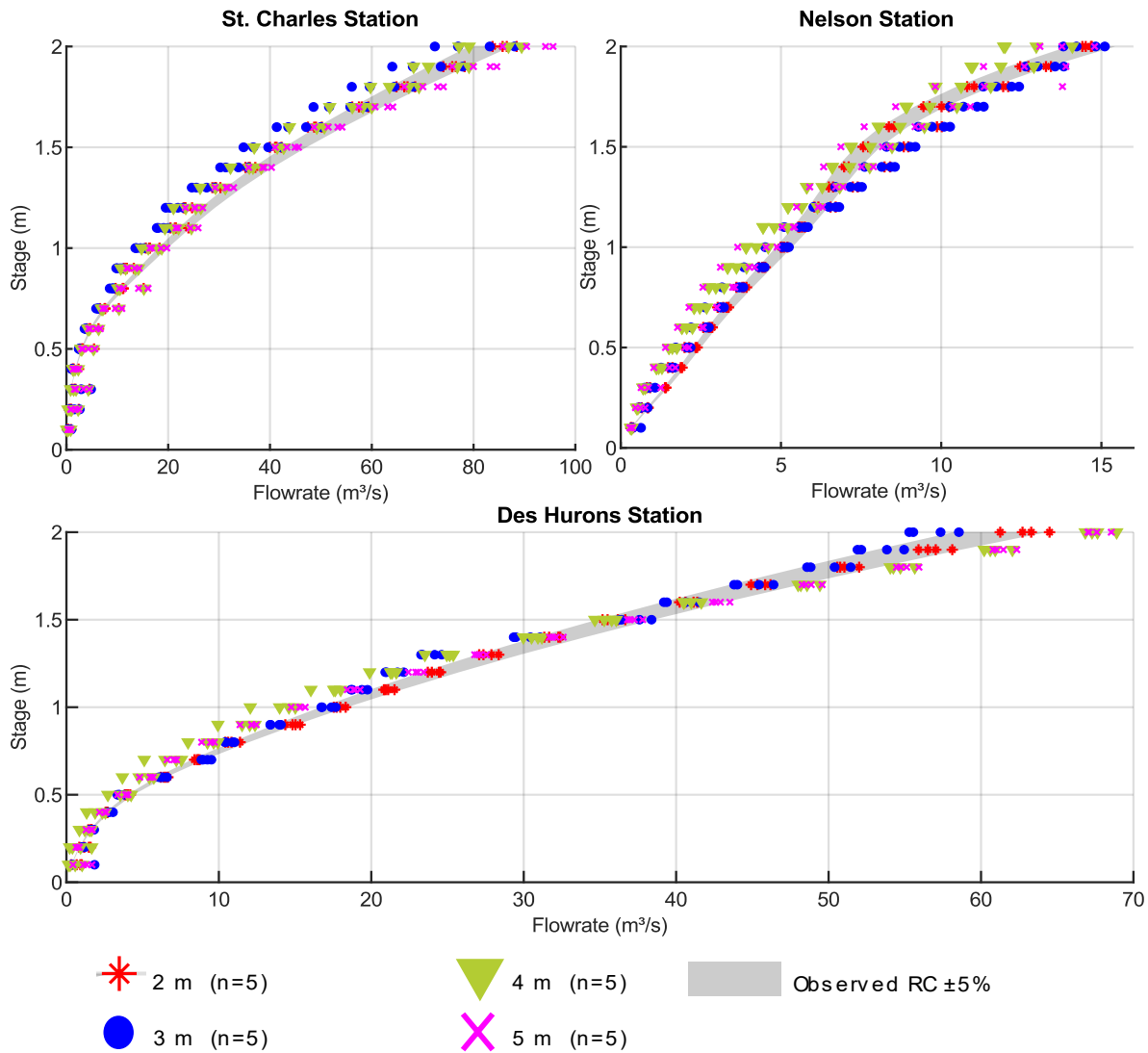


Figure 14 Spatial resolution assessment for the gauging stations of the St. Charles River watershed

4.6.4 SRC calibration

After selecting the SRCs meeting the $\pm 20\%$ PBIAS, it goes without saying there were a few of them left (*i.e.*, at least 30 for each station). This selection process provided a framework to analyze trends in input parameter values and validate within the calibration if a set of input parameters

can be obtained at the watershed scale or if unique sets of parameters were associated with the selected gauging stations. The methodology to obtain several sets of parameter values was to define an envelope and then select those SRCs within the range of $\pm 5\%$ of the value of the observed rating curve following the hit-or-miss target.

The results showed that for each gauging station in both watersheds, calibrated rating curves falling within the range of $\pm 5\%$ of PBIAS could be obtained. The amount of SRCs is variable; however, this number is related to calibration criteria.

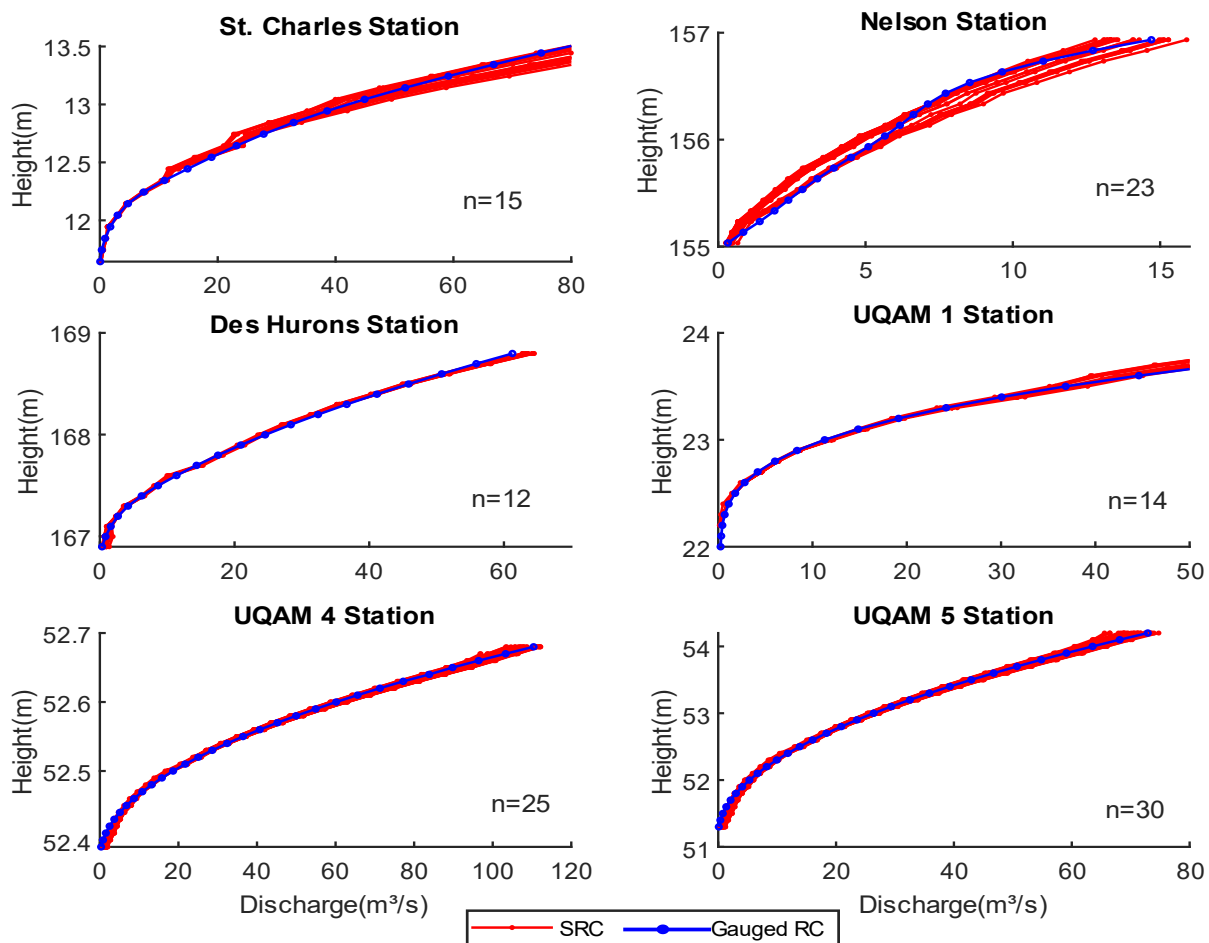


Figure 15 Rating curves obtained after the Hit/Miss score.

The maximum recorded discharge value among the six stations is that of the St. Charles station ~ 78 m³/s. Because of this, the range of NRMSEs from 0.03 to 0.62 is deemed acceptable at the six stations used for the calibration of the SRCs. Despite the inherent uncertainties associated with the Manning roughness coefficients and a constant reach length, the HAND-SRC method is deemed promising and certainly has the potential to be applied in small watersheds. Given the

sought-after accuracy, it is first and foremost preferable to obtain a calibrated SRC for each gauging station rather than applying a calibrated set of parameter values to other gauging stations.

4.6.5 River reach selection

Given the need for river reach slopes to be smaller than 10%, a first analysis was carried out by calculating the slope of each reach, based on the hypothesis that this guarantees the applicability of Manning equation (bed slope, energy grade line and water surface elevation profile all parallel). Figure 16 presents the results of the slope classification for both watersheds. For the St. Charles River and La Raquette River basin, 84% and 95% of the river reaches, respectively, have slopes between 0 and 5%.

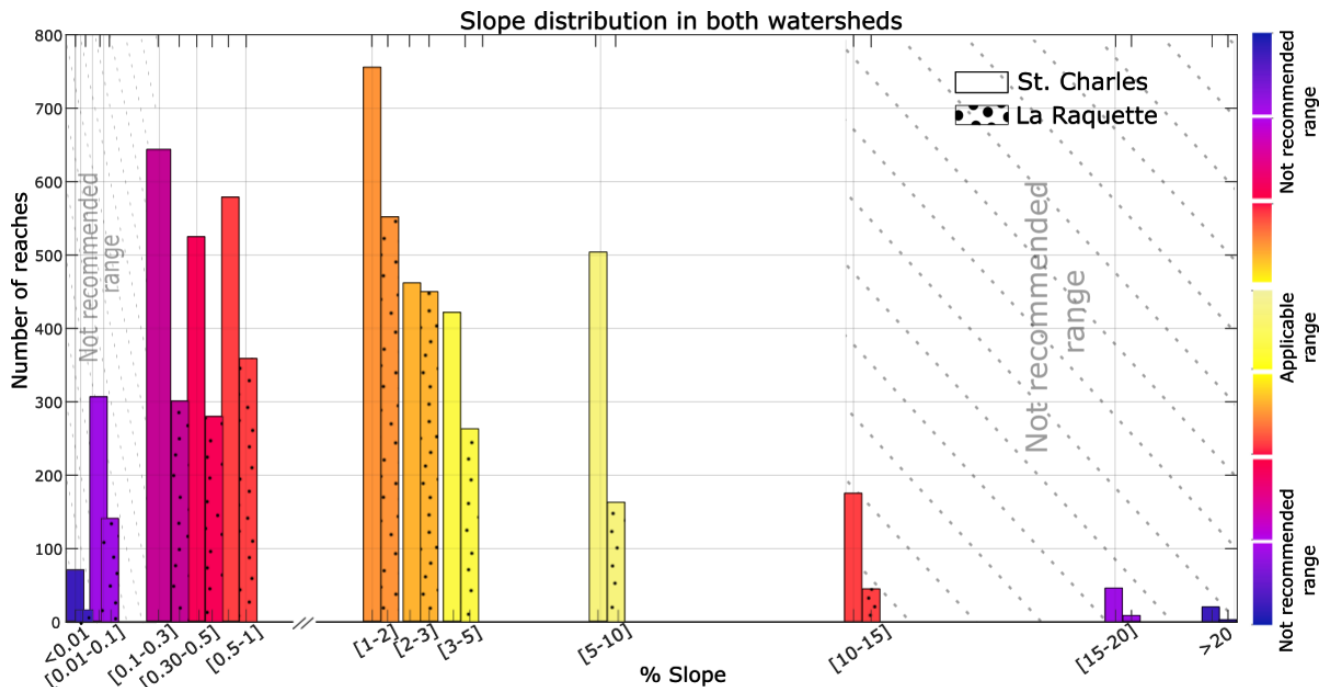


Figure 16 Distribution of the river reach slopes for the La Raquette and St. Charles watersheds.

In Figures 16, 17 and 18, different shades of red and purple indicate the bed slopes where HAND-SRC results may be more uncertain and, thus, to be used with caution. Slopes greater than 10% were excluded from the HAND-SRC results to account for the uniform flow and unicity of the flow regime required by the methodology. A “not recommended range” region was then delineated using slope values. Although the analysis of the slope of each river reach could be used as a criterion for applying the HAND-SRC approach directly, an additional validation regarding the hydraulic regime can be made using the Froude number (Fr). All reaches not meeting the flow

regime unicity requirement for more than 80% of its physically plausible discharges (determined from gauging station maximum observed values and drainage areas) were excluded from the HAND-SRC results.

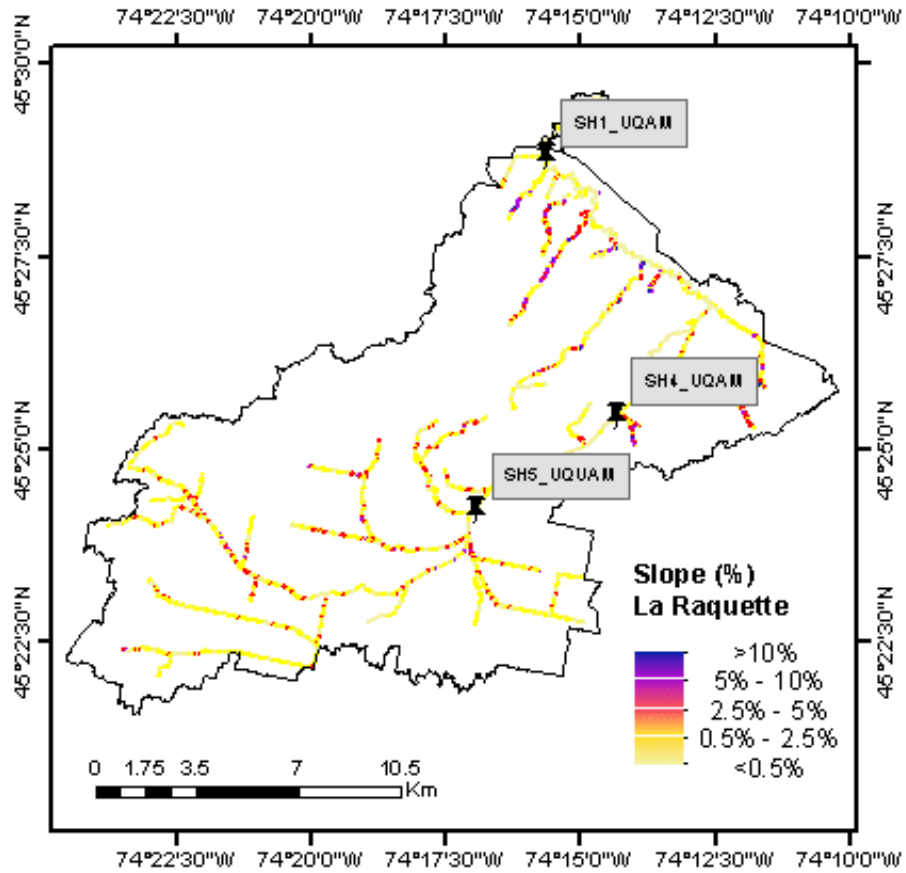


Figure 17 Classification of each river reach slope for the La Raquette watershed .

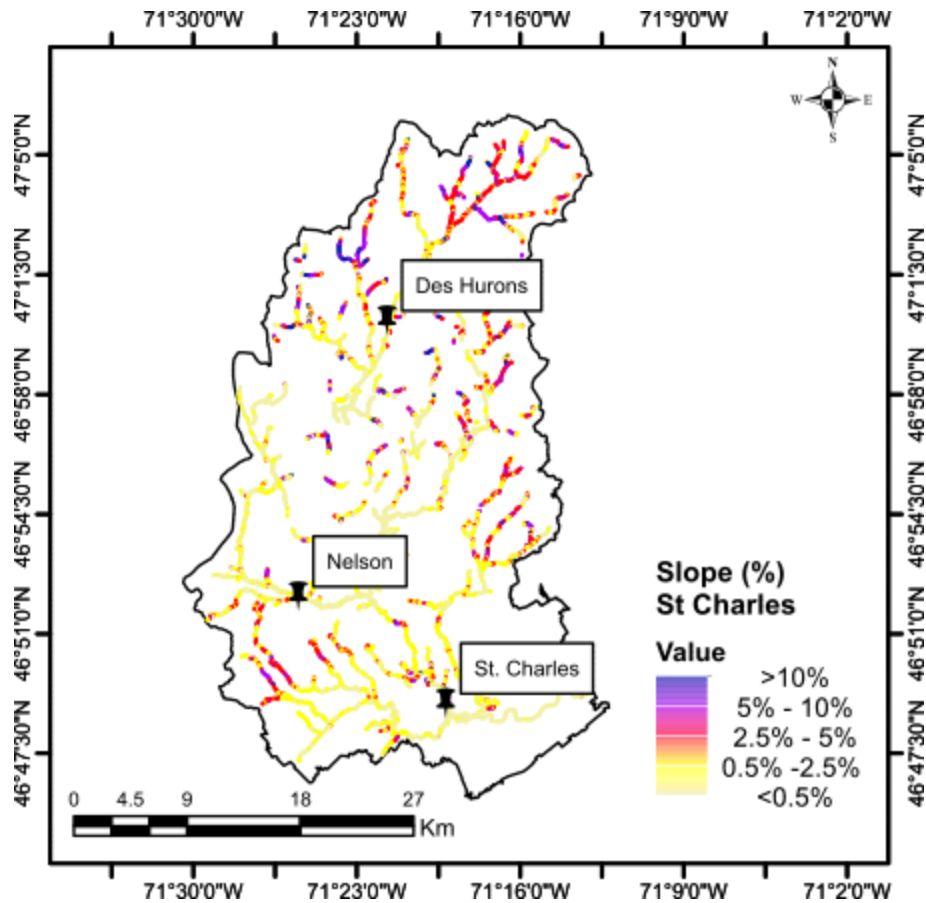


Figure 18 Classification of each river reach slope for the St Charles watershed.

The range of Fr was calculated for all river reaches using the calibrated sets of parameter values; therefore, the frequency of flow regime unicity was calculated. Respectively, 85.6% and 63.8% of the hydrographic networks of the La Raquette and St. Charles River watersheds meet the aforementioned requirement (either super critical or subcritical regime for all physically plausible discharges). The frequencies of flow regime unicity were then characterized using four classes: (i) 80 – 85%, (ii) 85%-90%, (iii) 90-95%, and (iv) 95-100%. This classification locates the reaches where the uncertainty of the HAND-SRC results is deemed acceptable, that is the height-discharge relationship is theoretically unequivocal. For the St. Charles River watershed, as shown in Figure 19, the flow unicity reached 63.8% of river reaches. Therefore, subcritical flow requirement (*i.e.*, frequency of subcritical conditions between 80%-100%) was met by 52.8% of the river reaches, while the supercritical flow regime is met by 11.0%. For the La Raquette River watershed, as shown in Figure 20, flow unicity reached 85.6%, from which subcritical flow regime

is met by 84.4% of the reaches while the supercritical flow regime is met by 1.2%. As expected, the results of the Fr are directly related to the slope of the river reaches.

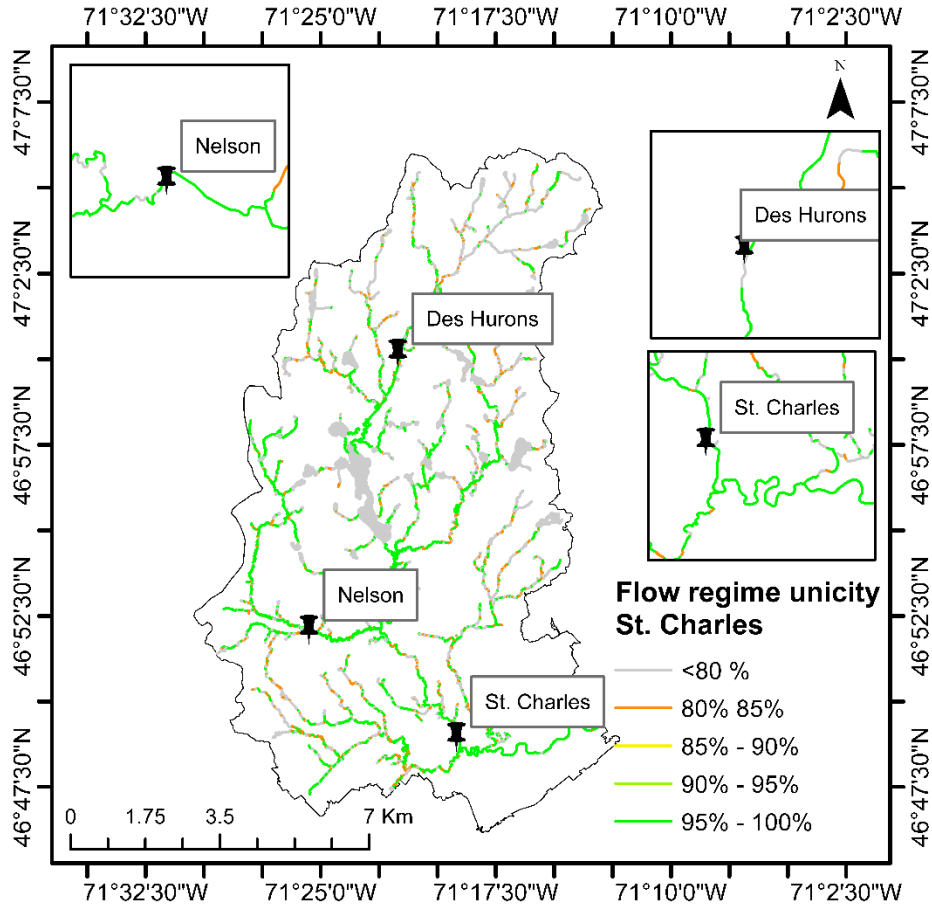


Figure 19 Classification of the HAND-SRC river reaches in terms of their frequency of flow regime unicity for the St. Charles River Basin.

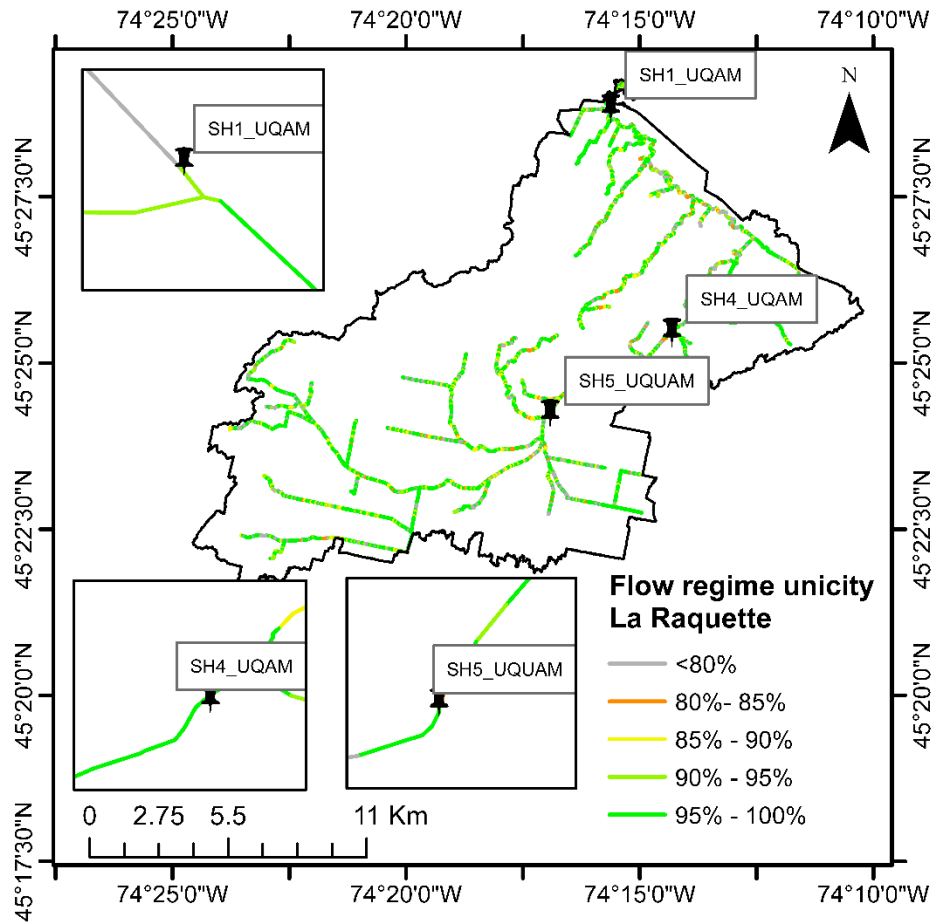


Figure 20 Classification of the HAND-SRC river reaches in terms of their frequency of flow regime unicity for the La Raquette River basin.

4.7 Discussion

This paper is built on the work of Zheng *et al.* (2018), which provided a method to determine hydraulic geometry information and stage-discharge curves, the so-called synthetic rating curve (SRC). Since the publication of their work, many authors have demonstrated the usefulness of the HAND-SRC method in providing flood inundation maps (Garousi-Nejad *et al.*, 2019; Jafarzadegan *et al.*, 2019; McGrath *et al.*, 2018; Rebolho *et al.*, 2018; Scriven *et al.*, 2021). Our study further investigated the implementation of this low-complexity topographic method, but for small watersheds. The derivation of SRCs by the integration of the HAND-SRC method in PHYSITEL closely followed previous works found in the literature. However, some modifications and analyses were required to achieve the sought-after results.

Simplified models such as HAND are popular given their ease of implementation, that is they have adaptable algorithms and rely on readily available gridded data. Our study differs from others. First, in terms of the size of the watersheds where the methodology was tested and second, in terms of the modifications regarding the computation of the Manning coefficient, the selection of reach length, and the validation of the computed SRCs. In other words, our SRCs were derived considering small rivers, short river reaches and the HAND matrix. Then, hydraulic geometry was obtained from the DEM to apply the Manning equation which resulted in discharge data. Moreover, a sensitivity analysis was performed to prioritize some input parameters, thus, guiding the calibration process. Hence, we explored criteria for selecting the most accurate curves. Finally, the Froude number and bed slopes were used as indicators to remove the river reaches where the HAND-SRC method assumptions were not met. The advantage of this approach is the possibility to derive a SRC for each river reach, which is very useful in the context of a lack of hydrological information. Since only gridded data, namely a DEM and stream network in raster format, are required to run the method, it has the potential to be applied in ungauged areas. In addition, the National Elevation Data Strategy of Canada provides a series of high-resolution LiDAR data that, along with the hydrographic network data, enables the application of the method to obtain first-instance flood maps. Indeed, LiDAR is viewed as a fast technology for generating DEMs (Muhadi *et al.*, 2020). Furthermore, airborne LiDAR provides information at very small scales which is important since the performance of the HAND-SRC method depends up to a scale on DEM resolution (Sanyal *et al.*, 2004). The coupling of LiDAR data and remotely sensed products such as those expected by the SWOT mission has the potential to provide water level data in remote areas where most rivers are ungauged.

Garousi-Nejad *et al.* (2019) demonstrated that the accuracy of the HAND method is directly related to DEM resolution. In our study, the effect of DEM resolution was addressed by comparing SRCs obtained from different horizontal resolutions. It was found that when using a finer resolution, the PBIAS improved from 11% to 5% (Figure 14). However, computational times increased by 40 % for each rating curve calculation. Nonetheless, the HAND-SRC method remains competitive with high-resolution gridded data.

Regarding uncertainties and underlying assumptions associated with HAND-SRC, they include those related to the use of: (i) Manning equation (*i.e.*, the bed slope, energy grade line, and water surface elevation profile supposed to be parallel), (ii) gridded data (*i.e.*, DEM vertical and horizontal resolution), (iii) land cover data (computation of a representative Manning coefficient), and (iv) hydrographic network (river reaches of irregular lengths and relative importance of extreme slopes). PHYSITEL was used to address the latter. In other words, the GIS connects reaches based on topographic considerations and, to maintain uniformity and improve accuracy, implements short reaches, which somehow addresses the unexplored conditions suggested by many authors (Garousi-Nejad *et al.*, 2019; Godbout *et al.*, 2019; Rebolho *et al.*, 2018; Scriven *et al.*, 2021; Zheng *et al.*, 2018). Indeed, in their study (Godbout *et al.*, 2019) did not achieve satisfactory SRC results for river reach less than 1.2 km. It is important here to highlight that our GSA clearly demonstrated the effect of reach length. Regarding land cover data and computation of Manning coefficient, the values were those reported by Chow (1965) since it is not easy to infer values from satellite images. When comparing SRCs with those derived from *in-situ* data, other uncertainties arise and among them there are those associated with the intrinsic variability of natural processes. These are usually related to the absence of onsite measurements or documentations of factors such as vegetation density and hysteresis effects due to transient flow conditions; all of which affect the stage-discharge curve (Schmidt, 2004), the definition of boundary conditions of hydraulic models (Rampinelli *et al.*, 2020) and ultimately rating curves derived from *in-situ* data (Le Coz *et al.*, 2014). Given the absence of bathymetric data, our study proposed the Froude number to be used as a benchmark to characterize potential flow regimes and ultimately validate up to a point the application of the Manning equation (Sundt *et al.*, 2022). Furthermore, the Froude number can be used to support the delineation of flood-prone areas by characterizing flow condition, which become useful when comparing performances of flood models developed from LiDAR images Hauer *et al.* (2021) and for the identification of risk zones based on flow behavior (van Alphen *et al.*, 2009). Other applications of the Froude number include determining the uncertainty associated with the stage-discharge curve (Schmidt, 2004) and comparing the performance between models used in flood simulation.

Since this is not a probabilistic study, applying an indicator based on the Froude number provides a measure linked to physical characteristics. In addition, this is the first time that this flow characteristic is included as a validation criterion in the application of the HAND-SRC approach. Besides the uncertainty sources found while applying the HAND approach in small watersheds, the authors are aware that including more gauging stations can improve the results since all upstream derived SRCs (*i.e.*, upstream of a gauging station) had a maximum discharge value equivalent to that of the nearest downstream gauging station. Complementary work should explore the use of the drainage area of each river reach to adjust this maximum discharge value to compensate for the lack of gauging stations and adequately define lower and upper discharge values of each SRC.

Future work will include comparing the extent and depth of the 2019 flood in the Raquette River watershed with those resulting from an ongoing application of HEC-RAS. Another comparison of HAND-SRC results will be with the channel geometry modeled with HEC-RAS. By using the Froude number in the context of a flood simulation, it will be possible to expose the river reaches having the same flow regime for a given discharge value. For this activity, two approaches (HAND-SRC and HEC-RAS) will be evaluated in terms of computational cost, flood area, and depth.

4.8 Conclusion

This paper has introduced a novel methodology for obtaining and validating synthetic rating curves (SRC) in small watersheds. Indeed, it provides a framework for obtaining hydraulic geometry properties and SRCs for rivers smaller than those presented in the literature. Although there are still a few uncertainties related to gridded data resolution and lack of readily available bathymetry data, the methodology provides a promising first approximation worth further investigations through broader applications. Based on the methodology presented, we derived SRCs with normalized (in terms of the observed discharge) RMSE values between 0.03 and 0.62 and PBIAS below $\pm 20\%$ when compared with gauged data of six stations where the methodology was tested. In addition, the hit/miss selection criteria allowed the derivation of not only one rating curve for each station, but at least ten calibrated curves that can be used with confidence since they fall within a PBIAS range of $\pm 5\%$ with respect to the observed rating curve. Furthermore, additional analyses, such as the effect of DEM resolution and the application of a GSA identified the main sources of uncertainty linked to the approach. This provides a framework to guide the application of low complexity models. Finally, applying the Froude number as a validation criterion to assess the flow regimes enabled the identification of river reaches where the HAND-SRC approach can be in all likelihood assumed to be valid. That being mentioned, the HAND-SRC approach was deemed applicable to 85.67% and 63.8% of the identified river reaches of the La Raquette and St. Charles watersheds, respectively. As a result, a first estimation of flood inundation potentials in the two studied small watersheds can be achieved using HAND maps. Future work should involve analyzing specific flood events to strengthen the calibration process and further characterize the benefit of the proposed Froude number criterion.

4.9 Acknowledgment

The authors would like to acknowledge support from Marie Larocque, a professor at UQAM, and her research team for providing us with the rating curves for the three stations used in the La Raquette River watershed.

4.10 Funding

Institut national de la recherche scientifique supported this work; Co-funded by a Mitacs Accelerate program (project 554030) via the Quebec government's 2013-2020 action plan on climate change, the watershed organization of the study region in partnership with Université

Laval, Ville de Québec, Ouranos, OBV de la Capitale and the Natural Science and Engineering Research Council of Canada (CRSNG) Discovery Grant program.

5 BIBLIOGRAPHIE ARTICLE

- Afshari S, Tavakoly AA, Rajib MA, Zheng X, Follum ML, Omranian E, Fekete BM (2018) Comparison of new generation low-complexity flood inundation mapping tools with a hydrodynamic model. *Journal of Hydrology* 556:539-556.
- Andreadis KM, Schumann GJ-P, Pavelsky T (2013) A simple global river bankfull width and depth database. *Water Resources Research* 49:7164-7168.
- Bates PD, De Roo APJ (2000) A simple raster-based model for flood inundation simulation. *Journal of Hydrology* 236:54-77.
- Biancamaria S, Lettenmaier DP, Pavelsky TM (2016) The SWOT Mission and its capabilities for land hydrology. *Surveys in Geophysics* 37(2):307-337.
- Bouda M, Rousseau AN, Gumiere SJ, Gagnon P, Konan B, Moussa R (2014) Implementation of an automatic calibration procedure for HYDROTEL based on prior OAT sensitivity and complementary identifiability analysis. *Hydrological Processes* 28(12):3947-3961.
- Bouda M, Rousseau AN, Konan B, Gagnon P, Gumiere SJ (2012) Bayesian uncertainty analysis of the distributed hydrological model HYDROTEL. *Journal of Hydrologic Engineering* 17(9):1021-1032.
- Chow VT (1965) *Handbook of applied hydrology*. McGraw-Hill, New York. 82-83 p
- Chow VT, Maidment DR, Mays LW (1988) *Applied Hydrology*. McGraw-Hill Company New York, NY. 294 p
- Chu H, Wu W, Wang QJ, Nathan R, Wei J (2020) An ANN-based emulation modelling framework for flood inundation modelling: Application, challenges and future directions. *Environmental Modelling & Software* 124:104587.
- Crosato A, Zulfan J, Vargas-Luna A (2020) Improved floodplain vegetation roughness for 1D hydraulic models. *River Flow 2020*, CRC Press, London Vol 1. p 1139-1147.
- ECCC (2020) *Canada's Top 10 Weather Stories of 2019*. Environment and Climate Change Canada Government of Canada, <https://www.canada.ca/en/environment-climate-change/services/top-ten-weather-stories/2019.html>
- Einstein HA (1934) The hydraulic cross section radius. *Schweizerische Bauzeitung* 103(8):89-91.
- Fortin J-P, Turcotte R, Massicotte S, Moussa R, Fitzback J, Villeneuve J-P (2001) Distributed watershed model compatible with remote sensing and GIS data. I: Description of model. *Journal of Hydrologic Engineering* 6(2):91-99.
- Garousi-Nejad I, Tarboton DG, Aboutalebi M, Torres-Rua AF (2019) Terrain Analysis Enhancements to the Height Above Nearest Drainage Flood Inundation Mapping Method. *Water Resources Research* 55:7983-8009.
- Ghanghas A, Dey S, Merwade V (2022) Evaluating the reliability of synthetic rating curves for continental scale flood mapping. *Journal of Hydrology* 606:127470.
- Godbout L, Zheng JY, Dey S, Eyelade D, Maidment D, Passalacqua P (2019) Error Assessment for Height Above the Nearest Drainage Inundation Mapping. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 55:952-963.
- Hauer C, Flödl P, Habersack H, Pulg U (2021) Critical flows in semi-alluvial channels during extraordinarily high discharges: Implications for flood risk management. *Journal of Flood Risk Management* 14(4):e12741.

- Henderson FM (1966) *Open Channel Flow* Macmillan, New York, NY. 515 p
- Hengl T (2006) Finding the right pixel size. *Computers & Geosciences* 32(9):1283-1298.
- Heuvelink GB (1998) *Error propagation in environmental modelling with GIS*. CRC press, London. 150 p
- Hirabayashi Y, Mahendran R, Koirala S, Konoshima L, Yamazaki D, Watanabe S, Kim H, Kanae S (2013) Global flood risk under climate change. *Nature Climate Change* 3:816-821.
- Horton RE (1933) Separate roughness coefficients for channel bottom and sides. *Engineering News-Record* 111(22):652-653.
- IBC (2020) Investing in Canada's future: The cost of Climate adaptation at the local level. p 1-60.
- Jafarzadegan K, Merwade V (2019) Probabilistic floodplain mapping using HAND-based statistical approach. *Geomorphology* 324:48-61.
- Jafarzadegan K, Merwade V, Saksena S (2018) A geomorphic approach to 100-year floodplain mapping for the Conterminous United States. *Journal of Hydrology* 561:43-58.
- Jonkman SN (2005) Global Perspectives on Loss of Human Life Caused by Floods. *Natural Hazards* 34:151-175.
- Kim MH, Morlock SE, Arihood LD, Kiesler JL (2011) *Observed and Forecast Flood-Inundation Mapping Application: A Pilot Study of an Eleven-Mile Reach of the White River, Indianapolis, Indiana*. U.S. Geological Survey Scientific Investigations, Indianapolis, Indiana. 63 p
- Le Coz J, Renard B, Bonnifait L, Branger F, Le Boursicaud R (2014) Combining hydraulic knowledge and uncertain gaugings in the estimation of hydrometric rating curves: A Bayesian approach. *Journal of Hydrology* 509:573-587.
- Leopold LB, Maddock TJ (1953) *The Hydraulic Geometry of Stream Channels and Some Physiographic Implications*. Washington, D.C. 3-25 p
- Maidment DR (1992) *Handbook of hydrology*. McGraw Hill, Inc, Austin, TX. 1143 p
- Mays LW (2005) *Water Resources Engineering* John Wiley & Sons Hoboken, NJ. 842 p
- McGrath H, Bourgon J-F, Proulx-Bourque J-S, Nastev M, Abo El Ezz A (2018) A comparison of simplified conceptual models for rapid web-based flood inundation mapping. *Natural Hazards* 93(2):905-920.
- MELCC (2019) *Utilisation du territoire 2019*. Ministère de l'Environnement et de la Lutte contre les changements climatiques (MELCC), <https://www.donneesquebec.ca/recherche/fr/dataset/utilisation-du-territoire>
- MERN (2022) *Géobase du réseau hydrographique du Québec (GRHQ)*. Ministère de l'Énergie et des Ressources naturelles, <https://mern.gouv.qc.ca/repertoire-geographique/reseau-hydrographique-grhq/>
- Muhadi NA, Abdullah AF, Bejo SK, Mahadi MR, Mijic A (2020) The Use of LiDAR-Derived DEM in Flood Applications: A Review. *Remote Sensing* 12:2308.
- Musser JW, Dyar TR (2007) *Two-dimensional floodinundation model of the Flint River US* Geological Survey, Albany, GA. 49 p
- Nobre AD, Cuartas LA, Hodnett M, Rennó CD, Rodrigues G, Silveira A, Waterloo M, Saleska S (2011) Height Above the Nearest Drainage - a hydrologically relevant new terrain model. *Journal of Hydrology* 404:13-29.
- Noël P, Rousseau AN, Paniconi C, Nadeau DF (2014) Algorithm for Delineating and Extracting Hillslopes and Hillslope Width Functions from Gridded Elevation Data. *Journal of Hydrologic Engineering* 19: 8865–8901.
- Pelletier PM (1988) Uncertainties in the single determination of river discharge: a literature review. *Canadian Journal of Civil Engineering* 15(5):834-850.
- Pianosi F, Sarrazin F, Wagener T (2015) A Matlab toolbox for Global Sensitivity Analysis. *Environmental Modelling & Software* 70:80-85.

- Pianosi F, Wagener T (2016) Understanding the time-varying importance of different uncertainty sources in hydrological modelling using global sensitivity analysis. *Hydrological Processes* 30:3991-4003.
- Polidori L, El Hage M (2020) Digital Elevation Model Quality Assessment Methods: A Critical Review. *Remote Sensing* 12(21):3522.
- Quintero F, Rojas M, Muste M, Krajewski WF, Perez G, Johnson S, Anderson A, Hunemuller T, Cappuccio B, Zogg J (2021) Development of Synthetic Rating Curves: Case Study in Iowa. *Journal of Hydrologic Engineering* 26(1):05020046.
- Rampinelli CG, Knack I, Smith T (2020) Flood Mapping Uncertainty from a Restoration Perspective: A Practical Case Study. *Water* 12:1948.
- Rantz SE (1982) *Measurement and computation of streamflow: Measurement of stage and discharge*. United States Geological Survey, Washington D.C. 373 p
- Razavi S, Gupta HV (2016a) A new framework for comprehensive, robust, and efficient global sensitivity analysis: 1. Theory. *Water Resources Research* 52(1):423-439.
- Razavi S, Gupta HV (2016b) A new framework for comprehensive, robust, and efficient global sensitivity analysis: 2. Application. *Water Resources Research* 52(1):440-455.
- Rebolho C, Andréassian V, Le Moine N (2018) Inundation mapping based on reach-scale effective geometry. *Hydrology and Earth System Sciences* 22:5967-5985.
- Rennó CD, Nobre AD, Cuartas LA, Soares JV, Hodnett MG, Tomasella J, Waterloo MJ (2008) HAND, a new terrain descriptor using SRTM-DEM: Mapping terra-firme rainforest environments in Amazonia. *Remote Sensing of Environment* 112(9):3469-3481.
- Richardson M, Moore RDD, Zimmermann A (2017) Variability of tracer breakthrough curves in mountain streams: Implications for streamflow measurement by slug injection. *Canadian Water Resources Journal* 42:21-37.
- Rousseau AN, Fortin J-P, Turcotte R, Royer A, Savary S, Quévy F, Noël P, Paniconi C (2011) PHYSITEL, a specialized GIS for supporting the implementation of distributed hydrological models. *Water News* :18-20.
https://www.researchgate.net/publication/306940102_PHYSITEL_a_specialized_GIS_for_supporting_the_implementation_of_distributed_hydrological_models
- Samela C, Troy TJ, Manfreda S (2017) Geomorphic classifiers for flood-prone areas delineation for data-scarce environments. *Advances in Water Resources* 102:13-28.
- Sangwan N, Merwade V (2015) A Faster and Economical Approach to Floodplain Mapping Using Soil Information. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* 51(5):1286-1304.
- Sanyal J, Lu XX (2004) Application of Remote Sensing in Flood Management with Special Reference to Monsoon Asia: A Review. *Natural Hazards* 33:283-301.
- Schmidt AR (2004) Application of Point-Estimation Method to Calculate Uncertainties in Discharges from Stage-Discharge Ratings. *Critical Transitions in Water and Environmental Resources Management*. (Reston, VA, American Society of Civil Engineers, p 1-10.
- Scriven BWG, McGrath H, Stefanakis E (2021) GIS derived synthetic rating curves and HAND model to support on-the-fly flood mapping. *Natural Hazards* 109(2):1629-1653.
- Sundt H, Alfredsen K, Museth J, Forseth T (2022) Combining green LiDAR bathymetry, aerial images and telemetry data to derive mesoscale habitat characteristics for European grayling and brown trout in a Norwegian river. *Hydrobiologia* 849:509-525.
- Tayefi V, Lane SN, Hardy RJ, Yu D (2007) A comparison of one- and two-dimensional approaches to modelling flood inundation over complex upland floodplains. *Hydrological Processes* 21:3190-3202.
- Teng J, Jakeman AJ, Vaze J, Croke BFW, Dutta D, Kim S (2017) Flood inundation modelling: A review of methods, recent advances and uncertainty analysis. *Environmental Modelling & Software* 90:201-2016.

- Turcotte B, Burrell BC, Beltaos S (2019) The Impact of Climate Change on Breakup Ice Jams in Canada: State of knowledge and research approaches. *20th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers*. (Ottawa,ON, p 3-8.
- Turcotte R, Fortin L-G, Fortin V, Fortin J-P, Villeneuve J-P (2007) Operational analysis of the spatial distribution and the temporal evolution of the snowpack water equivalent in southern Québec, Canada. *Hydrology Research* 38(3):211-234.
- Turcotte R, Rousseau AN, Fortin J-P, Villeneuve J-P (2003) A Process-Oriented, Multiple-Objective Calibration Strategy Accounting for Model Structure. *Calibration of Watershed Models*, <https://doi.org/10.1002/9781118665671.ch11>. p 153-163.
- van Alphen J, Martini F, Loat R, Slomp R, Passchier R (2009) Flood risk mapping in Europe, experiences and best practices. *Journal of Flood Risk Management* 2:285-292.
- Yahaya S (2008) Multicriteria analysis for flood vulnerable areas in hadejia-jama'are river Basin, Nigeria. in *American Society for Photogrammetry and Remote Sensing - ASPRS Annual Conference 2008 - Bridging the Horizons: New Frontiers in Geospatial Collaboration*), p 777-785.
- Yapo PO, Gupta HV, Sorooshian S (1996) Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: sensitivity to calibration data. *Journal of Hydrology* 181:23-48.
- Zheng X, Tarboton DG, Maidment DR, Liu YY, Passalacqua P (2018) River Channel Geometry and Rating Curve Estimation Using Height above the Nearest Drainage. *Journal of the American Water Resources Association* 54:785-806.
- Zokagoa JM, Soulaïmani A, Dupuis P (2021) Flood risk mapping using uncertainty propagation analysis on a peak discharge: case study of the Mille Iles River in Quebec. *Natural Hazards* 107:285-310.

6 DISCUSSION GÉNÉRALE ET CONCLUSION

Dans cette étude, nous avons validé l'approche méthodologique proposée par Zheng *et al.* (2018) pour une utilisation dans de petits bassins versants. L'approche combine les valeurs de la matrice HAND (*Height Above the Nearest Drainage*) qui permet de délimiter les superficies inondables à l'aide de données topographiques. D'autre part, cette approche requière des CTS dérivées des propriétés géométriques de tronçons de rivière homogènes et des entrées de la matrice HAND. Il a été démontré qu'il est possible de construire des CTS qui, après le processus de calage, sont comparables aux courbes des stations hydrométriques. Les résultats obtenus se veulent complémentaires aux études précédentes et viennent valider les hypothèses faites par d'autres auteurs. De même, des cartes calées et validées ont été produites à l'aide d'un algorithme de faible complexité afin de les rendre comparables à celles produites à partir de différents modèles de délimitation des superficies inondables.

Les résultats ont montré que des CTS avec moins de 5% de biais pouvaient être créées aux six stations de contrôle et ce en utilisant des MNA à haute résolution (5 m/pixel). De plus, le processus de calage a permis d'ajuster les paramètres du coefficient de Manning et de la longueur du tronçon de rivière. Pour caler les paramètres, nous avons utilisé les plages décrites dans la littérature pour diverses utilisations des sols (voir le tableau 3, *Table 3: Factor space definition for the GSA.*). Selon des études antérieures, comme celle réalisée par Scriven *et al.* (2021), le coefficient de Manning a été modifié en une valeur composite en utilisant l'approche HAND, montrant de meilleurs résultats et diminuant l'incertitude. Afin de considérer les différentes utilisations des sols le long d'un tronçon de rivière et malgré les différentes formules proposées dans la littérature pour calculer une valeur de Manning pondérée, nous avons utilisé l'équation d'Einstein (1934) et Horton (1933)(Équation 14) pour dériver une valeur équivalente du coefficient de rugosité.

De plus, dans l'étude de Garousi-Nejad *et al.* (2019), après avoir appliqué le modèle à deux résolutions spatiales différentes du MNA (3-m vs 10-m), les résultats ont montré que la résolution spatiale plus élevée améliorerait la précision de la cartographie des inondations. Selon l'étude, de courts tronçons de rivière pourraient aussi être désignés pour améliorer la connectivité du réseau, obtenant ainsi de meilleurs résultats en matière de débit. Ainsi, comme l'approche HAND-CTS est principalement alimentée par des données topographiques, la résolution de ces dernières influence la qualité de la courbe de tarage synthétique. Pour valider cette hypothèse, on a effectué une analyse de l'effet de la résolution sur les résultats. Des MNA à 5 m, 4 m, 3 m et 2 m ont été

utilisés pour cet exercice, les résultats se trouvent à la *Figure 14 Spatial resolution assessment for the gauging stations of the St. Charles River watershed*). L'analyse a mis en évidence que de meilleurs résultats peuvent être obtenus avec des résolutions plus élevées et en réduisant le biais de 11% à 5%. Toutefois, les temps de calcul ont augmenté de manière exponentielle pendant cet exercice.

L'analyse de la précision verticale du modèle, par rapport à l'induction d'une erreur systématique, a révélé que les CTS réagissent à ce changement (*Figure 13 Resulting SRCs using a DEM including a Gaussian error*). Dans ce cas, l'introduction d'une erreur systématique a modifié le MNA d'entrée dans une fourchette de ± 15 cm, ce qui correspond à leur précision dans la représentation de la réalité. Une corrélation directe a été établie entre les données topographiques sans erreur (NRMSE=0.46) et celles avec un MNA altéré (NRMSE =0.92) pour la station Des Hurons. En outre, la modification de la longueur des segments de rivière a utilisé les recommandations de la USGS Rantz (1982) et les résultats de Richardson *et al.* (2017) pour mesurer le débit ou installer des stations hydrométriques. Le but de cette modification était de rendre les courbes de tarage synthétiques comparables aux courbes développées pour chaque station. De plus, l'analyse de sensibilité a montré que ce paramètre de longueur était très réactif aux modifications, comme le montre le Tableau 4 de l'article (*Table 6: Global Sensitivity Analysis results for St. Charles River and La Raquette River watersheds. The first position corresponds to the most sensitive parameter according to VARS Tool.*). L'algorithme créé dans PHYSITEL a permis de maintenir la cohérence hydraulique en modifiant la pente conjointement avec la longueur de chaque tronçon.

Les recherches futures peuvent explorer davantage l'approche méthodologique proposée ici dans des bassins de petite et moyenne taille, en fonction de la disponibilité de données topographiques à haute résolution. En outre, la cartographie des inondations produite à l'aide de ce cadre peut être comparée de manière approfondie avec d'autres modèles fournissant la profondeur et l'extension des inondations. Notre approche vise à exposer les nombreuses incertitudes associées à l'approche HAND-CTS.

De même, l'inclusion d'un critère hydraulique, tel que le nombre de Froude et la pente moyenne, permettent de localiser les incertitudes associées à l'application de HAND-SRC. De cette manière, l'identification du régime d'écoulement sert d'outil pour créer une plage où l'application de notre approche n'est pas recommandée. Il est important de mentionner que les applications précédentes de cette approche, bien que différentes en termes de taille des bassins utilisés, ne réalisent pas une telle analyse de l'impact des différentes sources d'incertitude comme cela a été

fait dans notre étude. Ainsi, nous proposons que les travaux futurs portent sur une analyse de sensibilité globale, identifiant les principales sources d'incertitudes en considérant la résolution spatiale du MNA, les calculs géométriques, et l'importance de la morphologie de la rivière à une échelle plus régionale. Puisque nos résultats reflètent que de meilleurs résultats peuvent être obtenus en considérant ces variables. De même, l'identification des zones où l'application de cette approche est recommandée permettrait de cibler des segments et d'optimiser ainsi les ressources informatiques.

Au-delà des résultats obtenus concernant le calage et la validation des CTS, ainsi que l'identification des sources d'incertitude, cette approche peut encore être améliorée. L'une des limites est que les données des stations hydrométriques sont nécessaires pour comparer les résultats et définir les valeurs des paramètres. Sans ces stations ou avec des informations incomplètes, les modèles hydrauliques tels qu'HEC-RAS pourraient être utilisés afin de comparer la délimitation des inondations. Cependant, l'exercice entre dans un paradoxe, car les modèles de faible complexité ont été créés pour faire face au manque d'informations nécessaires à l'exécution de modèles physiques plus complexes. Compte tenu de cette limitation, une autre approche plus récente consiste à développer des réseaux neuronaux entraînés sur les caractéristiques des canaux, comme le propose Ghanghas *et al.* (2022). Ces réseaux neuronaux peuvent gérer les données manquantes. Cependant, la source de données d'entrée joue un rôle important dans l'obtention de résultats satisfaisants.

Finalement, les modèles ou approches de faible complexité peuvent être utiles dans un contexte d'accès limité aux données. De plus, il a été démontré qu'ils sont relativement précis pour le calcul du débit, la dérivation des propriétés hydrauliques du canal et l'appui à la cartographie des inondations. Compte tenu des recherches effectuées jusqu'à la soumission de ce document, notre étude est innovante en termes de taille des bassins versants et de l'ensemble des approches de validation, incluant : (i) une analyse de sensibilité globale, (ii) le développement d'une méthodologie pour sélectionner les meilleures courbes de tarage, (iii) l'évaluation de la précision verticale du MNA et l'impact de sa résolution horizontale, et (iv) la validation par un critère hydraulique (nombre de Froude et pente moyenne). On peut alors conclure que l'approche méthodologique proposée peut être appliquée dans de petits bassins versants, et que les CTS peuvent être dérivées d'un MNA et des données du réseau hydrographique. Ainsi, la mise en place à grand déploiement du cadre proposé pourra aider les agences régionales à développer des stratégies de gestion et d'atténuation des inondations dans les secteurs qu'ils jugeront problématiques.

7 BIBLIOGRAPHIE

- Einstein HA (1934) The hydraulic cross section radius. *Schweizerische Bauzeitung* 103(8):89-91.
- Garousi-Nejad I, Tarboton DG, Aboutalebi M, Torres-Rua AF (2019) Terrain Analysis Enhancements to the Height Above Nearest Drainage Flood Inundation Mapping Method. *Water Resources Research* 55:7983-8009.
- Ghanghas A, Dey S, Merwade V (2022) Evaluating the reliability of synthetic rating curves for continental scale flood mapping. *Journal of Hydrology* 606:127470.
- Horton RE (1933) Separate roughness coefficients for channel bottom and sides. *Engineering News-Record* 111(22):652-653.
- Rantz SE (1982) *Measurement and computation of streamflow: Measurement of stage and discharge*. United States Geological Survey, Washington D.C. 373 p
- Richardson M, Moore RDD, Zimmermann A (2017) Variability of tracer breakthrough curves in mountain streams: Implications for streamflow measurement by slug injection. *Canadian Water Resources Journal* 42:21-37.
- Scriven BWG, McGrath H, Stefanakis E (2021) GIS derived synthetic rating curves and HAND model to support on-the-fly flood mapping. *Natural Hazards* 109(2):1629-1653.
- Zheng X, Tarboton DG, Maidment DR, Liu YY, Passalacqua P (2018) River Channel Geometry and Rating Curve Estimation Using Height above the Nearest Drainage. *Journal of the American Water Resources Association* 54:785-806.