

Faculté des bioingénieurs

Modélisation hydrodynamique haute résolution de la crue de la Vesdre de juillet 2021

Analyse de sensibilité et potentiel d'intégration opérationnelle du modèle multi-GPU SERGHEI-SWE

Auteur : Adrien LÉONARD

Promoteurs : Mathieu JAVAUX, Daniel CAVIEDES-VOULLIÈME

Lectrice et lecteur : Sandra SOARES FRAZAO, Marnik VANCLOOSTER

Année académique 2025-2026

Mémoire de fin d'études présenté en vue de l'obtention du diplôme de Bioingénieur :
Bioingénieur en sciences et technologies de l'environnement, à finalité spécialisée

Remerciements

Avant d'entamer ce mémoire de fin d'études, je tiens à exprimer ma profonde gratitude à toutes les personnes et institutions qui, de près ou de loin, ont contribué à sa réalisation.

Je remercie tout particulièrement Monsieur Mathieu Javaux pour son encadrement tout au long de cette année. Ses conseils avisés, son expertise scientifique, ses pistes de réflexion ainsi que son accompagnement lors de l'analyse des résultats et de la rédaction ont constitué un soutien précieux à chaque étape de ce travail.

Mes remerciements s'adressent également à Monsieur Daniel Caviedes-Voullième pour son accompagnement technique dans l'installation et l'utilisation du logiciel SERGHEI, pour son aide dans la compréhension et l'interprétation technique des résultats, ainsi que pour avoir facilité mon accès aux ressources du *Jülich Supercomputing Centre* (JSC).

Je remercie également Monsieur Charles Biolders pour ses remarques pertinentes et ses conseils lors de l'analyse de certains résultats.

Je souhaite exprimer ma reconnaissance au JSC du *Forschungszentrum Jülich* pour l'accès accordé à ses infrastructures de calcul haute performance, indispensables à la réalisation de cette étude.

Je remercie le Service public de Wallonie (SPW) pour la mise à disposition de nombreuses données via le géoportail WalOnMap, ainsi que l'Institut Royal Météorologique (IRM) pour l'accès à ses données climatiques, qui se sont révélées essentielles à la conduite de cette étude.

Mes remerciements vont également au SPW Agriculture, Ressources naturelles et Environnement (ARNE), et plus particulièrement à Monsieur Lucas Limbourg, pour son aide précieuse dans l'obtention et l'exploitation de certaines données spécifiques.

Je remercie aussi la Faculté des bioingénieurs de l'UCLouvain, qui m'a offert l'opportunité de mener ce travail de recherche et de conclure mon parcours académique par une expérience particulièrement enrichissante.

Pour terminer, je tiens à remercier chaleureusement ma famille, mes proches et mes amis pour leur soutien constant, leurs encouragements et leur présence tout au long de mes études. Leur confiance et leur bienveillance ont constitué un appui essentiel dans l'aboutissement de ce projet.

Contributions et utilisation des outils d'IA générative

Les outils d'IA générative utilisés sont principalement Gemini (Google) et ChatGPT (OpenAI). Ils ont servi d'aide à la reformulation, à la correction linguistique, à la structuration du texte, au débogage de scripts et à certaines vérifications bibliographiques. Ils n'ont pas généré de données, produit directement les résultats finaux, validé les simulations ni décidé des choix méthodologiques ou scientifiques. L'ensemble du contenu final a été vérifié, sélectionné et validé par l'auteur.

Rôle CRediT	Contribution d'Adrien Léonard	Autres contributeurs	IA générative
Conceptualisation	Définition du sujet, de la problématique, des objectifs et du cadrage final.	Discussions et cadrage avec Mathieu Javaux.	Reformulation ponctuelle.
Méthodologie	Conception du workflow, choix des scénarios, paramètres testés et métriques d'évaluation.	Conseils de Mathieu Javaux ; appui technique de Daniel Caviedes-Voullième pour SERGHEI/HPC.	Aide à la structuration et suggestions ponctuelles vérifiées.
Investigation	Collecte, traitement et intégration des données ; préparation des fichiers d'entrée SERGHEI.	Données SPW, IRM ; ressources JSC ; table Manning fournie par Lucas Limbourg ; aide SERGHEI par Daniel Caviedes-Voullième.	Aide au débogage de scripts. Aucune donnée générée.
Analyse formelle	Lancement des simulations, extraction des résultats, calcul des métriques, bilans volumiques, WSE, CSI et temps de calcul.	Support technique SERGHEI/HPC par Daniel Caviedes-Voullième.	Aide à l'écriture et correction de scripts. Aucun résultat final généré directement.
Validation	Comparaison aux observations de débit, WSE, emprises inondées et vérification de la cohérence des résultats.	Discussions avec Mathieu Javaux et Daniel Caviedes-Voullième ; remarques ponctuelles de Charles Bielders.	Aucun rôle dans la validation scientifique.
Rédaction – version originale	Élaboration des idées, de la logique scientifique, des résultats à présenter et de l'interprétation finale.	Commentaires scientifiques de Mathieu Javaux et Daniel Caviedes-Voullième	Aide à la formulation à partir des idées et consignes de l'auteur
Rédaction – révision et édition	Révision finale, intégration des remarques, vérification des références et choix finaux.	Relecture complète par Mathieu Javaux	Correction linguistique, reformulation, concision, harmonisation des titres/légendes et aide bibliographique ponctuelle.
Visualisation	Production des figures, cartes, graphiques et tableaux via Python et outils SIG.	Données ou fonds externes cités lorsque nécessaires.	Aide au débogage des scripts et à la formulation des légendes.
Supervision	Organisation du travail, analyses, décisions finales et responsabilité du contenu.	Supervision scientifique par Mathieu Javaux ; supervision technique par Daniel Caviedes-Voullième	Aucun rôle de supervision ni de décision scientifique.

Table des matières

Liste des figures.....	VII
Liste des tableaux.....	IX
Liste des acronymes	X
1. Introduction.....	1
1.1. Contexte général et extrêmes hydrologiques.....	1
1.2. Caractérisation physique de la zone d'étude	2
1.3. Événement de juillet 2021.....	4
1.4. Système d'alerte en 2021.....	4
2. État de l'art : Systèmes d'Alerte Précoce aux Inondations (SAPI).....	6
2.1. Architecture globale	6
2.2. Pilier « Surveillance et prévision »	6
2.3. Typologie des modèles utilisés.....	7
2.3.1. Modèles empiriques et statistiques	7
2.3.2. Modèles conceptuels	7
2.3.3. Modèles hydrodynamiques.....	8
2.3.4. Synthèse comparative	12
2.4. Limites des modèles hydrodynamiques pour les SAPI.....	13
2.4.1. Compromis entre précision et temps de calcul.....	13
2.4.2. Incertitudes des forçages, paramètres et conditions initiales	13
2.5. Calcul haute performance	14
2.5.1. Accélération par GPU	14
2.5.2. Scalabilité et calcul multi-GPU.....	14
2.5.3. Portabilité et abstraction matérielle	15
2.6. Modèles hydrodynamiques haute performance	15
2.6.1. Standards opérationnels	15
2.6.2. Modèles accélérés par GPU.....	16
2.6.3. Cadres logiciels intégrés	16
2.7. Cadre logiciel de modélisation SERGHEI	16
2.7.1. Architecture du modèle	17
2.7.2. Implémentation avec Kokkos	17
2.7.3. Solveur SERGHEI-SWE	18
2.7.4. Couplage hydrologique : SERGHEI-RE	19

2.8. Synthèse et positionnement du travail	19
3. Question de recherche, hypothèse et objectifs	20
3.1. Problématique et question de recherche	20
3.2. Hypothèse générale de recherche	20
3.3. Objectifs spécifiques.....	20
4. Matériel et méthodes.....	21
4.1. Modèle numérique et environnement de calcul	21
4.2. Méthodologie et flux de travail	21
4.3. Fonctionnement de SERGHEI-SWE.....	21
4.3.1. Fichiers d'entrée.....	21
4.3.2. Fichiers de sortie	22
4.4. Configuration commune du modèle	22
4.4.1. Délimitation du domaine.....	22
4.4.2. Conditions aux limites	22
4.4.3. Paramètres temporels et numériques	22
4.4.4. Forçages hydrométéorologiques.....	23
4.5. Paramétrisations physiques et scénarios de simulation	23
4.5.1. Stratégie générale de simulation	23
4.5.2. Topographie et résolution spatiale	24
4.5.3. Paramétrisation de la rugosité	24
4.5.4. Paramétrisation de l'infiltration	25
4.5.5. Conditions initiales	26
4.5.6. Synthèse des scénarios testés.....	26
4.6. Données d'observation et protocole d'évaluation.....	28
4.6.1. Séries temporelles hydrométriques	28
4.6.2. Cartographie des zones inondées et hauteurs d'eau.....	31
4.6.3. Données d'exploitation des barrages-réservoirs.....	33
5. Résultats	34
5.1. Analyse de sensibilité	34
5.1.1. Effet des coefficients de Manning.....	34
5.1.2. Effet de l'infiltration	37
5.1.3. Effet des conditions initiales de surface.....	41
5.1.4. Effet de la résolution spatiale.....	43

5.1.5. Effet de la source topographique	45
5.2. Validation physique	48
5.2.1. Configurations les plus performantes par résolution	48
5.2.2. Simulation haute résolution	49
5.3. Temps de calcul et faisabilité pour un SAPI.....	55
6. Discussion	57
6.1. Performances générales du modèle.....	57
6.2. Diagnostic des phases transitoires	58
6.2.1. Phase de montée.....	58
6.2.2. Phase de décrue	58
6.3. Rôle de la représentation topographique et des ouvrages de stockage	58
6.4. Résolution spatiale et équifinalité.....	60
6.5. Infiltration, état initial et pertes verticales	62
6.6. Temps de calcul et potentiel opérationnel	63
7. Conclusions et perspectives	64
7.1. Conclusions générales	64
7.2. Perspectives de recherche et d'opérationnalisation.....	65
Références bibliographiques	67
Annexes	i
Annexe 1 : environnement de calcul et reproductibilité HPC.....	i
Annexe 2 : archivage des routines et configuration de l'environnement de traitement.....	iii
Annexe 3 : cartographie des coefficients de Manning.....	v
Annexe 4 : effet combiné de la résolution et des coefficients de Manning.....	vi
Annexe 5 : récapitulatif de l'ensemble des simulations associées à la totalité de leurs métriques statistiques	vii
Annexe 6 : dynamiques temporelles de l'altitude de la surface d'eau aux stations de Polleur et Belleheid.....	ix
Annexe 7 : sensibilité du CSI au seuil d'eau et à la zone d'analyse	xi

Liste des figures

Figure 1. Photo des inondations de juillet 2021 à Nessonvaux, dans la vallée de la Vesdre.....	1
Figure 2. Localisation de la Vesdre et de son bassin versant.....	2
Figure 3. Analyse climatique de Chaudfontaine sur la période 1991-2020 (IRM).....	2
Figure 4. Modèle Numérique de Terrain du bassin versant de la Vesdre.....	3
Figure 5. Cumuls pluviométriques et périodes de retour associées des précipitations sur la période comprise entre le 13 juillet à 8h et le 16 juillet à 8h en 2021 en Belgique (IRM).	4
Figure 6. Architecture du framework SERGHEI, adaptée de Li et al. (2025).....	17
Figure 7. Cumul spatial des précipitations sur le bassin versant de la Vesdre entre le 13 et le 18 juillet 2021.....	23
Figure 8. Localisation des stations hydrométriques retenues pour la validation du modèle.....	28
Figure 9. Dynamique des hydrogrammes et répartition volumique selon les variations des coefficients de Manning.	35
Figure 10. Dynamique des hydrogrammes et répartition volumique selon la distribution spatiale de la rugosité.....	36
Figure 11. Dynamique des hydrogrammes et répartition volumique selon la représentation de l'infiltration.	38
Figure 12. Dynamique des hydrogrammes et répartition volumique selon la distribution spatiale de l'infiltration.	39
Figure 13. Dynamique des hydrogrammes et répartition volumique selon le type de représentation de l'infiltration.	40
Figure 14. Dynamique des hydrogrammes et répartition volumique selon la hauteur d'eau initiale. .	42
Figure 15. Dynamique des hydrogrammes et répartition volumique selon la résolution spatiale du modèle.....	44
Figure 16. Dynamique des hydrogrammes et répartition volumique selon le MNT source utilisé.....	46
Figure 17. Hydrogrammes des débits de sortie observés et simulés aux barrages d'Eupen et de la Gileppe avec le MNT 2013–2014 à résolution source de 1 m.....	47
Figure 18. Hydrogrammes des débits de sortie observés et simulés aux barrages d'Eupen et de la Gileppe avec le MNT 2021–2022 à résolution source de 50 cm.	47
Figure 19. Évaluation temporelle du débit à l'exutoire de la simulation à 5 m de résolution.....	50
Figure 20. Comparaison de l'évolution temporelle de l'altitude de la surface de l'eau entre simulation et observations à la station de Chaudfontaine.....	51
Figure 21. Cartographie de la validation spatiale de l'emprise des inondations.....	53
Figure 22. Écarts d'altitude de surface d'eau entre simulation et observations.	54
Figure 23. Évolution de la charge de calcul en fonction de l'affinement de la résolution spatiale.	56
Figure 24. Carte de différence altimétrique au niveau du barrage d'Eupen.	59

Figure 25. Évolution du volume de stockage en surface en fonction de la résolution spatiale.	60
Figure 26. Comparaison des hydrogrammes et bilans volumiques entre la simulation haute résolution à 5 m et le test complémentaire à 2 m.....	62
Figure 27. Distribution spatiale des coefficients de Manning appliqués au bassin versant de la Vesdre.	v
Figure 28. Effet combiné de la résolution spatiale et de la rugosité sur la répartition volumique.	vi
Figure 29. Comparaison de l'évolution temporelle de l'altitude de la surface de l'eau entre simulation et observations à la station de Polleur.	ix
Figure 30. Comparaison de l'évolution temporelle de l'altitude de la surface de l'eau entre simulation et observations à la station de Belleheid.	x
Figure 31. Sensibilité du CSI au seuil de hauteur d'eau et à la largeur de la zone tampon.	xi

Liste des tableaux

Tableau 1. Comparaison des familles de modèles pour l'alerte précoce aux inondations.	12
Tableau 2. Correspondance entre les classes WALOUS niveau 2 et les coefficients de Manning utilisés dans les simulations.	25
Tableau 3. Récapitulatif des scénarios testés associés à leur configuration de référence.	27
Tableau 4. Caractéristiques des stations hydrométriques retenues pour la validation du modèle.	29
Tableau 5. Sensibilité des pointes de crue et bilans volumiques aux variations des coefficients de Manning.	35
Tableau 6. Sensibilité des pointes de crue et bilans volumiques selon la distribution spatiale de la rugosité.....	36
Tableau 7. Sensibilité des pointes de crue et bilans volumiques selon la représentation de l'infiltration.	38
Tableau 8. Sensibilité des pointes de crue et bilans volumiques selon la distribution spatiale de l'infiltration.	39
Tableau 9. Sensibilité des pointes de crue et bilans volumiques selon le type de représentation de l'infiltration.	40
Tableau 10. Sensibilité des pointes de crue et bilans volumiques selon la hauteur d'eau initiale.....	42
Tableau 11. Sensibilité des pointes de crue et bilans volumiques selon la résolution spatiale du modèle.	44
Tableau 12. Sensibilité des pointes de crue et bilans volumiques selon le MNT source utilisé.	46
Tableau 13. Récapitulatif des simulations présentant les meilleurs indicateurs de performance pour chaque résolution.....	48
Tableau 14. Synthèse des ressources de calcul et des temps d'exécution selon la résolution spatiale.....	55
Tableau 15. Environnement logiciel et versions.	i
Tableau 16. Modules HPC chargés sur les infrastructures du JSC.	i
Tableau 17. Configuration compilation SERGHEI.....	ii
Tableau 18. Configuration Kokkos.	ii
Tableau 19. Structure du dépôt Git et origine des routines de traitement.....	iii
Tableau 20. Modules système chargés sur le supercalculateur (JSC).	iv
Tableau 21. Bibliothèques Python installées dans l'environnement virtuel.	iv
Tableau 22. Récapitulatif de l'ensemble des simulations testées et de leurs indicateurs de performance.	vii

Liste des acronymes

2D : bidimensionnel

3D : tridimensionnel

CSI : *Critical Success Index* — indice de succès critique

GPU : *Graphics Processing Unit* — processeur graphique

HPC : *High-Performance Computing* — calcul haute performance

IRM : Institut Royal Météorologique

JSC : *Jülich Supercomputing Centre*

LiDAR : *Light Detection and Ranging* — télédétection par laser

MAE : *Mean Absolute Error* — erreur absolue moyenne

MNT : Modèle Numérique de Terrain

NetCDF : *Network Common Data Form* — format de données scientifiques multidimensionnelles

NSE : *Nash-Sutcliffe Efficiency* — efficacité de Nash-Sutcliffe

PBIAS : *Percent Bias* — biais relatif en pourcentage

PGRI : Plans de Gestion des Risques d'Inondation

R^2 : coefficient de détermination

RMSE : *Root Mean Square Error* — racine de l'erreur quadratique moyenne

SAPI : Système d'Alerte Précoce aux Inondations

SERGHEI : *Simulation EnviRonment for Geomorphology, Hydrodynamics, and Ecohydrology in Integrated form*

SERGHEI-RE : module SERGHEI résolvant l'équation de Richards

SERGHEI-SWE : module SERGHEI résolvant les équations de Saint-Venant

SERGHEI-SWE-RE : couplage entre SERGHEI-SWE et SERGHEI-RE

SPW : Service public de Wallonie

SWE : *Shallow Water Equations* — équations de Saint-Venant

WALOUS : WALLonie Occupation et Utilisation du Sol

WSE : *Water Surface Elevation* — altitude de la surface d'eau

1. Introduction

1.1. Contexte général et extrêmes hydrologiques

À l'échelle globale, le dérèglement climatique intensifie le cycle hydrologique et augmente la fréquence ainsi que la sévérité des événements météorologiques extrêmes (Masson-Delmotte *et al.*, 2021 ; Pörtner *et al.*, 2022). En Europe de l'Ouest, cette évolution se traduit notamment par des épisodes de précipitations intenses, qui mettent à l'épreuve la résilience des territoires et la fiabilité des systèmes de prévision.

L'épisode pluvieux des 14 et 15 juillet 2021 constitue, à cet égard, un événement majeur pour la gestion des risques en Belgique. Le bassin versant de la Vesdre a été particulièrement touché (Figure 1), avec des conséquences humaines et matérielles considérables : 39 décès ont été recensés à l'échelle nationale, principalement dans les vallées urbanisées de la Vesdre et de ses affluents, tandis que le coût de reconstruction en Région wallonne a été estimé à près de 5,2 milliards d'euros (Parlement de Wallonie, 2022 ; SPW, 2022a).



Figure 1. Photo des inondations de juillet 2021 à Nessonvaux, dans la vallée de la Vesdre.
Crédit photo : Samina Verhoeven, Belgorage, 15 juillet 2021.

Cette crue s'inscrit dans un événement hydrométéorologique exceptionnel à l'échelle de l'Europe de l'Ouest, associant précipitations stationnaires intenses et saturation préalable des sols (Kreienkamp *et al.*, 2021). Elle a mis en évidence les limites des approches cartographiques statiques, qui peinent à représenter la dynamique temporelle d'une crue rapide, les écoulements bidimensionnels en milieu urbain, l'influence des obstacles anthropiques et les effets liés aux embâcles, malgré l'existence des Plans de Gestion des Risques d'Inondation (PGRI) en Wallonie (SPW, 2020b, 2023).

Au-delà des vulnérabilités liées à l'aménagement du territoire, l'événement a également révélé les limites des systèmes d'alerte opérationnels face à une crue extrême à cinétique rapide. La représentation et l'anticipation de ces processus physiques complexes constituent dès lors un enjeu scientifique et opérationnel majeur. C'est dans ce contexte que s'inscrit la présente étude, centrée sur l'évaluation d'un modèle hydrodynamique bidimensionnel à haute résolution appliqué au bassin de la Vesdre.

1.2. Caractérisation physique de la zone d'étude

Le bassin versant de la Vesdre s'étend sur environ 700 km² en province de Liège. La Vesdre s'écoule globalement d'est en ouest avant de rejoindre l'Ourthe à Chênée, puis la Meuse (Figure 2). Le bassin est soumis à un climat tempéré humide, avec des précipitations réparties tout au long de l'année et des cumuls mensuels généralement compris entre 60 et 100 mm à Chaudfontaine sur la période 1991–2020, selon l'Institut Royal Météorologique (IRM, s.d. ; Figure 3).

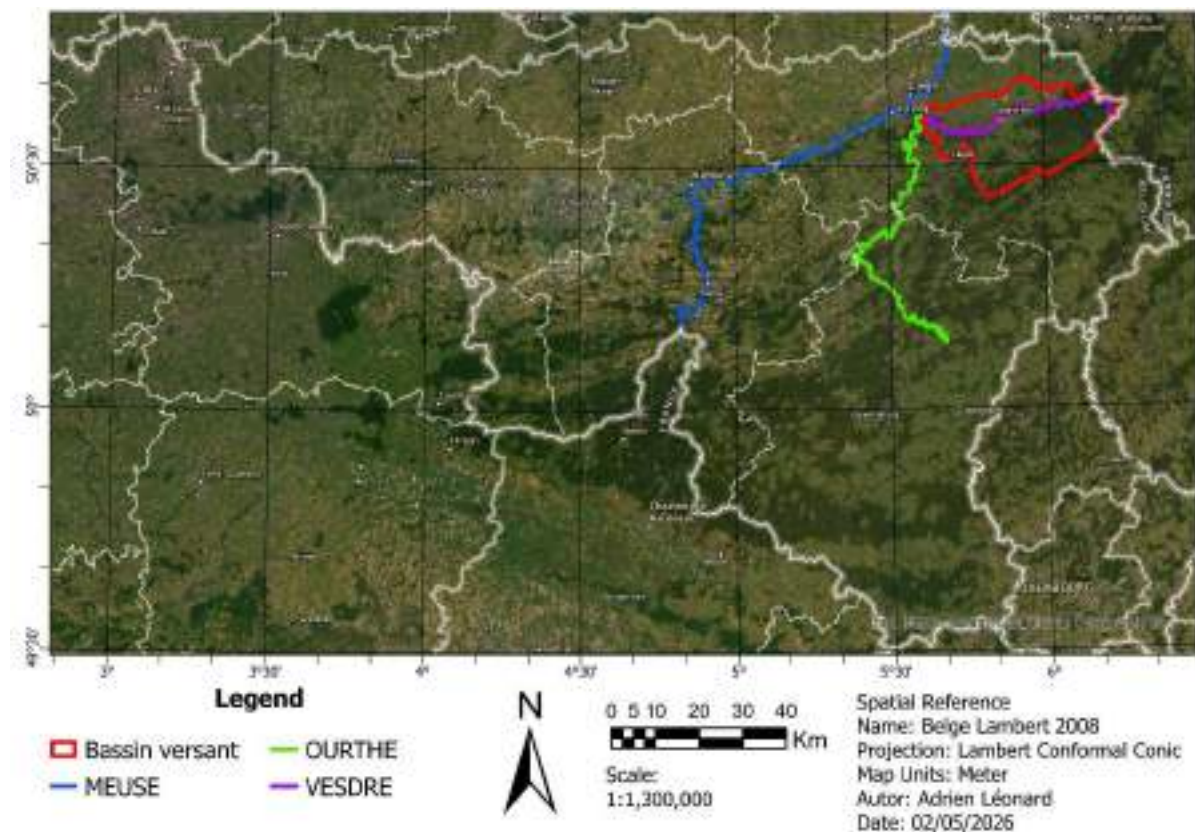


Figure 2. Localisation de la Vesdre et de son bassin versant.

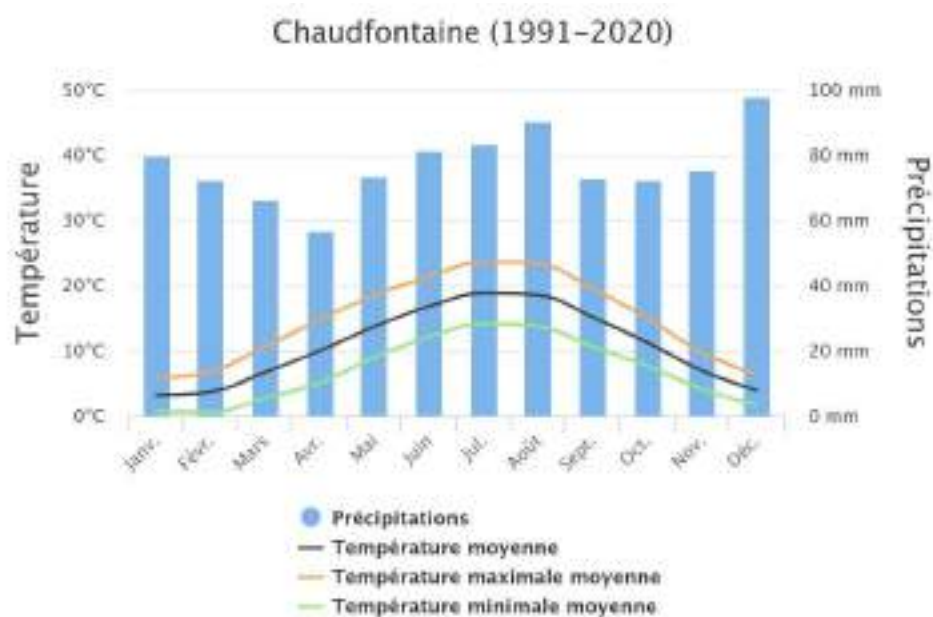


Figure 3. Analyse climatique de Chaudfontaine sur la période 1991-2020 (IRM).

Sur le plan topographique, le bassin présente un gradient altitudinal marqué, depuis les Hautes Fagnes, à plus de 650 m d'altitude, jusqu'à environ 65 m à l'exutoire (Figure 4). Cette déclivité se traduit par un réseau hydrographique dense, alimenté notamment par la Hoëgne et le Wayai, et par des vallées encaissées aux versants abrupts. Les pentes fortes favorisent des temps de transfert courts vers le réseau hydrographique, ce qui contribue à la réactivité du bassin lors d'épisodes pluvieux intenses.

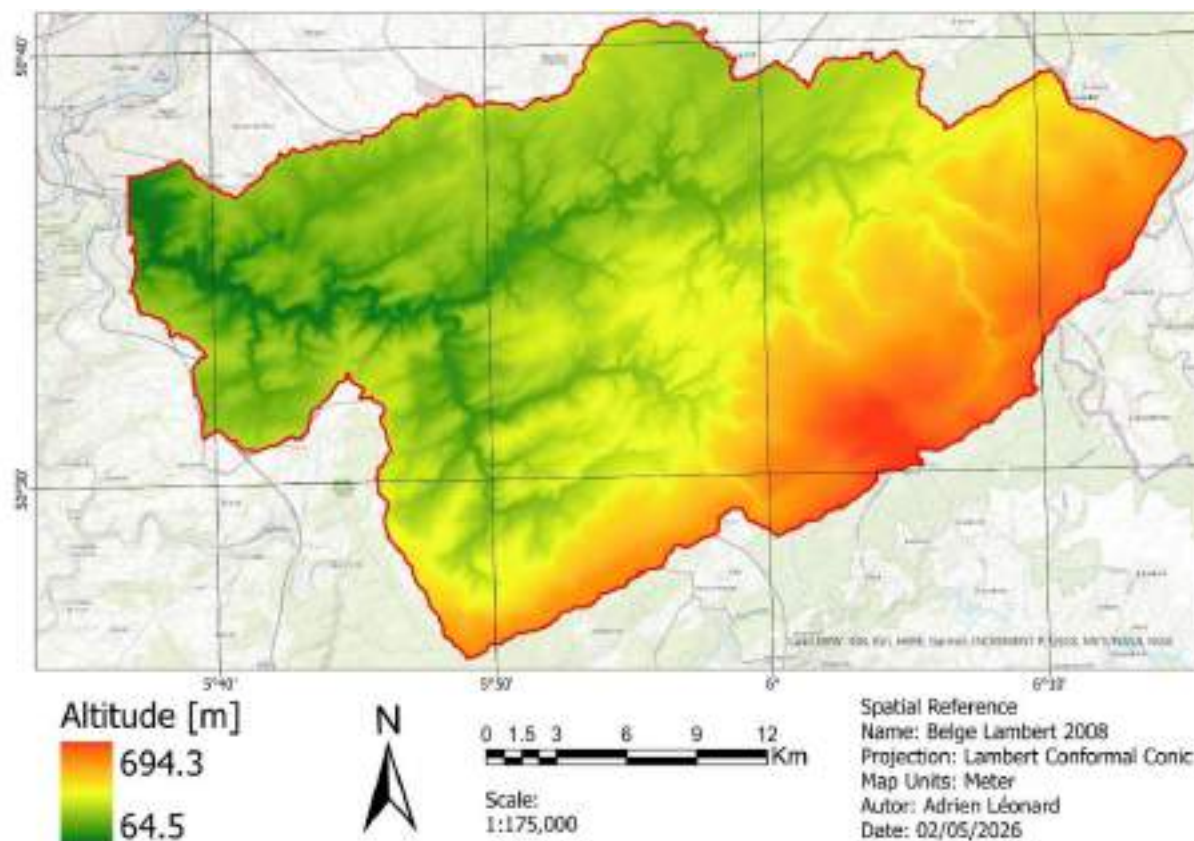


Figure 4. Modèle Numérique de Terrain du bassin versant de la Vesdre.

La pédologie et l'occupation du sol renforcent cette réactivité. En amont, les Hautes Fagnes comprennent des sols tourbeux et para-tourbeux, couvrant 4,3 % de la zone d'étude, dont la capacité de stockage peut être rapidement dépassée en conditions humides. Sur les versants, les espaces agricoles, herbacés et forestiers dominent largement, avec 49,28 % de couverts herbacés et champs et 41,78 % de forêts. Ces secteurs reposent principalement sur des sols limono-caillouteux, mais les fortes pentes, avec une moyenne de 7,01 % et 90e percentile de 15,92 %, limitent le temps disponible pour l'infiltration. Ces caractéristiques pédologiques reposent sur un substratum géologique composé majoritairement de schistes et de grès peu perméables, limitant d'autant plus l'infiltration profonde en cas de saturation de surface.

Dans les fonds de vallée, l'urbanisation historique de Verviers, Pepinster, Trooz et Chaudfontaine concentre les surfaces artificialisées et les obstacles hydrauliques dans les zones d'accumulation. Les surfaces artificielles représentent 7,67 % du territoire selon la couche WALLonie Occupation et Utilisation du Sol (WALOUS). Bien que minoritaire à l'échelle du bassin, cette artificialisation est fortement concentrée dans le lit majeur, où elle réduit les surfaces d'infiltration et modifie localement les écoulements par la présence de ponts, murs et infrastructures.

L'ensemble de ces caractéristiques — relief marqué, sols facilement saturables, vallées encaissées et urbanisation concentrée en fond de vallée — explique la forte réactivité hydrologique du bassin de la Vesdre et sa vulnérabilité face aux crues rapides.

1.3. Événement de juillet 2021

L'épisode pluvieux de juillet 2021 a résulté du système dépressionnaire Bernd, associé à une goutte froide stationnaire sur l'Europe de l'Ouest. Cette configuration de blocage a entraîné des précipitations continues et exceptionnellement intenses sur le relief ardennais. L'IRM a notamment relevé 271,5 mm en 48 h à Jalhay, soit des cumuls associés à des périodes de retour supérieures à 200 ans (Figure 5 ; IRM, 2021).

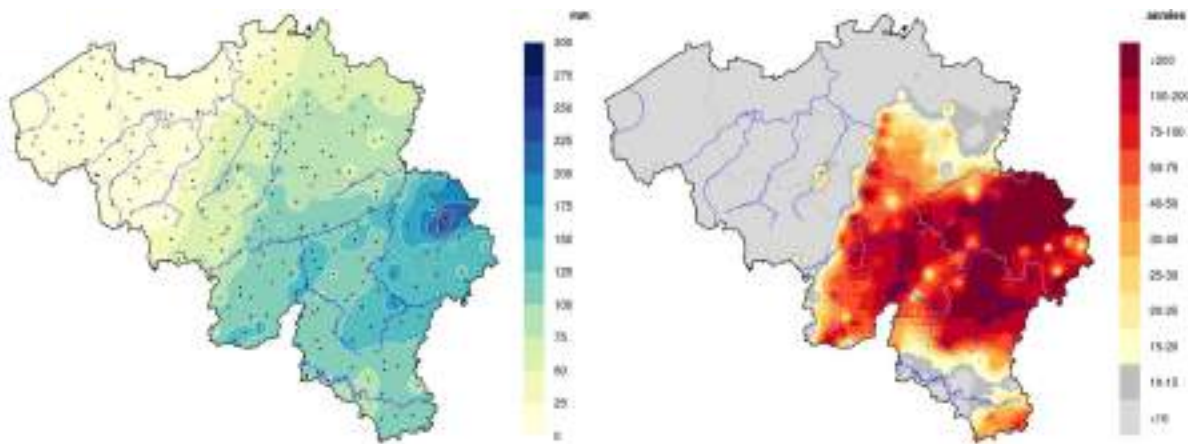


Figure 5. Cumuls pluviométriques et périodes de retour associées des précipitations sur la période comprise entre le 13 juillet à 8h et le 16 juillet à 8h en 2021 en Belgique (IRM).

Ces précipitations sont survenues dans un contexte hydrologique déjà défavorable. Les sols présentaient une humidité antécédente très élevée en raison des pluies des semaines précédentes, ce qui a fortement réduit la capacité d'infiltration résiduelle du bassin et favorisé la conversion rapide des précipitations en ruissellement de surface (Kreienkamp *et al.*, 2021 ; Mohr *et al.*, 2023). Cette combinaison entre forçage extrême, saturation préalable et forte réactivité du bassin a généré une crue d'une intensité exceptionnelle.

La violence de l'événement a également limité la qualité des observations disponibles : plusieurs stations limnimétriques ont été noyées, détruites ou contournées avant l'enregistrement du pic. Les données disponibles et les analyses post-événementielles indiquent néanmoins une crue d'intensité exceptionnelle sur la Vesdre (Dewals *et al.*, 2021). En milieu urbain, le confinement des écoulements dans les vallées densément bâties a favorisé des hauteurs de submersion importantes et des vitesses localement élevées, notamment dans les secteurs de Verviers et de Pepinster. Le transport de sédiments, de bois et de débris anthropiques a également favorisé la formation d'embâcles au droit de certains ouvrages, en particulier les ponts et passerelles, accentuant localement les niveaux d'eau et les dommages.

1.4. Système d'alerte en 2021

Lors de la crue de la Vesdre en juillet 2021, le dispositif wallon d'alerte a montré plusieurs limites, touchant à la fois l'observation, la prévision, la modélisation et la communication du risque (Zeimet *et al.*, 2021 ; Parlement de Wallonie, 2022). La destruction ou la submersion de nombreuses stations limnimétriques a d'abord réduit la disponibilité des mesures en temps réel durant la phase critique de montée des eaux. Parallèlement, les prévisions quantitatives de précipitations restaient marquées par des incertitudes sur la localisation, l'intensité et la stationnarité du forçage pluvieux à l'échelle du sous-bassin de la Vesdre.

Les modèles hydrologiques opérationnels ont également rencontré des limites dans la transformation pluie-débit, en raison du caractère exceptionnel de l'événement, de la saturation préalable des sols et de la réponse fortement non linéaire du bassin. Enfin, les informations transmises aux autorités reposaient principalement sur des débits ou des cotes limnimétriques, difficilement traduisibles en impacts territoriaux concrets tels que les zones submergées, les bâtiments exposés ou les axes de circulation menacés.

Ces limites soulignent l'intérêt d'une information hydrodynamique spatialisée. Une mesure ponctuelle de hauteur ou de débit ne permet pas, à elle seule, d'estimer les hauteurs d'eau et les vitesses dans les vallées urbanisées ou dans le réseau de rues (Dewals et al., 2021). La présente étude ne vise toutefois pas à concevoir un système d'alerte opérationnel complet. Elle cherche à évaluer, en reconstitution *a posteriori*, l'apport potentiel d'une modélisation hydrodynamique bidimensionnelle à haute résolution pour mieux représenter la dynamique spatiale d'une crue extrême.

2. État de l'art : Systèmes d'Alerte Précoce aux Inondations (SAPI)

2.1. Architecture globale

Un Système d'Alerte Précoce aux Inondations (SAPI), ou *Flood Early Warning System* (FEWS), est un dispositif intégré combinant surveillance, prévision, évaluation du risque et communication, afin de permettre aux populations exposées d'agir avant la survenue d'un événement dangereux (UNDRR, 2015). Son efficacité ne dépend donc pas uniquement de la performance des modèles hydrométéorologiques, mais de l'ensemble de la chaîne d'alerte : production des données, interprétation, diffusion et traduction en actions concrètes. Dans cette perspective, un SAPI constitue un système socio-technique centré sur les utilisateurs finaux, où la donnée brute n'a de valeur que si elle devient une information compréhensible et exploitable (UNDRR & WMO, 2025).

Le fonctionnement d'un SAPI repose classiquement sur quatre piliers complémentaires : la connaissance du risque, la surveillance et la prévision, la diffusion de l'alerte et la capacité de réponse (UNDRR, 2015 ; Perera *et al.*, 2019). La connaissance du risque vise à identifier les aléas, les zones exposées et les vulnérabilités du territoire. La surveillance et la prévision constituent le noyau technique du système, en combinant observations hydrométéorologiques et modèles numériques. La diffusion assure la transmission rapide et compréhensible de l'information aux acteurs concernés, tandis que la capacité de réponse détermine la manière dont cette alerte est transformée en actions opérationnelles. Un SAPI efficace dépend donc de la cohérence de l'ensemble de cette chaîne, et non du seul modèle de prévision.

En Wallonie, les fonctions associées à un SAPI sont réparties entre plusieurs niveaux institutionnels. Le SPW contribue à la connaissance du risque par la production de données hydrologiques, cartographiques et d'aléas, notamment dans le cadre des PGRI (SPW, 2023). L'IRM fournit les prévisions et avertissements météorologiques, tandis que la Direction de la Gestion Hydrologique assure le suivi du réseau limnimétrique et la diffusion des informations hydrologiques via InfoCrue (Parlement de Wallonie, 2022). La coordination régionale de crise est assurée par le Centre de Coordination des Risques et de la Transmission d'Expertise (CORTEX), tandis que l'alerte à la population peut notamment s'appuyer sur BE-Alert, géré au niveau fédéral par le Centre de Crise National (UVCW, 2024). Enfin, la réponse opérationnelle locale relève principalement des autorités communales et des zones de secours, dans le cadre des plans d'urgence et d'intervention (Moniteur belge, 2007).

Cette organisation souligne que l'amélioration d'un SAPI ne repose pas uniquement sur la précision des prévisions hydrologiques, mais aussi sur la circulation de l'information, sa compréhension par les acteurs concernés et sa transformation en décisions rapides.

2.2. Pilier « Surveillance et prévision »

Le pilier « surveillance et prévision » constitue le noyau technique d'un SAPI, car il conditionne la précocité de l'alerte et la précision spatiale de l'information produite. Son importance est renforcée par l'augmentation des événements hydrométéorologiques extrêmes, dont les crues rapides, qui réduisent fortement le délai disponible entre les précipitations et le pic de crue (Alfieri *et al.*, 2012 ; Perera *et al.*, 2019). Deux approches complémentaires peuvent être distinguées : l'observation réactive et la modélisation proactive.

L'approche par observation repose sur des mesures en temps réel issues de pluviomètres, radars météorologiques et stations limnimétriques. Elle permet de suivre l'état actuel de l'aléa et de déclencher une alerte lors du franchissement de seuils prédéfinis.

Toutefois, elle reste limitée pour les crues à cinétique rapide, car elle ne renseigne pas directement sur la propagation future de l'onde de crue et offre donc un délai de réaction réduit (Basher, 2006). De plus, une mesure ponctuelle de débit ou de hauteur d'eau ne permet pas, à elle seule, de cartographier l'étendue spatiale de la submersion ni ses impacts territoriaux (Teng *et al.*, 2017).

L'approche par modélisation adopte une logique anticipative. Les observations ou prévisions hydrométéorologiques sont intégrées dans un modèle afin de simuler la réponse future du bassin versant (Cloke et Pappenberger, 2009). Selon le type de modèle utilisé, cette approche peut améliorer l'anticipation du pic de crue, explorer différents scénarios de forçage ou de gestion, et, dans le cas des modèles hydrodynamiques distribués, produire une information spatialisée sur l'emprise, les hauteurs d'eau et les vitesses d'écoulement (Bates *et al.*, 2010 ; Sayers, 2013). Elle constitue donc un levier important pour améliorer la compréhension de l'aléa et soutenir l'exploitation opérationnelle de l'alerte.

2.3. Typologie des modèles utilisés

Les modèles utilisés dans les SAPI peuvent être regroupés en plusieurs grandes familles selon leur niveau de complexité physique, leur degré de spatialisation et leur coût de calcul. Dans le cadre de la modélisation des inondations, une distinction courante oppose notamment les modèles empiriques ou statistiques, les modèles conceptuels et les modèles hydrodynamiques (Teng *et al.*, 2017). Cette progression oppose généralement rapidité de calcul et réalisme spatial : les approches les plus simples sont rapides mais peu spatialisées, tandis que les modèles hydrodynamiques fournissent une représentation plus physique et distribuée des écoulements.

2.3.1. Modèles empiriques et statistiques

Les modèles empiriques et statistiques, souvent qualifiés de modèles « boîte noire », établissent des relations entre des variables d'entrée, comme les précipitations ou les niveaux d'eau amont, et des variables de sortie, comme les débits ou cotes de crue. Ils incluent notamment les régressions, les modèles autorégressifs et certaines approches d'intelligence artificielle. Leur principal avantage est leur rapidité d'exécution, compatible avec une utilisation en temps réel (Solomatine et Ostfeld, 2008).

Leur limite majeure réside dans leur dépendance aux données historiques. Ils extrapolent difficilement en dehors des événements ayant servi à leur calibration, ce qui réduit leur fiabilité face à des extrêmes inédits ou à la perte de stationnarité hydrologique liée au changement climatique (Milly *et al.*, 2008). De plus, leur absence de représentation physique explicite limite l'analyse de scénarios et la cartographie détaillée des zones inondées (Teng *et al.*, 2017).

2.3.2. Modèles conceptuels

Les modèles conceptuels représentent le bassin versant comme un ensemble de réservoirs interconnectés simulant les principaux processus hydrologiques : interception, infiltration, stockage, ruissellement et parfois écoulements souterrains. Des modèles tels que GR4J sont largement utilisés en prévision hydrologique, car ils nécessitent peu de paramètres et restent peu coûteux en calcul (Perrin *et al.*, 2003). D'autres modèles conceptuels, comme HBV ou TOPMODEL, reposent également sur une représentation simplifiée des processus dominants du bassin versant (Beven, 2012).

Cependant, leur structure globale ou semi-distribuée fournit surtout une information agrégée à l'exutoire. Ils représentent donc plus difficilement l'hétérogénéité fine des précipitations, de la topographie et des écoulements en zone urbaine. Ils sont aussi soumis à l'équifinalité des paramètres, plusieurs jeux de paramètres pouvant produire des hydrogrammes similaires sans représenter les mêmes processus internes (Beven, 2012). Leur usage reste donc pertinent pour la prévision de débits, mais insuffisant lorsqu'une cartographie détaillée de l'aléa est nécessaire.

2.3.3. Modèles hydrodynamiques

Les modèles hydrodynamiques simulent explicitement le mouvement de l'eau à partir des lois de conservation de la masse et de la quantité de mouvement. Ils permettent de représenter les écoulements en chenal, les débordements, les écoulements en plaine inondable et, lorsqu'ils sont couplés à d'autres modules, les échanges avec les écoulements souterrains.

A. Écoulement de surface : équations de Saint-Venant

La modélisation hydrodynamique bidimensionnelle des écoulements à surface libre repose généralement sur les équations de Saint-Venant, ou *Shallow Water Equations* (SWE). Ces équations sont obtenues par intégration verticale des équations de Navier–Stokes sous l'hypothèse hydrostatique, qui suppose que les accélérations verticales sont négligeables par rapport aux forces de gravité. Cette approximation est adaptée aux écoulements dont la profondeur reste faible devant les dimensions horizontales du domaine étudié (Chow, 1959 ; Toro, 2001).

Dans un modèle 2D distribué, les SWE sont résolues sur l'ensemble du domaine de calcul. Elles offrent ainsi une représentation continue des transferts entre lit mineur, lit majeur, zones de débordement et surfaces de ruissellement. Sous leur forme conservative, elles expriment la conservation de la masse et de la quantité de mouvement selon les deux directions horizontales.

➤ Équation de continuité (conservation de la masse)

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(hu)}{\partial x} + \frac{\partial(hv)}{\partial y} = P - I$$

➤ Équations de quantité de mouvement

Selon la direction x :

$$\frac{\partial(hu)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}\left(hu^2 + \frac{1}{2}gh^2\right) + \frac{\partial(huv)}{\partial y} = gh(S_{0x} - S_{fx})$$

Selon la direction y :

$$\frac{\partial(hv)}{\partial t} + \frac{\partial(huv)}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y}\left(hv^2 + \frac{1}{2}gh^2\right) = gh(S_{0y} - S_{fy})$$

Où :

- t est le temps [s] ;
- h est la hauteur d'eau [m] ;
- u et v sont les composantes de la vitesse moyenne selon x et y [m/s] ;
- hu et hv représentent les débits unitaires selon les directions x et y [m²/s] ;
- P représente les apports externes d'eau par les précipitations [m/s] ;
- I représente les pertes d'eau liées à l'infiltration dans le sol [m/s] ;
- g est l'accélération de la pesanteur [m/s²] ;
- $\frac{1}{2}gh^2$ est le terme de flux lié à la pression hydrostatique ;
- S_{0x} et S_{0y} sont les composantes du gradient topographique du fond selon x et y [-] ;
- S_{fx} et S_{fy} sont les composantes du gradient de pertes de charge par frottement selon x et y [-].

L'équation de continuité traduit la conservation de la masse : les variations locales de hauteur d'eau résultent des flux entrants et sortants, ainsi que des termes sources et puits, ici les précipitations et l'infiltration.

Les équations de quantité de mouvement décrivent l'évolution des flux selon les deux directions horizontales, en tenant compte du transport de quantité de mouvement, de la pression hydrostatique, de la pente du fond et des pertes par frottement.

Numériquement, ces équations sont souvent résolues par des méthodes de volumes finis. Le domaine est discrétisé en cellules, et l'évolution des variables hydrodynamiques est calculée à partir des flux échangés entre cellules voisines. Cette approche est particulièrement adaptée à la forme conservative des équations de Saint-Venant, car elle permet de préserver localement les bilans de masse et de quantité de mouvement, ce qui est essentiel pour simuler les fronts de submersion et les écoulements transitoires (Toro, 2001 ; Caviedes-Voullième *et al.*, 2023).

Pour les crues rapides et les inondations à forte variabilité spatiale, les équations complètes de Saint-Venant offrent un niveau de représentation plus adapté que les approximations simplifiées, telles que l'onde cinématique ou diffusive. Elles permettent de représenter les effets de remous, les interactions entre lit mineur et lit majeur, les transitions de régime hydraulique et la propagation dynamique des ondes de crue (Teng *et al.*, 2017). Cette capacité justifie leur utilisation dans les modèles hydrodynamiques 2D destinés à produire une information spatialisée pour l'aide à la décision.

➤ Dimensionnalité de l'écoulement de surface

Le choix de la dimension spatiale conditionne à la fois la capacité du modèle à représenter les écoulements et son coût de calcul. La modélisation unidimensionnelle (1D) décrit principalement l'écoulement selon l'axe longitudinal du cours d'eau, après intégration sur la section transversale. Elle reste adaptée au routage en lit mineur et peu coûteuse, mais représente difficilement les écoulements multidirectionnels observés lors des débordements, en particulier en milieu urbain ou autour d'obstacles hydrauliques (Cunge *et al.*, 1980).

La modélisation bidimensionnelle (2D) résout les hauteurs d'eau et les vitesses dans le plan horizontal, après moyennage vertical. Elle permet donc de mieux représenter les écoulements de débordement, la redistribution latérale des flux, le ruissellement urbain et les interactions avec la plaine inondable (Bates *et al.*, 2010). Cette meilleure description spatiale se traduit toutefois par un coût de calcul plus élevé.

Les approches couplées 1D/2D constituent un compromis : le lit mineur est représenté en 1D, tandis que les zones inondables sont maillées en 2D. Elles réduisent le coût de calcul par rapport à une approche entièrement 2D, mais nécessitent de représenter les échanges entre les domaines 1D et 2D, ce qui peut devenir délicat lors de débordements rapides ou complexes (Leandro *et al.*, 2009 ; Li et Wang, 2012).

➤ Représentation topographique et haute résolution

Dans les équations de Saint-Venant, la topographie intervient directement dans les termes sources de pente, via les gradients $\frac{\partial z_b}{\partial x}$ et $\frac{\partial z_b}{\partial y}$. La qualité d'un modèle hydrodynamique 2D dépend donc fortement du Modèle Numérique de Terrain (MNT) utilisé, car celui-ci contrôle la direction des écoulements, les zones de stockage, les débordements et la connectivité hydraulique entre le lit mineur et le lit majeur.

Les données topographiques à haute résolution sont aujourd'hui principalement issues de levés LiDAR (*Light Detection and Ranging*), qui permettent de produire des MNT métriques, voire infra-métriques, avec une précision altimétrique élevée lorsque les conditions d'acquisition et de traitement sont favorables (Cobby *et al.*, 2003). Ces données ont fortement amélioré la modélisation des inondations, en particulier dans les zones urbaines et les fonds de vallée complexes.

La précision du MNT peut influencer les résultats de manière aussi importante que certains paramètres hydrauliques, notamment en milieu urbain ou périurbain (Teng *et al.*, 2017). Les microreliefs, tels que les remblais, talus, bordures, murs, routes ou fossés, peuvent modifier les chemins préférentiels d'écoulement et la capacité de stockage local. À haute résolution, leur représentation améliore donc potentiellement la cartographie des hauteurs d'eau et des emprises inondées. En revanche, cette finesse augmente fortement le nombre de mailles et donc le coût de calcul, ce qui impose un compromis entre précision topographique et faisabilité opérationnelle.

➤ Paramétrisation de la rugosité

Dans les équations de quantité de mouvement, les pertes d'énergie liées à la résistance du fond sont représentées par le terme de frottement. Cette résistance est généralement paramétrée au moyen du coefficient de Manning n , ou de son équivalent de Strickler $K = 1/n$. Le coefficient de Manning n possède une signification physique liée à la nature du substrat, à la couverture végétale, à l'occupation du sol et aux obstacles présents dans l'écoulement. Les données d'occupation du sol permettent ainsi de spatialiser la rugosité dans les modèles hydrodynamiques 2D.

Dans un modèle bidimensionnel, les composantes de la pente de frottement selon les directions x et y peuvent être exprimées par les relations suivantes :

$$S_{fx} = \frac{n^2 u \sqrt{u^2 + v^2}}{h^{4/3}} ; S_{fy} = \frac{n^2 v \sqrt{u^2 + v^2}}{h^{4/3}}$$

Où :

- S_{fx} et S_{fy} sont les composantes de la pente de la ligne d'énergie (ou pertes de charge linéaires) dans les directions respectives x et y [-] ;
- n est le coefficient de rugosité de Manning [$s \cdot m^{-1/3}$] ;
- u et v sont les composantes de la vitesse moyenne selon x et y [m/s] ;
- h est la hauteur de la colonne d'eau [m] ;
- $\sqrt{u^2 + v^2}$ est la norme du vecteur vitesse [m/s].

La rugosité reste toutefois une source importante d'incertitude. Dans un modèle 2D, le coefficient de Manning ne représente pas uniquement la friction de surface : il agit aussi comme un paramètre effectif intégrant des pertes d'énergie non résolues, liées par exemple à la turbulence, aux obstacles sous-maille ou à la représentation imparfaite de la topographie. Son effet dépend également de la hauteur d'eau, car la résistance relative d'une surface diminue lorsque la colonne d'eau augmente. Enfin, plusieurs distributions de rugosité peuvent produire des hydrogrammes ou des emprises inondées similaires, ce qui renvoie au problème d'équifinalité des paramètres (Beven, 2012 ; Papaioannou *et al.*, 2017). Cette incertitude est particulièrement importante pour les événements extrêmes, où des valeurs calées sur des crues plus fréquentes peuvent perdre leur validité physique.

➤ Forçage atmosphérique : précipitations spatialisées

Dans l'équation de continuité, le terme source P représente l'apport direct des précipitations sur le domaine. Pour les crues rapides et le ruissellement urbain, les modèles hydrodynamiques peuvent appliquer les précipitations directement sur chaque cellule du maillage 2D, selon l'approche *Rain-on-Grid* ou *Direct Rainfall*. Cette méthode permet de générer le ruissellement de manière distribuée, dès le point d'impact de la pluie, avant sa concentration dans le réseau hydrographique (Costabile *et al.*, 2013 ; Teng *et al.*, 2017).

Elle présente donc un intérêt particulier pour les bassins versants à réponse rapide, où la spatialisation du forçage pluviométrique influence fortement les chemins d'écoulement, les temps de concentration et les zones de submersion. Son efficacité dépend toutefois de la qualité des données pluviométriques utilisées, qu'elles proviennent d'observations radar-pluviomètres ou de prévisions météorologiques.

B. Couplage souterrain : processus d'infiltration

L'infiltration contrôle les échanges entre l'écoulement de surface et le sol. Dans l'équation de continuité des équations de Saint-Venant, elle intervient comme un terme de perte I , qui réduit la lame d'eau disponible pour le ruissellement. Sa représentation est donc déterminante pour le bilan de masse, en particulier lors de simulations pluie–ruissellement.

➤ Équations de Richards

D'un point de vue physique, les écoulements d'eau dans les sols non saturés sont décrits par l'équation de Richards, issue de la combinaison de la loi de Darcy-Buckingham et de la conservation de la masse (Richards, 1931) :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot [K(\theta)(\nabla h + \nabla z)]$$

Où :

- θ est la teneur en eau volumique du sol [m^3/m^3] ;
- $K(\theta)$ est la conductivité hydraulique non saturée [m/s] ;
- h est la charge matricielle [m] ;
- z est la charge gravitaire [m] ;
- t est le temps [s].

Cette équation représente les mouvements d'eau dus aux gradients capillaires et gravitaires. Sa résolution nécessite toutefois des relations hydrauliques sol-eau, telles que les modèles de van Genuchten (1980) ou Brooks et Corey (1964), et devient coûteuse lorsqu'elle est couplée à un modèle hydrodynamique 2D haute résolution (Kollet et Maxwell, 2006 ; Maxwell et Kollet, 2008).

Pour cette raison, des formulations simplifiées de l'infiltration sont souvent utilisées lorsque l'objectif principal est de simuler rapidement la dynamique de surface.

➤ Modèle de Horton

Le modèle empirique proposé par Horton (1933) représente la décroissance temporelle de la capacité d'infiltration depuis une valeur initiale élevée vers une valeur asymptotique :

$$f(t) = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt}$$

Où :

- $f(t)$ est la capacité d'infiltration à l'instant t [m/s] ;
- f_0 est la capacité d'infiltration initiale [m/s] ;
- f_c est la capacité d'infiltration finale ou à saturation [m/s] ;
- k est un coefficient empirique de décroissance [s^{-1}] ;
- t est le temps écoulé depuis le début de la pluie [s].

Cette formulation permet de représenter le fait qu'un sol peut infiltrer rapidement au début d'un épisode pluvieux, puis voir sa capacité d'absorption diminuer progressivement vers une valeur finale.

➤ Modèles semi-physiques et infiltration constante

Des modèles semi-physiques, comme celui de Green-Ampt, décrivent l'infiltration à partir de la progression d'un front de mouillage dans le sol (Green et Ampt, 1911). Ils représentent explicitement l'effet de la succion capillaire et de l'infiltration cumulée, mais nécessitent davantage de paramètres que l'approche de type Horton.

Lors d'événements pluvieux extrêmes, les intensités de précipitation peuvent dépasser rapidement la capacité d'infiltration des sols. Après une phase transitoire initiale, le taux d'infiltration tend alors vers une valeur principalement contrôlée par la conductivité hydraulique à saturation K_s (Beven, 2012). Cette approximation peut s'écrire :

$$I \approx K_s$$

Où :

- I est le taux d'infiltration [m/s] ;
- K_s est la conductivité hydraulique saturée du sol [m/s].

Cette hypothèse est cohérente avec le comportement asymptotique des modèles de Horton et de Green-Ampt : lorsque la durée de pluie ou l'infiltration cumulée augmente, la capacité d'infiltration tend vers une valeur proche de K_s . Elle permet de réduire fortement le coût de calcul, mais ne représente pas explicitement l'évolution temporelle de l'état hydrique du sol, les écoulements latéraux souterrains ou les retours différés vers le réseau hydrographique, qui nécessitent un couplage surface-subsurface plus complet (Kollet et Maxwell, 2006 ; Klaus et Jackson, 2018).

2.3.4. Synthèse comparative

Le Tableau 1 synthétise les caractéristiques des trois familles de modèles au regard des exigences d'un SAPI.

Tableau 1. Comparaison des familles de modèles pour l'alerte précoce aux inondations.

Caractéristique	Empirique et statistique	Conceptuel	Hydrodynamique 2D
Fondement	Relations statistiques	Représentation simplifiée des processus hydrologiques	Équations de Saint-Venant
Processus principal	Relation entrée-sortie	Bilan hydrologique et transformation pluie-débit	Génération, propagation et stockage des écoulements
Coût computationnel	Très faible	Faible	Élevé à très élevé
Spatialisation	Ponctuelle	Globale à semi-distribuée	Continue sur maillage
Représentation des inondations	Non ou très limitée	Indirecte ou limitée	Explicite : hauteurs, vitesses, emprise
Analyse de scénarios	Très limitée	Modérée	Élevée
Variabilité spatiale des précipitations	Faible	Modérée	Élevée
Principales incertitudes	Non-stationnarité, dépendance aux données historiques	Paramétrisation, équi-finalité	MNT, précipitations, rugosité, coût de calcul

Cette comparaison met en évidence le compromis central associé aux modèles hydrodynamiques 2D : ils fournissent une information spatialisée utile pour l'analyse des inondations, mais leur intégration opérationnelle dépend fortement de leur rapidité d'exécution et de la qualité des données d'entrée.

2.4. Limites des modèles hydrodynamiques pour les SAPI

2.4.1. *Compromis entre précision et temps de calcul*

Le principal verrou opérationnel des modèles hydrodynamiques réside dans le compromis entre précision spatiale et temps de calcul. Les modèles hydrodynamiques 2D permettent de représenter des écoulements complexes, mais nécessitent des ressources importantes, surtout lorsqu'ils sont appliqués à haute résolution sur de grands domaines (Bates *et al.*, 2010 ; Teng *et al.*, 2017).

Ce coût augmente fortement avec le raffinement du maillage, car le nombre de cellules croît rapidement et le pas de temps admissible diminue généralement pour respecter les contraintes de stabilité numérique. Dans un contexte d'alerte, cette contrainte peut imposer des simplifications : résolution plus grossière, équations approchées ou réduction de l'étendue du domaine. Ces choix améliorent la rapidité d'exécution, mais peuvent dégrader la représentation des écoulements locaux, des débordements et des effets liés aux infrastructures.

Cette difficulté est particulièrement marquée pour les crues rapides, où le délai disponible entre les précipitations et le pic de crue est court. Un modèle physiquement détaillé mais trop lent perd alors une partie de son intérêt opérationnel. Le problème est encore accentué lorsque les écoulements de subsurface sont représentés explicitement, par exemple via l'équation de Richards, dont la résolution tridimensionnelle augmente fortement le coût numérique du modèle (Kollet et Maxwell, 2006 ; Li *et al.*, 2025). Dans les applications d'alerte précoce, le niveau de complexité retenu doit donc rester compatible avec le délai d'anticipation recherché.

2.4.2. *Incertitudes des forçages, paramètres et conditions initiales*

Indépendamment de la performance numérique du modèle, la fiabilité d'un SAPI dépend fortement de la qualité des données d'entrée. Les incertitudes sur les précipitations, les paramètres physiques, les conditions initiales et les observations peuvent se propager dans les résultats simulés et affecter à la fois les hydrogrammes et les cartes d'inondation (Cloke et Pappenberger, 2009 ; Teng *et al.*, 2017).

Le forçage pluviométrique constitue une source majeure d'incertitude. Les observations radar-pluviomètres permettent de représenter plus fidèlement les cumuls réellement tombés, mais elles offrent peu de délai d'anticipation et sont donc surtout utiles en suivi temps réel ou en reconstitution *a posteriori*.

À l'inverse, les prévisions météorologiques numériques augmentent le temps disponible pour l'alerte, mais introduisent des incertitudes sur la localisation, l'intensité et la temporalité des précipitations. Dans les bassins à réponse rapide, ces erreurs peuvent fortement modifier les débits simulés, en raison de la non-linéarité de la transformation pluie-ruissellement (Cloke et Pappenberger, 2009 ; Teng *et al.*, 2017).

Pour quantifier cette incertitude, les approches probabilistes par prévision d'ensemble consistent à exécuter plusieurs simulations à partir de scénarios météorologiques distincts afin de produire une probabilité d'inondation plutôt qu'une prévision déterministe unique (Cloke et Pappenberger, 2009). Cette amélioration de l'information disponible pour la décision accroît toutefois les besoins computationnels, car elle multiplie le nombre de simulations à exécuter dans un délai court.

Les paramètres physiques et les conditions initiales introduisent également des incertitudes importantes. L'état hydrique initial du bassin contrôle la capacité de stockage résiduelle et l'amorce du ruissellement, tandis que la qualité du MNT influence directement la connectivité hydraulique, les zones de stockage et les chemins d'écoulement.

La rugosité de surface, souvent paramétrée par les coefficients de Manning, constitue aussi une source d'équifinalité : plusieurs combinaisons de paramètres peuvent produire des hydrogrammes similaires sans représenter les mêmes processus internes (Beven, 2012).

Enfin, les infrastructures humaines et les données d'observation renforcent ces incertitudes. Les règles d'exploitation des barrages, les débits restitués, les embâcles ou la défaillance d'ouvrages peuvent modifier la propagation de l'onde de crue, comme l'ont montré les accumulations de débris au droit de certains ponts lors des crues de juillet 2021 (Ercicum *et al.*, 2024 ; Poppema *et al.*, 2025).

De plus, les mesures hydrométriques utilisées pour le calage ou la validation deviennent particulièrement incertaines lors d'événements extrêmes, lorsque les capteurs sont noyés, endommagés ou dépassent leur gamme de tarage. L'analyse de sensibilité aux forçages, paramètres et conditions initiales constitue donc une étape nécessaire pour évaluer la robustesse d'un modèle destiné à l'alerte précoce.

2.5. Calcul haute performance

Face aux limites de temps de calcul des modèles hydrodynamiques 2D, le calcul haute performance (*High-Performance Computing*, HPC) constitue un levier majeur pour rendre les simulations haute résolution compatibles avec des applications proches du temps réel (Vacondio *et al.*, 2014 ; Sanders et Schubert, 2019 ; Khosh Bin Ghomash *et al.*, 2026).

2.5.1. Accélération par GPU

La première phase de cette évolution technologique a consisté à transférer la charge de calcul depuis les processeurs centraux (CPU – *Central Processing Unit*) vers les processeurs graphiques (GPU – *Graphics Processing Unit*). Les CPU sont optimisés pour des tâches séquentielles complexes, tandis que les GPU reposent sur une architecture massivement parallèle de type SIMT (*Single Instruction, Multiple Threads*) capable d'exécuter un très grand nombre d'opérations simultanément (Nickolls *et al.*, 2008).

Cette architecture est particulièrement adaptée aux schémas explicites utilisés dans de nombreux solveurs hydrodynamiques, car les calculs peuvent être distribués sur un grand nombre de cellules du maillage avec des échanges essentiellement locaux entre cellules voisines. Cette localité des calculs permet une parallélisation efficace, sans résolution d'un système global à chaque pas de temps (Brodtkorb *et al.*, 2013 ; Vacondio *et al.*, 2014).

Plusieurs travaux ont montré que les solveurs hydrodynamiques sur GPU peuvent atteindre des accélérations très importantes par rapport aux implémentations CPU classiques, tout en conservant une bonne gestion des fronts de mouillage et d'assèchement (Vacondio *et al.*, 2014). Ces gains rendent aujourd'hui envisageables des simulations d'inondation haute résolution dans des délais compatibles avec certaines applications pré-opérationnelles ou d'aide à la décision (Sanders et Schubert, 2019).

2.5.2. Scalabilité et calcul multi-GPU

L'utilisation d'un seul GPU reste toutefois limitée par la mémoire disponible et par la taille maximale du domaine simulable. Les simulations à grande échelle nécessitent donc des approches multi-GPU, reposant sur une décomposition du domaine et sur des échanges entre sous-domaines via MPI (*Message Passing Interface*) (Gropp *et al.*, 1999).

À chaque pas de temps, les cellules situées aux frontières des sous-domaines doivent échanger des informations hydrodynamiques afin d'assurer la continuité des flux. La scalabilité de ces approches dépend fortement de l'efficacité des communications entre GPU. Si les échanges inter-domaines ne sont pas optimisés, ils peuvent devenir un goulet d'étranglement et réduire les gains liés au parallélisme (Morales-Hernández *et al.*, 2021). Les développements récents visent donc à exploiter efficacement les architectures multi-GPU afin de permettre des simulations hydrodynamiques régionales à haute résolution dans des délais compatibles avec une utilisation opérationnelle ou pré-opérationnelle (Khosh Bin Ghomash *et al.*, 2026).

2.5.3. Portabilité et abstraction matérielle

De nombreux codes hydrodynamiques accélérés ont historiquement été développés en CUDA, ce qui peut limiter leur portabilité aux architectures NVIDIA. Dans un contexte marqué par la diversification rapide des architectures HPC, cette dépendance technologique menace la pérennité et la reproductibilité des modèles numériques (Pennycook *et al.*, 2021).

Afin de répondre à ce problème, la communauté HPC a développé le concept de *performance portability*, visant à permettre l'exécution efficace d'un même code sur différentes architectures (CPU, GPU NVIDIA/AMD, architectures hybrides) sans réécriture majeure. Cette approche repose sur des bibliothèques d'abstraction matérielle telles que Kokkos et SYCL, qui permettent de conserver une base de code unique tout en ciblant plusieurs architectures matérielles (Edwards *et al.*, 2014).

2.6. Modèles hydrodynamiques haute performance

Le développement du calcul haute performance a favorisé l'émergence de modèles hydrodynamiques capables de simuler des inondations à haute résolution dans des délais plus courts. Ces outils se distinguent par leur architecture numérique, leur degré d'adoption opérationnelle et leur capacité à exploiter les ressources parallèles. On peut distinguer, de manière schématique, les modèles opérationnels largement utilisés et les codes de recherche spécifiquement conçus pour l'accélération matérielle.

2.6.1. Standards opérationnels

Certains modèles hydrodynamiques bénéficient d'une large adoption institutionnelle grâce à leur robustesse, leur documentation et leurs interfaces utilisateurs.

HEC-RAS (*Hydrologic Engineering Center's River Analysis System*), développé par l'*US Army Corps of Engineers* (USACE, s.d.), constitue l'un des outils les plus utilisés pour la cartographie des zones inondables. Initialement conçu pour la modélisation 1D, il intègre désormais des capacités 2D fondées sur les équations de Saint-Venant ou l'approximation de l'onde diffusive. Son intérêt opérationnel est important, mais il ne s'agit pas d'un code spécifiquement conçu pour l'exploitation native de grands systèmes multi-GPU distribués.

TELEMAC-2D, intégré au système open-source TELEMAC-MASCARET, constitue une autre référence largement utilisée en hydraulique fluviale et côtière (Hervouet, 2007). Son recours aux maillages non structurés permet de représenter finement des géométries complexes, tandis que son parallélisme MPI lui confère une bonne scalabilité sur clusters CPU. En revanche, son positionnement historique est davantage celui d'un modèle hydrodynamique généraliste et fortement établi que celui d'un solveur spécifiquement conçu autour de l'accélération GPU.

2.6.2. Modèles accélérés par GPU

Pour répondre aux contraintes de temps de calcul, plusieurs modèles hydrodynamiques ont été développés ou adaptés afin d'exploiter l'accélération GPU. Ces approches reposent généralement sur des schémas explicites en volumes finis, particulièrement adaptés aux architectures massivement parallèles.

LISFLOOD-FP constitue une référence en modélisation d'inondation à grande échelle. Sa formulation inertielle simplifiée a été proposée pour réduire le coût de calcul des simulations d'inondation 2D, tout en conservant une bonne efficacité pour de nombreux écoulements de crue (Bates *et al.*, 2010). Des implémentations récentes sur GPU permettent d'améliorer fortement les temps d'exécution et d'envisager des simulations à haute résolution dans des délais compatibles avec certaines applications d'alerte (Sharifian *et al.*, 2023).

HiPIMS (*High-Performance Integrated hydrodynamic Modelling System*) est un modèle hydrodynamique 2D accéléré par GPU et multi-GPU (Xia *et al.*, 2019). Il résout les équations complètes de Saint-Venant à l'aide d'un schéma de volumes finis de type Godunov et permet de représenter des dynamiques d'inondation complexes, y compris des forçages pluviaux distribués.

Iber+ correspond à la version haute performance du modèle Iber, restructurée pour tirer parti des architectures GPU NVIDIA via CUDA (García-Feal *et al.*, 2018). Cette adaptation illustre les gains importants pouvant être obtenus par portage GPU, avec des accélérations marquées par rapport aux versions CPU classiques pour des maillages comprenant plusieurs millions de volumes finis.

Ces modèles montrent que l'accélération GPU peut réduire fortement le verrou computationnel des modèles hydrodynamiques 2D. Ils se distinguent toutefois par des choix différents entre simplification physique, résolution complète des équations, portabilité logicielle et scalabilité multi-GPU.

2.6.3. Cadres logiciels intégrés

Au-delà de l'accélération de solveurs hydrodynamiques existants, les développements récents visent à construire des cadres logiciels plus modulaires, capables d'exploiter les architectures HPC et de représenter plusieurs processus physiques, tels que les écoulements de surface, le ruissellement pluvial, l'infiltration ou les échanges surface-sous-sol, afin de mieux représenter les interactions contrôlant l'aléa d'inondation (Bates, 2022 ; Caviedes-Voullième *et al.*, 2023).

Cette approche intégrée est particulièrement pertinente pour les crues extrêmes, où la réponse hydrologique dépend simultanément du forçage météorologique, de la topographie, de l'occupation du sol et des processus hydrauliques locaux. Elle reste toutefois conditionnée par la capacité des modèles à maintenir des temps de calcul compatibles avec des applications à grande échelle ou potentiellement opérationnelles. C'est dans cette perspective que s'inscrit SERGHEI, un cadre logiciel conçu pour la simulation hydrologique et hydrodynamique sur architectures de calcul haute performance.

2.7. Cadre logiciel de modélisation SERGHEI

SERGHEI (*Simulation EnviRonment for Geomorphology, Hydrodynamics, and Ecohydrology in Integrated form*) est un *framework* de modélisation multi-physique conçu pour simuler des processus hydrologiques, hydrodynamiques et environnementaux à l'échelle du paysage. Il est développé pour le calcul haute performance et repose sur une architecture modulaire et portable (Caviedes-Voullième *et al.*, 2023).

2.7.1. Architecture du modèle

SERGHEI adopte une architecture modulaire permettant de combiner plusieurs composantes physiques au sein d'un même cadre de calcul (Figure 6). Les deux modules hydrologiques principaux sont SERGHEI-SWE et SERGHEI-RE. SERGHEI-SWE résout les équations de Saint-Venant bidimensionnelles pour simuler les écoulements de surface, le ruissellement et la propagation des crues. SERGHEI-RE résout l'équation de Richards en trois dimensions afin de représenter les écoulements en milieu poreux à saturation variable et peut être couplé à SERGHEI-SWE pour modéliser les échanges surface-sous-sol (Li *et al.*, 2025).

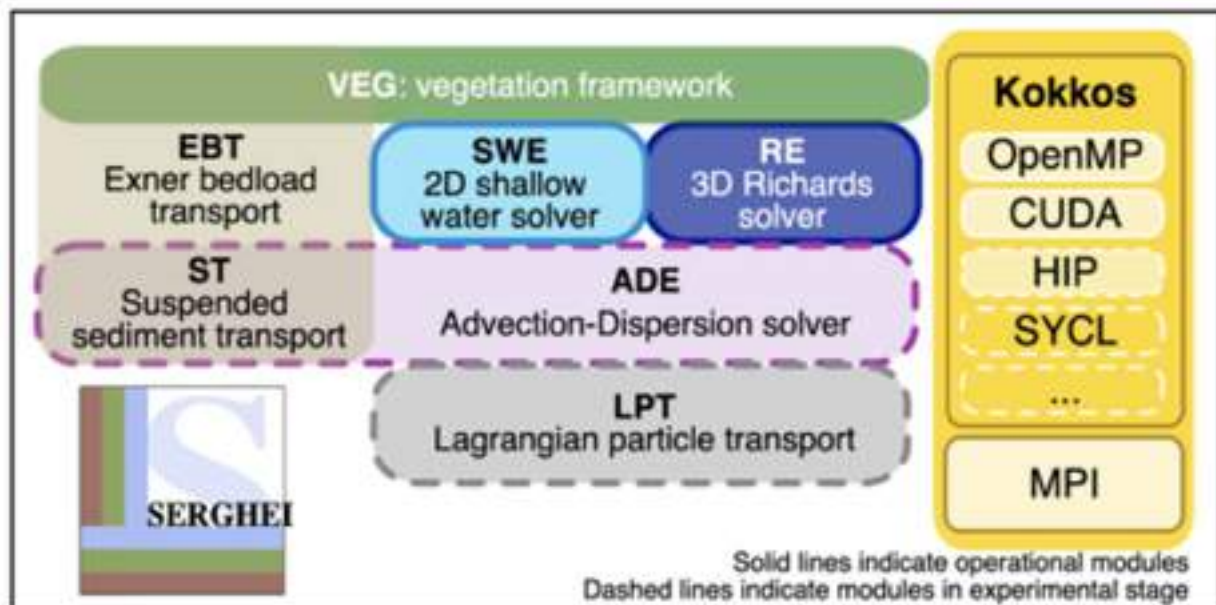


Figure 6. Architecture du framework SERGHEI, adaptée de Li *et al.* (2025).

Le *framework* comprend également des modules dédiés au transport, à la morphodynamique et à certaines interactions environnementales, dont plusieurs sont encore en développement. Cette modularité permet d'étendre progressivement le modèle à de nouveaux processus tout en conservant une architecture adaptée au calcul haute performance. La portabilité est assurée par Kokkos, qui permet l'exécution sur différentes architectures CPU et GPU, tandis que MPI permet la distribution du calcul sur plusieurs processeurs ou nœuds de calcul (Li *et al.*, 2025).

2.7.2. Implémentation avec Kokkos

SERGHEI repose sur une discrétisation en volumes finis sur grille cartésienne régulière et sur des schémas temporels explicites, ce qui facilite sa parallélisation sur architectures GPU et multi-GPU (Caviedes-Voullième *et al.*, 2023).

L'implémentation de SERGHEI s'appuie sur le langage C++ moderne et sur la bibliothèque Kokkos, qui assure la portabilité des performances entre différentes architectures matérielles. Cette approche permet de conserver une base de code commune tout en ciblant des exécutions sur CPU multicœurs, GPU NVIDIA ou autres architectures compatibles. La parallélisation combine MPI pour la distribution du domaine entre nœuds de calcul et les backends de Kokkos pour l'exécution parallèle locale, notamment OpenMP et CUDA dans les configurations décrites par Caviedes-Voullième *et al.* (2023).

Cette architecture permet à SERGHEI d'exploiter les ressources des supercalculateurs modernes tout en limitant la dépendance à une architecture matérielle unique. Elle constitue donc un atout important pour la simulation hydrodynamique à haute résolution sur de grands domaines, où la rapidité d'exécution et la portabilité du code sont des conditions essentielles pour des applications à grande échelle ou pré-opérationnelles (Khosh Bin Ghomash et al., 2024).

2.7.3. Solveur SERGHEI-SWE

SERGHEI-SWE résout les équations de Saint-Venant au moyen d'un schéma de volumes finis *upwind* d'ordre 1 et d'une intégration temporelle explicite de type Euler. À chaque pas de temps, les flux de masse et de quantité de mouvement sont calculés aux interfaces entre mailles voisines à l'aide de solveurs de Riemann augmentés, fondés sur une linéarisation de Roe. Cette formulation contribue à préserver la positivité de la hauteur d'eau et à gérer les transitions entre zones sèches et mouillées (Murillo et García-Navarro, 2010 ; Caviedes-Voullième et al., 2023).

Le solveur est conçu pour conserver l'équilibre hydrostatique, ou propriété *well-balanced*. Lorsque la surface libre $h + z$ est constante, le modèle ne doit pas générer d'écoulements numériques artificiels malgré les variations topographiques. Cette propriété est essentielle pour éviter des vitesses parasites dans les zones de faible pente ou autour des dépressions locales. Les transitions sec/mouillé sont traitées au moyen d'un seuil minimal de hauteur d'eau : une maille dont la hauteur est inférieure à ce seuil est considérée comme sèche pour le calcul de la quantité de mouvement, tout en pouvant redevenir active lorsqu'elle reçoit de l'eau.

Le frottement de surface est intégré comme un terme source dans les équations de quantité de mouvement, généralement formulé à partir de la loi de Gauckler-Manning. Pour les faibles hauteurs d'eau, ce terme peut devenir numériquement sensible ; SERGHEI-SWE utilise donc une discrétisation décentrée dans le sens de l'écoulement afin d'améliorer la stabilité du calcul en présence de frottement et de variations topographiques (Burguete et al., 2008 ; Murillo et al., 2009).

L'intégration temporelle explicite impose une contrainte de stabilité de type Courant-Friedrichs-Lewy (CFL). Cette relation montre qu'un raffinement spatial ou une augmentation des vitesses réduit le pas de temps maximal, ce qui accroît le nombre d'itérations nécessaires et justifie l'intérêt du calcul parallèle sur GPU. Pour un maillage régulier, le pas de temps admissible peut être exprimé de manière simplifiée par :

$$\Delta t \leq C_{\min} \left(\frac{\Delta x}{|u| + \sqrt{gh}}, \frac{\Delta y}{|v| + \sqrt{gh}} \right)$$

Où :

- C est le nombre de Courant [-] ;
- Δx et Δy sont les dimensions de la maille [m] ;
- u et v sont les vitesses horizontales [m/s] ;
- g est l'accélération gravitationnelle [m/s²] ;
- $\sqrt{gh}$ est la célérité des ondes de gravité en eau peu profonde [m/s].

Enfin, l'infiltration est représentée dans SERGHEI-SWE comme un terme source négatif dans le bilan de masse de surface. Elle peut être désactivée, imposée sous forme d'un taux constant ou décrite par un modèle de Horton. Ces formulations peuvent être homogènes ou spatialisées, mais elles ne résolvent pas explicitement les écoulements souterrains. La représentation dynamique des échanges surface-subsurface relève du couplage avec SERGHEI-RE.

2.7.4. Couplage hydrologique : SERGHEI-RE

SERGHEI-RE est le module tridimensionnel de SERGHEI dédié aux écoulements en milieu poreux à saturation variable. Il résout une forme de l'équation de Richards, couplée aux relations hydrauliques de Mualem–van Genuchten, afin de représenter l'évolution de l'état hydrique du sol dans les zones saturées et non saturées (Li *et al.*, 2025). Contrairement aux formulations simplifiées d'infiltration utilisées dans SERGHEI-SWE seul, ce module permet donc de représenter explicitement les transferts d'eau dans le sous-sol.

Le couplage SERGHEI-SWE-RE associe le solveur 2D de surface au solveur 3D souterrain. À chaque étape de couplage, les deux modules échangent les charges hydrauliques, les hauteurs d'eau et les flux d'interface. La hauteur d'eau de surface sert de condition limite supérieure pour le domaine souterrain, tandis que le flux calculé par SERGHEI-RE est renvoyé vers SERGHEI-SWE comme terme source ou puits. Ce flux peut correspondre à de l'infiltration ou à de l'exfiltration selon l'état hydraulique du sol et de la surface (Zheng *et al.*, 2026).

2.8. Synthèse et positionnement du travail

L'état de l'art met en évidence un compromis central entre richesse de l'information hydraulique, coût de calcul et incertitudes des données d'entrée. Ce mémoire se positionne dans ce cadre en évaluant le potentiel d'un solveur hydrodynamique haute performance pour la reconstitution d'une crue extrême, tout en tenant compte des limites liées aux choix de paramétrisation, aux données de validation et à l'absence de couplage souterrain explicite.

3. Question de recherche, hypothèse et objectifs

3.1. Problématique et question de recherche

La catastrophe de juillet 2021 dans le bassin de la Vesdre a mis en évidence les limites des systèmes d'alerte face à des crues rapides, fortement spatialisées et marquées par des écoulements de surface complexes. Dans ce contexte, ce travail évalue, en reconstitution *a posteriori*, le potentiel du modèle hydrodynamique bidimensionnel SERGHEI-SWE, accéléré sur architecture multi-GPU, pour reproduire la dynamique de l'événement sur un domaine étendu.

L'étude utilise des forçages pluviométriques observés et ne traite donc pas l'incertitude liée à la prévision météorologique, qui constitue une limite importante pour une application opérationnelle complète. Le couplage SWE-RE n'est pas activé : l'analyse se concentre sur le noyau hydrodynamique de surface SERGHEI-SWE, afin d'évaluer la propagation rapide des écoulements tout en limitant le coût associé à la résolution tridimensionnelle du sous-sol.

La question de recherche centrale est la suivante :

« Dans quelle mesure le modèle hydrodynamique bidimensionnel SERGHEI-SWE, exécuté sur architecture multi-GPU, permet-il de reproduire la dynamique de la crue de juillet 2021 dans le bassin de la Vesdre, tout en conservant des temps de calcul compatibles avec une utilisation potentielle dans un contexte d'alerte précoce ? »

3.2. Hypothèse générale de recherche

L'hypothèse de ce travail est que l'exécution multi-GPU de SERGHEI-SWE permet de simuler un événement hydrologique de plusieurs jours sur un bassin versant d'environ 700 km² en un temps inférieur à la durée de l'événement simulé, tout en conservant une représentation spatialement cohérente des débits, des niveaux d'eau et des emprises inondées.

3.3. Objectifs spécifiques

Pour répondre à cette question, le mémoire poursuit trois objectifs spécifiques.

➤ Objectif 1 : analyser la sensibilité du modèle aux principaux choix de paramétrisation

Il s'agit d'évaluer l'influence de la rugosité de surface, de la représentation de l'infiltration, de l'état hydrique initial, de la résolution spatiale et du modèle numérique de terrain utilisé sur la réponse hydrologique simulée et les bilans volumiques.

➤ Objectif 2 : évaluer la capacité du modèle à reproduire la crue de juillet 2021

Cet objectif consiste à comparer les résultats simulés aux observations disponibles, à la fois sur le plan temporel, via les hydrogrammes et les débits de pointe, et sur le plan spatial, via les emprises inondées et les altitudes de surface d'eau. Il vise également à identifier les paramétrisations les plus adaptées pour les différentes résolutions testées.

➤ Objectif 3 : évaluer les temps de calcul et la faisabilité d'une utilisation en contexte d'alerte

Il s'agit de comparer le temps de calcul au temps physique simulé en fonction des ressources GPU mobilisées. Cette évaluation ne constitue pas une validation opérationnelle complète d'un SAPI, mais permet d'estimer si le noyau hydrodynamique SERGHEI-SWE atteint des performances compatibles avec une utilisation future dans une chaîne d'alerte.

4. Matériel et méthodes

4.1. Modèle numérique et environnement de calcul

Les simulations hydrodynamiques ont été réalisées avec SERGHEI-SWE, qui résout les équations de Saint-Venant bidimensionnelles. Le code utilisé correspond à la branche principale du dépôt officiel SERGHEI. Il a été compilé sur les infrastructures du *Jülich Supercomputing Centre* (JSC) avec GCC, ParaStationMPI et Kokkos, en activant le backend CUDA pour l'exploitation de GPU NVIDIA. Le support *Network Common Data Form* (NetCDF), les forçages spatialisés et les outils cartographiques de SERGHEI ont également été activés.

Les simulations ont été exécutées sur deux architectures du JSC. La majorité des scénarios a été réalisée sur JUWELS Booster, équipé de GPU NVIDIA A100, tandis que les configurations les plus coûteuses, notamment aux résolutions les plus fines, ont été lancées sur JUPITER Booster, basé sur des GPU NVIDIA GH200 Grace Hopper. Les détails relatifs à la version du code, aux modules chargés, aux options de compilation et à l'environnement logiciel sont fournis en Annexe 1.

4.2. Méthodologie et flux de travail

La démarche méthodologique s'est organisée autour d'un flux de travail itératif en quatre étapes principales. Dans un premier temps, les données nécessaires à la construction du modèle, aux forçages et à la validation ont été collectées et harmonisées : topographie, occupation du sol, textures pédologiques, précipitations observées, données hydrométriques et données relatives aux barrages.

Lors de cette harmonisation spatiale, la méthode de rééchantillonnage a été adaptée à la nature des données : les rasters continus, notamment le MNT, ont été rééchantillonnés par interpolation bilinéaire afin de préserver la continuité altimétrique, tandis que les couches catégorielles, telles que l'occupation du sol ou les classes pédologiques, ont été rééchantillonnées au plus proche voisin afin de conserver l'intégrité des classes.

Ces données ont été converties en fichiers d'entrée compatibles avec SERGHEI-SWE au moyen d'une chaîne de traitement automatisée en Python, mobilisant notamment NumPy, Xarray, Rasterio et GeoPandas. Les scénarios ont alors été exécutés sur les nœuds GPU du JSC afin d'évaluer l'effet des principaux choix de paramétrisation : rugosité, infiltration, conditions initiales, résolution spatiale et source topographique. Les sorties du modèle ont finalement été post-traitées sous Python afin d'extraire les hydrogrammes, les bilans volumiques, les indicateurs de performance et les cartes nécessaires à l'analyse.

L'ensemble des scripts utilisés a été archivé dans un dépôt Git afin de documenter les traitements réalisés et de faciliter la reproductibilité de l'étude. La structure du dépôt, l'origine des routines et l'environnement logiciel de traitement sont détaillés en Annexe 2.

4.3. Fonctionnement de SERGHEI-SWE

4.3.1. Fichiers d'entrée

Les simulations SERGHEI-SWE reposent sur un ensemble de fichiers d'entrée décrivant le domaine de calcul, les forçages et les options physiques activées. Le fichier central *input.nc* contient les variables géospatiales du domaine, notamment le MNT, ainsi que, selon les scénarios, les hauteurs d'eau initiales, la rugosité ou les paramètres d'infiltration. Le fichier *atmforcing.nc* fournit les précipitations spatialisées et variables dans le temps. Les fichiers *parameters.input* et *sw.input* définissent respectivement les paramètres généraux de simulation, les conditions aux limites globales, les paramètres numériques du solveur et les options propres aux équations de Saint-Venant.

Des fichiers complémentaires sont activés selon les besoins des scénarios. Le fichier *extbc.input* permet de définir la condition de sortie ouverte à l'exutoire. Le fichier *infiltration.input* contrôle l'activation et le type d'infiltration appliqué, qu'il s'agisse d'un taux constant ou d'un modèle de Horton, homogène ou spatialement distribué. Enfin, les fichiers *gauges.input* et *lines.input* permettent d'extraire des séries temporelles simulées, respectivement en des points de contrôle pour les hauteurs d'eau et le long de sections transversales pour les débits.

4.3.2. Fichiers de sortie

Les sorties principales de SERGHEI-SWE sont regroupées dans deux types de fichiers. Le fichier *output.nc* contient les variables spatialisées simulées à l'échelle des cellules du domaine, notamment les hauteurs d'eau, les vitesses, les précipitations appliquées, le taux d'infiltration et l'infiltration cumulée lorsque ces modules sont activés. Il conserve également certaines variables statiques telles que l'altitude, la rugosité ou les paramètres d'infiltration.

Le fichier *domainTimeSeries.out* fournit des séries temporelles agrégées à l'échelle du bassin, incluant notamment le volume d'eau en surface, le débit à l'exutoire, le volume cumulé évacué, les précipitations cumulées, le taux moyen d'infiltration et le volume total infiltré. Lorsque les modules d'observation virtuelle sont utilisés, des fichiers supplémentaires enregistrent les hauteurs d'eau aux *gauges* et les débits traversant les *lines*. Ces sorties constituent la base des analyses de sensibilité, de validation et de bilan volumique présentées dans les résultats.

4.4. Configuration commune du modèle

4.4.1. Délimitation du domaine

Le domaine de modélisation a été défini à partir de la couche des bassins versants disponible sur WalOnMap (SPW, 2020a). Le bassin de la Vesdre a été extrait puis utilisé comme masque spatial pour le découpage des données topographiques.

Deux ajustements ont été réalisés. À l'aval, la limite du domaine a été rectifiée afin d'obtenir une section d'exutoire plus régulière et globalement perpendiculaire à l'écoulement principal. À l'amont, une faible portion du bassin située en territoire allemand a été ajoutée pour préserver la continuité hydrologique du domaine. Cette extension reste limitée, puisqu'elle représente 0,46 % de la superficie totale modélisée.

4.4.2. Conditions aux limites

Les frontières externes du domaine ont été définies comme des limites fermées, à l'exception de l'exutoire aval. Une condition de sortie ouverte a été appliquée à cet exutoire au moyen du fichier *extbc.input*, sur un ensemble de cellules sélectionnées à partir d'un polygone placé sur la limite aval du bassin. Cette représentation permet l'évacuation des volumes simulés hors du domaine, mais ne prend pas explicitement en compte les interactions hydrauliques avec l'Ourthe en aval de la confluence. Elle constitue donc une simplification de la condition aval, acceptable pour une analyse centrée sur la dynamique interne du bassin de la Vesdre.

4.4.3. Paramètres temporels et numériques

Les simulations couvrent une durée totale de 500 000 s, soit environ 139 h, du 13 juillet 2021 à 00:00 UTC au 18 juillet 2021 à 18:53 UTC. Cette fenêtre permet de représenter la montée de crue, le pic principal et une partie de la décrue.

Les sorties du modèle ont été enregistrées à une fréquence horaire, afin de limiter le volume des fichiers tout en conservant une résolution temporelle compatible avec les données hydrométriques utilisées pour la validation.

Un seuil minimal de hauteur d'eau de 1 mm a été utilisé pour l'activation hydrodynamique des cellules. Ce seuil est un paramètre numérique du solveur, destiné à limiter les instabilités associées aux très faibles lames d'eau.

4.4.4. Forçages hydrométéorologiques

Les précipitations utilisées proviennent du produit radar RADFLOOD21, développé par l'IRM pour l'événement de juillet 2021. Ce produit fournit des estimations de précipitations à une résolution spatiale de 1 km et temporelle de 5 min, obtenues par combinaison des mesures radar et pluviométriques au sol (Goudenhoofdt *et al.*, 2023).

Les champs de précipitations ont été extraits à partir du 13 juillet 2021 à 00:00 UTC, découpés autour du bassin avec une zone tampon de 2 km, puis convertis au format NetCDF pour produire le fichier *atmforcing.nc*. Après la fin de la période couverte par RADFLOOD21, les précipitations ont été imposées nulles afin de prolonger la simulation et d'analyser la décrue.

La cohérence temporelle entre le fichier de forçage *atmforcing.nc* et le fichier géospatial *input.nc* a été vérifiée lors du prétraitement. Sur la période simulée, le cumul moyen de précipitations sur le bassin atteint 171,3 mm, avec un maximum local de 291,7 mm, les cumuls les plus élevés se concentrant principalement dans la partie amont du bassin (Figure 7).

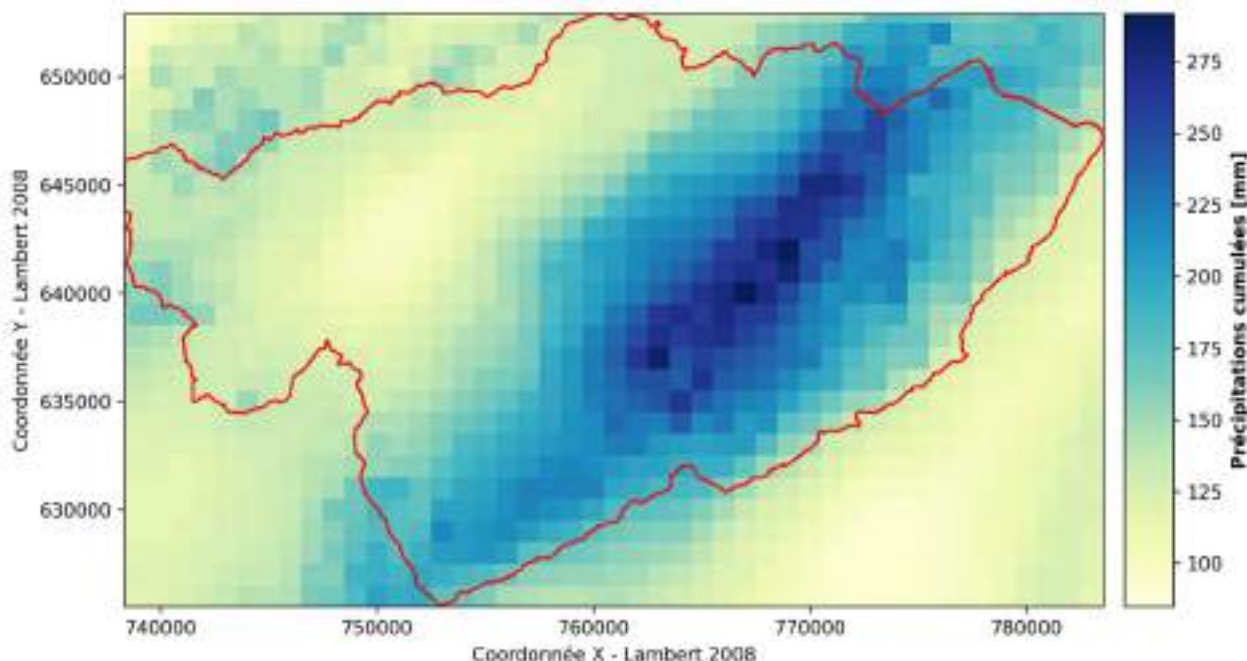


Figure 7. Cumul spatial des précipitations sur le bassin versant de la Vesdre entre le 13 et le 18 juillet 2021.

Les cumuls de précipitations, exprimés en millimètres, sont calculés à partir des données RADFLOOD21 à résolution spatiale de 1 km. Le contour rouge représente la limite du domaine de modélisation correspondant au bassin versant de la Vesdre. Les coordonnées sont exprimées dans le système Lambert 2008.

4.5. Paramétrisations physiques et scénarios de simulation

4.5.1. Stratégie générale de simulation

L'analyse de sensibilité repose sur une configuration de référence, à partir de laquelle les principaux paramètres sont modifiés séparément afin d'isoler leur influence sur la réponse hydrodynamique simulée.

Ce scénario de référence constitue un compromis entre représentation spatialisée des processus et coût de calcul compatible avec une analyse de sensibilité. Les facteurs testés concernent la rugosité, l'infiltration, les conditions initiales, la résolution spatiale et la source topographique.

4.5.2. Topographie et résolution spatiale

La topographie constitue l'entrée spatiale principale de SERGHEI-SWE. La configuration de référence repose sur le MNT 2013–2014 disponible sur WalOnMap, à résolution native de 1 m et présentant une précision altimétrique absolue annoncée de l'ordre de 12 cm (SPW, 2013). Issu d'acquisitions LiDAR antérieures à la crue de juillet 2021, ce MNT limite le risque d'intégrer des modifications morphologiques ou anthropiques postérieures à l'événement. Pour la simulation de référence, ce MNT a été rééchantillonné à une résolution de calcul de 10 m, puis intégré au fichier *input.nc*.

L'analyse de sensibilité à la résolution a été conduite à partir du MNT 2013–2014, en comparant la configuration de référence à 10 m à une résolution plus fine de 5 m et à des résolutions plus grossières de 20, 30, 40 et 50 m. Ces scénarios permettent d'évaluer l'effet de la taille de maille sur les hydrogrammes, les volumes stockés, les débits sortants et les temps de calcul.

L'effet de la source topographique a été testé séparément à 5 m, en comparant deux simulations identiques différant uniquement par le MNT utilisé : le MNT 2013–2014 à 1 m et le MNT 2021–2022 à 0,5 m, ce dernier présentant également une précision altimétrique annoncée de l'ordre de 12 cm (SPW, 2021c). Ce second produit étant partiellement postérieur à la crue de juillet 2021, il peut localement intégrer des modifications du terrain ou d'ouvrages survenues pendant ou après l'événement, ce qui doit être pris en compte dans l'interprétation.

Enfin, un test spécifique a été réalisé pour estimer le stockage topographique effectif selon la résolution. Pour les mailles de 5 à 50 m, le domaine a été initialisé avec une hauteur d'eau uniforme de 10 m, sans pluie, infiltration ni rugosité. Après évacuation de l'eau excédentaire par l'exutoire, le volume résiduel en surface a été interprété comme une estimation comparative de la capacité de rétention liée aux dépressions topographiques.

4.5.3. Paramétrisation de la rugosité

La rugosité de surface a été représentée par le coefficient de Manning n , activé dans l'ensemble des simulations afin de prendre en compte les pertes d'énergie et leur effet sur les vitesses d'écoulement. La carte de référence a été construite à partir de l'utilisation du sol WALOUS 2023, au niveau 2 de classification (SPW, 2025b). Les classes ont été converties en coefficients de Manning à l'aide d'une table de correspondance transmise par le SPW et issue des paramétrisations utilisées dans le modèle WOLF pour le projet MODREC-Vesdre (Degré *et al.*, 2024 ; Tableau 2). La zone amont située hors Wallonie, non couverte par WALOUS, a été paramétrée avec une valeur uniforme de $0,035 \text{ s m}^{-1/3}$. Une représentation de la cartographie de la rugosité sur le bassin est présentée en Annexe 3.

L'analyse de sensibilité a été réalisée en appliquant un facteur multiplicateur uniforme F_n à la carte de référence, avec des valeurs comprises entre 0,5 et 4,0 par pas de 0,5. Cette approche permet d'évaluer l'effet global d'une variation de la résistance hydraulique, tout en conservant la structure spatiale relative de la rugosité. Un scénario homogène a également été testé avec une valeur unique correspondant à la moyenne spatiale de la carte de référence, soit $0,03875 \text{ s m}^{-1/3}$, afin d'évaluer l'apport de la spatialisation par rapport à une paramétrisation simplifiée.

Tableau 2. Correspondance entre les classes WALOUS niveau 2 et les coefficients de Manning utilisés dans les simulations.

Code WALOUS niv. 2	Classe d'utilisation du sol	Manning (n) [s/m ^{1/3}]
11	Agriculture	0,04
12	Sylviculture	0,04
13	Industries extractives	0,04
14	Aquaculture et pêche	0,04
20	Production secondaire non définie	0,03
21	Industrie de matières premières	0,03
22	Industrie lourde	0,03
23	Industrie légère	0,03
24	Production d'énergie	0,03
31	Services commerciaux	0,02
32	Services financiers, spécialisés et d'information	0,02
33	Services publics	0,02
34	Services culturels, de loisirs et récréatifs	0,02
41	Réseaux de transport	0,025
42	Services logistiques et d'entreposage	0,02
43	Réseaux d'utilité publique	0,025
51	Usage résidentiel permanent	0,025
52	Usage résidentiel avec d'autres usages compatibles	0,025
53	Autres usages résidentiels	0,025
62	Zones abandonnées	0,04
66	Usage inconnu	0,04
70	Zones naturelles	0,05

4.5.4. Paramétrisation de l'infiltration

L'infiltration a été représentée dans SERGHEI-SWE comme un terme de perte verticale dans le bilan de masse de surface. Dans la configuration de référence, elle est décrite par un taux constant spatialement distribué, assimilé à la conductivité hydraulique à saturation K_s de l'horizon de surface 0–40 cm.

Les cartes de K_s ont été estimées à partir des fractions texturales sable-limon-argile des sols de Wallonie, disponibles à 50 m de résolution, au moyen du modèle de pédotransfert Rosetta, via l'implémentation Python *rosetta-soil*¹ de l'USDA-ARS (Schaap *et al.*, 2001 ; SPW, 2022c). L'option utilisée correspond au code 2, fondé uniquement sur les fractions granulométriques. Les cellules sans information texturale, principalement les zones urbanisées, plans d'eau, affleurements rocheux et la faible portion amont hors Wallonie, ont été considérées comme non infiltrantes.

¹ Code source accessible sur le dépôt institutionnel : <https://github.com/usda-ars-ussl/rosetta-soil>

L'analyse de sensibilité teste d'abord l'effet de la profondeur des propriétés texturales. En plus de la carte de référence pour l'horizon 0–40 cm, deux cartes ont été générées pour les horizons 40–80 cm et 80–120 cm, ainsi qu'une carte composite « minimum », retenant pour chaque cellule la plus faible valeur de K_s parmi les trois horizons. Un scénario homogène a également été défini à partir de la moyenne spatiale arrondie de la couche de surface, soit $1,3 \times 10^{-7}$ m/s, afin d'évaluer l'effet de la spatialisation.

Enfin, deux scénarios fondés sur le modèle de Horton ont été testés de manière homogène sur l'ensemble du bassin. Ce choix s'explique par l'utilisation d'une compilation spécifique de SERGHEI pour laquelle la spatialisation des paramètres n'était pas disponible. Afin d'isoler l'effet de la cinétique d'infiltration, ces scénarios ont donc été comparés à une configuration homogène de référence, dans laquelle l'infiltration est représentée par un taux constant $f_c = 1,3 \times 10^{-7}$ m/s, associé à une rugosité moyenne $n = 0,03875 \text{ s m}^{-1/3}$.

Les deux scénarios Horton conservent le même taux final $f_c = 1,3 \times 10^{-7}$ m/s, mais diffèrent par leur capacité d'infiltration initiale. Deux valeurs de f_0 ont été imposées : $100 \times f_c$ et $10\,000 \times f_c$, avec des constantes de décroissance respectives de $k = 0,001 \text{ s}^{-1}$ et $k = 0,002 \text{ s}^{-1}$. Ces valeurs ne visent pas à calibrer un comportement pédologique réel, mais à encadrer numériquement l'effet potentiel d'une capacité d'infiltration initiale élevée. Le scénario $10\,000 \times f_c$ doit donc être interprété comme un test extrême de sensibilité, et non comme une paramétrisation physiquement validée.

4.5.5. Conditions initiales

Les conditions initiales définissent l'état hydrique du domaine au début de la simulation. Dans SERGHEI-SWE, elles sont représentées par une hauteur d'eau initiale h_0 , imposée de manière homogène ou spatialisée. La configuration de référence utilise une hauteur uniforme de 1 cm sur l'ensemble du domaine, afin de représenter de manière simplifiée un état de surface humide et de faciliter l'activation des écoulements superficiels. Cette valeur ne constitue pas une reconstitution réelle de l'état hydrique du bassin, mais une hypothèse standardisée pour la comparaison entre scénarios.

Deux configurations complémentaires ont été testées : une initialisation sèche, avec $h_0 = 0$, et une initialisation spatialisée correspondant aux hauteurs d'eau obtenues au dernier pas de temps de la simulation de référence. Cette dernière représente un test numérique extrême, destiné à évaluer l'effet d'un stockage initial important en surface, sans correspondre à une condition initiale réaliste pour l'événement de juillet 2021.

4.5.6. Synthèse des scénarios testés

Le scénario de référence résulte de la combinaison des choix décrits dans les sections précédentes, c'est-à-dire une résolution de calcul de 10 m basé sur le MNT 2013–2014, avec une rugosité spatialisée issue de WALOUS 2023 sans facteur multiplicateur ($F_n = 1$), une infiltration constante spatialisée issue de l'horizon 0–40 cm, ainsi qu'une hauteur d'eau initiale uniforme de 1 cm. Les scénarios de sensibilité modifient ensuite un paramètre à la fois lorsque cela est possible. Certains tests reposent toutefois sur une configuration adaptée afin d'isoler correctement le facteur étudié, notamment la comparaison des MNT à 5 m et les scénarios de Horton en configuration homogène.

En complément, une simulation haute résolution à 2 m a été réalisée avec une initialisation sèche ($h_0 = 0 \text{ cm}$). Elle ne constitue pas un scénario de sensibilité au sens strict, mais un test exploratoire de faisabilité numérique et de raffinement spatial, comparé à la configuration équivalente à 5 m.

Le Tableau 3 synthétise l'ensemble des scénarios testés. La nomenclature interne des simulations combine généralement la résolution spatiale, le type d'infiltration, la rugosité et, lorsque nécessaire, des précisions sur les conditions initiales ou le MNT utilisé. Les mentions SUR, PR1, PR2 et MIN désignent respectivement l'horizon 0–40 cm, 40–80 cm, 80–120 cm et la carte minimale de K_s . Les scénarios Horton100 et Horton10000 correspondent aux deux paramétrisations temporelles de l'infiltration. Les mentions *dry*, *restart*, 1m et 50cm indiquent respectivement une initialisation sèche, une reprise à partir d'un état final précédent, l'utilisation du MNT 2013–2014 et l'utilisation du MNT 2021–2022.

En l'absence de mention spécifique, le MNT 2013–2014 et une hauteur d'eau initiale uniforme de 1 cm sont utilisés par défaut.

Tableau 3. Récapitulatif des scénarios testés associés à leur configuration de référence.

Famille de scénarios	Configuration de référence	Variantes testées
Résolution spatiale	Scénario de référence (10 m de résolution)	5 ; 20 ; 30 ; 40 et 50 m
MNT source	Scénario de référence adapté à 5 m de résolution (MNT 2013-2014)	MNT 2021-2022 (à 5 m de résolution)
Stockage topographique	—	Test sans pluie, sans infiltration, sans rugosité, avec $h_0 = 10$ m pour les résolutions de 5 à 50 m
Rugosité spatialisée	Scénario de référence ($F_n = 1$)	$F_n = 0,5 ; 1,5 ; 2 ; 2,5 ; 3 ; 3,5 ; 4$
Rugosité homogène	Scénario de référence (rugosité spatialisée)	Valeur homogène moyenne $n = 0,03875 \text{ s m}^{-1/3}$
Infiltration spatialisée	Scénario de référence (horizon de surface 0-40 cm)	Horizons 40-80 cm, 80-120 cm et carte « minimum »
Infiltration homogène	Scénario de référence (infiltration spatialisée)	Valeur homogène moyenne $K_s = 1,3 \times 10^{-7} \text{ m/s}$
Représentation de l'infiltration	Scénario de référence adapté avec rugosité homogène $n = 0,03875 \text{ s m}^{-1/3}$ et infiltration constante homogène $f_c = 1,3 \times 10^{-7} \text{ m/s}$	$f_0 = 100 \times f_c$ et $k = 0,001 \text{ s}^{-1}$; $f_0 = 10000 \times f_c$ et $k = 0,002 \text{ s}^{-1}$ (avec $f_c = 1,3 \times 10^{-7} \text{ m/s}$ et $n = 0,03875 \text{ s m}^{-1/3}$)
Conditions initiales	Scénario de référence ($h_0 = 1$ cm)	$h_0 = 0$ cm ; état final de la simulation de référence
Simulation complémentaire haute résolution	Scénario de référence adapté à 5 m de résolution et avec $h_0 = 0$ cm	2 m et $h_0 = 0$ cm

4.6. Données d'observation et protocole d'évaluation

L'évaluation du modèle repose sur trois types de données : les séries hydrométriques, la cartographie post-événementielle des zones inondées et des hauteurs d'eau, ainsi que les données d'exploitation des barrages-réservoirs d'Eupen et de la Gileppe. Ces sources permettent d'évaluer la dynamique temporelle des débits, les niveaux d'eau, l'emprise maximale de l'inondation, les bilans volumiques et les restitutions des ouvrages.

Les sorties SERGHEI-SWE utilisées comprennent les hauteurs d'eau, les vitesses, les débits extraits aux points ou lignes de contrôle, ainsi que les volumes agrégés à l'échelle du domaine : volume en surface, volume infiltré, volume précipité et volume sortant. Les sections suivantes décrivent les données utilisées ainsi que la manière dont ces sorties sont comparées à ces références disponibles.

4.6.1. Séries temporelles hydrométriques

A. Données utilisées

Les séries de débit et de hauteur d'eau proviennent du réseau hydrométrique officiel wallon (SPW, 2026). L'événement de juillet 2021 ayant endommagé ou détruit plusieurs stations avant le pic de crue, la sélection des stations repose sur la continuité des données disponibles et sur la possibilité de convertir les hauteurs relatives en altitudes absolues de surface d'eau.

Trois stations ont été retenues : Chaudfontaine-Pisc, Belleheid et Polleur (Figure 8 ; Tableau 4). La station de Forêt a été exclue, car l'altitude de son repère hydrométrique n'était pas explicitement renseignée dans les informations consultées. Belleheid et Polleur disposent de mesures directes de hauteur d'eau exploitables. Chaudfontaine-Pisc constitue la référence principale pour les débits à l'aval, mais ses valeurs extrêmes autour du pic sont partiellement reconstruites à partir d'informations post-événementielles, notamment les laisses de crue (Zeimet *et al.*, 2021).

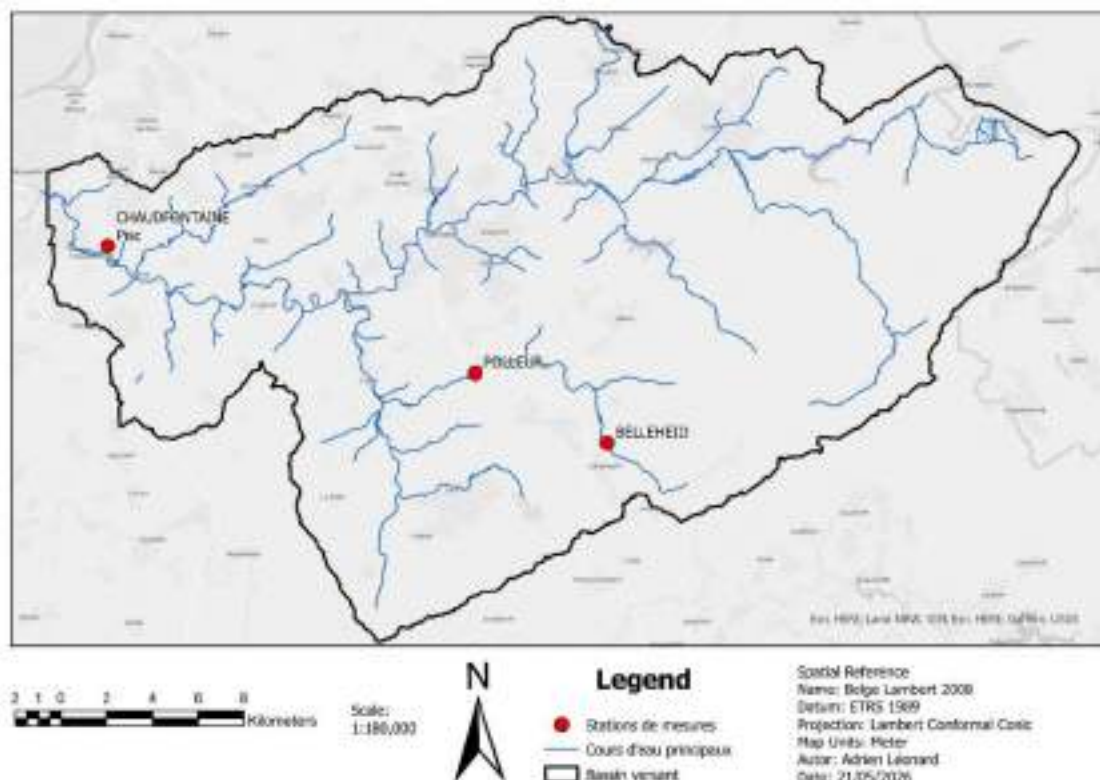


Figure 8. Localisation des stations hydrométriques retenues pour la validation du modèle.

Le réseau hydrographique principal du bassin versant de la Vesdre est représenté en bleu. Les points rouges localisent les trois stations de mesures sélectionnées : CHAUDFONTAINE Pisc (identifiant 6228), POLLEUR (identifiant 6517) et BELLEHEID (identifiant L7600).

Tableau 4. Caractéristiques des stations hydrométriques retenues pour la validation du modèle.

Les distances à l'exutoire correspondent à des distances planimétriques calculées en Lambert 2008 entre chaque station et l'exutoire du domaine modélisé ; elles ne représentent donc pas des distances hydrauliques le long du réseau hydrographique

Station	Code	Cours d'eau	Superficie drainée	Distance à l'exutoire	Variable exploitée	Statut des données
Chaufontaine-Pisc	6228	Vesdre	~ 683 km ²	3,45 km	Hauteur d'eau et débit	Mesures partielles ; pics reconstruits
Belleheid	6526	Hoëgne	~ 20 km ²	14,51 km	Hauteur d'eau	Mesures directes
Polleur	6517	Hoëgne	~ 71 km ²	20,30 km	Hauteur d'eau	Mesures directes

B. Évaluation des débits simulés à l'exutoire

Le débit simulé à l'exutoire est comparé au débit observé à Chaufontaine-Pisc. Cette station est située à environ 3,45 km en amont de l'exutoire numérique et draine environ 683 km², contre environ 700 km² pour le domaine modélisé, soit un écart de 2,44 %.

Cette approximation est jugée acceptable à l'échelle du bassin, d'autant que les précipitations les plus intenses se concentrent principalement en amont et qu'aucun affluent majeur ne rejoint la Vesdre entre la station et l'exutoire modélisé. Elle doit toutefois aussi être interprétée avec prudence en raison de la reconstruction partielle du pic de crue et du possible décalage temporel sur le tronçon aval.

Le débit observé au pas de temps i est noté $Q_{obs,i}$ [m³/s], le débit simulé $Q_{sim,i}$ [m³/s], et n le nombre de pas de temps comparés. Les séries sont évaluées au pas horaire sur une période commune.

➤ Bilan volumique à l'exutoire

Le volume observé écoulé à l'exutoire est obtenu en intégrant l'hydrogramme observé :

$$V_{obs} = \int_{t_0}^{t_f} Q_{obs}(t) dt$$

En pratique, cette intégration est réalisée par la méthode des trapèzes. Le volume simulé V_{sim} correspond au volume cumulé sortant du domaine, directement fourni par le modèle. L'erreur relative sur le volume sortant est calculée selon :

$$\Delta V = \frac{V_{sim} - V_{obs}}{V_{obs}} \times 100$$

Où ΔV est exprimé en pourcentage. Une valeur positive indique une surestimation du volume sortant par le modèle, tandis qu'une valeur négative indique une sous-estimation.

➤ Indicateurs statistiques de l'hydrogramme

La reproduction de l'hydrogramme est évaluée à partir du NSE, du R^2 , du RMSE et du PBIAS. Le critère de Nash-Sutcliffe est défini par :

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{sim,i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \bar{Q}_{obs})^2}$$

Où $\bar{Q}_{obs}$ est la moyenne des débits observés. Une valeur de 1 indique une reproduction parfaite, une valeur proche de 0 une performance comparable à la moyenne observée, et une valeur négative une performance inférieure à cette moyenne.

Le coefficient de détermination est calculé comme le carré du coefficient de corrélation de Pearson :

$$R^2 = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \bar{Q}_{obs})(Q_{sim,i} - \bar{Q}_{sim})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \bar{Q}_{obs})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{sim,i} - \bar{Q}_{sim})^2}} \right]^2$$

Où $\bar{Q}_{sim}$ est la moyenne des débits simulés. Le R^2 renseigne sur la concordance temporelle des variations, mais pas directement sur les biais d'amplitude.

L'erreur quadratique moyenne est définie par :

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{sim,i})^2}$$

Elle est exprimée en m^3/s et pénalise davantage les écarts élevés, notamment durant les phases de montée et de pic.

Le biais en pourcentage est calculé selon :

$$PBIAS = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{sim,i} - Q_{obs,i})}{\sum_{i=1}^n Q_{obs,i}} \times 100$$

Dans cette étude, un PBIAS positif indique une surestimation globale des débits simulés, tandis qu'un PBIAS négatif indique une sous-estimation.

➤ Analyse du pic de crue

Le débit de pointe observé est noté $Q_{pic,obs}$ et le débit de pointe simulé $Q_{pic,sim}$. L'erreur relative sur le pic est calculée selon :

$$\Delta Q_{pic} = \frac{Q_{pic,sim} - Q_{pic,obs}}{Q_{pic,obs}} \times 100$$

Une valeur positive indique une surestimation du pic, et une valeur négative une sous-estimation. Le décalage temporel du pic est défini par :

$$\Delta t_{\text{pic}} = t_{\text{pic,sim}} - t_{\text{pic,obs}}$$

Où $t_{\text{pic,sim}}$ et $t_{\text{pic,obs}}$ sont les instants des pics simulé et observé. Une valeur positive indique un pic simulé plus tardif ; une valeur négative indique une anticipation.

Les volumes sortants, volumes en surface, volumes infiltrés et précipitations cumulées sont également analysés afin d’interpréter les différences entre scénarios en termes de bilan hydrologique.

C. Évaluation des altitudes de surface d’eau aux stations

Les niveaux d’eau simulés sont comparés aux observations disponibles aux stations retenues à l’aide de points de contrôle numériques placés aux coordonnées des stations. La comparaison porte sur l’altitude de surface d’eau, ou *Water Surface Elevation* (WSE). La WSE simulée est obtenue en additionnant la hauteur d’eau simulée à l’altitude topographique locale du modèle, tandis que la WSE observée est obtenue en convertissant les hauteurs mesurées à partir de l’altitude du repère hydrométrique.

L’évaluation repose sur la comparaison graphique des séries temporelles et sur deux indicateurs calculés au pic. L’écart d’altitude maximale est défini par :

$$\Delta WSE_{\text{pic}} = WSE_{\text{pic,sim}} - WSE_{\text{pic,obs}}$$

Où $WSE_{\text{pic,sim}}$ et $WSE_{\text{pic,obs}}$ sont les altitudes maximales simulée et observée. Une valeur positive indique une surestimation de la cote maximale, et une valeur négative une sous-estimation.

Le décalage temporel du pic est défini par :

$$\Delta t_{\text{pic}} = t_{\text{pic,sim}} - t_{\text{pic,obs}}$$

Où $t_{\text{pic,sim}}$ et $t_{\text{pic,obs}}$ correspondent aux instants des maxima simulé et observé. Ces indicateurs évaluent à la fois l’amplitude maximale des niveaux d’eau et la chronologie locale de la crue.

4.6.2. Cartographie des zones inondées et hauteurs d’eau

A. Données utilisées

L’étendue spatiale et les hauteurs d’eau des inondations servent de base à la validation physique des simulations. Cette étude s’appuie sur les données officielles du SPW, notamment la couche vectorielle « Cartographie des zones inondées - juillet 2021 » (SPW, 2022b) et son équivalent raster « Zones inondées IDW - Hauteur d’eau – juillet 2021 » (SPW, 2022d), qui associe à chaque pixel de 1 m une estimation de la hauteur d’eau observée.

La validation spatiale s’appuie sur les couches post-événementielles produites par le SPW pour les inondations de juillet 2021, en particulier la couche vectorielle d’emprise inondée et le raster des hauteurs d’eau interpolées par IDW (SPW, 2022d, 2022b). Ces données combinent des relevés de terrain, des observations post-crue, des traitements satellitaires et des interpolations spatiales. Après nettoyage, environ 16 000 observations de hauteur d’eau ont été utilisées pour reconstruire les niveaux maximaux.

Ces couches constituent la meilleure référence disponible à l'échelle du bassin, mais ne doivent pas être interprétées comme une observation exhaustive de la crue réelle. Certains débordements locaux, notamment dans les zones forestières, les secteurs peu accessibles, les cours d'eau secondaires ou les zones de ruissellement diffus, peuvent être partiellement absents de la cartographie. Cette limite est prise en compte dans l'interprétation des écarts entre simulation et observation.

B. Évaluation spatiale de l'emprise inondée

La capacité du modèle à reproduire l'étendue de l'inondation est évaluée par comparaison matricielle entre l'emprise observée du SPW et l'emprise maximale simulée. L'indicateur retenu est le *Critical Success Index* (CSI) :

$$CSI = \frac{VP}{VP + FP + FN} \times 100$$

Où VP désigne les cellules correctement simulées comme inondées, FP les cellules simulées comme inondées mais non observées comme telles, et FN les cellules observées comme inondées mais non reproduites par le modèle. Les vrais négatifs sont exclus afin d'éviter une surestimation artificielle de la performance, car les zones non inondées dominent largement le domaine d'analyse. Les FP ne sont toutefois pas interprétés systématiquement comme des erreurs du modèle, puisqu'ils peuvent aussi refléter la non-exhaustivité de la couche d'observation.

L'emprise observée a été convertie en raster sur la grille du modèle afin de permettre une comparaison cellule par cellule. L'emprise simulée est définie comme l'ensemble des cellules ayant atteint une hauteur d'eau maximale supérieure ou égale à 5 cm au moins une fois pendant l'événement. Ce seuil permet d'écarter les films d'eau très minces et certains artefacts numériques, mais reste partiellement arbitraire.

La validation principale est restreinte au fond de vallée, où la cartographie officielle est considérée comme la plus fiable. Une zone tampon de 500 m autour des cours d'eau de première catégorie du Réseau Hydrographique Wallon a été utilisée afin d'inclure les vallées principales tout en limitant les secteurs amont ou versants peu documentés (SPW, 2025a).

Afin d'évaluer la robustesse de ces choix méthodologiques, une analyse de sensibilité complémentaire a été réalisée en faisant varier le seuil de hauteur d'eau utilisé pour définir l'emprise simulée (1, 5, 10 et 20 cm) ainsi que la largeur de la zone tampon autour du réseau hydrographique principal (250, 500 et 1000 m).

C. Évaluation altimétrique des niveaux d'eau

La performance altimétrique du modèle est évaluée à partir des WSE. Pour chaque cellule, la WSE simulée est calculée comme la somme de l'altitude du terrain utilisé par le modèle et de la hauteur d'eau maximale simulée :

$$WSE_{sim} = z_{sim} + h_{max,sim}$$

Où z_{sim} est l'altitude du terrain et $h_{max,sim}$ la hauteur d'eau maximale simulée. Cette variable correspond à une carte des *maxima* : chaque cellule est associée à sa hauteur d'eau maximale atteinte au cours de l'événement, indépendamment du moment où ce maximum est atteint.

La WSE observée est calculée de manière équivalente à partir du MNT de référence et de la hauteur d'eau observée issue de la couche raster officielle :

$$WSE_{obs} = z_{obs} + h_{obs}$$

Les rasters d'observation ont été reprojetés et rééchantillonnés sur la grille du modèle afin de permettre une comparaison cellule par cellule. L'analyse est limitée aux cellules pour lesquelles une hauteur d'eau observée strictement positive est disponible. Pour chaque cellule valide, l'erreur altimétrique est définie par :

$$e_j = \text{WSE}_{\text{sim},j} - \text{WSE}_{\text{obs},j}$$

Une valeur positive indique une surestimation de la WSE par le modèle, tandis qu'une valeur négative indique une sous-estimation. Des cartes d'écarts spatialisés ont été produites, avec une échelle centrée sur zéro et bornée à partir des percentiles 1 et 99 afin de limiter l'influence visuelle des valeurs extrêmes isolées.

Quatre indicateurs sont calculés sur les cellules valides : le biais moyen, la MAE, la RMSE et la proportion de cellules dont l'erreur absolue est inférieure ou égale à 1 m :

$$\begin{aligned} \text{Biais} &= \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m e_j \\ \text{MAE} &= \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m |e_j| \\ \text{RMSE} &= \sqrt{\frac{1}{m} \sum_{j=1}^m e_j^2} \\ P_{|e| \leq 1\text{m}} &= \frac{N(|e_j| \leq 1)}{m} \times 100 \end{aligned}$$

Le biais indique la tendance globale à la surestimation ou à la sous-estimation. La MAE quantifie l'erreur moyenne en valeur absolue, tandis que la RMSE pénalise davantage les erreurs locales importantes. Enfin, $P_{|e| \leq 1\text{m}}$ exprime la proportion de cellules pour lesquelles l'écart altimétrique reste inférieur ou égal à 1 m.

4.6.3. Données d'exploitation des barrages-réservoirs

Les données relatives aux barrages d'Eupen et de la Gileppe ont été utilisées afin d'évaluer la cohérence des volumes stockés et restitués par le modèle. Elles proviennent principalement du rapport post-crue réalisé pour le SPW et du communiqué technique du SPW Mobilité et Infrastructures du 9 août 2021 (Zeimet *et al.*, 2021 ; SPW, 2021a). En l'absence de séries brutes directement exploitables, des séries horaires simplifiées de débits sortants ont été reconstruites à partir des points d'ancrage documentés.

Pour Eupen, la série reconstituée combine le débit de base, les ouvertures progressives des organes de restitution et la pointe estimée durant la nuit du 14 au 15 juillet. Les données disponibles indiquent par ailleurs un stockage supplémentaire d'environ 5,6 millions de m³ dans la retenue. Pour la Gileppe, la reconstruction est plus incertaine, notamment en raison d'une défaillance de capteur, mais les informations disponibles indiquent un stockage quasi complet des apports, avec environ 7,8 millions de m³ stockés pendant l'événement.

Ces séries ont été utilisées comme références indicatives pour comparer les flux simulés aux sorties des deux lacs, extraits au moyen de lignes de contrôle placées aux exutoires des barrages. La comparaison doit donc être interprétée comme une évaluation de cohérence hydrologique, et non comme une validation stricte fondée sur des mesures directes.

5. Résultats

5.1. Analyse de sensibilité

L'analyse de sensibilité vise à identifier les paramètres qui influencent le plus fortement la dynamique des hydrogrammes, les débits de pointe et la répartition volumique entre volume sortant, stockage de surface et infiltration. Pour chaque famille de scénarios, les simulations sont comparées à une configuration de référence afin d'isoler l'effet du paramètre testé. Les débits observés à Chaudfontaine sont ajoutés aux figures à titre indicatif, afin de situer les ordres de grandeur simulés par rapport à la réponse hydrologique reconstruite. Les bilans volumiques sont présentés dans les encarts des figures et synthétisés dans les tableaux associés.

5.1.1. Effet des coefficients de Manning

L'effet de la rugosité a été évalué en faisant varier le facteur multiplicateur F_n appliqué aux coefficients de Manning spatialisés, puis en comparant une représentation spatialisée à une valeur homogène moyenne.

Les résultats montrent une forte sensibilité de l'hydrogramme au niveau absolu de rugosité (Figure 9 ; Tableau 5). Lorsque F_n diminue, les écoulements sont accélérés et le pic principal survient plus tôt. À l'inverse, l'augmentation de F_n ralentit la propagation de l'onde et retarde progressivement le pic, jusqu'à six heures pour $F_n = 4,0$. L'effet est également marqué sur l'amplitude : le débit de pointe diminue de 912 m³/s pour $F_n = 0,5$ à 625 m³/s pour $F_n = 4,0$, soit une réduction de 31,5 % sur l'ensemble de la plage testée.

Les bilans volumiques confirment l'effet de la rugosité sur la répartition finale des volumes. L'augmentation de F_n réduit le volume évacué à l'exutoire, dont l'écart relatif passe de +3,9 % pour $F_n = 0,5$ à -11,9 % pour $F_n = 4,0$. Cette diminution s'accompagne principalement d'une hausse du stockage de surface, qui varie de -10,5 % à +32,6 % selon les scénarios. En revanche, le volume infiltré reste quasiment inchangé, avec des écarts inférieurs à 0,5 %. Dans les scénarios testés, la variation de rugosité modifie donc principalement la chronologie des débits, le volume sortant et le stockage de surface, tandis que le volume infiltré varie peu.

L'effet de la distribution spatiale de la rugosité est nettement plus limité (Figure 10 ; Tableau 6). À rugosité moyenne équivalente, le passage d'une carte spatialisée à une valeur homogène de $n = 0,03875 \text{ s m}^{-1/3}$ ne modifie pas l'heure du pic principal. Le débit de pointe diminue légèrement, de 851 à 816 m³/s, soit un écart de -4,1 %. Les volumes finaux restent également proches, avec une légère augmentation du stockage de surface (+3,9 %) et une faible diminution du volume sortant (-1,4 %).

Un test complémentaire croisant les facteurs multiplicateurs de Manning et la résolution spatiale est présenté en Annexe 4. Il montre que, pour une résolution donnée, l'augmentation de F_n accroît principalement le stockage de surface, tandis que la résolution modifie plus fortement le niveau global de stockage et d'infiltration.

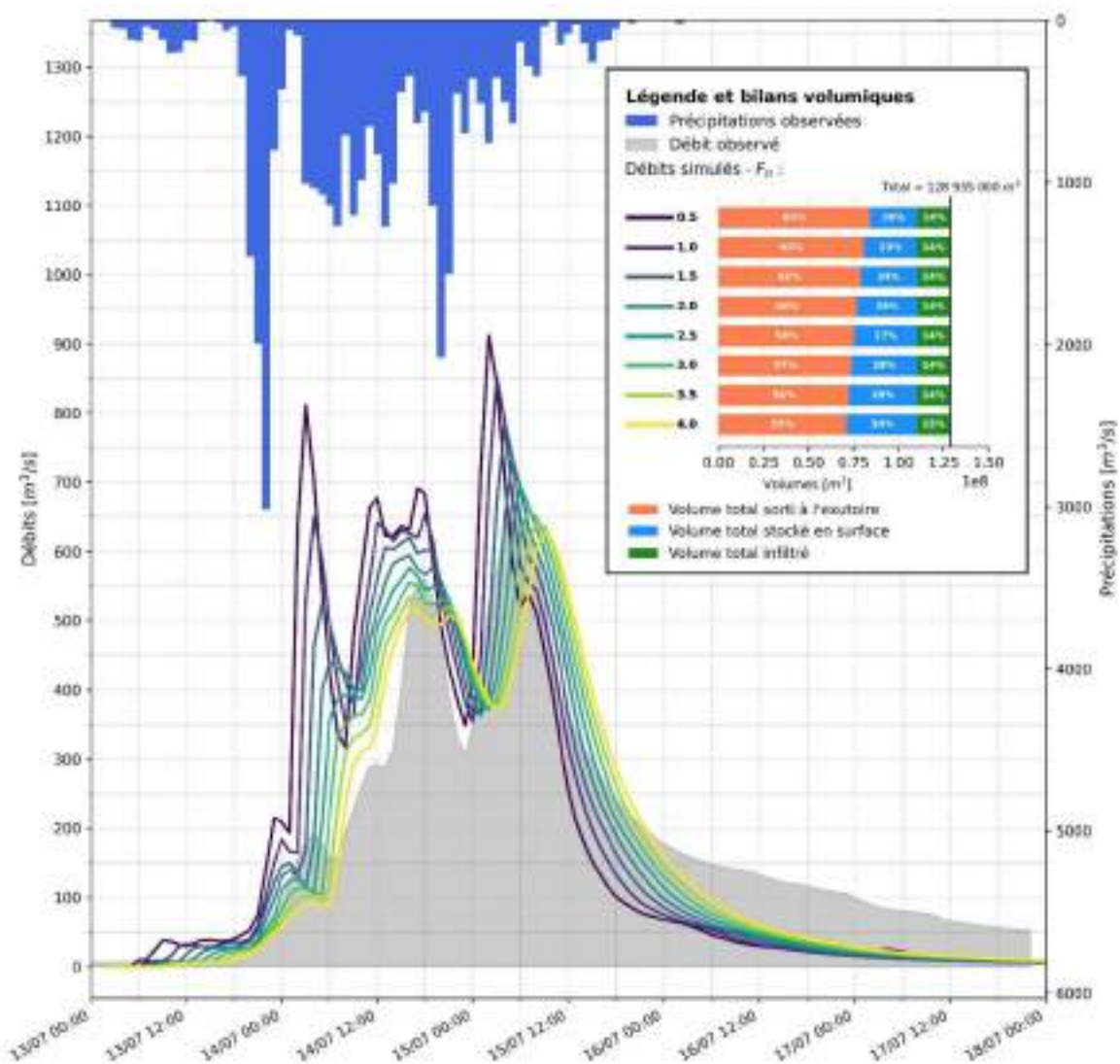


Figure 9. Dynamique des hydrogrammes et répartition volumique selon les variations des coefficients de Manning.
Le graphique confronte les débits simulés (scénarios de 0.5 à 4.0), les débits observés (aire grisée) et les précipitations (axe inversé). L'encart détaille la répartition finale des volumes (arrondis au millier de m³ près) à l'exutoire, en surface et infiltrés, calculée sur un total entrant de près de 129 millions de m³. Note : en raison des arrondis, la somme des pourcentages peut légèrement différer de 100 %.

Tableau 5. Sensibilité des pointes de crue et bilans volumiques aux variations des coefficients de Manning.

Le tableau compare la pointe de crue (débit et chronologie) et les bilans volumiques (exutoire, surface, infiltration) pour des facteurs multiplicateurs allant de 0.5 à 4.0. Les écarts sont calculés par rapport au scénario de référence (facteur 1.0). Les observations sont rappelées en dernière ligne à titre indicatif.

Scénarios	Débit de pointe		Chronologie du pic		Bilan volumique		
F _n	Débits [m³/s]	Ecart	Date et heure	Ecart	Ecart sorti à l'exutoire	Ecart stocké en surface	Ecart infiltré
0.5	812	+7.2 %	15/07/2021 02h	-1 h	+3.9 %	-10.5 %	-0.4 %
1.0	851	0 %	15/07/2021 03h	0 h	0 %	0 %	0 %
1.5	786	-7.7 %	15/07/2021 04h	+1 h	-2.6 %	+7.2 %	+0.1 %
2.0	734	-13.7 %	15/07/2021 05h	+2 h	-4.9 %	+13.5 %	+0.2 %
2.5	694	-18.5 %	15/07/2021 06h	+3 h	-6.9 %	+19.0 %	+0.3 %
3.0	661	-22.3 %	15/07/2021 07h	+4 h	-8.7 %	+23.8 %	+0.3 %
3.5	642	-24.6 %	15/07/2021 08h	+5 h	-10.3 %	+26.3 %	+0.3 %
4.0	625	-26.5 %	15/07/2021 09h	+6 h	-11.9 %	+32.6 %	+0.3 %
Observation	876.50		15/07/2021 05h				

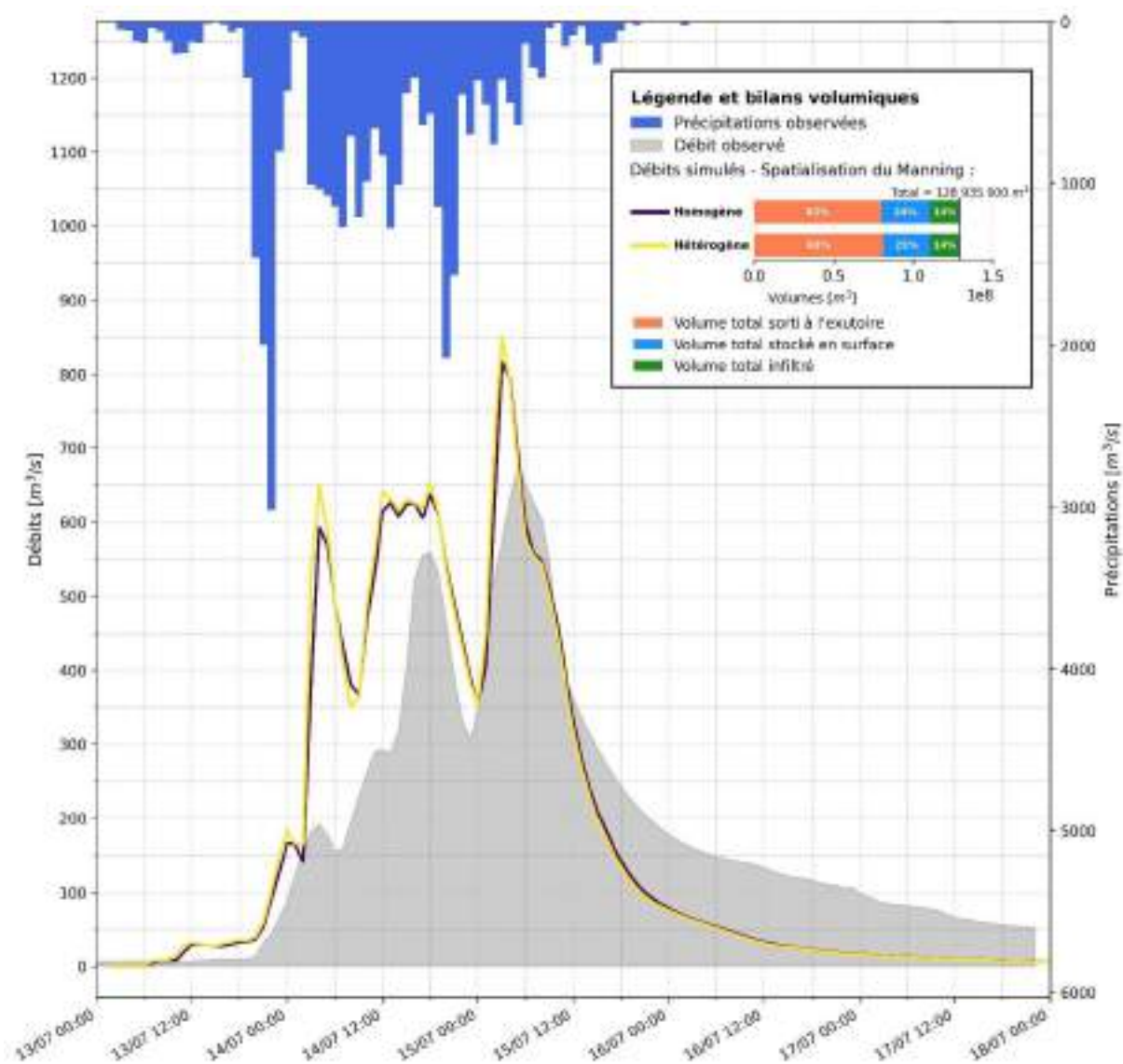


Figure 10. Dynamique des hydrogrammes et répartition volumique selon la distribution spatiale de la rugosité.

Le graphique confronte les débits simulés pour un scénario homogène (basé sur la valeur moyenne spatiale de 0,03875) et le scénario hétérogène de référence. Les débits observés (aire grisée) et les précipitations (axe inversé) sont intégrés à titre indicatif. L'encart détaille la répartition finale des volumes (arrondis au millier de m^3 près) à l'exutoire, en surface et infiltrés, calculée sur un total entrant de près de 129 millions de m^3 . Note : en raison des arrondis, la somme des pourcentages peut légèrement différer de 100 %.

Tableau 6. Sensibilité des pointes de crue et bilans volumiques selon la distribution spatiale de la rugosité.

Le tableau compare la pointe de crue (débit et chronologie) et les volumes cumulés (exutoire, surface, infiltration) entre le scénario homogène (valeur moyenne de 0,03875) et le scénario hétérogène de référence. Les écarts sont calculés par rapport à ce dernier. Les valeurs observées sont rappelées en dernière ligne à titre indicatif.

Scénarios	Débit de pointe		Chronologie du pic		Bilan volumique		
	Débits [m^3/s]	Ecart	Date et heure	Ecart	Ecart sorti à l'exutoire	Ecart stocké en surface	Ecart infiltré
Homogène	816	-4.1 %	15/07/2021 03h	0 h	-1.4 %	+3.9 %	-0.0 %
Hétérogène	851	0 %	15/07/2021 03h	0 h	0 %	0 %	0 %
Observation	676.50		15/07/2021 05h				

5.1.2. Effet de l'infiltration

L'effet de l'infiltration a été évalué en comparant les horizons texturaux utilisés pour définir K_s , la spatialisation du paramètre et une formulation temporelle de type Horton.

Les résultats montrent que le choix de l'horizon de texture influence l'amplitude des débits et le bilan volumique, sans modifier l'heure du pic principal (Figure 11 ; Tableau 7). Par rapport à l'horizon de surface 0–40 cm, les horizons plus profonds produisent des débits de pointe plus élevés, jusqu'à 937 m³/s pour la carte « minimum » contre 851 m³/s pour le scénario de référence, soit un écart de +10,2 %. Dans tous les cas, le pic principal survient le 15 juillet à 03 h.

Les bilans volumiques confirment que l'infiltration agit principalement sur la répartition finale des volumes. Lorsque l'horizon considéré devient moins infiltrant, le volume infiltré diminue fortement, jusqu'à -89,2 % pour la carte « minimum ». Cette baisse s'accompagne d'une hausse du volume évacué à l'exutoire, jusqu'à +18,4 %, tandis que l'augmentation du stockage de surface reste plus limitée, avec un maximum de +5,8 %.

L'effet de la distribution spatiale de l'infiltration est plus limité (Figure 12 ; Tableau 8). À valeur moyenne équivalente, le passage d'une carte spatialisée à une valeur homogène de $K_s = 1,3 \times 10^{-7} \text{ m s}^{-1}$ modifie peu l'hydrogramme global à l'exutoire. Les débits de pointe, les heures de pic et les volumes finaux restent proches entre les deux représentations.

Les scénarios fondés sur le modèle de Horton montrent également une faible modification de la dynamique temporelle (Figure 13 ; Tableau 9). Même lorsque la capacité d'infiltration initiale est fortement augmentée, le débit de pointe ne diminue que d'environ 1,4 % par rapport au scénario à taux constant, et l'heure du pic principal reste inchangée.

Dans les configurations testées, l'infiltration influence donc surtout le bilan de masse et l'amplitude des débits, tandis que sa spatialisation ou sa variation temporelle modifie peu la dynamique globale de l'hydrogramme à l'exutoire.

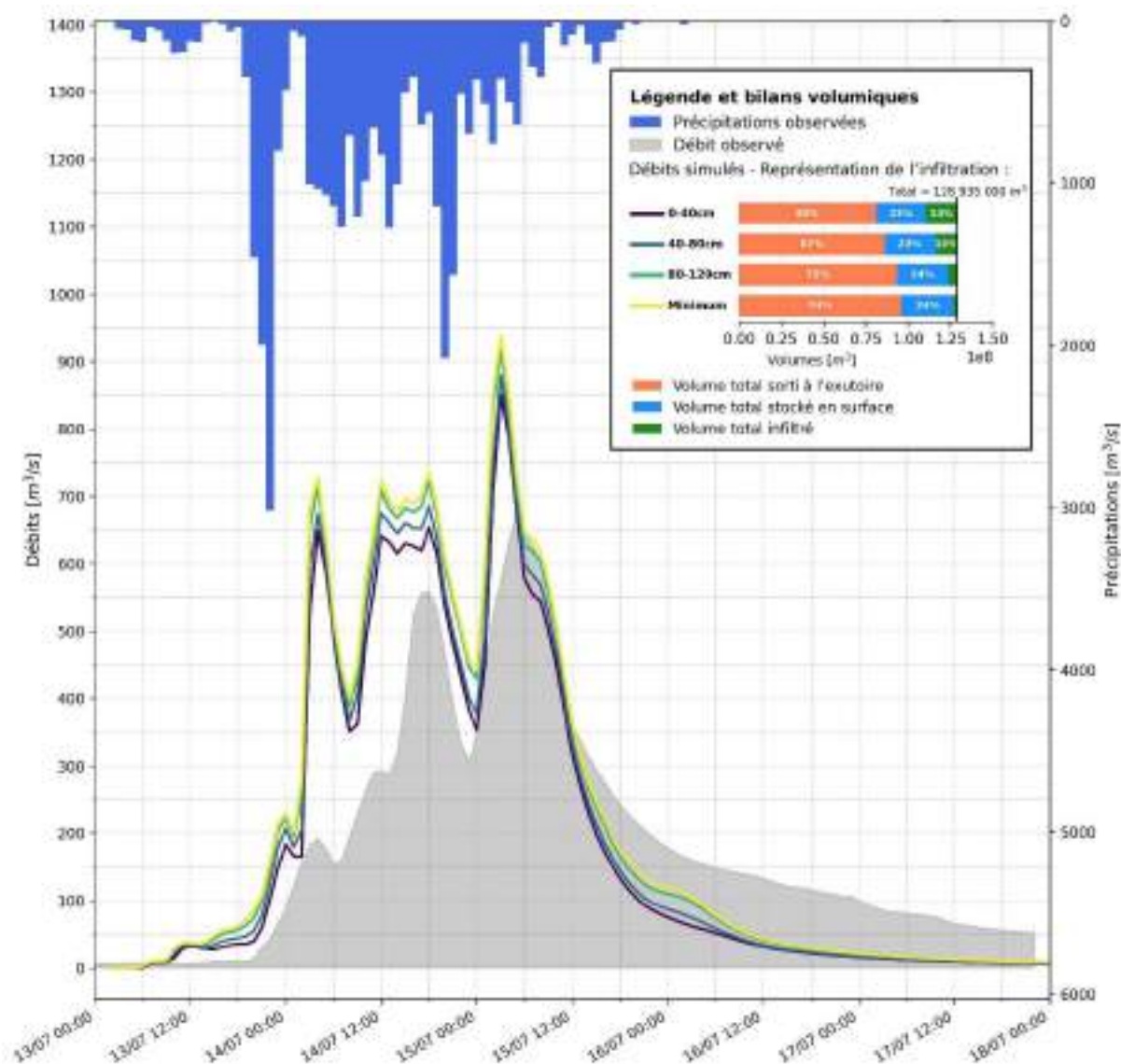


Figure 11. Dynamique des hydrogrammes et répartition volumique selon la représentation de l'infiltration.

Le graphique confronte les débits simulés pour quatre modes de représentation de l'infiltration basés sur les horizons de sol (0-40, 40-80 et 80-120 cm) ainsi qu'un scénario basé sur l'infiltration minimale de chaque profil. Les débits observés (aire grisée) et les précipitations (axe inversé) sont intégrés à titre indicatif. L'encart détaille la répartition finale des volumes (arrondis au millier de m³ près) à l'exutoire, en surface et infiltrés, calculée sur un total entrant de près de 129 millions de m³. Note : en raison des arrondis, la somme des pourcentages peut légèrement différer de 100 %.

Tableau 7. Sensibilité des pointes de crue et bilans volumiques selon la représentation de l'infiltration.

Le tableau compare la pointe de crue (débit et chronologie) et les volumes cumulés pour quatre scénarios de représentation : trois basés sur les textures des horizons (0-40, 40-80 et 80-120 cm) et un basé sur l'infiltration minimale de chaque profil. Les écarts sont calculés par rapport au scénario de référence (0-40 cm). Les valeurs observées sont rappelées en dernière ligne à titre indicatif.

Scénarios	Débit de pointe		Chronologie du pic		Bilan volumique		
	Débits [m³/s]	Ecart	Date et heure	Ecart	Ecart sorti à l'exutoire	Ecart stocké en surface	Ecart infiltré
0-40cm	881	0 %	15/07/2021 03h	0 h	0 %	0 %	0 %
40-80cm	879	+3.3 %	15/07/2021 03h	0 h	+8.2 %	+2.3 %	-30.4 %
80-120cm	919	+7.7 %	15/07/2021 03h	0 h	+15.0 %	+4.9 %	-72.3 %
Minimum	937	+10.2 %	15/07/2021 03h	0 h	+18.4 %	+5.8 %	-89.2 %
Observation	575.58		15/07/2021 05h				

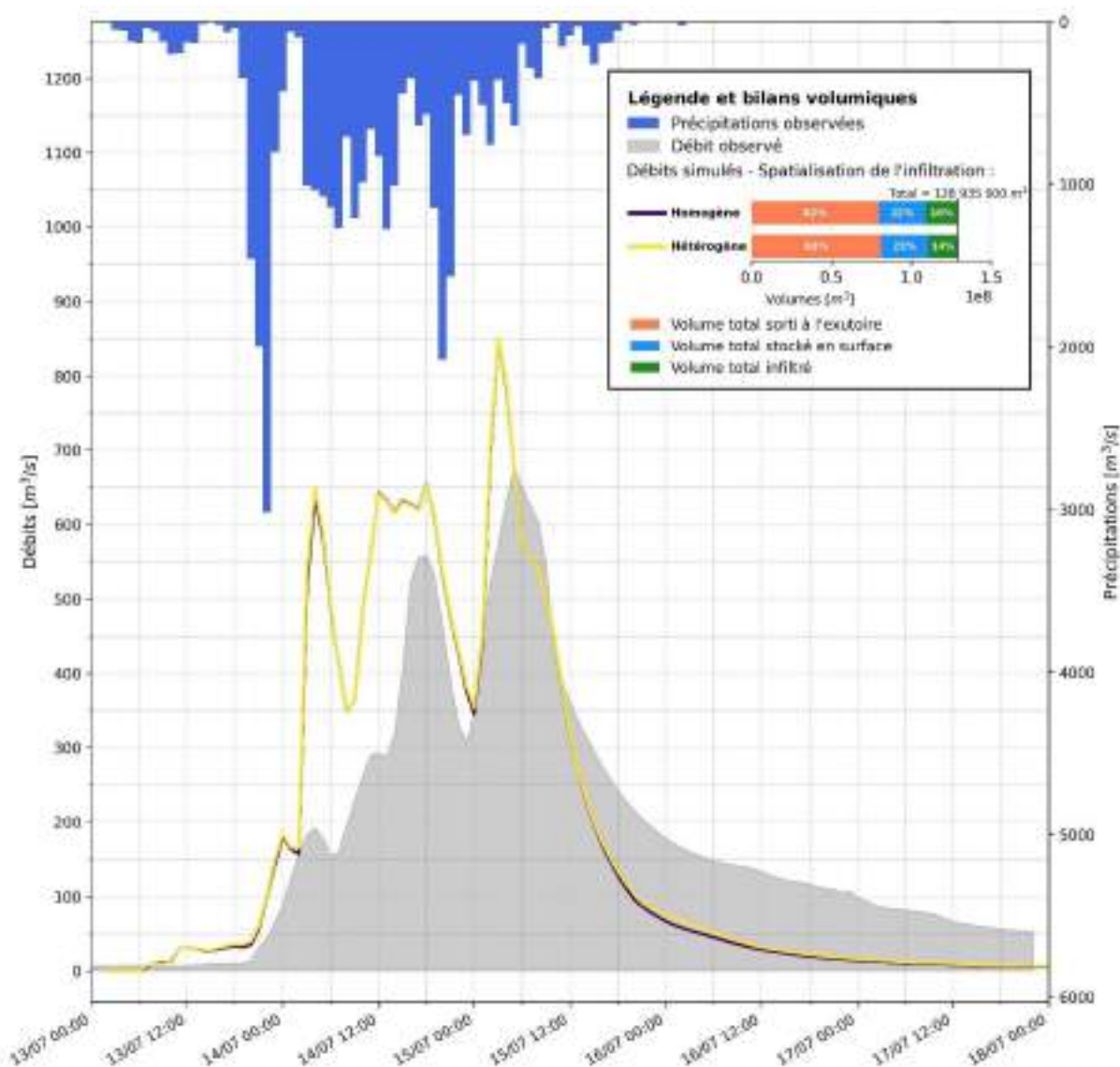


Figure 12. Dynamique des hydrogrammes et répartition volumique selon la distribution spatiale de l'infiltration.

Le graphique confronte les débits simulés pour un scénario homogène (basé sur la valeur moyenne spatiale de 1.3×10^{-7} m/s) et le scénario hétérogène de référence (textures 0-40cm). Les débits observés (aire grisée) et les précipitations (axe inversé) sont intégrés à titre indicatif. L'encart détaille la répartition finale des volumes (arrondis au millier de m^3 près) à l'exutoire, en surface et infiltrés, calculée sur un total entrant de près de 129 millions de m^3 . Note : en raison des arrondis, la somme des pourcentages peut légèrement différer de 100 %.

Tableau 8. Sensibilité des pointes de crue et bilans volumiques selon la distribution spatiale de l'infiltration.

Le tableau compare la pointe de crue (débit et chronologie) et les volumes cumulés entre le scénario homogène (fixé à la moyenne spatiale de 1.3×10^{-7} m/s) et le scénario hétérogène de référence (textures 0-40cm). Les écarts sont calculés par rapport à ce dernier. Les valeurs observées sont rappelées en dernière ligne à titre indicatif.

Scénarios	Débit de pointe		Chronologie du pic		Bilan volumique		
Infiltration	Débits [m^3/s]	Ecart	Date et heure	Ecart	Ecart sorti à l'exutoire	Ecart stocké en surface	Ecart infiltré
Homogène	850	-0.1 %	15/07/2021 03h	0 h	-1.5 %	-1.2 %	+0.5 %
Hétérogène	851	0 %	15/07/2021 03h	0 h	0 %	0 %	0 %
Observation	676.58		15/07/2021 05h				

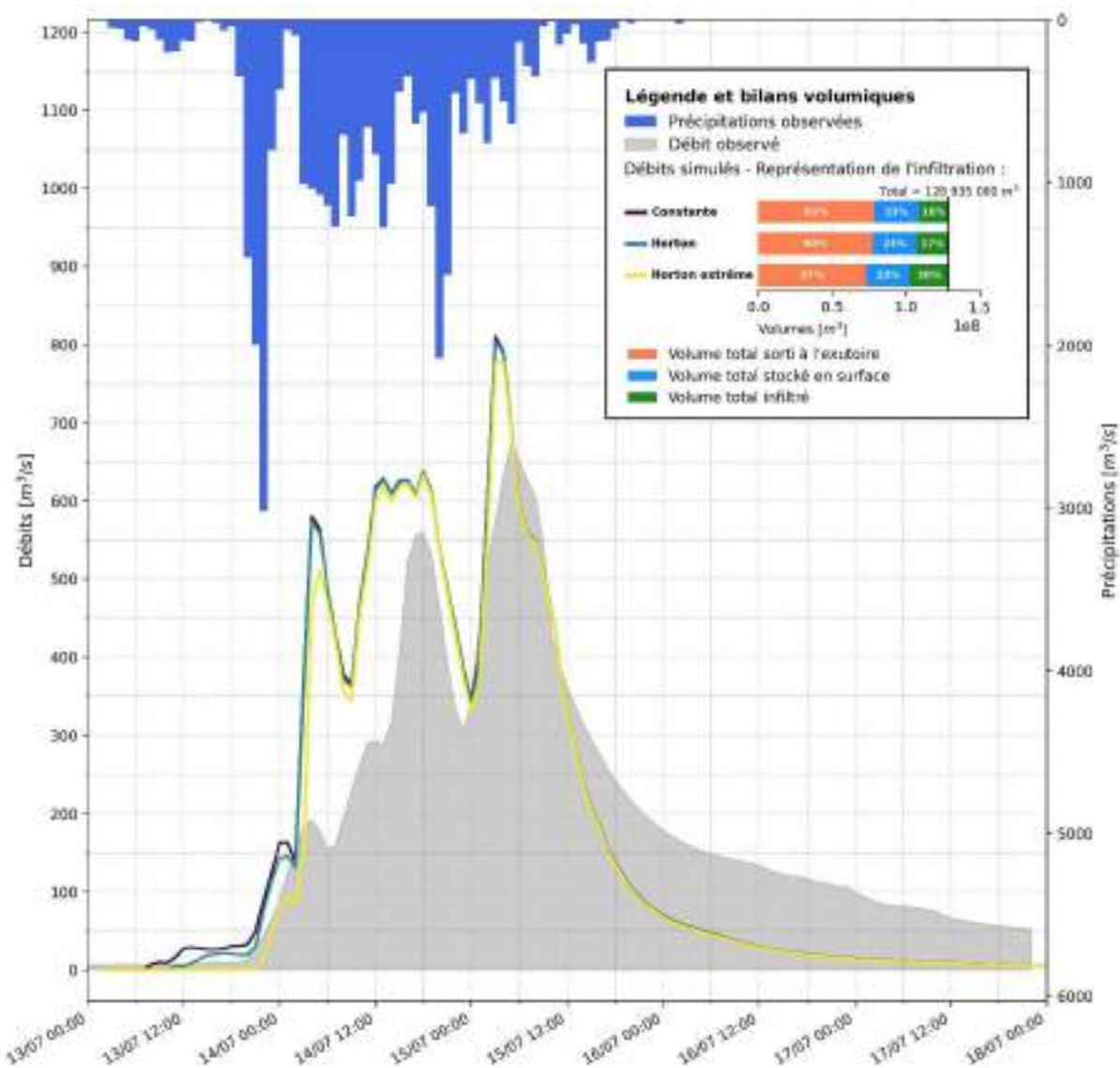


Figure 13. Dynamique des hydrogrammes et répartition volumique selon le type de représentation de l'infiltration.

Le graphique confronte les débits simulés pour un scénario de référence appliquant une infiltration constante homogène ($f_c = 1,3 \times 10^{-7} \text{ m/s}$) à un scénario de Horton homogène ($f_0 = 100 \times f_c$; $k = 0,001 \text{ s}^{-1}$) et à un scénario de Horton homogène extrême ($f_0 = 10\,000 \times f_c$; $k = 0,002 \text{ s}^{-1}$). Les débits observés (aire grisée) et les précipitations moyennes (barres bleues, axe inversé) sont intégrés à titre indicatif. L'encart détaille la répartition finale des pourcentages des bilans massiques sortants, stockés et infiltrés, calculée sur un volume total entrant constant d'environ 129 millions de m^3 . En raison des arrondis, la somme des pourcentages présentés peut ponctuellement dévier de 100 %.

Tableau 9. Sensibilité des pointes de crue et bilans volumiques selon le type de représentation de l'infiltration.

Le tableau compare la pointe de crue (débit de pointe et chronologie) et les écarts relatifs des volumes finaux (sortants, stockés et infiltrés) pour trois approches de modélisation : l'infiltration constante homogène ($f_c = 1,3 \times 10^{-7} \text{ m/s}$), un scénario Horton homogène ($f_0 = 100 \times f_c$; $k = 0,001 \text{ s}^{-1}$) et un scénario Horton homogène extrême ($f_0 = 10\,000 \times f_c$; $k = 0,002 \text{ s}^{-1}$). Les écarts quantifiés sont calculés par rapport au scénario à taux constant (référence). Les valeurs observées sur le terrain sont rappelées en dernière ligne à titre indicatif.

Scénarios	Débit de pointe		Chronologie du pic		Bilan volumique		
	Débits [m^3/s]	Ecart	Date et heure	Ecart	Ecart sorti à l'exutoire	Ecart stocké en surface	Ecart infiltré
Constante	819	0 %	15/07/2021 03h	0 h	0 %	0 %	0 %
Horton	805	-0.7 %	15/07/2021 03h	0 h	-1.6 %	-0.6 %	+7.2 %
Horton extrême	777	-4.1 %	15/07/2021 04h	+1 h	-8.8 %	-2.7 %	+30.2 %
Observation	676.50		15/07/2021 05h				

5.1.3. Effet des conditions initiales de surface

L'effet des conditions initiales de surface a été évalué en comparant une initialisation sèche, une hauteur d'eau uniforme de 1 cm et une reprise à partir des hauteurs finales de la simulation de référence.

Les hydrogrammes montrent que la condition initiale ne modifie pas l'heure du pic principal, qui survient le 15 juillet à 03 h dans les trois scénarios (Figure 14 ; Tableau 10). En revanche, elle influence l'amplitude des débits. Par rapport au scénario de référence, dont le débit de pointe atteint 851 m³/s, l'initialisation sèche produit un pic légèrement plus faible, de 840 m³/s (-1,2 %), tandis que le scénario « Final » amplifie nettement la réponse, avec un pic de 957 m³/s (+12,5 %).

Les bilans volumiques ne sont pas directement comparables, car le volume initial présent dans le système varie selon les scénarios. Le volume total passe de 121,9 millions de m³ pour le scénario sec à 151,2 millions de m³ pour le scénario « Final » (Figure 14 ; Tableau 10). Cette augmentation se traduit principalement par une hausse du volume évacué à l'exutoire (+20,8 %) et du volume stocké en surface (+21,2 %). En revanche, l'effet sur le volume infiltré reste limité : malgré une baisse apparente de la fraction infiltrée, l'écart en volume absolu n'est que de -3,8 %.

Ainsi, les conditions initiales de surface modifient principalement l'amplitude du pic, le volume évacué et le stockage final en surface, tandis que leur effet sur l'heure du pic principal et sur le volume infiltré reste limité dans les configurations testées.

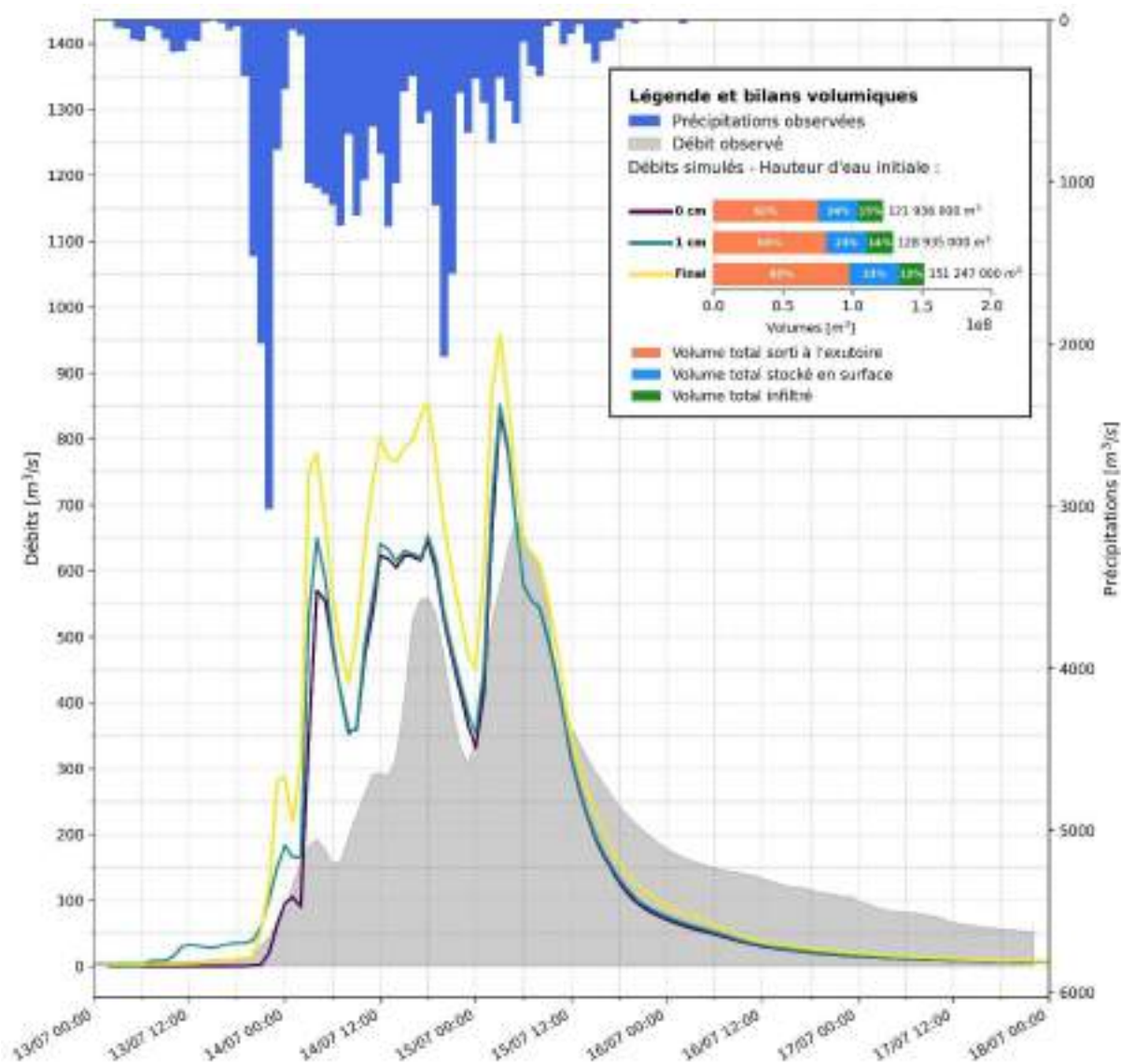


Figure 14. Dynamique des hydrogrammes et répartition volumique selon la hauteur d'eau initiale.

Le graphique confronte les débits simulés pour un état initial sec (0 cm), le scénario de référence (homogène à 1 cm) et un état hétérogène (état final de la simulation de référence). Les débits observés (aire grisée) et les précipitations (axe inversé) sont intégrés à titre indicatif. L'encart détaille la répartition finale des volumes (arrondis au millier de m³ près), calculée sur un total entrant variable selon la condition initiale imposée. Note : en raison des arrondis, la somme des pourcentages peut légèrement différer de 100 %.

Tableau 10. Sensibilité des pointes de crue et bilans volumiques selon la hauteur d'eau initiale.

Le tableau compare la pointe de crue (débit et chronologie) et les volumes cumulés pour trois conditions initiales : un état sec (0 cm), la référence (homogène à 1 cm) et un état hétérogène (état final de la simulation de référence). Les écarts sont calculés par rapport au scénario de référence. Les valeurs observées sont rappelées en dernière ligne à titre indicatif.

Scénarios	Débit de pointe		Chronologie du pic		Bilan volumique		
Hauteur d'eau initiale	Débits [m³/s]	Ecart	Date et heure	Ecart	Ecart sorti à l'exutoire	Ecart stocké en surface	Ecart infiltré
0 cm	840	-1.2 %	15/07/2021 03h	0 h	-5.9 %	-2.1 %	-4.4 %
1 cm	851	0 %	15/07/2021 03h	0 h	0 %	0 %	0 %
Final	957	+12.5 %	15/07/2021 03h	0 h	+20.8 %	+21.2 %	-3.8 %
Observation	676.30		15/07/2021 05h				

5.1.4. Effet de la résolution spatiale

La sensibilité à la résolution spatiale a été évaluée en comparant des maillages de 5 à 50 m au scénario de référence à 10 m.

Les résultats montrent une réponse non linéaire de l'hydrogramme à la taille de maille (Figure 15 ; Tableau 11). Le scénario à 10 m produit le débit de pointe le plus élevé, avec 851 m³/s le 15 juillet à 03 h. Lorsque la résolution devient plus grossière, l'hydrogramme est progressivement amorti : le débit de pointe diminue jusqu'à 753 m³/s à 50 m, soit un écart de -11,5 %, avec un retard d'une heure. L'affinement à 5 m réduit également le pic, qui atteint 746 m³/s, soit un écart de -12,3 %, avec le même retard d'une heure.

Les bilans volumiques montrent que la résolution modifie la répartition des volumes entre sortie, stockage de surface et infiltration. Aux résolutions plus grossières, le volume évacué à l'exutoire diminue progressivement jusqu'à -10,8 % à 50 m, tandis que le stockage de surface augmente fortement, jusqu'à +24,8 %. Le passage à 5 m entraîne aussi une baisse du volume sortant (-3,5 %), principalement associée à une hausse du stockage en surface (+10,9 %), alors que le volume infiltré varie peu.

Ces résultats indiquent que la résolution spatiale influence à la fois la propagation de l'onde de crue, l'amplitude des pics et la répartition volumique finale. Par rapport au scénario à 10 m, les résolutions plus grossières ainsi que la résolution plus fine à 5 m présentent un volume sortant plus faible et un stockage de surface plus élevé.

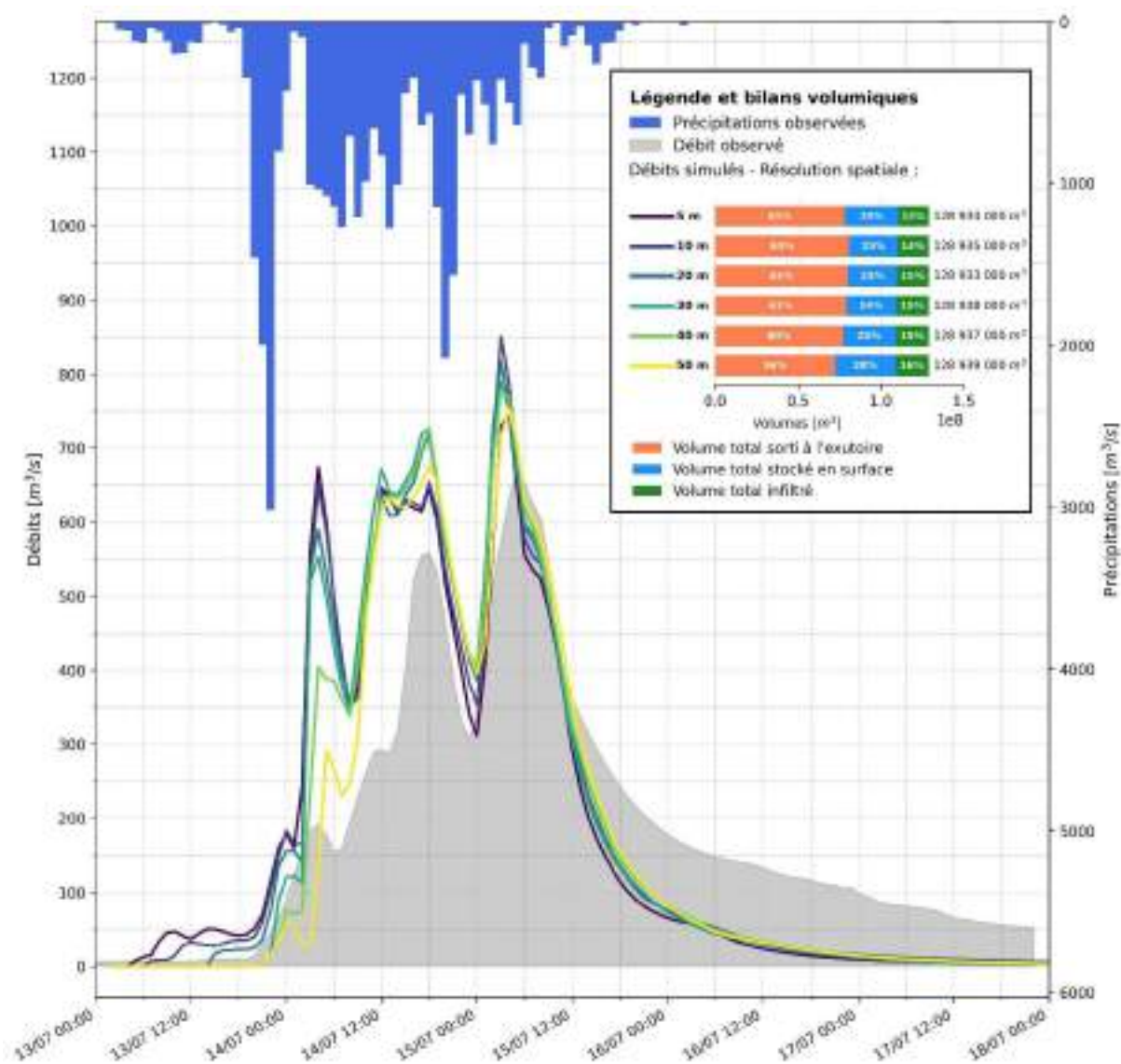


Figure 15. Dynamique des hydrogrammes et répartition volumique selon la résolution spatiale du modèle.

Le graphique confronte les débits simulés pour différentes tailles de mailles (de 5 m à 50 m) et le scénario de référence (10 m). Les débits observés (aire grisée) et les précipitations (axe inversé) sont intégrés à titre indicatif. L'encart détaille la répartition finale des volumes (arrondis au millier de m³ près) à l'exutoire, en surface et infiltrés, calculée sur des totaux entrants de près de 129 millions de m³. Note : en raison des arrondis, la somme des pourcentages peut légèrement différer de 100 %.

Tableau 11. Sensibilité des pointes de crue et bilans volumiques selon la résolution spatiale du modèle.

Le tableau compare la pointe de crue (débit et chronologie) et les volumes cumulés pour des résolutions allant de 5 m à 50 m. Les écarts sont calculés par rapport au scénario de référence (10 m). Les valeurs observées sont rappelées en dernière ligne à titre indicatif.

Scénarios	Débit de pointe		Chronologie du pic		Bilan volumique		
Résolution spatiale	Débits [m³/s]	Ecart	Date et heure	Ecart	Ecart sorti à l'exutoire	Ecart stocké en surface	Ecart infiltré
5 m	746	-12.3 %	15/07/2021 04h	+1 h	-3.5 %	+10.9 %	-2.1 %
10 m	851	0 %	15/07/2021 03h	0 h	0 %	0 %	0 %
20 m	816	-4.1 %	15/07/2021 03h	0 h	-1.2 %	+1.8 %	+2.5 %
30 m	789	-7.2 %	15/07/2021 03h	0 h	-2.4 %	+3.9 %	+4.4 %
40 m	779	-8.4 %	15/07/2021 03h	0 h	-4.9 %	+9.5 %	+6.2 %
50 m	753	-11.5 %	15/07/2021 04h	+1 h	-10.8 %	+24.8 %	+7.9 %
Observation	876.50		15/07/2021 05h				

5.1.5. Effet de la source topographique

L'effet de la source topographique a été évalué à résolution de calcul identique, en comparant deux MNT intégrés sur une grille à 5 m : le MNT 2013–2014 de référence et le MNT 2021–2022 à résolution native de 50 cm.

Les hydrogrammes montrent que le MNT 2021–2022 génère une réponse plus marquée que le MNT 2013–2014 (Figure 16 ; Tableau 12). Le débit de pointe passe de 746 à 789 m³/s, soit une augmentation de +5,7 %. Le pic principal est également retardé d'une heure, tandis que les pics secondaires du 14 juillet sont plus prononcés avec le MNT 2021–2022.

Les bilans volumiques indiquent que cette différence est principalement associée à une modification du stockage de surface. Le volume infiltré reste quasiment inchangé (+0,1 %), tandis que la part stockée en surface diminue de 25 % à 18 %. Cette réduction du stockage s'accompagne d'une hausse du volume évacué à l'exutoire, qui passe de 61 % à 68 % du volume total, soit une augmentation relative de +11,5 %.

Les hydrogrammes de sortie des barrages montrent également une forte sensibilité à la source topographique. Avec le MNT 2013–2014, les volumes simulés sont supérieurs aux volumes observés pour les deux ouvrages : 15,25 millions de m³ contre 9,51 millions de m³ à Eupen, et 6,01 millions de m³ contre 2,89 millions de m³ à la Gileppe (Figure 17). Avec le MNT 2021–2022, les écarts sont plus contrastés : le volume simulé augmente fortement à Eupen, jusqu'à 52,13 millions de m³ contre 9,51 millions de m³ observés, tandis qu'il devient presque nul à la Gileppe, avec seulement 15 492 m³ simulés contre 2,89 millions de m³ observés (Figure 18).

Ces résultats montrent qu'à résolution de calcul identique, la source topographique influence fortement la capacité de stockage du domaine, le transfert des volumes vers l'aval et la représentation hydraulique des ouvrages de stockage.

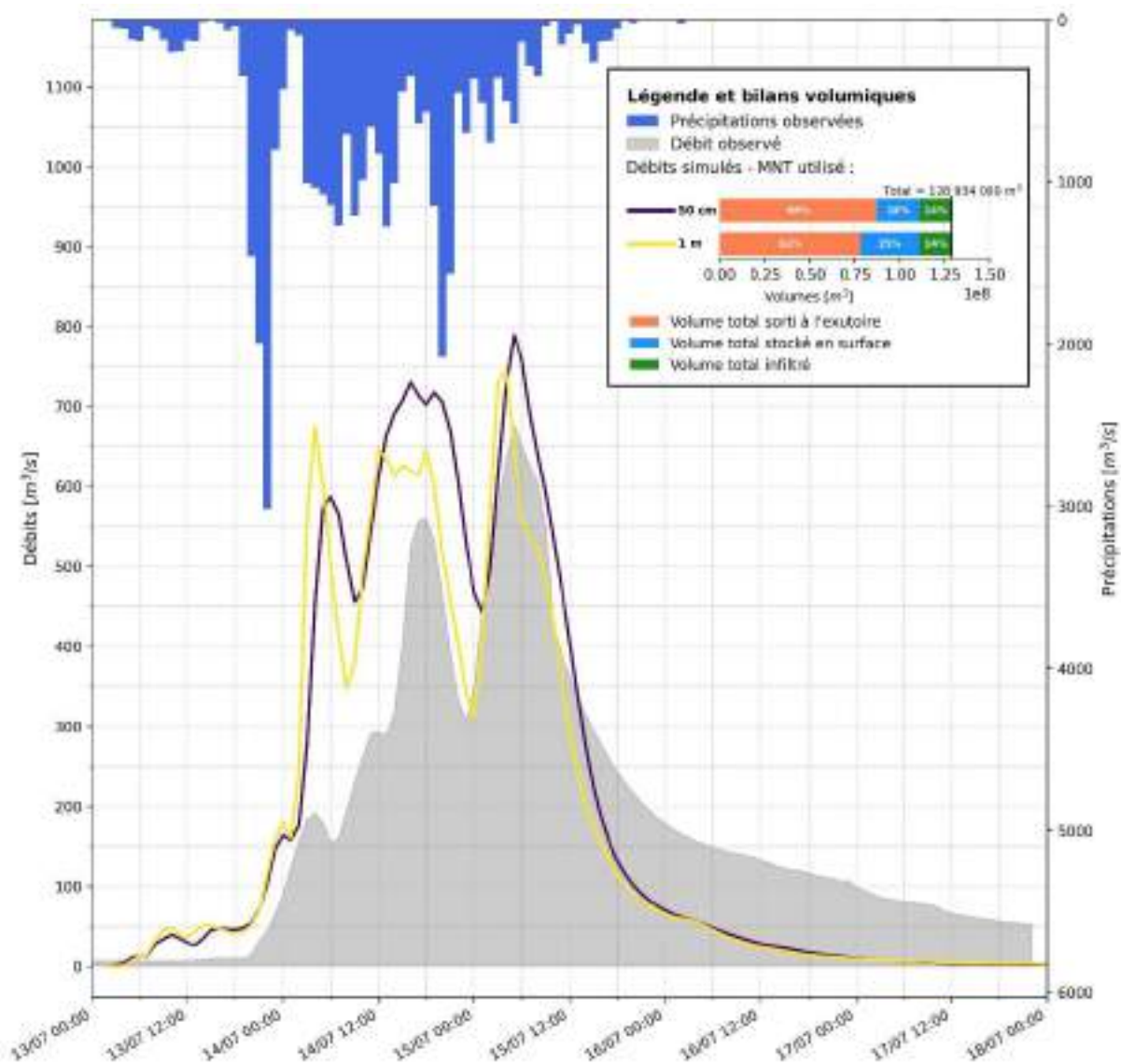


Figure 16. Dynamique des hydrogrammes et répartition volumique selon le MNT source utilisé.

Le graphique confronte les débits simulés à une maille de calcul de 5 m, basés sur deux MNT du SPW (Relief de la Wallonie) : la version 2021-2022 (source 50 cm) et la version 2013-2014 de référence (source 1 m). Les débits observés (aire grisée) et les précipitations (axe inversé) sont intégrés à titre indicatif. L'encart détaille la répartition finale des volumes (arrondis au millier de m^3 près), calculée sur un total entrant de près de 129 millions de m^3 . Note : en raison des arrondis, la somme des pourcentages peut légèrement différer de 100 %.

Tableau 12. Sensibilité des pointes de crue et bilans volumiques selon le MNT source utilisé.

Le tableau compare les résultats à une maille de calcul de 5 m selon la source topographique utilisée : le MNT 2021-2022 (50 cm) et le MNT 2013-2014 (1 m). Les écarts sont calculés par rapport au scénario basé sur le MNT de 1 m (référence). Les valeurs observées sont rappelées en dernière ligne à titre indicatif.

Scénarios	Débit de pointe		Chronologie du pic		Bilan volumique		
MNT utilisé	Débits [m^3/s]	Ecart	Date et heure	Ecart	Ecart sorti à l'exutoire	Ecart stocké en surface	Ecart infiltré
50 cm	789	+5,7 %	15/07/2021 05h	+1 h	+11,5 %	-27,7 %	+0,1 %
1 m	740	0 %	15/07/2021 04h	0 h	0 %	0 %	0 %
Observation	676,50		15/07/2021 05h				

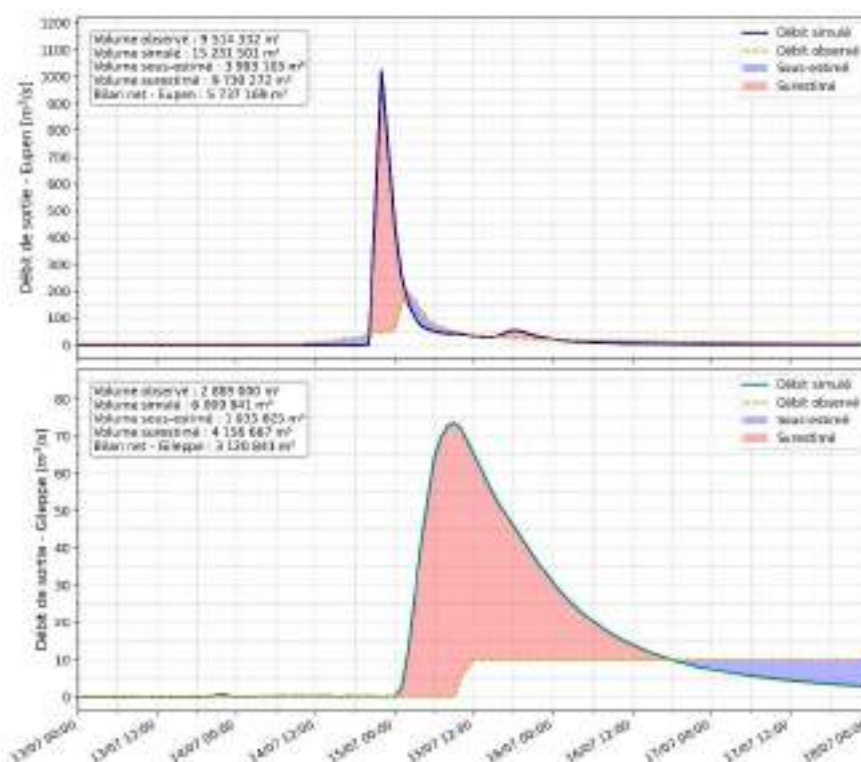


Figure 17. Hydrogrammes des débits de sortie observés et simulés aux barrages d'Eupen et de la Gileppe avec le MNT 2013–2014 à résolution source de 1 m.

Les courbes pleines représentent les débits simulés et les courbes pointillées les débits observés. Les zones colorées indiquent les écarts entre simulation et observation : surestimation en rouge et sous-estimation en bleu. Les encarts synthétisent les volumes observés, simulés, surestimés, sous-estimés et le bilan net sur l'événement.

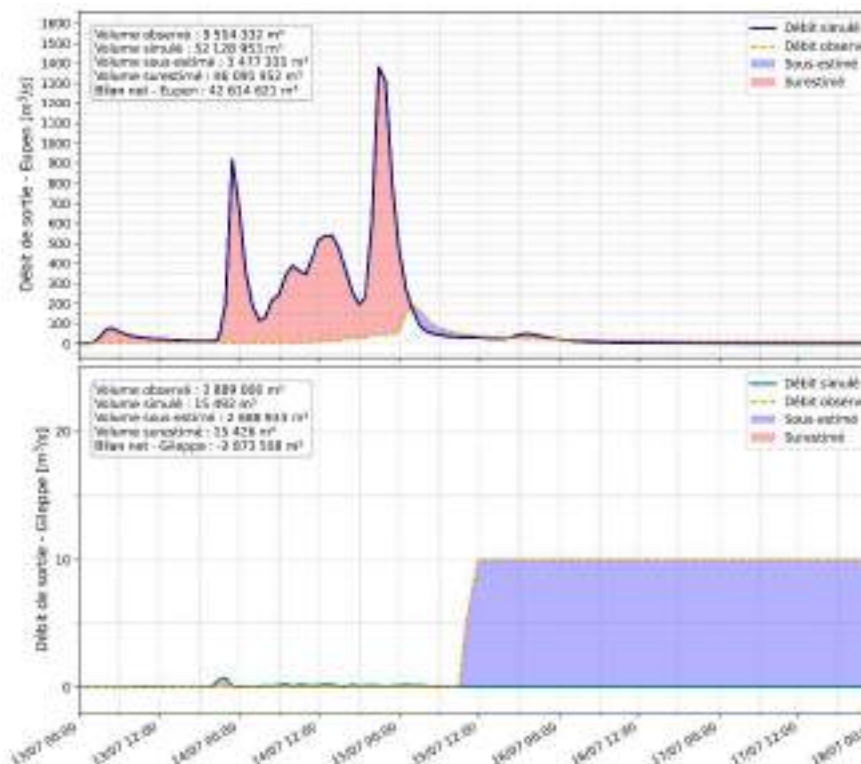


Figure 18. Hydrogrammes des débits de sortie observés et simulés aux barrages d'Eupen et de la Gileppe avec le MNT 2021–2022 à résolution source de 50 cm.

Les courbes pleines représentent les débits simulés et les courbes pointillées les débits observés. Les zones colorées indiquent les écarts entre simulation et observation : surestimation en rouge et sous-estimation en bleu. Les encarts synthétisent les volumes observés, simulés, surestimés, sous-estimés et le bilan net sur l'événement.

5.2. Validation physique

5.2.1. Configurations les plus performantes par résolution

Cette sous-section synthétise les simulations présentant les meilleurs indicateurs de performance pour chaque résolution spatiale testée. La sélection repose sur deux critères complémentaires : le NSE, qui évalue la reproduction temporelle de l'hydrogramme à l'exutoire, et le CSI, qui mesure la concordance spatiale de l'emprise inondée. Lorsque deux simulations d'une même résolution maximisent séparément ces deux indicateurs, les deux configurations sont conservées dans la synthèse.

Les configurations retenues utilisent toutes une infiltration spatialisée issue de l'horizon de surface 0–40 cm (Tableau 13). Les différences de performance sont donc principalement liées à la résolution spatiale, au facteur multiplicateur appliqué aux coefficients de Manning et, pour certaines simulations fines, à l'état initial. L'effet du MNT source est traité séparément, car la comparaison entre le MNT 2013–2014 et le MNT 2021–2022 n'a été réalisée qu'à 5 m de résolution.

Tableau 13. Récapitulatif des simulations présentant les meilleurs indicateurs de performance pour chaque résolution.

Pour chaque résolution, le tableau reprend le ou les scénarios retenus selon le meilleur NSE et/ou le meilleur CSI. Les scénarios sont nommés selon la structure *résolution_infiltration_facteurManning[_MNT][_initialisation]*. SUR désigne l'infiltration spatialisée issue de l'horizon 0–40 cm. Le nombre suivant correspond au facteur multiplicateur de Manning ; 1.0 indique l'absence de correction. 1m indique le MNT 2013–2014, utilisé par défaut pour les résolutions ≥ 10 m. dry indique une initialisation sèche ($h_0 = 0$ cm) ; sans mention, $h_0 = 1$ cm.

Paramètres		Débit volumique		Débit de pointe		Chronologie du pic		Performances				
Scénario	Résolution [m]	Sorti exutoire [m³/s]	Ecart volume	Débit [m³/s]	Ecart	Date et heure	Ecart	CSI valée	NSE	R²	PBIAS	RMSE
Général	–	78 738 493	–	876.5	–	15/07 05h	–	–	–	–	–	–
2m_SUR_1.0_1m_dry	2	69 383 190	-11.9 %	867.9	-1.2 %	15/07 03h	-2 h	68.4 %	0.517	0.995	+3.1 %	121.0
5m_SUR_1.0_1m	5	78 186 380	-6.7 %	746.1	-18.8 %	15/07 04h	-1 h	69.8 %	0.490	0.994	-1.1 %	129.1
5m_SUR_1.0_1m_dry	5	72 584 240	-7.8 %	880.8	+1.8 %	15/07 04h	-1 h	69.0 %	3.511	0.728	-8.2 %	121.7
10m_SUR_3.5	10	72 631 430	-7.8 %	941.6	+5.2 %	15/07 08h	+3 h	69.6 %	0.795	0.852	-8.5 %	78.8
10m_SUR_4.0	10	71 359 490	-8.4 %	925.2	-7.8 %	15/07 08h	+4 h	69.7 %	0.799	0.840	-13.1 %	79.8
20m_SUR_4.0	20	70 472 649	-10.5 %	912.3	-8.5 %	15/07 09h	+4 h	66.2 %	0.808	0.905	-11.8 %	76.3
30m_SUR_3.5	30	70 799 490	-10.1 %	917.1	-8.8 %	15/07 08h	+4 h	63.5 %	0.791	0.867	-19.8 %	76.6
30m_SUR_4.0	30	68 528 890	-11.7 %	904.0	-10.7 %	15/07 10h	+5 h	62.7 %	0.790	0.857	-12.2 %	76.8
40m_SUR_3.0	40	69 657 890	-11.5 %	916.4	-8.9 %	15/07 08h	+3 h	61.2 %	0.787	0.876	-12.1 %	76.5
40m_SUR_4.0	40	67 884 830	-14.9 %	893.6	-12.2 %	15/07 10h	+5 h	61.7 %	0.774	0.844	-15.5 %	82.8
50m_SUR_3.5	50	67 699 590	-14.1 %	849.9	-4.1 %	15/07 07h	+3 h	57.9 %	0.793	0.901	-14.6 %	79.2
50m_SUR_4.0	50	64 529 490	-18.8 %	804.0	-10.7 %	15/07 10h	+5 h	56.8 %	0.728	0.807	-18.7 %	90.8

Le CSI s'améliore globalement avec le raffinement du maillage. Les résolutions de 40 à 50 m présentent des valeurs proches de 58 à 62 %, tandis que les résolutions de 5 à 10 m atteignent environ 69 à 70 %. Cette tendance indique une meilleure concordance spatiale de l'emprise simulée aux résolutions fines.

En revanche, les indicateurs temporels ne s'améliorent pas de manière monotone avec la résolution. Les meilleurs NSE sont obtenus pour des résolutions intermédiaires ou grossières, notamment entre 20 et 40 m, avec des valeurs proches de 0,79 à 0,81. Ces performances sont associées à des facteurs de Manning élevés, généralement compris entre 2,5 et 4,0, ainsi qu'à un retard du pic de plusieurs heures selon les configurations.

Dans ce contexte, la simulation *5m_SUR_1.0_1m_dry* a été retenue pour l'analyse détaillée. Elle combine une résolution fine, le MNT 2013–2014, l'infiltration de surface 0–40 cm, les coefficients de Manning de référence ($F_n = 1$) et une initialisation sèche. Son NSE est inférieur à celui de certaines simulations plus rugueuses, mais ces dernières peuvent traduire une compensation paramétrique.

La configuration retenue présente un CSI élevé, une erreur limitée sur le débit de pointe et une anticipation modérée du pic, tout en conservant une représentation physique jugée plus cohérente des paramètres. Elle constitue donc la configuration principale retenue pour l'analyse temporelle et spatiale détaillée.

La simulation complémentaire à 2 m améliore légèrement certains indicateurs, notamment le CSI, mais au prix d'une augmentation importante du temps de calcul et du volume de données générées. L'amélioration reste donc limitée au regard du coût numérique supplémentaire. Le tableau complet de l'ensemble des simulations et de leurs métriques est présenté en Annexe 5.

5.2.2. Simulation haute résolution

La simulation *5m_SUR_1.0_1m_dry* est analysée plus en détail dans cette section. L'évaluation porte d'abord sur la dynamique temporelle, à travers l'hydrogramme à l'exutoire et l'évolution de l'altitude de surface d'eau à la station de Chaudfontaine. Elle porte ensuite sur la validation spatiale, à partir de l'emprise inondée simulée et des écarts d'altitude de surface d'eau avec les données post-événementielles disponibles.

A. Validation temporelle des débits et des niveaux d'eau

La validation temporelle montre que la simulation reproduit correctement l'ordre de grandeur du pic principal, mais avec des écarts durant les phases transitoires (Figure 19). Le débit de pointe simulé atteint 689 m³/s, contre 676 m³/s pour l'observation, soit une surestimation de +1,8 %. Le pic simulé survient toutefois le 15 juillet à 04 h, soit environ une heure avant le pic observé. Les indicateurs statistiques présentent une performance intermédiaire, avec un NSE de 0,502, un R² de 0,725 et une RMSE de 122,70 m³/s. Ces valeurs traduisent une reproduction correcte de la tendance générale de l'hydrogramme, mais avec des écarts marqués lors de la montée de crue, des pics secondaires et de la décrue.

L'analyse de l'erreur instantanée ΔQ met en évidence deux phases opposées. Les débits sont d'abord surestimés les 13 et 14 juillet, avec un excédent cumulé d'environ 16,0 millions de m³. Après le pic principal, la tendance s'inverse : les débits simulés deviennent inférieurs aux débits observés, générant un déficit cumulé d'environ 22,5 millions de m³. Le bilan net est donc déficitaire, avec un volume sortant simulé inférieur d'environ 6,4 millions de m³ au volume observé, soit un PBIAS de -8,1 %. La simulation reproduit donc bien l'amplitude du débit maximal, mais restitue moins précisément la distribution temporelle des volumes avant et après celui-ci.

La comparaison locale des altitudes de surface d'eau à Chaudfontaine présente une tendance similaire (Figure 20). La WSE maximale simulée atteint 84,55 m le 15 juillet à 03 h, contre 84,28 m observés le 15 juillet à 06 h, soit une surestimation de +0,27 m et une anticipation d'environ 3 h. Un écart d'environ 3 m est toutefois observé entre l'altitude du fond représentée par la cellule du MNT à 5 m et l'altitude locale du fond au droit de la station.

Les comparaisons réalisées à Polleur et Belleheid (Annexe 6) montrent une tendance comparable : les niveaux maximaux simulés restent globalement cohérents, tandis que la chronologie locale et les écarts liés à la représentation ponctuelle du fond demeurent plus incertains.

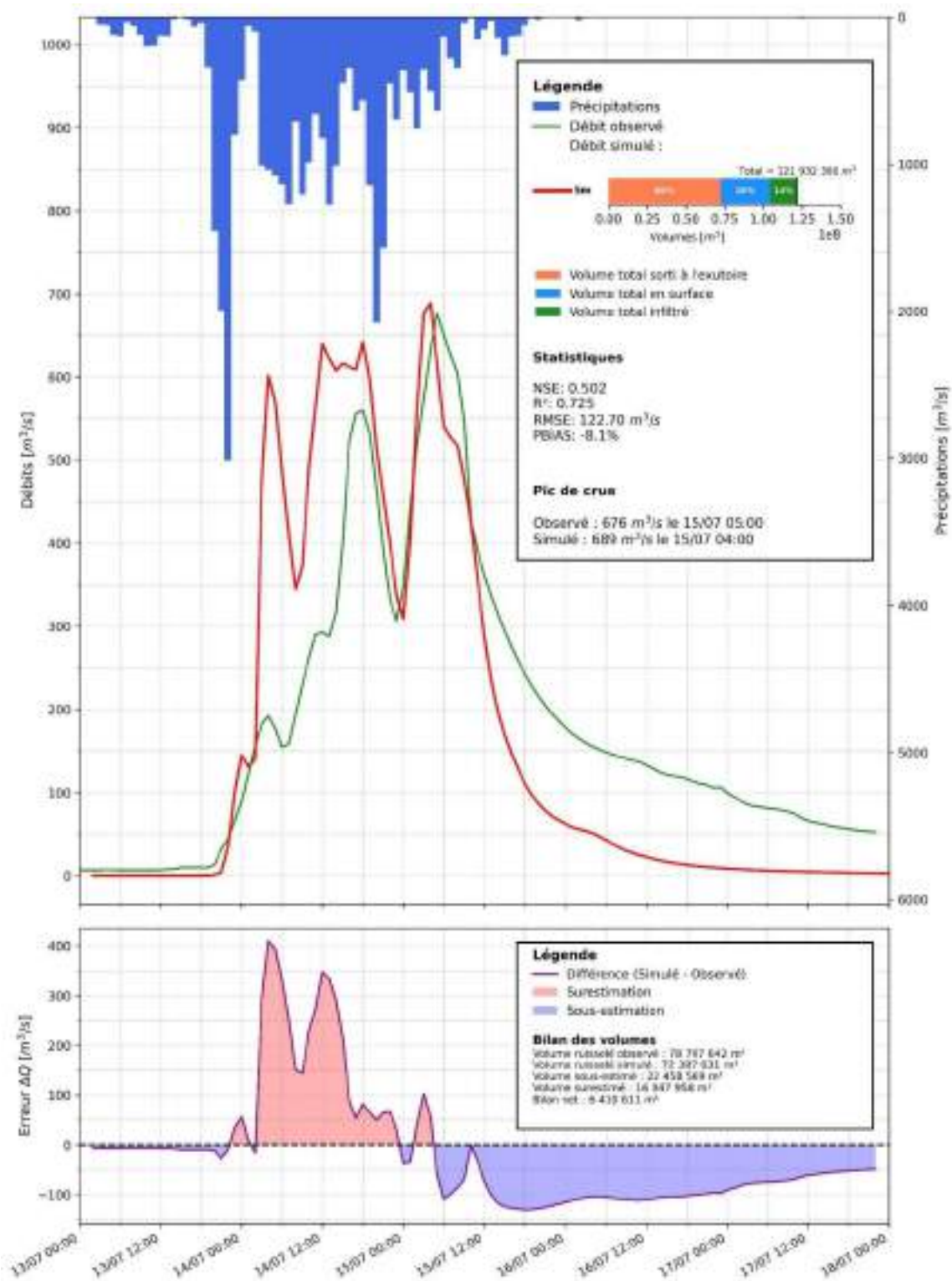


Figure 19. Évaluation temporelle du débit à l'exutoire de la simulation à 5 m de résolution.

Le graphique supérieur confronte l'hydrogramme simulé (rouge) au débit observé (vert), et détaille les métriques de performance globale (NSE, R^2 , RMSE, PBIAS) ainsi que la répartition des volumes. Le graphique inférieur illustre l'évolution de l'erreur instantanée (Simulé - Observé), mettant en évidence les périodes de surestimation (rouge) et de sous-estimation (bleu), assorties du bilan des volumes ruisselés.

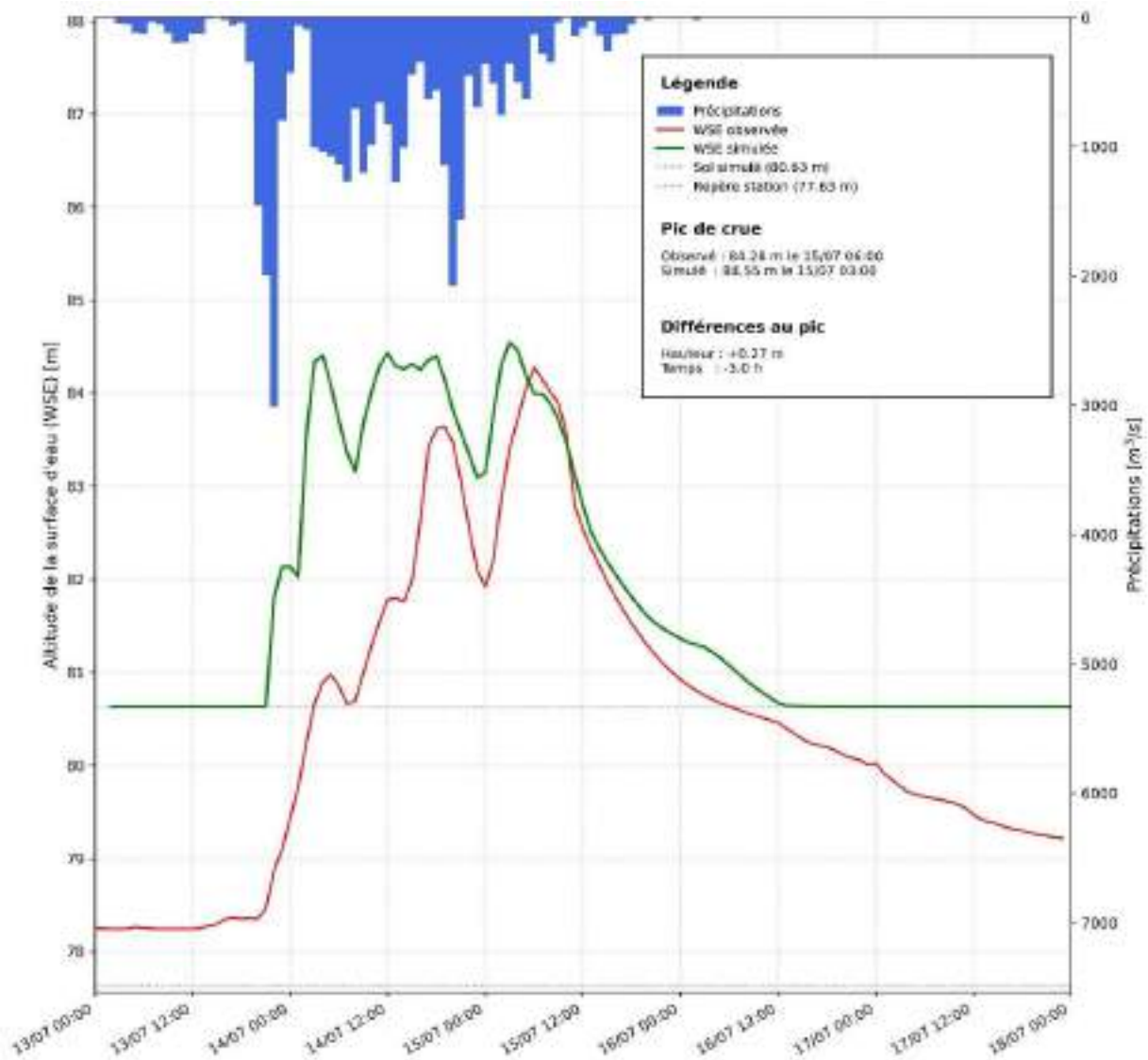


Figure 20. Comparaison de l'évolution temporelle de l'altitude de la surface de l'eau entre simulation et observations à la station de Chaudfontaine.

La WSE observée et la WSE simulée sont reportées sur l'axe principal en mètres, tandis que le flux de précipitations est représenté sur l'axe secondaire inversé. Les lignes pointillées indiquent l'altitude du fond du modèle à 5 m au droit de la station (80,63 m) et l'altitude de référence de la station (77,63 m). L'écart initial entre ces deux niveaux résulte de la simplification géométrique du lit mineur lors du rééchantillonnage de la topographie. L'encart supérieur droit synthétise les valeurs maximales de WSE observée et simulée, ainsi que les écarts associés en hauteur et en temps.

B. Validation spatiale des zones inondées

La validation spatiale met en évidence des performances contrastées selon l'échelle d'analyse considérée (Figure 21). À l'échelle du bassin versant complet, la concordance entre l'emprise simulée et l'emprise observée reste limitée, avec 29,4 % de vrais positifs et 48,0 % de faux positifs. Ces derniers se concentrent principalement le long du réseau hydrographique secondaire, où la simulation indique des débordements non repris dans la cartographie d'observation.

Lorsque l'analyse est restreinte au fond de vallée, la concordance devient nettement meilleure : les vrais positifs atteignent 69,0 %, tandis que les faux positifs et les faux négatifs représentent respectivement 15,0 % et 16,0 %. Le modèle reproduit donc plus correctement l'emprise des inondations dans les secteurs principaux et les mieux documentés.

L'analyse de sensibilité en Annexe 7 montre que le CSI dépend du seuil d'eau et de la largeur de la zone tampon. Le seuil de 5 cm et le buffer de 500 m apparaissent comme un compromis méthodologique entre exclusion des films d'eau minces et restriction de l'analyse aux secteurs principaux du fond de vallée.

La comparaison des altitudes de surface d'eau montre une légère sous-estimation globale des niveaux simulés, avec un biais moyen de -0,24 m (Figure 22). L'erreur absolue moyenne atteint 0,92 m et la RMSE 1,27 m, tandis que 65,8 % de la surface comparée présente un écart absolu inférieur ou égal à 1 m. La distribution spatiale des erreurs reste toutefois hétérogène le long du corridor inondé, avec une alternance de surestimations et de sous-estimations locales. Une surestimation marquée apparaît notamment dans le secteur aval proche de l'exutoire, tandis que plusieurs tronçons présentent localement des écarts négatifs. La simulation restitue donc correctement les ordres de grandeur altimétriques de la crue, tout en conservant des écarts locaux importants.

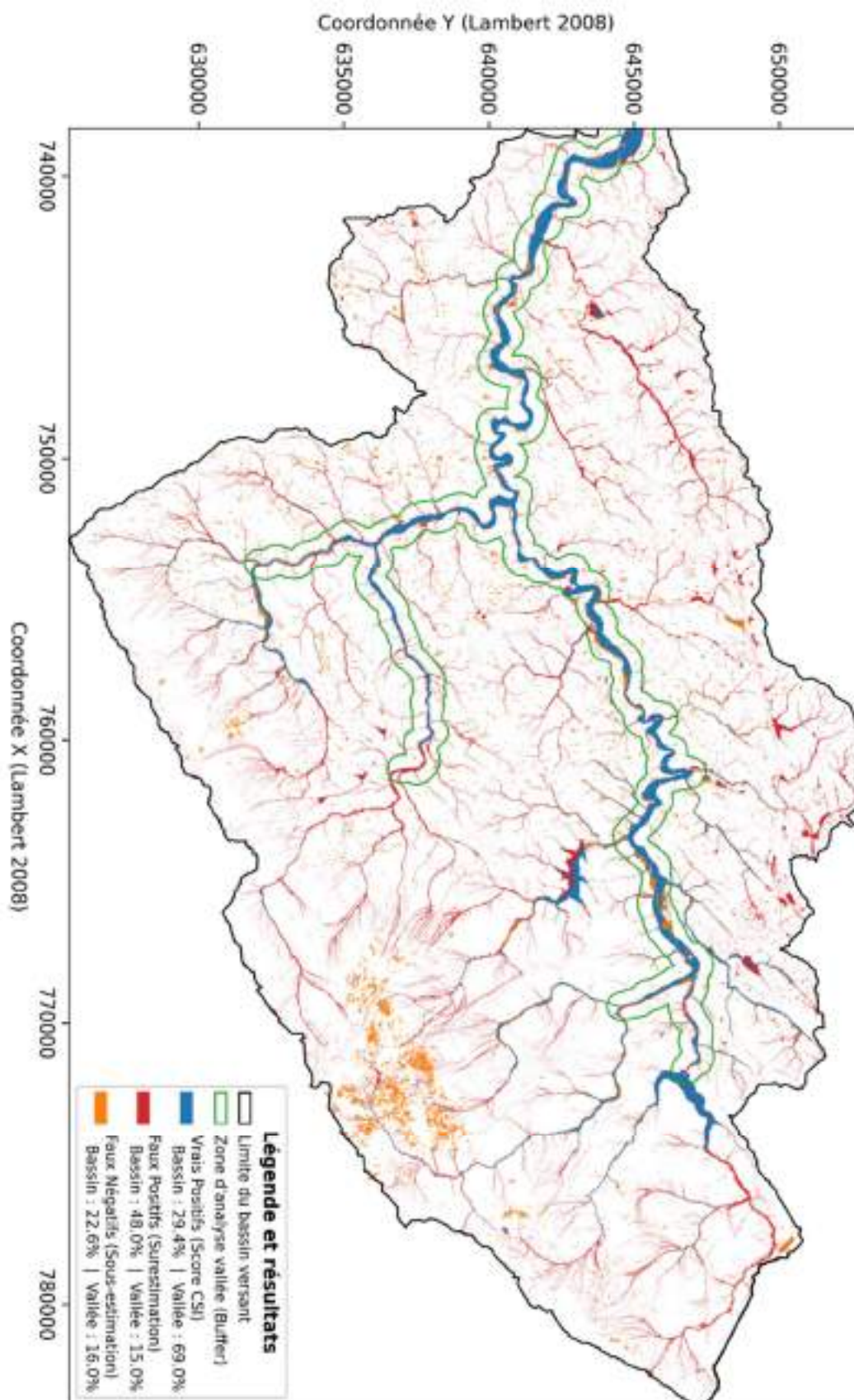


Figure 21. Cartographie de la validation spatiale de l'emprise des inondations.

L'emprise maximale simulée, définie par les cellules ayant atteint une hauteur d'eau ≥ 5 cm au moins une fois durant l'événement, est comparée aux polygones d'inondation observés du SPW. Les zones sont classées en vrais positifs, faux positifs et faux négatifs. Les indicateurs de performance, dont le CSI, sont calculés à deux échelles : l'ensemble du bassin versant et le fond de vallée, limité par une zone tampon de 500 m autour du réseau hydrographique.

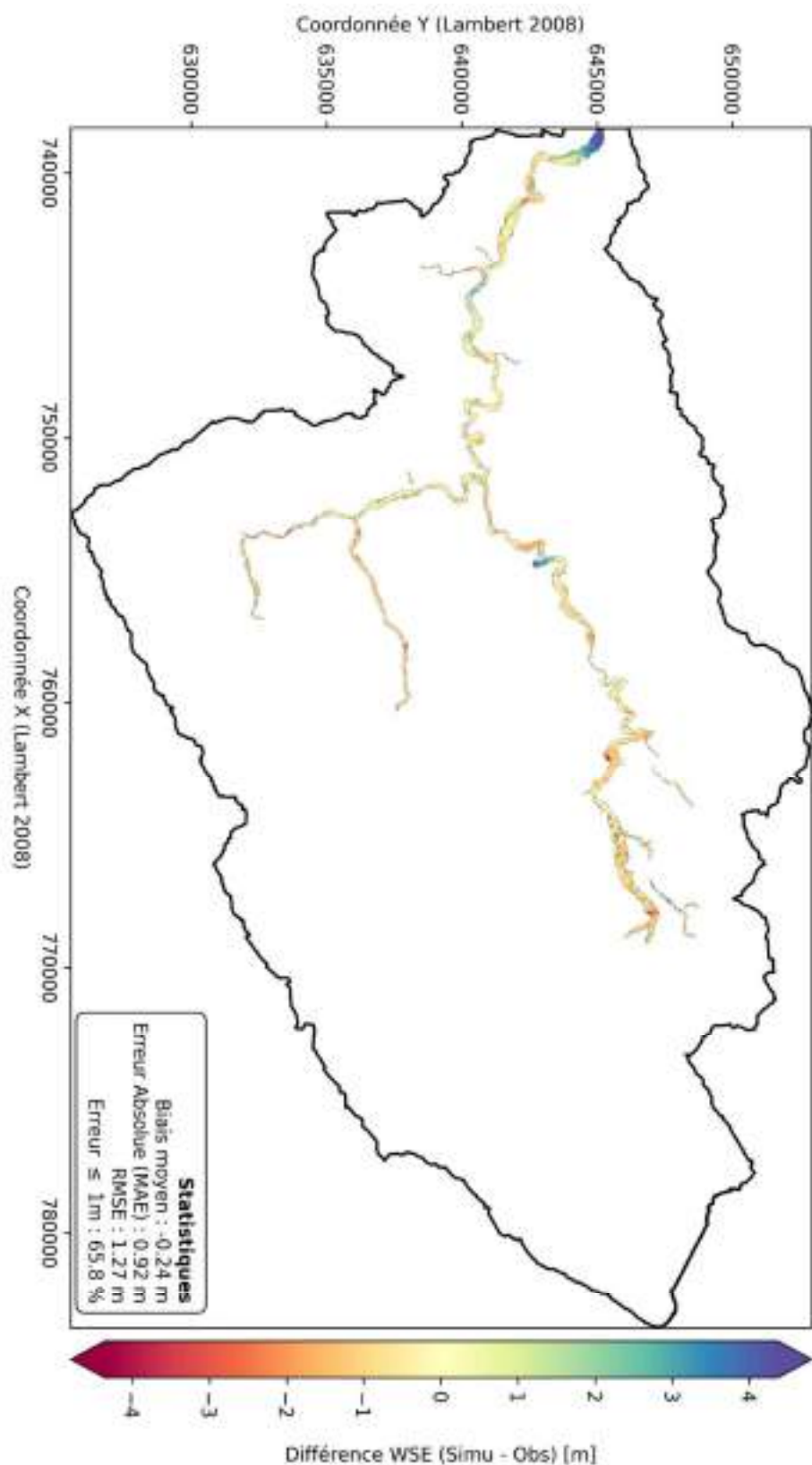


Figure 22. Écarts d'altitude de surface d'eau entre simulation et observations.

La carte présente la différence entre l'altitude maximale de surface d'eau simulée et l'altitude observée ($WSE_{sim} - WSE_{observée}$), exprimée en mètres (échelle bornée entre les percentiles 1 et 99). Les valeurs positives indiquent une surestimation du niveau d'eau par le modèle, tandis que les valeurs négatives traduisent une sous-estimation. La comparaison est limitée aux zones où les emprises simulée et observée se recouvrent. Le contour noir épais délimite le bassin versant de la Vesdre, et l'encart synthétise les métriques globales d'erreur calculées sur la zone comparée : biais moyen, MAE, RMSE et proportion de surface présentant un écart inférieur ou égal à 1 m.

5.3. Temps de calcul et faisabilité pour un SAPI

L'analyse des temps de calcul vise à déterminer si SERGHEI-SWE peut produire des simulations dans des délais compatibles avec une perspective d'alerte précoce. Les temps rapportés correspondent uniquement au temps d'exécution effectif des simulations, écriture des sorties incluse, mais sans prétraitement, post-traitement ni temps d'attente éventuel en file HPC. Ils doivent donc être interprétés comme des ordres de grandeur représentatifs des configurations testées, et non comme des tests de performance strictement reproductibles.

Les simulations aux résolutions comprises entre 50 m et 10 m restent rapides lorsqu'elles sont exécutées sur un GPU. Pour un événement hydrologique d'environ cinq jours, soit 120 h simulées, la configuration à 50 m, comprenant environ $2,8 \times 10^5$ mailles, est exécutée en 7 min, soit un facteur d'accélération d'environ 1000 par rapport à la durée simulée (Tableau 14 ; Figure 23). La simulation à 10 m, comprenant environ $7,0 \times 10^6$ mailles, reste inférieure à 4 h, soit un facteur d'accélération d'environ 30. Ces résultats montrent que, pour ces résolutions, le temps d'exécution du noyau hydrodynamique reste largement inférieur à la durée physique simulée.

Le passage à 5 m augmente fortement la charge numérique, avec environ $2,8 \times 10^7$ mailles. L'utilisation de 32 GPU permet néanmoins de maintenir le temps d'exécution sous 5 h, soit un facteur d'accélération d'environ 24 par rapport à la durée simulée. Le test complémentaire à 2 m, fondé sur environ $1,75 \times 10^8$ mailles et 128 GPU, montre que cette résolution est techniquement envisageable, mais au prix d'un coût de calcul beaucoup plus élevé. Cette simulation étant partielle, les comparaisons relatives à la décrue complète et aux volumes finaux doivent toutefois rester indicatives.

Ces résultats montrent que le calcul multi-GPU réduit fortement la contrainte computationnelle associée à la modélisation hydrodynamique bidimensionnelle à haute résolution.

Tableau 14. Synthèse des ressources de calcul et des temps d'exécution selon la résolution spatiale.

Les temps indiqués correspondent à l'exécution des simulations SERGHEI-SWE, écriture des sorties incluse, mais sans prétraitement ni post-traitement. La durée physique simulée est d'environ 5 jours, soit 120 h. Le nombre de mailles est estimé pour un domaine d'environ 700 km². Les simulations de 50 à 10 m ont été réalisées sur JUWELS Booster, tandis que le test à 2 m a été exécuté sur JUPITER ; les temps ne constituent donc pas un benchmark strictement comparable entre architectures. Les lignes 1 m et 50 cm correspondent uniquement à des estimations du nombre de mailles, et non à des simulations complètes analysées.

Résolution spatiale	Total GPU	Temps	Nombre de mailles	Augmentation relative
50 m	1	7 min	2.80E+05	-
40 m	1	10 min	4.38E+05	+56%
30 m	1	17 min	7.78E+05	+78%
20 m	1	40 min	1.75E+06	+125%
10 m	1	< 4 h	7.00E+06	+300%
5 m	32	< 5 h	2.80E+07	+300%
2 m	128	≈ 8 h*	1.75E+08	+525%
1 m	/		7.00E+08	+300%
50 cm			2.80E+09	+300%

* Simulation interrompue avant la fin complète de la décrue ; temps donné à titre indicatif pour la configuration testée.

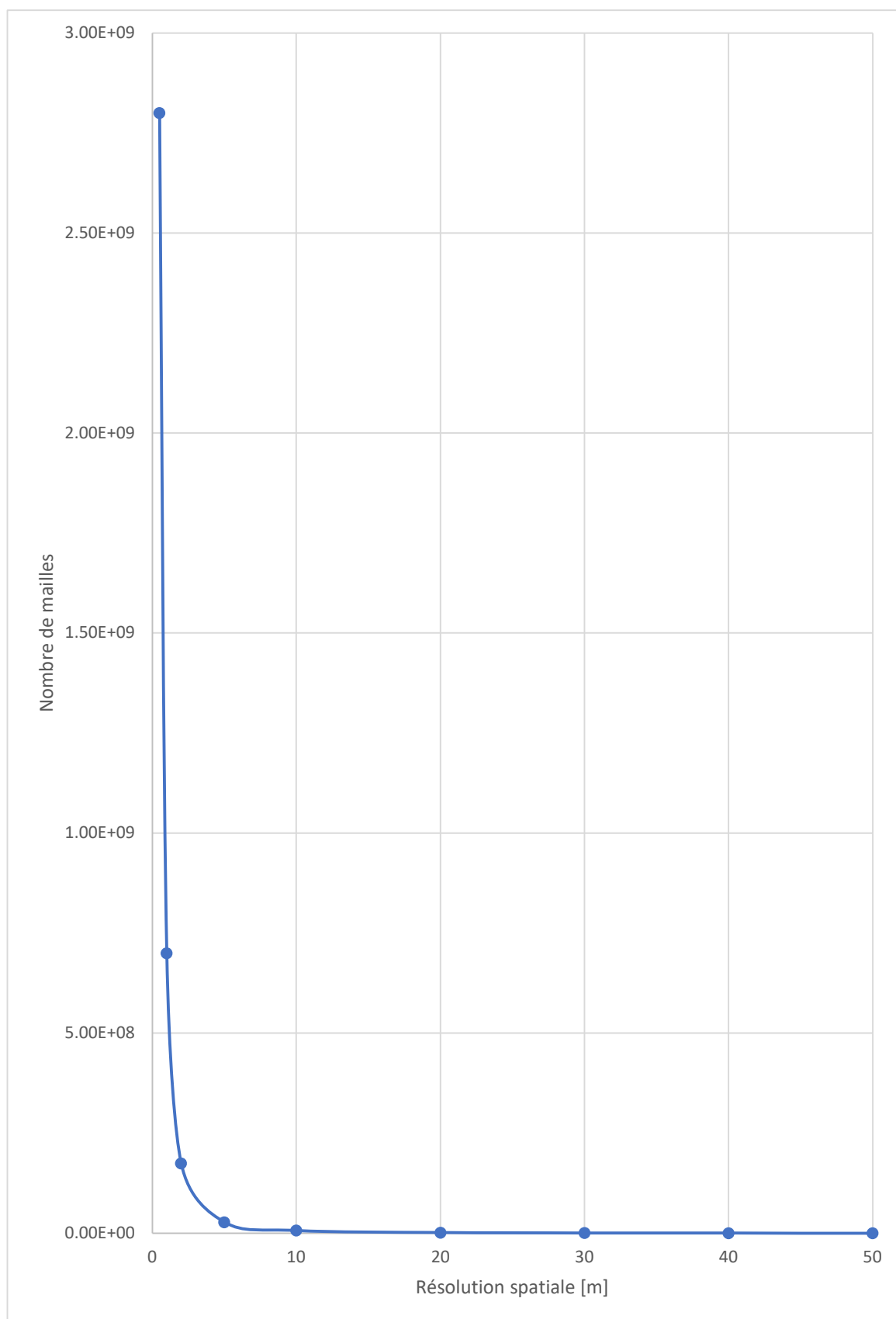


Figure 23. Évolution de la charge de calcul en fonction de l'affinement de la résolution spatiale.
Le graphique met en évidence la croissance quadratique du nombre de mailles lorsque la taille de maille diminue, atteignant environ 2,8 milliards de cellules pour une résolution de 50 cm sur l'ensemble du bassin versant.

6. Discussion

6.1. Performances générales du modèle

Cette section discute les performances générales de SERGHEI-SWE pour la reconstitution *a posteriori* de la crue de juillet 2021. Les simulations étant forcées par des précipitations observées, l'évaluation porte principalement sur la capacité du modèle hydrodynamique à propager un forçage connu et à restituer la dynamique globale de l'événement. Elle ne constitue donc pas une validation opérationnelle complète d'un SAPI, qui devrait intégrer les incertitudes liées aux prévisions météorologiques, aux données en temps réel et aux décisions de gestion associées (Cloke et Pappenberger, 2009 ; Alfieri *et al.*, 2012).

La configuration retenue pour l'analyse détaillée (*5m_SUR_1.0_1m_dry*) représente un compromis entre cohérence physique, résolution spatiale, performance hydraulique et coût de calcul. Bien que certaines configurations plus rugueuses améliorent ponctuellement les indicateurs statistiques, cette amélioration peut relever d'une compensation paramétrique plutôt que d'une meilleure représentation des processus hydrauliques. Le choix de la configuration finale ne repose donc pas uniquement sur les métriques, mais aussi sur la plausibilité physique des paramètres utilisés.

Globalement, les résultats montrent que SERGHEI-SWE reproduit de manière satisfaisante les principaux ordres de grandeur de la crue, les zones majeures de submersion et les niveaux d'eau dans les secteurs les mieux documentés. Ces performances confirment l'intérêt d'une modélisation hydrodynamique bidimensionnelle à haute résolution pour analyser un événement extrême caractérisé par des débordements importants et une forte variabilité spatiale des écoulements.

Cette interprétation doit toutefois rester prudente. Les écarts entre simulation et observations reflètent à la fois les limites du modèle, les incertitudes des données d'entrée et celles des données de validation, notamment lorsque les observations sont reconstruites ou issues de traitements post-événementiels. Cette prudence est particulièrement importante pour la validation spatiale, car la cartographie observée peut être moins exhaustive le long du réseau hydrographique secondaire, alors que les secteurs du fond de vallée principal sont mieux documentés. Les faux positifs ne doivent donc pas être systématiquement interprétés comme des erreurs du modèle, d'autant que le seuil de 5 cm utilisé pour définir l'emprise simulée reste un choix méthodologique partiellement arbitraire.

Les écarts locaux de WSE ne relèvent toutefois pas uniquement des incertitudes de validation. La surestimation visible dans le secteur aval proche de l'exutoire (Figure 22) peut aussi traduire des limites propres à la configuration du modèle : la condition aval ne représente pas explicitement les interactions hydrauliques avec l'Ourthe, la bathymétrie réelle du lit mineur est simplifiée dans le MNT, et les bâtiments ou obstacles urbains ne sont pas explicitement intégrés dans la grille de calcul. Ces éléments peuvent modifier localement les niveaux d'eau simulés, en particulier dans les secteurs fortement contraints.

Les performances obtenues doivent donc être interprétées comme une cohérence globale du modèle, et non comme une reproduction exacte de l'ensemble des processus locaux. Les principales limites concernent surtout la dynamique temporelle des phases transitoires et l'interprétation locale fine des hauteurs d'eau et des emprises inondées. Ces aspects sont discutés plus spécifiquement dans les sections suivantes.

6.2. Diagnostic des phases transitoires

Malgré une reproduction satisfaisante de l'ordre de grandeur du pic principal, l'hydrogramme simulé présente deux limites temporelles majeures : une surestimation des débits en début d'événement et une décrue trop rapide. Ces écarts affectent les indicateurs globaux, car ceux-ci évaluent l'ensemble de la dynamique temporelle et non uniquement l'amplitude maximale du pic. L'interprétation des décalages temporels doit également tenir compte du pas de sortie horaire du modèle, qui limite la précision de comparaison des instants de pic à l'échelle infra-horaire.

6.2.1. Phase de montée

La phase de montée constitue l'un des principaux écarts entre la simulation et l'hydrogramme de référence. La simulation présente des débits trop élevés en début d'événement, avec des pics secondaires précoces avant le pic principal. Cet écart suggère une mise en connexion trop efficace d'une partie des volumes ruisselés vers le réseau principal, plutôt qu'un simple décalage temporel de la montée de crue.

Cette réponse ne peut pas être attribuée à un seul paramètre. Elle résulte probablement d'une combinaison de facteurs : représentation des barrages et ouvrages de stockage, résolution spatiale, microtopographie, infiltration, état initial et connectivité hydraulique entre les versants et le réseau principal.

Elle peut également traduire une sous-représentation du stockage temporaire dans les micro-dépressions, les zones localement déconnectées ou les obstacles non résolus par le maillage. Ces effets sont particulièrement sensibles lors des premières phases de ruissellement, lorsque l'eau circule sous forme de faibles hauteurs ou de films minces. Dans ces conditions, les modèles 2D fondés sur les équations de Saint-Venant peuvent sous-représenter certains mécanismes locaux de dissipation, de rugosité effective et de stockage diffus, ce qui tend à accentuer la réponse simulée du bassin en début d'événement (Neal *et al.*, 2012 ; Costabile *et al.*, 2013).

6.2.2. Phase de décrue

La seconde divergence concerne la phase de décrue, durant laquelle les débits simulés diminuent plus rapidement que dans l'hydrogramme de référence. Cette différence suggère un déficit de stockage et de restitution différée après le passage du pic principal.

Deux mécanismes peuvent principalement expliquer cette vidange trop rapide. Le premier concerne la restitution progressive des volumes stockés dans les barrages et ouvrages hydrauliques, dont la dynamique réelle n'est pas entièrement représentée dans la configuration utilisée. Le second concerne les écoulements de subsurface et les retours différés de l'eau infiltrée, qui ne sont pas explicitement simulés avec un couplage souterrain dynamique.

6.3. Rôle de la représentation topographique et des ouvrages de stockage

Les résultats montrent qu'à résolution de calcul identique, la source topographique utilisée influence fortement la dynamique simulée. L'effet observé ne relève donc pas d'un affinement du maillage, mais de différences dans la représentation du relief, des fonds de vallée et des ouvrages hydrauliques. Dans un bassin aménagé comme celui de la Vesdre, les barrages, digues, murs, ponts, berges et seuils contrôlent localement le stockage, la connectivité hydraulique et le transfert des volumes vers l'aval.

Cette sensibilité apparaît particulièrement au niveau du barrage d'Eupen. La carte de différence altimétrique entre les deux MNT met en évidence des écarts localisés au droit de l'ouvrage et dans la cuvette du réservoir (Figure 24).

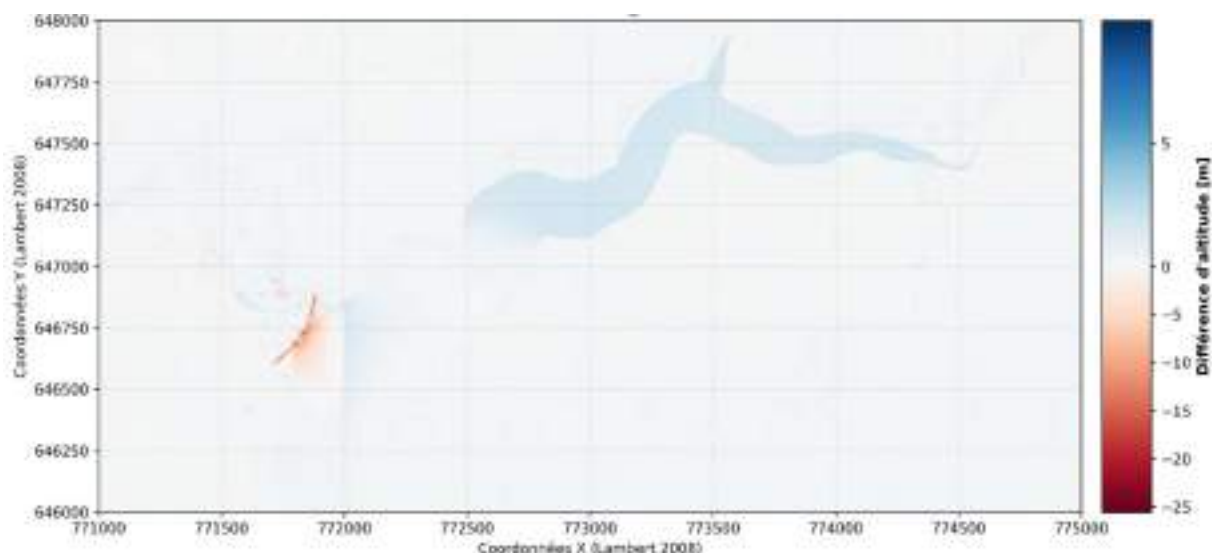


Figure 24. Carte de différence altimétrique au niveau du barrage d'Eupen.

Les différences d'altitude sont calculées entre les deux sources topographiques après rééchantillonnage sur une grille commune. Les valeurs négatives indiquent une altitude plus faible dans le MNT 2021–2022, tandis que les valeurs positives indiquent une altitude plus élevée. Les coordonnées sont exprimées en Lambert 2008.

Ces différences géométriques peuvent modifier artificiellement la capacité de stockage simulée du barrage et donc la quantité d'eau transférée vers l'aval. L'enjeu n'est donc pas seulement la précision générale du MNT, mais sa capacité à restituer correctement les discontinuités topographiques structurantes. Les sources topographiques ne représentent toutefois pas nécessairement l'état exact du territoire au moment de la crue. Le MNT 2013–2014, bien qu'antérieur à l'événement et donc pertinent pour éviter les modifications post-crue, peut ne pas intégrer certaines évolutions morphologiques ou anthropiques survenues avant juillet 2021. À l'inverse, le MNT 2021–2022 peut localement intégrer des modifications liées à la crue ou à des interventions postérieures. Des différences dans la représentation du lit, des berges, des voiries ou des ouvrages peuvent ainsi contribuer à certaines erreurs altimétriques locales et compliquer l'attribution des écarts simulés à une seule cause.

Au-delà de leur géométrie, la gestion réelle des ouvrages constitue également une source d'écart potentiel. Dans la configuration utilisée, les barrages sont essentiellement représentés par leur effet topographique, sans règle dynamique de gestion des volumes stockés. Or, en fin d'événement, la restitution progressive des volumes retenus peut contribuer à maintenir des débits plus élevés à l'aval et à ralentir la décrue observée. Son absence ou sa représentation simplifiée peut donc participer à la décrue trop rapide simulée, même si les volumes concernés semblent insuffisants pour expliquer à eux seuls l'ensemble de l'écart observé. Les séries de restitution utilisées pour les barrages doivent par ailleurs être considérées comme indicatives, car elles sont partiellement reconstruites et ne constituent pas une validation stricte fondée sur des mesures directes.

Ces résultats montrent que la qualité hydraulique d'un MNT ne dépend pas uniquement de ses caractéristiques techniques générales. Pour une crue extrême dans un bassin fortement aménagé, la représentation correcte des ouvrages structurants et de leur fonctionnement hydraulique peut être plus déterminante que la seule finesse de la donnée source. Une source topographique apparemment plus détaillée peut donc conduire à une réponse hydrodynamique moins réaliste si certains ouvrages sont mal restitués ou si leur rôle réel n'est pas explicitement représenté.

Dans une perspective opérationnelle, cette analyse plaide pour un contrôle topographique ciblé des ouvrages critiques avant simulation : vérification locale des barrages, correction éventuelle des crêtes ou murs de retenue, et intégration explicite des règles de restitution lorsque celles-ci sont disponibles. Elle rejoint ainsi les travaux soulignant le rôle majeur des infrastructures locales, des ponts et des accumulations de débris dans la dynamique des inondations extrêmes (Epicum *et al.*, 2024 ; Poppema *et al.*, 2025).

6.4. Résolution spatiale et équifinalité

Au-delà de la source topographique et des ouvrages de stockage, la résolution spatiale influence directement la représentation du stockage temporaire, de la connectivité hydraulique et des chemins préférentiels d'écoulement. La Figure 25 montre que le volume stocké en surface ne varie pas de manière monotone avec la taille de maille : il est maximal à 5 m, avec $34,3 \times 10^6 \text{ m}^3$, diminue jusqu'à $25,7 \times 10^6 \text{ m}^3$ à 30 m, puis remonte à $29,9 \times 10^6 \text{ m}^3$ à 50 m. Cette évolution indique que la résolution ne contrôle pas uniquement la finesse visuelle de la simulation, mais aussi la manière dont le modèle représente les zones de rétention et le transfert vers l'aval.

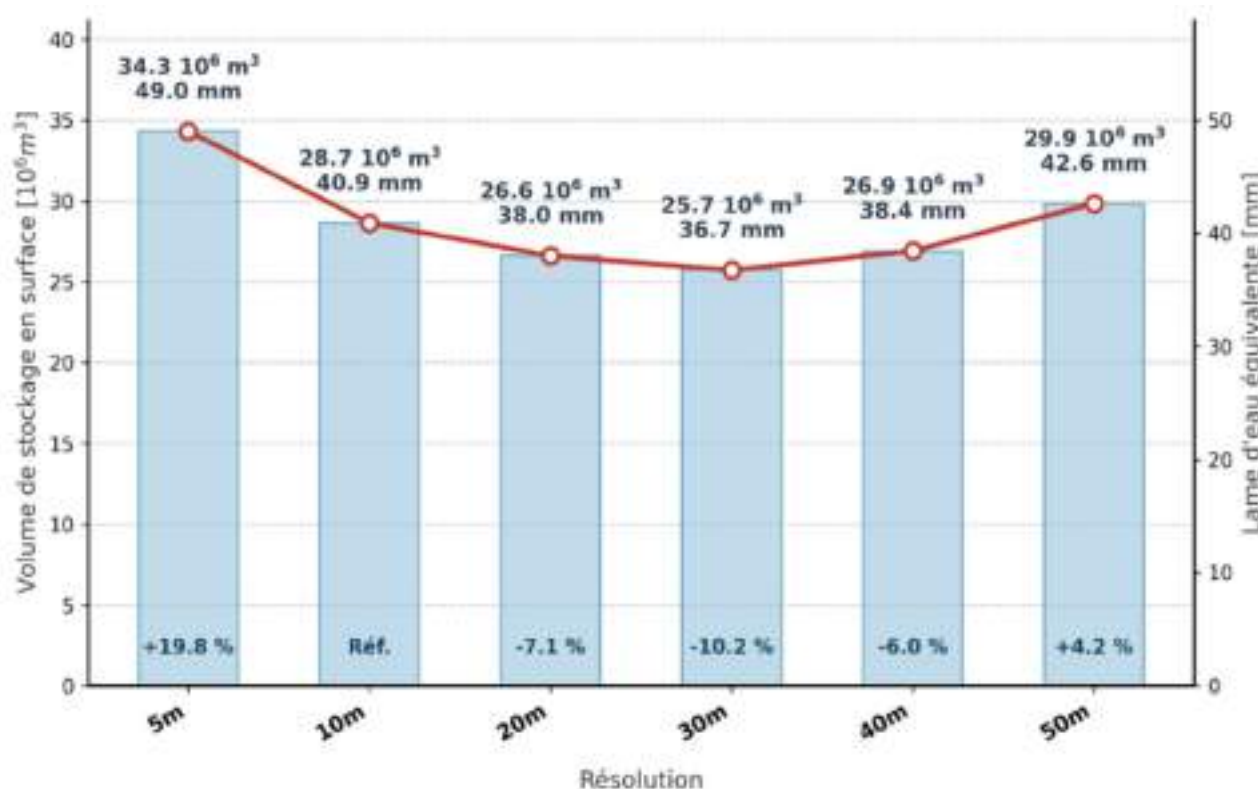


Figure 25. Évolution du volume de stockage en surface en fonction de la résolution spatiale.

Les barres indiquent le volume stocké en surface et la courbe la lame d'eau équivalente. Les pourcentages correspondent aux écarts relatifs par rapport à la résolution de référence de 10 m.

À haute résolution, l'augmentation du stockage peut être interprétée comme une meilleure conservation des formes topographiques locales, telles que les talwegs secondaires, les ruptures de pente, les remblais, les voiries ou les petites dépressions. Ces éléments peuvent retenir temporairement l'eau et retarder sa connexion au réseau hydrographique principal. Ce comportement est cohérent avec les travaux montrant que la microtopographie, la pente et l'infiltration interagissent fortement dans la génération du ruissellement et l'organisation spatiale des écoulements de surface (Caviedes-Voullième *et al.*, 2021).

À l'inverse, les résolutions intermédiaires peuvent lisser certaines formes du relief, réduire artificiellement la capacité de stockage et favoriser le transfert vers l'exutoire. La remontée du stockage aux résolutions les plus grossières doit toutefois être interprétée avec prudence, car elle peut résulter de zones de stagnation liées à la discrétisation numérique plutôt qu'à des structures topographiques réelles. Cette sensibilité du ruissellement à la discrétisation spatiale a déjà été soulignée dans des simulations fondées sur les équations complètes de Saint-Venant 2D (Caviedes-Voullième *et al.*, 2012).

Cette sensibilité contribue à l'équifinalité observée dans l'analyse : plusieurs configurations peuvent produire des hydrogrammes statistiquement proches, tout en reposant sur des mécanismes différents ou compensatoires (Beven, 2006). Une rugosité plus élevée ou une résolution plus grossière peuvent, par exemple, ralentir la propagation de l'onde de crue et améliorer certains indicateurs, sans nécessairement mieux représenter les processus hydrologiques. Dans ce contexte, la rugosité doit être interprétée comme un paramètre effectif, intégrant aussi une partie des pertes d'énergie non résolues par la topographie, le maillage ou les obstacles sous-maille. Le choix d'une configuration de référence ne peut donc pas reposer uniquement sur les métriques statistiques, mais doit aussi tenir compte de la cohérence physique des paramètres et de la résolution utilisée.

Le test complémentaire à 2 m prolonge ce constat. Par rapport à la simulation à 5 m, l'affinement augmente la part de volume stockée en surface et réduit légèrement la part évacuée à l'exutoire, mais les hydrogrammes restent très proches sur la période commune simulée, en particulier durant la montée de crue et autour du pic (Figure 26). La résolution plus fine modifie donc le bilan volumique, sans corriger à elle seule la temporalité du transfert vers l'exutoire. Les limites temporelles identifiées précédemment ne peuvent dès lors pas être résolues uniquement par un raffinement du maillage.

Dans une perspective opérationnelle, l'enjeu n'est donc pas de maximiser systématiquement la résolution, mais d'identifier un compromis entre réalisme hydraulique, stabilité des résultats et coût de calcul. Une résolution pertinente doit conserver les éléments hydrauliquement déterminants, tout en évitant les compensations numériques susceptibles de produire de bons indicateurs pour de mauvaises raisons.

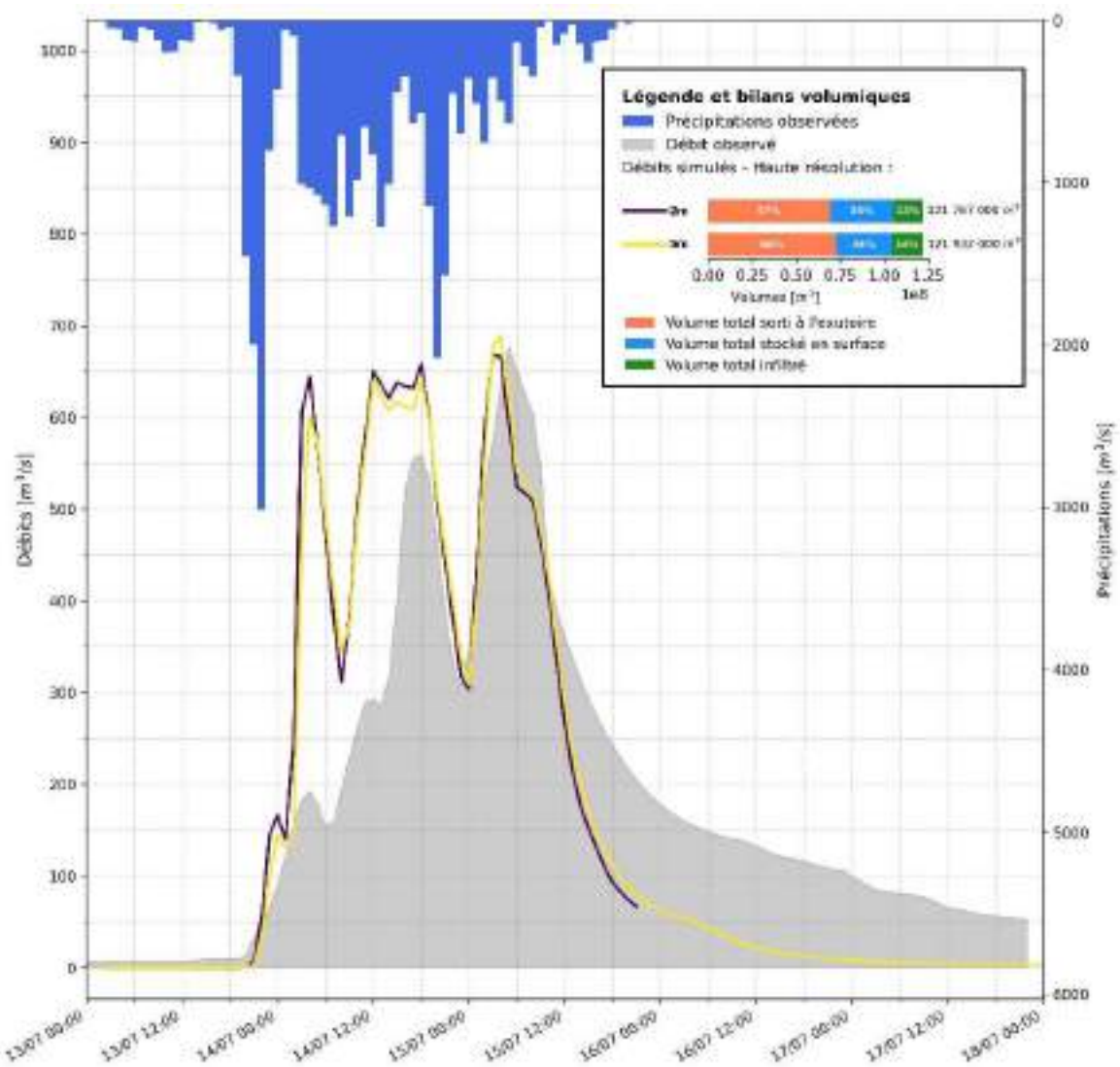


Figure 26. Comparaison des hydrogrammes et bilans volumiques entre la simulation haute résolution à 5 m et le test complémentaire à 2 m.

Le graphique confronte les débits simulés pour une haute résolution spatiale à 2 m et le scénario à 5 m. Les débits observés (aire grisée) et les précipitations (axe inversé) sont intégrés à titre indicatif. L'encart détaille la répartition finale des volumes (arrondis au millier de m³ près) à l'exutoire, en surface et infiltrés, calculée sur des totaux entrants de près de 129 millions de m³. Note : en raison des arrondis, la somme des pourcentages peut légèrement différer de 100 %.

6.5. Infiltration, état initial et pertes verticales

Dans les simulations réalisées, l'infiltration verticale influence principalement le bilan volumique, tandis que son effet sur la dynamique temporelle de l'hydrogramme reste limité. Les scénarios testés modifient la fraction de volume infiltré, mais ne corrigent ni la surestimation des débits en début d'événement ni la décrue trop rapide. Cette faible sensibilité temporelle est confirmée par les scénarios de Horton : même avec une capacité d'infiltration initiale très élevée, notamment dans le scénario extrême $10\,000 \times f_c$, aucune amélioration significative de l'hydrogramme n'est observée. Les écarts temporels semblent donc davantage liés à la connectivité hydraulique, au stockage de surface et à l'absence de restitution différée qu'à un simple ajustement du taux d'infiltration.

Le choix d'un taux d'infiltration constant fondé sur l'horizon de surface 0–40 cm reste donc cohérent avec l'échelle de l'étude et le caractère extrême de l'événement. Dans un contexte de sols déjà humides et de précipitations intenses, la capacité d'infiltration a probablement été rapidement dépassée, ce qui limite l'apport d'une formulation temporelle plus complexe, telle que Horton, pour reproduire la dynamique principale de la crue.

Les tests montrent néanmoins que le choix de l'horizon pédologique influence le bilan de masse, confirmant l'importance de représenter correctement l'interaction pluie-sol en surface.

Par ailleurs, la spatialisation détaillée de l'infiltration n'apporte pas d'amélioration hydrodynamique majeure par rapport à une valeur homogène représentative de l'horizon de surface. Cela suggère que, pour cet événement intense et à l'échelle du bassin, l'hétérogénéité pédologique reste secondaire par rapport aux contrôles topographiques, au stockage de surface et à la résolution spatiale.

Ce constat doit toutefois être replacé dans le cadre simplifié utilisé pour représenter l'état hydrologique initial du bassin. Dans les simulations, une initialisation sèche signifie uniquement qu'aucune lame d'eau initiale n'est prescrite en surface ; elle ne représente donc pas un bassin réellement sec. L'humidité antécédente des sols n'est prise en compte qu'indirectement par la paramétrisation de l'infiltration.

Une limite importante de SERGHEI-SWE utilisé seul est que l'eau infiltrée est traitée comme une perte verticale définitive pour le compartiment de surface. Elle n'est donc ni routée latéralement dans le sol, ni restituée progressivement au réseau hydrographique par exfiltration ou écoulements hypodermiques. Or, cette restitution différée peut contribuer au maintien des débits après le pic, en particulier lors de la décrue (Klaus et Jackson, 2018). Ce mécanisme apparaît probablement plus déterminant que la seule gestion des barrages pour expliquer la sous-estimation de la décrue.

Un couplage explicite surface-subsurface, tel que SERGHEI-RE ou SERGHEI-SWE-RE, serait donc pertinent pour améliorer la représentation de la décrue et du bilan hydrologique complet (Li *et al.*, 2025 ; Zheng *et al.*, 2026). Son intérêt doit toutefois être nuancé dans une perspective d'alerte : pour la prévision des inondations, les enjeux principaux concernent surtout l'anticipation de la montée, du pic, des hauteurs maximales et de l'emprise inondée. Le coût numérique supplémentaire d'un tel couplage devrait donc être justifié par un gain clair sur les variables utiles à la décision opérationnelle.

6.6. Temps de calcul et potentiel opérationnel

Les résultats montrent que le calcul multi-GPU réduit fortement le verrou computationnel associé à la modélisation hydrodynamique bidimensionnelle à haute résolution. Ce résultat soutient l'hypothèse générale du mémoire selon laquelle SERGHEI-SWE peut reproduire une crue extrême sur un bassin d'environ 700 km² tout en conservant des temps de calcul compatibles avec une perspective d'alerte. Il rejoint les travaux récents soulignant le potentiel des solveurs hydrodynamiques accélérés pour la simulation rapide des inondations (Caviedes-Voullième *et al.*, 2023 ; Khosh Bin Ghomash *et al.*, 2024).

Le test à 2 m montre que des simulations à très haute résolution deviennent techniquement envisageables. Toutefois, son caractère partiel, son coût numérique élevé et l'utilisation d'une architecture différente limitent les comparaisons directes avec les autres résolutions.

Cette faisabilité doit néanmoins être interprétée comme une faisabilité numérique du noyau hydrodynamique, et non comme une validation opérationnelle complète d'un SAPI. Une utilisation en contexte réel nécessiterait d'intégrer des prévisions météorologiques incertaines, d'automatiser le prétraitement et le post-traitement, de garantir la disponibilité des ressources GPU, et de produire des sorties directement exploitables par les gestionnaires de crise. Les incertitudes associées aux prévisions météorologiques constituent notamment un verrou important pour toute chaîne d'alerte fondée sur la prévision hydrologique ou hydrodynamique (Cloke et Pappenberger, 2009).

Dans ce contexte, la résolution spatiale constitue un compromis opérationnel. Le choix retenu doit préserver les processus hydrauliquement déterminants tout en permettant une exécution robuste, automatisable et suffisamment rapide.

7. Conclusions et perspectives

7.1. Conclusions générales

Ce travail avait pour objectif d'évaluer le potentiel du modèle hydrodynamique bidimensionnel SERGHEI-SWE, exécuté sur une architecture multi-GPU, pour reproduire la crue de juillet 2021 dans le bassin de la Vesdre. L'étude a été menée en reconstitution *a posteriori*, à partir de précipitations observées. Elle évalue donc principalement la capacité du noyau hydrodynamique à propager un forçage connu, et non l'ensemble d'un SAPI, qui devrait intégrer les incertitudes météorologiques, l'automatisation de la chaîne et la disponibilité opérationnelle des ressources de calcul.

Les résultats montrent que la réponse simulée est principalement contrôlée par la représentation topographique, la capacité de stockage de surface et la résolution spatiale. Les coefficients de Manning et l'infiltration influencent également les hydrogrammes et les bilans volumiques, mais leur effet doit être interprété avec prudence. Une rugosité accrue peut améliorer certains indicateurs en ralentissant l'onde de crue, sans garantir une meilleure représentation physique des processus. De même, l'infiltration agit surtout comme une perte verticale dans SERGHEI-SWE et ne permet pas, à elle seule, de corriger les écarts observés en début d'événement ou lors de la décrue.

La configuration à 5 m constitue le meilleur compromis entre cohérence physique, restitution hydrodynamique, restitution spatiale et coût de calcul. Elle reproduit correctement l'ordre de grandeur du débit de pointe à Chaudfontaine, mais surestime les débits en début d'événement et présente une décrue trop rapide. Le modèle restitue donc bien l'amplitude générale de l'événement, mais pas sa dynamique temporelle complète.

L'évaluation spatiale confirme l'intérêt d'une approche hydrodynamique distribuée à haute résolution. Le modèle reproduit les principales zones de submersion et les ordres de grandeur des altitudes de surface d'eau, avec des performances encourageantes compte tenu de l'étendue du bassin et de l'intensité de l'événement. Ces résultats doivent toutefois être interprétés en tenant compte des incertitudes de validation : hydrogrammes partiellement reconstruits, station de référence non exactement située à l'exutoire, emprise inondée non exhaustive et hauteurs d'eau issues de traitements post-événementiels.

Les temps de calcul montrent que le recours au calcul multi-GPU réduit fortement le verrou computationnel associé à la modélisation hydrodynamique bidimensionnelle à haute résolution. La simulation à 5 m reproduit environ cinq jours d'événement en moins de cinq heures de calcul, soit un facteur d'accélération supérieur à 24 par rapport à la durée simulée. Les résolutions plus grossières présentent des temps d'exécution encore plus faibles. Le test complémentaire à 2 m montre que cette résolution est techniquement envisageable, mais son caractère partiel, son coût numérique élevé et l'utilisation d'une architecture différente limitent sa portée opérationnelle.

La question de recherche reçoit donc une réponse nuancée. SERGHEI-SWE permet de reproduire les principaux ordres de grandeur hydrodynamiques de la crue de juillet 2021, notamment le débit de pointe, les zones majeures de submersion et les niveaux d'eau maximaux, tout en maintenant, pour le noyau hydrodynamique seul, des temps de calcul compatibles avec une perspective d'alerte précoce. En revanche, la reproduction des phases transitoires reste imparfaite, et une intégration opérationnelle nécessiterait encore de traiter plusieurs limites : qualité des forçages prévisionnels, prétraitement topographique des ouvrages critiques, gestion dynamique des barrages, représentation des écoulements de subsurface et des restitutions différées pour améliorer la décrue, et automatisation complète de la chaîne de calcul.

7.2. Perspectives de recherche et d'opérationnalisation

Une première perspective concerne l'amélioration de la représentation topographique du domaine de calcul. Les résultats ont montré que la qualité hydraulique d'un MNT ne dépend pas uniquement de sa résolution, mais aussi de sa capacité à représenter les discontinuités qui contrôlent le stockage et le transfert des volumes. Avant toute utilisation opérationnelle, un hydro-conditionnement ciblé serait donc nécessaire, incluant la vérification locale des ouvrages structurants, la correction éventuelle des crêtes ou murs de retenue, ainsi qu'une meilleure représentation de la bathymétrie du lit mineur, des obstacles urbains et des conditions aval, notamment dans les secteurs proches des confluences.

Une deuxième perspective porte plus spécifiquement sur la représentation dynamique des barrages-réservoirs. Dans cette étude, leur rôle est principalement contrôlé par la géométrie topographique et les conditions hydrauliques locales. Or, en situation réelle, les débits sortants dépendent aussi des niveaux initiaux, des règles de gestion, des vannes, des consignes d'exploitation et des décisions prises pendant l'événement. L'intégration de séries temporelles de restitution observées, de règles simplifiées ou d'un module spécifique de gestion des barrages permettrait de mieux représenter leur effet sur la dynamique aval, en particulier autour du pic et pendant la décrue.

Une troisième perspective concerne les processus de subsurface et l'état initial du bassin. SERGHEI-SWE traite l'infiltration comme une perte verticale pour le compartiment de surface, sans routage latéral ni restitution différée vers le réseau hydrographique. Cette simplification limite surtout la reproduction de la décrue et du bilan hydrologique complet. Un couplage surface-subsurface, via SERGHEI-RE ou SERGHEI-SWE-RE, pourrait améliorer la représentation des écoulements hypodermiques, des exfiltrations et du soutien différé des débits. Son intérêt opérationnel devrait toutefois être évalué au regard de son coût numérique et du gain apporté sur les variables utiles à l'alerte : hauteurs maximales, emprise inondée, débit de pointe et délai d'arrivée du pic. De même, une initialisation dynamique de l'état hydrologique du bassin, appuyée sur des données de télémétrie, des niveaux de barrages, des débits antérieurs, des estimations d'humidité du sol ou des modèles hydrologiques régionaux, permettrait de mieux caractériser les conditions antécédentes.

Sur le plan méthodologique, les résultats invitent également à tester la transférabilité des paramétrisations. Dans le cas de la Vesdre et pour un événement extrême, une infiltration homogène représentative de l'horizon de surface produit des résultats proches d'une paramétrisation plus détaillée. Ce constat ne doit toutefois pas être généralisé sans validation. Des événements moins intenses, plus localisés ou affectant des bassins aux propriétés pédologiques différentes pourraient renforcer le rôle de l'hétérogénéité spatiale des sols, de la rugosité ou de l'état initial. Il serait donc nécessaire de tester le modèle sur d'autres crues et d'autres bassins versants afin d'identifier les conditions dans lesquelles une simplification de la paramétrisation reste acceptable.

Enfin, l'opérationnalisation complète dans un SAPI nécessiterait le passage d'une reconstitution a posteriori à une chaîne prévisionnelle automatisée. Les simulations devraient être forcées par des prévisions météorologiques numériques, idéalement sous forme d'ensembles, afin de quantifier la propagation des incertitudes pluviométriques jusqu'aux cartes d'aléa. Cette chaîne devrait automatiser le prétraitement des données d'entrée, l'exécution sur ressources GPU, le post-traitement des sorties et la production d'indicateurs d'aide à la décision : hauteurs d'eau maximales, emprises probables de submersion, délais d'arrivée du pic, routes potentiellement coupées, bâtiments exposés et secteurs prioritaires pour l'évacuation.

L'enjeu d'un futur SAPI ne serait donc pas uniquement de produire rapidement une simulation hydrodynamique, mais de transformer cette simulation en information spatialisée, accompagnée d'une estimation de l'incertitude et intégrée aux autres piliers de l'alerte : surveillance, communication, coordination institutionnelle et capacité de réponse.

Ce travail montre ainsi que la modélisation hydrodynamique haute résolution, à condition d'être associée au calcul multi-GPU et intégrée à une chaîne opérationnelle fiable, pourrait constituer un levier prometteur pour améliorer l'anticipation et la gestion des crues extrêmes.

Références bibliographiques

- Alfieri, L. et al. (2012). « Operational early warning systems for water-related hazards in Europe ». *Environmental Science & Policy*, 21, p. 35–49. doi : 10.1016/j.envsci.2012.01.008.
- Basher, R. (2006). « Global early warning systems for natural hazards: systematic and people-centred ». *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 364(1845), p. 2167–2182. doi : 10.1098/rsta.2006.1819.
- Bates, P.D. (2022). « Flood inundation prediction ». *Annual Review of Fluid Mechanics*, 54, p. 287–315. doi : 10.1146/annurev-fluid-030121-113138.
- Bates, P.D. et De Roo, A.P.J. (2000). « A simple raster-based model for flood inundation simulation ». *Journal of Hydrology*, 236(1), p. 54–77. doi : 10.1016/S0022-1694(00)00278-X.
- Bates, P.D., Horritt, M.S. et Fewtrell, T.J. (2010). « A simple inertial formulation of the shallow water equations for efficient two-dimensional flood inundation modelling ». *Journal of Hydrology*, 387(1), p. 33–45. doi : 10.1016/j.jhydrol.2010.03.027.
- Belgorage. (2021). 14-15-16/07/2021 – *Inondations historiques*. Consulté le 8 mai 2026, en ligne sur : <https://belgorage.be/breves-et-articles/inondations/base-de-donnees-breves-et-articles-2021-07-16-orages/>.
- Beven, K. (2006). « A manifesto for the equifinality thesis ». *Journal of Hydrology*, 320(1), p. 18–36. doi : 10.1016/j.jhydrol.2005.07.007.
- Beven, K.J. (2012). *Rainfall-Runoff Modelling: The Primer*. 2e éd. Wiley-Blackwell. Chichester. doi : 10.1002/9781119951001.
- Brodtkorb, A.R., Hagen, T.R. et Sætra, M.L. (2013). « Graphics processing unit (GPU) programming strategies and trends in GPU computing ». *Journal of Parallel and Distributed Computing*, 73(1), p. 4–13. doi : 10.1016/j.jpdc.2012.04.003.
- Brooks, R.H. et Corey, A.T. (1964). *Hydraulic Properties of Porous Media*. Colorado State University. Fort Collins. Hydrology Paper No. 3.
- Burguete, J., García-Navarro, P. et Murillo, J. (2008). « Friction term discretization and limitation to preserve stability and conservation in the 1D shallow-water model: Application to unsteady irrigation and river flow ». *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, 58(2), p. 403–425. doi : 10.1002/fld.1727.
- Caviedes-Voullième, D., García-Navarro, P. et Murillo, J. (2012). « Influence of mesh structure on 2D full shallow water equations and SCS Curve Number simulation of rainfall/runoff events ». *Journal of Hydrology*, 448–449, p. 39–59. doi : 10.1016/j.jhydrol.2012.04.006.
- Caviedes-Voullième, D., Ahmadinia, E. et Hinz, C. (2021). « Interactions of microtopography, slope and infiltration cause complex rainfall-runoff behavior at the hillslope scale for single rainfall events ». *Water Resources Research*, 57(7), e2020WR028127. doi : 10.1029/2020WR028127.
- Caviedes-Voullième, D. et al. (2023). « SERGHEI (SERGHEI-SWE) v1.0: a performance-portable high-performance parallel-computing shallow-water solver for hydrology and environmental hydraulics ». *Geoscientific Model Development*, 16(3), p. 977–1008. doi : 10.5194/gmd-16-977-2023.
- Chow, V.T. (1959). *Open-Channel Hydraulics*. McGraw-Hill. New York.
- Cloke, H.L. et Pappenberger, F. (2009). « Ensemble flood forecasting: A review ». *Journal of Hydrology*, 375(3), p. 613–626. doi : 10.1016/j.jhydrol.2009.06.005.

- Cobby, D.M. et al. (2003). « Two-dimensional hydraulic flood modelling using a finite-element mesh decomposed according to vegetation and topographic features derived from airborne scanning laser altimetry ». *Hydrological Processes*, 17(10), p. 1979–2000. doi : 10.1002/hyp.1201.
- Costabile, P., Costanzo, C. et Macchione, F. (2013). « A storm event watershed model for surface runoff based on 2D fully dynamic wave equations ». *Hydrological Processes*, 27(4), p. 554–559. doi : 10.1002/hyp.9237.
- Cunge, J.A., Holly, F.M. et Verwey, A. (1980). *Practical Aspects of Computational River Hydraulics*. Pitman Advanced Publishing Program. London.
- Degré, A. et al. (2024). *Modélisation hydrologique du bassin versant de la Vesdre – projet ModRec. Rapport externe. Université de Liège, projet ModRec Vesdre. 177 p. En ligne sur : <https://orbi.uliege.be/handle/2268/314437>.*
- Dewals, B. et al. (2021). « The July 2021 extreme floods in the Belgian part of the Meuse basin ». *Hydrolink*, 4/2021, p. 104–108. Consulté le 6 mai 2026, en ligne sur : <https://henry.baw.de/server/api/core/bitstreams/6b2b809e-becd-465e-bd3b-d24e3a9f467a/content>.
- Edwards, H., Trott, C.R. et Sunderland, D. (2014). « Kokkos: Enabling manycore performance portability through polymorphic memory access patterns ». *Journal of Parallel and Distributed Computing*, 74(12), p. 3202–3216. doi : 10.1016/j.jpdc.2014.07.003.
- Erpicum, S. et al. (2024). « A dataset of floating debris accumulation at bridges after July 2021 flood in Germany and Belgium ». *Scientific Data*, 11(1), 1092. doi : 10.1038/s41597-024-03907-8.
- García-Feal, O. et al. (2018). « An accelerated tool for flood modelling based on Iber ». *Water*, 10(10), 1459. doi : 10.3390/w10101459.
- Goudenhoofdt, E., Journée, M. et Delobbe, L. (2023). *Observational rainfall data of the 2021 mid-July flood event in Belgium – Part 2. Radar product RADFLOOD21. Zenodo. doi : 10.5281/zenodo.7740059.*
- Green, W.H. et Ampt, G.A. (1911). « Studies on soil physics ». *The Journal of Agricultural Science*, 4(1), p. 1–24. doi : 10.1017/S0021859600001441.
- Gropp, W., Lusk, E. et Skjellum, A. (1999). *Using MPI: Portable Parallel Programming with the Message-Passing Interface*. 2e éd. MIT Press. Cambridge, MA.
- Hervouet, J.-M. (2007). *Hydrodynamics of Free Surface Flows: Modelling with the Finite Element Method*. John Wiley & Sons. Chichester. doi : 10.1002/9780470319628.
- Horton, R.E. (1933). « The rôle of infiltration in the hydrologic cycle ». *Transactions, American Geophysical Union*, 14(1), p. 446–460. doi : 10.1029/TR014i001p00446.
- Institut Royal Météorologique. (2021). *Ce que l'on sait sur les pluies exceptionnelles des 14 et 15 juillet 2021. Consulté le 6 mai 2026, en ligne sur : <https://www.meteo.be/fr/infos/actualite/ce-que-lon-sait-sur-les-pluies-exceptionnelles-des-14-et-15-juillet-2021>.*
- Institut Royal Météorologique. (s.d.). *Climat dans votre commune. Consulté le 6 mai 2026, en ligne sur : <https://www.meteo.be/fr/climat/climat-de-la-belgique/climat-dans-votre-commune>.*
- Khosh Bin Ghomash, S., Apel, H. et Caviedes-Voullième, D. (2024). « Are 2D shallow-water solvers fast enough for early flood warning? A comparative assessment on the 2021 Ahr valley flood event ». *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 24(8), p. 2857–2874. doi : 10.5194/nhess-24-2857-2024.

- Khosh Bin Ghomash, S., Deng, S. et Apel, H. (2026). « Enabling real-time high-resolution flood forecasting for the entire state of Berlin through multi-GPU accelerated physics-based modeling ». *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 26(1), p. 85–101. doi : 10.5194/nhess-26-85-2026.
- Klaus, J. et Jackson, C.R. (2018). « Interflow is not binary: A continuous shallow perched layer does not imply continuous connectivity ». *Water Resources Research*, 54(9), p. 5921–5932. doi : 10.1029/2018WR022920.
- Kollet, S.J. et Maxwell, R.M. (2006). « Integrated surface–groundwater flow modeling: A free-surface overland flow boundary condition in a parallel groundwater flow model ». *Advances in Water Resources*, 29(7), p. 945–958. doi : 10.1016/j.advwatres.2005.08.008.
- Kreienkamp, F. et al. (2021). Rapid attribution of heavy rainfall events leading to the severe flooding in Western Europe during July 2021. *World Weather Attribution*. Consulté le 6 mai 2026, en ligne sur : <https://www.worldweatherattribution.org/wp-content/uploads/Scientific-report-Western-Europe-floods-2021-attribution.pdf>.
- Leandro, J. et al. (2009). « Comparison of 1D/1D and 1D/2D coupled sewer/surface hydraulic models for urban flood simulation ». *Journal of Hydraulic Engineering*, 135(6), p. 495–504. doi : 10.1061/(ASCE)HY.1943-7900.0000037.
- Li, C. et Wang, W. (2012). « Urban flood modeling using 1D–2D coupled hydraulic models ». *Disaster Advances*, 5, p. 1086–1090.
- Li, Z. et al. (2025). « SERGHEI v2.0: introducing a performance-portable, high-performance, three-dimensional variably saturated subsurface flow solver (SERGHEI-RE) ». *Geoscientific Model Development*, 18(2), p. 547–562. doi : 10.5194/gmd-18-547-2025.
- Masson-Delmotte, V. et al. (dir.). (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. Cambridge. doi : 10.1017/9781009157896.
- Maxwell, R.M. et Kollet, S.J. (2008). « Interdependence of groundwater dynamics and land-energy feedbacks under climate change ». *Nature Geoscience*, 1, p. 665–669. doi : 10.1038/ngeo315.
- Milly, P.C.D. et al. (2008). « Stationarity is dead: Whither water management? ». *Science*, 319(5863), p. 573–574. doi : 10.1126/science.1151915.
- Mohr, S. et al. (2023). « A multi-disciplinary analysis of the exceptional flood event of July 2021 in central Europe – Part 1: Event description and analysis ». *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 23, p. 525–551. doi : 10.5194/nhess-23-525-2023.
- Moniteur belge. (2007). *Loi du 15 mai 2007 relative à la sécurité civile*. Consulté le 28 mai 2026, en ligne sur : https://protection-civile.be/sites/default/files/2007-05-15l_loi_securite_civile_-_08-2021.pdf.
- Morales-Hernández, M. et al. (2021). « TRITON: A Multi-GPU open source 2D hydrodynamic flood model ». *Environmental Modelling & Software*, 141, 105034. doi : 10.1016/j.envsoft.2021.105034.
- Murillo, J., García-Navarro, P. et Burguete, J. (2009). « Time step restrictions for well-balanced shallow water solutions in non-zero velocity steady states ». *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, 60(12), p. 1351–1377. doi : 10.1002/fld.1939.
- Murillo, J. et García-Navarro, P. (2010). « Weak solutions for partial differential equations with source terms: Application to the shallow water equations ». *Journal of Computational Physics*, 229(11), p. 4327–4368. doi : 10.1016/j.jcp.2010.02.016.

- Neal, J. et al. (2012). « How much physical complexity is needed to model flood inundation? ». *Hydrological Processes*, 26(15), p. 2264–2282. doi : 10.1002/hyp.8339.
- Nickolls, J. et al. (2008). « Scalable parallel programming with CUDA: Is CUDA the parallel programming model that application developers have been waiting for? ». *Queue*, 6(2), p. 40–53. doi : 10.1145/1365490.1365500.
- Papaioannou, G. et al. (2017). « Probabilistic flood inundation mapping at ungauged streams due to roughness coefficient uncertainty in hydraulic modelling ». *Advances in Geosciences*, 44, p. 23–34. doi : 10.5194/adgeo-44-23-2017.
- Parlement de Wallonie. (2022). Rapport de la Commission d'enquête parlementaire « Inondations ». Consulté le 6 mai 2026, en ligne sur : <https://www.wallonie.be/fr/inondations/commissariat-special-la-reconstruction-csr/rapport-de-la-commission-denquete-parlementaire-inondations>.
- Pennycook, S.J. et al. (2021). « Navigating performance, portability, and productivity ». *Computing in Science & Engineering*, 23(5), p. 28–38. doi : 10.1109/MCSE.2021.3097276.
- Perera, D. et al. (2019). Flood Early Warning Systems: A Review of Benefits, Challenges and Prospects. doi : 10.13140/RG.2.2.28339.78880.
- Perrin, C., Michel, C. et Andréassian, V. (2003). « Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation ». *Journal of Hydrology*, 279(1), p. 275–289. doi : 10.1016/S0022-1694(03)00225-7.
- Poppema, D.W. et al. (2025). « Bridge clogging in Belgium and Germany during the 2021 floods ». *Water Resources Research*, 61(11), e2024WR039218. doi : 10.1029/2024WR039218.
- Pörtner, H.-O. et al. (dir.). (2022). Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press. Cambridge. doi : 10.1017/9781009325844.
- Richards, L.A. (1931). « Capillary conduction of liquids through porous mediums ». *Physics*, 1(5), p. 318–333. doi : 10.1063/1.1745010.
- Sanders, B.F. et Schubert, J.E. (2019). « PRIMo: Parallel raster inundation model ». *Advances in Water Resources*, 126, p. 79–95. doi : 10.1016/j.advwatres.2019.02.007.
- Sayers, P. (2013). Flood Risk Management: A Strategic Approach. Asian Development Bank. Consulté le 6 mai 2026, en ligne sur : <https://www.adb.org/publications/flood-risk-management-strategic-approach>.
- Schaap, M.G., Leij, F.J. et van Genuchten, M.Th. (2001). « ROSETTA: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions ». *Journal of Hydrology*, 251(3), p. 163–176. doi : 10.1016/S0022-1694(01)00466-8.
- Sharifian, M.K. et al. (2023). « LISFLOOD-FP 8.1: new GPU-accelerated solvers for faster fluvial/pluvial flood simulations ». *Geoscientific Model Development*, 16(9), p. 2391–2413. doi : 10.5194/gmd-16-2391-2023.
- Solomatine, D.P. et Ostfeld, A. (2008). « Data-driven modelling: some past experiences and new approaches ». *Journal of Hydroinformatics*, 10(1), p. 3–22. doi : 10.2166/hydro.2008.015.
- Service public de Wallonie. (2013). Relief de la Wallonie – Modèle Numérique de Terrain (MNT) 2013–2014. Géoportail de la Wallonie. Consulté le 31 mai 2026, en ligne sur : <https://geoportail.wallonie.be/catalogue/6029e738-f828-438b-b10a-85e67f77af92.html>.

Service public de Wallonie. (2020a). Bassins versants. Géoportail de la Wallonie. Consulté le 31 mai 2026, en ligne sur : <https://geoportail.wallonie.be/catalogue/6c8a5093-b1fa-4e96-9583-fe01ffe4e55a.html>.

Service public de Wallonie. (2020b). Notice méthodologique d'élaboration des cartographies des zones soumises à l'aléa d'inondation et des risques de dommages dus aux inondations. Consulté le 28 mai 2026, en ligne sur : https://environnement.wallonie.be/files/inondations/documents_a_telecharger/GISER/Alea_risques_m%C3%A9thodo_AGW20210304.pdf.

Service public de Wallonie. (2021a). Crues des 14 et 15 juillet : le SPW Mobilité et Infrastructures précise certaines informations et poursuit la collecte des données. Communiqué de presse. Consulté le 20 mai 2026, en ligne sur : https://www.wallonie.be/sites/default/files/2021-08/cp_spw_mi_09-08-21.pdf.

Service public de Wallonie. (2021b). Rapport de l'analyse indépendante sur la gestion des voies hydrauliques. Consulté le 6 mai 2026, en ligne sur : <https://wallonie.be/fr/inondations/commissariat-special-la-reconstruction/rapport-de-lanalyse-independante-sur-la-gestion-des-voies-hydrauliques-1er-volet>.

Service public de Wallonie. (2021c). Relief de la Wallonie – Modèle Numérique de Terrain (MNT) 2021–2022. Géoportail de la Wallonie. Consulté le 31 mai 2026, en ligne sur : <https://geoportail.wallonie.be/catalogue/a004e570-99d6-4fe5-b83d-49b774409278.html>.

Service public de Wallonie. (2022a). Bilan complet du Commissariat spécial à la Reconstruction. Consulté le 6 mai 2026, en ligne sur : <https://wallonie.be/fr/inondations/bilan-complet-du-commissariat-special-la-reconstruction>.

Service public de Wallonie. (2022b). Cartographie des zones inondées – juillet 2021. Géoportail de la Wallonie. Consulté le 1 juin 2026, en ligne sur : <https://geoportail.wallonie.be/catalogue/5fa27752-74a6-4cf5-bfb9-d0d5d7e9d35c.html>.

Service public de Wallonie. (2022c). Textures et fractions granulométriques de référence des sols de Wallonie – série. Géoportail de la Wallonie. Consulté le 31 mai 2026, en ligne sur : <https://geoportail.wallonie.be/catalogue/e90eb7cf-8f7d-40ab-9df9-5c34ddf387ea.html>.

Service public de Wallonie. (2022d). Zones inondées IDW – Hauteur d'eau – juillet 2021. Géoportail de la Wallonie. Consulté le 1 juin 2026, en ligne sur : <https://geoportail.wallonie.be/catalogue/59f97c7e-c501-4e92-8c47-047d000f4c13.html>.

Service public de Wallonie. (2023). PGRI 2022–2027. L'Environnement en Wallonie. Consulté le 28 mai 2026, en ligne sur : <https://environnement.wallonie.be/home/gestion-environnementale/risques-climatiques/inondations/directive-inondation/plans-de-gestion-des-risques-dinondation/pgri-2022-2027.html>.

Service public de Wallonie. (2025a). Réseau hydrographique wallon. Géoportail de la Wallonie. Consulté le 1 juin 2026, en ligne sur : <https://geoportail.wallonie.be/catalogue/407d2651-e652-4652-8767-459453155bbe.html>.

Service public de Wallonie. (2025b). Utilisation du sol en Wallonie – WALOUS 2023. Géoportail de la Wallonie. Consulté le 31 mai 2026, en ligne sur : <https://geoportail.wallonie.be/catalogue/41064440-1846-4227-968d-be80866235b6.html>.

Service public de Wallonie. (2026). L'hydrométrie en Wallonie. Consulté le 1 juin 2026, en ligne sur : <https://hydrometrie.wallonie.be/home.html>.

- Teng, J. et al. (2017). « Flood inundation modelling: A review of methods, recent advances and uncertainty analysis ». *Environmental Modelling & Software*, 90, p. 201–216. doi : 10.1016/j.envsoft.2017.01.006.
- Toro, E.F. (2001). *Shock-Capturing Methods for Free-Surface Shallow Flows*. John Wiley & Sons. Chichester.
- UNDRR. (2015). Sendai Framework for Disaster Risk Reduction 2015–2030. Consulté le 6 mai 2026, en ligne sur : <https://www.undrr.org/publication/sendai-framework-disaster-risk-reduction-2015-2030>.
- UNDRR et WMO. (2025). Global Status of Multi-Hazard Early Warning Systems 2025. World Meteorological Organization. Geneva. Consulté le 6 mai 2026, en ligne sur : <https://wmo.int/resources/publication-series/global-status-of-multi-hazard-early-warning-systems/global-status-of-multi-hazard-early-warning-systems-2025>.
- US Army Corps of Engineers. (s.d.). HEC-RAS Documentation. Hydrologic Engineering Center. Consulté le 2 juin 2026, en ligne sur : <https://www.hec.usace.army.mil/software/hec-ras/documentation.aspx>.
- UVCW. (2024). PLANU et gestion de crise en Wallonie : le Centre de crise wallon (CRC-W) devient le CORTEX, l’UVCW membre du comité de pilotage. Union des Villes et Communes de Wallonie / Fédération des CPAS. Consulté le 28 mai 2026, en ligne sur : <https://www.uvcw.be/incendie/actus/art-8851>.
- Vacondio, R., Dal Palù, A. et Mignosa, P. (2014). « GPU-enhanced finite volume shallow water solver for fast flood simulations ». *Environmental Modelling & Software*, 57, p. 60–75. doi : 10.1016/j.envsoft.2014.02.003.
- van Genuchten, M.Th. (1980). « A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils ». *Soil Science Society of America Journal*, 44(5), p. 892–898. doi : 10.2136/sssaj1980.03615995004400050002x.
- Xia, X., Liang, Q. et Ming, X. (2019). « A full-scale fluvial flood modelling framework based on a high-performance integrated hydrodynamic modelling system (HiPIMS) ». *Advances in Water Resources*, 132, 103392. doi : 10.1016/j.advwatres.2019.103392.
- Zeimet, F. et al. (2021). Analyse indépendante sur la gestion des voies hydrauliques lors des intempéries de la semaine du 12 juillet 2021. Lot 1 – factualisation. Rapport de synthèse. Consulté le 6 mai 2026, en ligne sur : https://www.wallonie.be/sites/default/files/2021-10/rapport_synthese_analyse_inondations_-_stucky_-_volet_1_-_11-10-21_.pdf.
- Zheng, N. et al. (2026). « High-performance coupled surface-subsurface flow simulation with SERGHEI-SWE-RE ». *Geoscientific Model Development*, 19(7), p. 2799–2819. doi : 10.5194/gmd-19-2799-2026.

Annexes

Annexe 1 : environnement de calcul et reproductibilité HPC

Cette annexe documente l'environnement logiciel et les principales options de compilation utilisées pour exécuter SERGHEI-SWE sur les infrastructures du JSC. Elle vise à préciser la version du code, les modules HPC chargés, les bibliothèques mobilisées et les paramètres de compilation associés à l'exécution sur GPU. Ces informations complètent la section 4.1 et permettent de faciliter la reproductibilité des simulations réalisées dans le cadre de ce mémoire.

Tableau 15. Environnement logiciel et versions.

Composant	Version	Remarque
SERGHEI-SWE	master	Commit 317a57e8f6f7b35d9c4b471acedb738426d39021
Tag développement	dev-swe-re-baseline-298-g317a57e	Branche de développement active
GCC / G++	14.3.0	Compilateur principal
ParaStationMPI	5.13.0-1	MPI GPU-aware
CUDA	12.x	Via module CUDA/12
CMake	4.0.3	Configuration build
Git	2.50.1	Gestion code source
PnetCDF	1.14.1	I/O parallèle NetCDF
Kokkos	4.7.00	Sous-module Git
Kokkos-Kernels	2.9.00	Sous-module Git

Tableau 16. Modules HPC chargés sur les infrastructures du JSC.

Module	Version
Stages	2026
GCCore	14.3.0
GCC	14.3.0
ParaStationMPI	5.13.0-1
CUDA	12
CMake	4.0.3
PnetCDF	1.14.1
MPI-settings	CUDA
UCX-settings	RC-CUDA

Tableau 17. Configuration compilation SERGHEI.

Paramètre CMake	Valeur
C++ compiler	mpicxx (GCC 14.3.0)
Kokkos CUDA	ON
Kokkos Serial	ON
Kokkos OpenMP	OFF
Arch GPU ciblée	sm_80 (A100 pour JUWELS) ou sm_90 (GH200 pour JUPITER)
NetCDF forcing	ON
Map module	ON
Friction centered	ON
NetCDF float	ON
NetCDF 64-bit data	ON
Install prefix	../

Tableau 18. Configuration Kokkos.

Élément	Valeur
Version Kokkos	4.7.00
Backend actif	CUDA
CUDA compile mode	enabled
CUDA architecture	sm_80 ou sm_90
OpenMP	OFF
Threads	OFF
Serial backend	ON
Debug mode	OFF

Annexe 2 : archivage des routines et configuration de l'environnement de traitement

Afin de documenter la chaîne de traitement utilisée dans cette étude, l'ensemble des scripts développés ou adaptés a été archivé dans un dépôt Git. Ce dépôt regroupe les routines de préparation des fichiers d'entrée SERGHEI, les scripts de post-traitement des sorties et les routines d'analyse des résultats. Il est accessible sur demande auprès de l'auteur ou via le dépôt suivant :

<https://gitlab.com/AdrienLeonard/scripts-memoire-serghei>

L'exécution de ces scripts a été réalisée dans un environnement virtuel Python spécifique, configuré sur les infrastructures du JSC. Les dépendances de cet environnement reposent sur l'arborescence logicielle Stages/2025 du supercalculateur. Les tableaux suivants décrivent la structure du dépôt, l'origine des principales routines et les dépendances logicielles mobilisées.

Tableau 19. Structure du dépôt Git et origine des routines de traitement.

Répertoire	Fonctionnalités principales	Origine du code
Scripts_inputs	Génération des inputs nécessaires aux simulations SERGHEI	Environnement hybride basé sur la boîte à outils officielle serghei-python-tools (D. Caviedes-Voullième). Intègre des scripts originaux, des routines adaptées aux contraintes de l'étude, et de nouveaux scripts d'automatisation (créés avec l'assistance d'outils d'intelligence artificielle).
Scripts_outputs	Extraction des données de sortie (NetCDF, HDF5). Analyses statistiques et de sensibilité. Génération des graphiques de performance.	Environnement hybride reposant également sur la boîte à outils serghei-python-tools. Combine des scripts d'analyse originaux (D. Caviedes-Voullième), des routines adaptées pour l'évaluation spécifique des résultats de cette étude, ainsi que de nouveaux algorithmes d'extraction automatisée développés par l'auteur (créés avec l'assistance d'outils d'intelligence artificielle).

Tableau 20. Modules système chargés sur le supercalculateur (JSC).

Module / Outil	Version utilisée	Rôle principal
Python	3.12.3	Interpréteur de base pour l'ensemble des scripts
GDAL	3.10.0	Opérations de base sur les données géospatiales
OpenMPI	5.0.5	Interface de passage de messages (calcul parallèle)
CDO (<i>Climate Data Operators</i>)	2.4.4	Manipulation des données climatiques et météorologiques
NCO (<i>netCDF Operators</i>)	5.3.0	Manipulation des fichiers NetCDF
GCC, HDF5, netCDF	-	Compilateurs et bibliothèques de bas niveau pour les formats de données

Tableau 21. Bibliothèques Python installées dans l'environnement virtuel.

Catégorie de traitement	Bibliothèques mobilisées
Données géospatiales et SIG	geopandas, rasterio, shapely, pyproj, geocube, whitebox
Structures de données et calcul matriciel	numpy, xarray, rioxarray, pandas, scipy
Gestion des formats scientifiques	netCDF4, h5py
Parallélisation	dask[complete]
Visualisation	matplotlib, seaborn, ipywidgets
Outils de modélisation spécifiques	openpyxl, nltk, rosetta-soil (module USDA importé via GitHub)

Annexe 3 : cartographie des coefficients de Manning

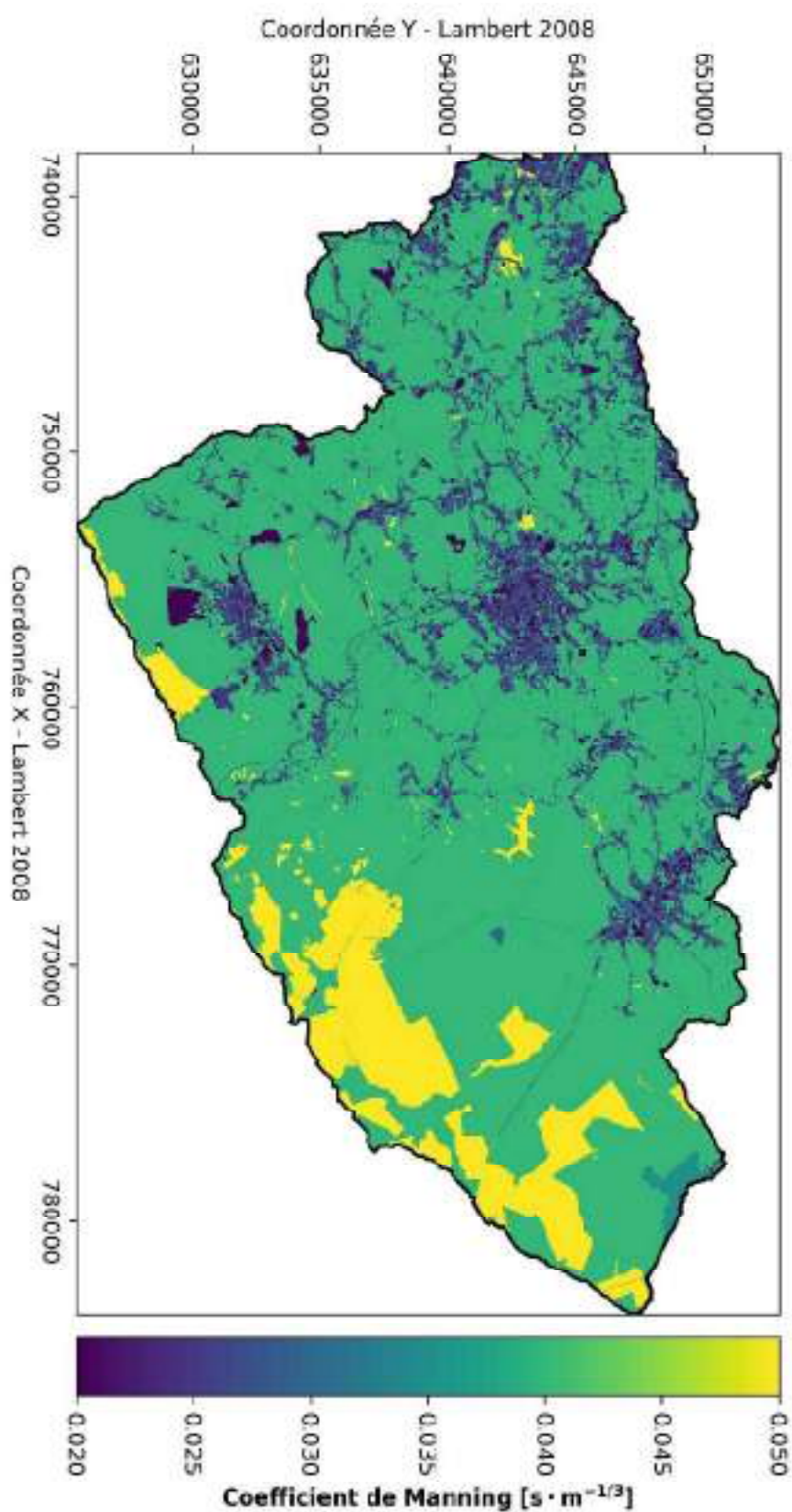


Figure 27. Distribution spatiale des coefficients de Manning appliqués au bassin versant de la Vesdre.

La carte représente les coefficients de Manning n attribués aux différentes classes d'utilisations du sol (niveau 2) issues de WALOUS 2023, après rééchantillonnage sur la grille de calcul à 10 m. La zone amont située hors Wallonie, non couverte par WALOUS, est paramétrée par une valeur uniforme ($0,035 s \cdot m^{-1/3}$). Les coordonnées sont exprimées dans le système Lambert 2008.

Annexe 4 : effet combiné de la résolution et des coefficients de Manning

Cette analyse complémentaire vise à évaluer l'effet croisé de la résolution spatiale et du facteur multiplicateur appliqué aux coefficients de Manning sur le bilan volumique simulé. Les résultats montrent que, pour une résolution donnée, l'augmentation de F_n tend principalement à accroître le volume stocké en surface, traduisant un ralentissement des écoulements. L'effet sur le volume infiltré reste en revanche plus limité.

À l'inverse, le changement de résolution modifie plus fortement le niveau global de stockage et d'infiltration, en raison de la représentation différente de la topographie, des chenaux et des zones d'accumulation. Ces résultats suggèrent que la rugosité et la résolution peuvent produire des effets partiellement compensatoires sur la dynamique hydrologique simulée. Ainsi, un meilleur ajustement statistique de l'hydrogramme ne doit pas être interprété automatiquement comme une amélioration physique du modèle.

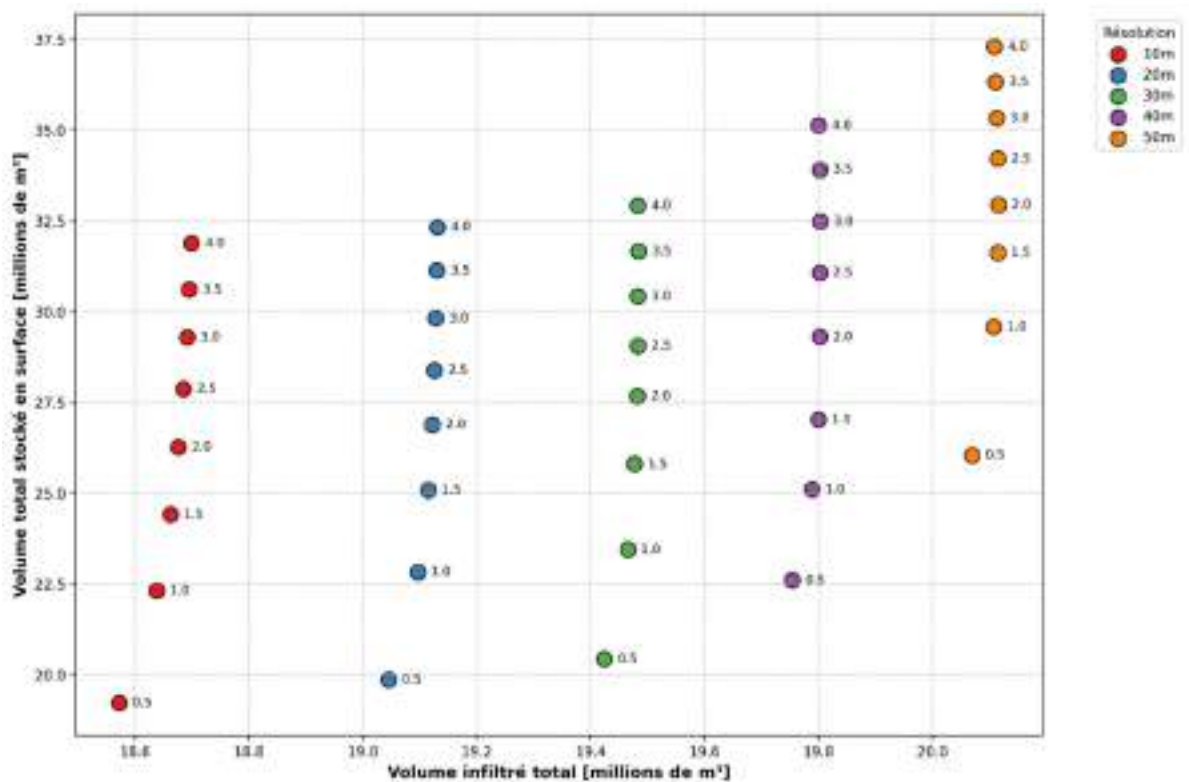


Figure 28. Effet combiné de la résolution spatiale et de la rugosité sur la répartition volumique.

Le graphique présente la relation entre le volume total infiltré et le volume total stocké en surface en fin de simulation. Les différentes couleurs des marqueurs distinguent les résolutions spatiales évaluées, tandis que les étiquettes associées à chaque point indiquent la valeur du facteur multiplicateur appliqué aux coefficients de Manning ($F_n = 0,5$ à $4,0$).

Annexe 5 : récapitulatif de l'ensemble des simulations associées à la totalité de leurs métriques statistiques

Tableau 22. Récapitulatif de l'ensemble des simulations testées et de leurs indicateurs de performance.

La ligne « Observé » indique les valeurs de référence. Les scénarios suivent la structure *résolution_infiltration_rugosité[_MNT][_initialisation]*. SUR, PR1, PR2 et MIN désignent respectivement l'infiltration spatialisée issue des horizons 0-40 cm, 40-80 cm, 80-120 cm et de la valeur minimale entre horizons. CONST_valeur correspond à une infiltration homogène constante en m/s ; Horton100 et Horton10000 désignent les scénarios de Horton avec $f_0 = 100 \times f_c$ ou $10\,000 \times f_c$. Le dernier nombre correspond au facteur multiplicateur de Manning F_n , sauf pour les rugosités homogènes où il indique directement n en $s\,m^{-1/3}$. 1m et 50cm indiquent respectivement les MNT 2013–2014 et 2021–2022 ; dry indique $h_0 = 0$ cm et restart l'utilisation de l'état final d'une simulation préalable. Les écarts sont calculés par rapport à l'observation.

Paramètres		Bilan volumique		Débit de pointe		Chronologie du pic		Performances				
Scénario	Résolution [s]	ScdS entrées [m³]	Ecart volume	QPM1 [m³/s]	Ecart	Date et heure	Ecart	CE valée	NSE	R²	PMAS	RMSE
Observé	-	78 738 403	-	875.5	-	15/07 05h	-	-	-	-	-	-
2m_SUR_1.0_1m_dry	2	69 383 109	-11.9 %	967.5	+13.3 %	15/07 03h	-2 h	86.4 %	0.917	0.695	+3.1 %	121.0
5m_SUR_1.0_1m	5	76 186 369	-3.7 %	749.1	+19.3 %	15/07 04h	-1 h	89.8 %	0.450	0.684	-1.1 %	126.1
5m_SUR_1.0_1m_dry	5	72 568 248	-7.9 %	988.8	+11.8 %	15/07 04h	-1 h	90.0 %	0.581	0.728	-8.2 %	121.7
5m_SUR_1.0_50cm	5	87 153 219	+10.1 %	788.9	+18.6 %	15/07 05h	+0 h	85.4 %	0.372	0.783	+18.4 %	137.9
5m_SUR_1.0_50cm_dry	5	81 836 858	+3.8 %	787.8	+15.3 %	15/07 05h	+0 h	85.5 %	0.465	0.895	+3.7 %	127.3
10m_CONST_1.0e-06_1.0	10	27 694 871	-64.9 %	319.4	-54.1 %	14/07 05h	-24 h	80.0 %	0.951	0.576	-85.0 %	166.5
10m_CONST_1.0e-07_1.0	10	83 216 039	+6.7 %	871.8	+28.8 %	15/07 03h	-2 h	86.7 %	0.430	0.737	+5.1 %	131.4
10m_CONST_1.0e-08_1.0	10	96 954 613	+21.8 %	934.8	+38.2 %	15/07 03h	-2 h	86.7 %	0.251	0.737	+21.1 %	152.6
10m_CONST_1.0e-09_1.0	10	97 480 050	+25.8 %	945.2	+39.7 %	15/07 03h	-2 h	86.6 %	0.204	0.736	+23.1 %	155.3
10m_CONST_1.3e-07_0.93675	10	78 642 400	-0.2 %	818.4	+19.8 %	15/07 03h	-2 h	88.8 %	0.543	0.783	-0.7 %	117.6
10m_CONST_1.3e-07_1.0	10	79 736 728	+1.3 %	859.1	+25.7 %	15/07 03h	-2 h	88.7 %	0.474	0.737	+8.8 %	126.2
10m_Horton10000_0.93675	10	73 240 729	-7.0 %	777.8	+14.9 %	15/07 04h	-1 h	88.9 %	0.906	0.797	-1.5 %	109.0
10m_Horton100_0.93675	10	77 325 379	-1.8 %	804.8	+18.9 %	15/07 03h	-2 h	88.8 %	0.551	0.771	-2.2 %	116.3
10m_MIN_1.0	10	96 919 238	+21.6 %	937.1	+38.5 %	15/07 03h	-2 h	86.7 %	0.236	0.738	+21.1 %	152.1
10m_PR1_1.0	10	86 872 989	+9.2 %	879.8	+29.9 %	15/07 03h	-2 h	88.7 %	0.398	0.733	+8.8 %	136.2
10m_PR2_1.0	10	93 140 818	+18.3 %	918.5	+35.5 %	15/07 03h	-2 h	88.7 %	0.291	0.738	+17.8 %	146.6
10m_SUR_0.93675	10	78 838 168	+1.4 %	818.8	+28.8 %	15/07 03h	-2 h	88.8 %	0.544	0.784	-8.8 %	117.8
10m_SUR_0.5	10	84 136 838	+6.8 %	912.9	+34.8 %	15/07 02h	-3 h	88.1 %	0.206	0.632	+8.4 %	155.1
10m_SUR_1.0	10	86 981 949	+2.8 %	859.7	+25.7 %	15/07 03h	-2 h	88.7 %	0.474	0.738	+2.3 %	126.2
10m_SUR_1.0_dry	10	78 437 988	-4.2 %	848.1	+24.2 %	15/07 03h	-2 h	88.8 %	0.896	0.775	-4.7 %	118.8
10m_SUR_1.0_restart	10	87 786 228	+24.2 %	966.9	+41.4 %	15/07 03h	-2 h	88.4 %	-0.348	0.710	+23.5 %	177.8
10m_SUR_1.5	10	78 857 409	+8.2 %	788.8	+18.1 %	15/07 04h	-1 h	89.0 %	0.833	0.882	-0.4 %	105.5
10m_SUR_2.0	10	79 882 538	+2.2 %	733.8	+6.5 %	15/07 05h	+0 h	89.2 %	0.721	0.838	-2.8 %	81.8
10m_SUR_2.5	10	79 376 038	-4.2 %	859.8	+2.5 %	15/07 06h	+1 h	89.4 %	0.770	0.895	-4.8 %	83.4
10m_SUR_3.0	10	73 861 308	-6.1 %	889.8	-2.3 %	15/07 07h	+2 h	89.6 %	0.791	0.898	-6.8 %	79.8
10m_SUR_3.5	10	72 831 438	-7.8 %	841.8	-5.2 %	15/07 08h	+3 h	89.8 %	0.795	0.952	-8.5 %	75.8
10m_SUR_4.0	10	71 350 499	-8.4 %	825.2	-7.6 %	15/07 09h	+4 h	89.2 %	0.788	0.948	-16.1 %	79.8
20m_PR1_1.0	20	84 929 636	+7.9 %	842.3	+24.5 %	15/07 03h	-2 h	84.4 %	0.484	0.760	+7.4 %	134.3
20m_PR2_1.0	20	91 581 938	+16.5 %	852.9	+36.5 %	15/07 03h	-2 h	84.3 %	0.278	0.753	+15.7 %	148.7
20m_SUR_0.5	20	83 023 869	+6.4 %	808.8	+34.5 %	15/07 02h	-3 h	83.1 %	0.158	0.850	+5.2 %	168.4
20m_SUR_1.0	20	86 085 778	+1.6 %	818.2	+26.7 %	15/07 03h	-2 h	84.8 %	0.488	0.768	+1.2 %	124.8
20m_SUR_1.5	20	77 725 848	-1.3 %	752.6	+11.2 %	15/07 04h	-1 h	86.1 %	0.645	0.827	+1.7 %	103.7
20m_SUR_2.0	20	78 900 228	-3.8 %	702.3	+3.8 %	15/07 05h	+8 h	85.8 %	0.729	0.858	-4.8 %	80.6
20m_SUR_2.5	20	74 422 238	-5.5 %	868.4	-1.5 %	15/07 06h	+1 h	85.8 %	0.777	0.874	-3.8 %	82.1
20m_SUR_3.0	20	72 888 889	-7.3 %	938.9	-5.4 %	15/07 07h	+2 h	88.1 %	0.798	0.875	-7.7 %	79.6
20m_SUR_3.5	20	71 867 880	-9.0 %	928.5	-7.4 %	15/07 08h	+3 h	88.2 %	0.807	0.872	-8.5 %	76.5
20m_SUR_4.0	20	70 472 849	-18.5 %	912.3	-8.5 %	15/07 09h	+4 h	88.2 %	0.868	0.865	-11.8 %	76.3
30m_PR1_1.0	30	84 085 889	+6.8 %	818.8	+21.8 %	15/07 03h	-2 h	81.1 %	0.388	0.766	+6.2 %	138.2
30m_PR2_1.0	30	91 253 538	+15.9 %	864.1	+27.7 %	15/07 03h	-2 h	81.8 %	0.263	0.756	+15.4 %	148.4
30m_SUR_0.5	30	82 083 448	+4.2 %	803.7	+32.1 %	15/07 02h	-3 h	89.8 %	0.145	0.958	+3.0 %	188.8
30m_SUR_1.0	30	78 034 918	+0.4 %	788.8	+14.7 %	15/07 03h	-2 h	81.2 %	0.478	0.771	+0.8 %	128.8
30m_SUR_1.5	30	76 655 318	-2.8 %	728.0	+8.8 %	15/07 04h	-1 h	82.8 %	0.638	0.820	-1.2 %	104.7
30m_SUR_2.0	30	74 781 988	-8.0 %	801.8	+0.8 %	15/07 05h	+8 h	82.8 %	0.721	0.858	-5.5 %	81.9
30m_SUR_2.5	30	73 387 958	-6.8 %	845.8	-4.8 %	15/07 07h	+2 h	83.8 %	0.763	0.869	-7.1 %	84.8
30m_SUR_3.0	30	72 000 588	-8.5 %	933.0	-6.4 %	15/07 08h	+3 h	83.3 %	0.782	0.870	-8.8 %	81.3
30m_SUR_3.5	30	70 790 489	-18.1 %	917.1	-8.8 %	15/07 09h	+4 h	83.5 %	0.781	0.907	-16.8 %	79.0

Paramètres		Bilan volumique		Débit de pointe		Chronologie du pic		Performances				
Scénario	Résolution [h]	Sorti exaltée [m³]	Écart volume	Débit [m³/s]	Écart	Date et heure	Écart	CSI-value	NSE	R²	PBIAS	RMSE
Observé	-	78 738 803	-	870.5	-	15/07 09h	-	-	-	-	-	-
30m_SUR_4.0	30	89 528 800	+11.7 %	894.0	+13.7 %	15/07 10h	+5 h	63.7 %	0.798	0.857	-12.1 %	79.8
40m_PR1_1.0	40	82 437 800	-4.7 %	815.3	-20.5 %	15/07 09h	-2 h	58.6 %	0.518	0.818	+4.3 %	126.7
40m_PR2_1.0	40	89 978 800	+14.3 %	875.5	+29.4 %	15/07 09h	-2 h	58.4 %	0.374	0.810	+13.8 %	137.7
40m_SUR_0.5	40	79 578 870	+1.1 %	885.6	+30.9 %	15/07 09h	-3 h	55.9 %	0.354	0.720	+0.9 %	142.1
40m_SUR_1.0	40	77 941 870	-2.2 %	779.1	+15.2 %	15/07 09h	-3 h	58.9 %	0.601	0.826	-2.5 %	108.8
40m_SUR_1.5	40	75 107 820	-4.8 %	734.4	+8.8 %	15/07 09h	+0 h	58.7 %	0.717	0.875	-5.9 %	82.5
40m_SUR_2.0	40	72 927 390	-7.5 %	687.7	+1.7 %	15/07 09h	+1 h	68.5 %	0.764	0.886	-7.9 %	84.5
40m_SUR_2.5	40	71 065 300	-9.7 %	653.6	-1.4 %	15/07 09h	+1 h	68.9 %	0.791	0.887	-10.3 %	79.5
40m_SUR_3.0	40	69 487 800	-11.5 %	610.4	-8.8 %	15/07 09h	+3 h	61.2 %	0.797	0.878	-12.1 %	78.5
40m_SUR_3.5	40	68 223 820	-13.4 %	608.8	-13.9 %	15/07 09h	+4 h	61.4 %	0.787	0.861	-13.9 %	80.4
40m_SUR_4.0	40	67 064 830	-14.9 %	593.6	-12.2 %	15/07 10h	+5 h	63.7 %	0.774	0.844	-15.5 %	82.8
50m_PR1_1.0	50	77 534 480	-1.5 %	782.7	+15.1 %	15/07 04h	-1 h	55.4 %	0.632	0.858	-1.8 %	105.8
50m_PR2_1.0	50	84 748 870	+7.6 %	841.3	+24.4 %	15/07 04h	-1 h	55.2 %	0.527	0.853	+7.1 %	118.7
50m_SUR_0.5	50	75 818 590	-3.7 %	847.0	+25.2 %	15/07 02h	-3 h	52.8 %	0.490	0.790	-3.8 %	123.8
50m_SUR_1.0	50	72 343 540	-6.2 %	752.7	+11.3 %	15/07 04h	-1 h	55.8 %	0.684	0.862	-8.8 %	87.5
50m_SUR_1.5	50	70 198 450	-10.8 %	730.4	+4.4 %	15/07 05h	+0 h	56.8 %	0.765	0.888	-11.3 %	84.3
50m_SUR_2.0	50	68 084 870	-12.5 %	685.6	-1.6 %	15/07 06h	+1 h	57.4 %	0.783	0.891	-13.0 %	79.3
50m_SUR_2.5	50	67 408 900	-14.1 %	649.0	-4.1 %	15/07 07h	+2 h	57.8 %	0.783	0.881	-14.6 %	79.2
50m_SUR_3.0	50	65 488 790	-16.6 %	642.8	-5.0 %	15/07 08h	+3 h	58.2 %	0.783	0.854	-16.1 %	81.1
50m_SUR_3.5	50	65 503 270	-16.8 %	618.9	-8.5 %	15/07 08h	+4 h	58.4 %	0.758	0.838	-17.4 %	85.4
50m_SUR_4.0	50	64 528 400	-18.0 %	604.0	-13.7 %	15/07 10h	+5 h	58.6 %	0.728	0.807	-16.7 %	80.8

Annexe 6 : dynamiques temporelles de l'altitude de la surface d'eau aux stations de Polleur et Belleheid

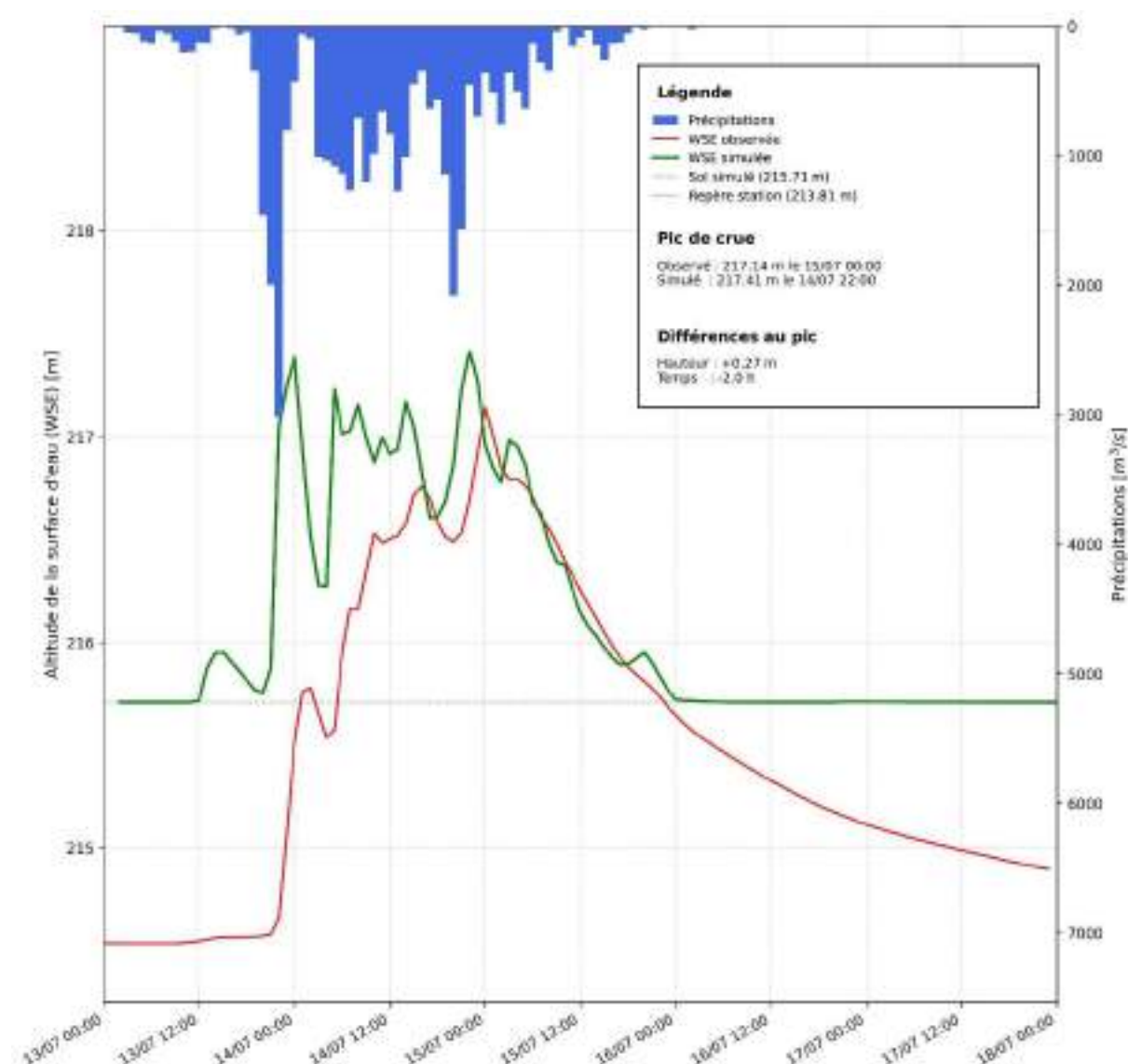


Figure 29. Comparaison de l'évolution temporelle de l'altitude de la surface de l'eau entre simulation et observations à la station de Polleur.

La WSE observée et la WSE simulée sont reportées sur l'axe principal en mètres, tandis que le flux de précipitations est représenté sur l'axe secondaire inversé. Les lignes pointillées indiquent l'altitude du fond du modèle à 5 m au droit de la station (215,71 m) et l'altitude de référence de la station (213,81 m). L'écart initial entre ces deux niveaux résulte de la simplification géométrique du lit mineur lors du rééchantillonnage de la topographie. L'encart supérieur droit synthétise les valeurs maximales de WSE observée et simulée, ainsi que les écarts associés en hauteur et en temps.

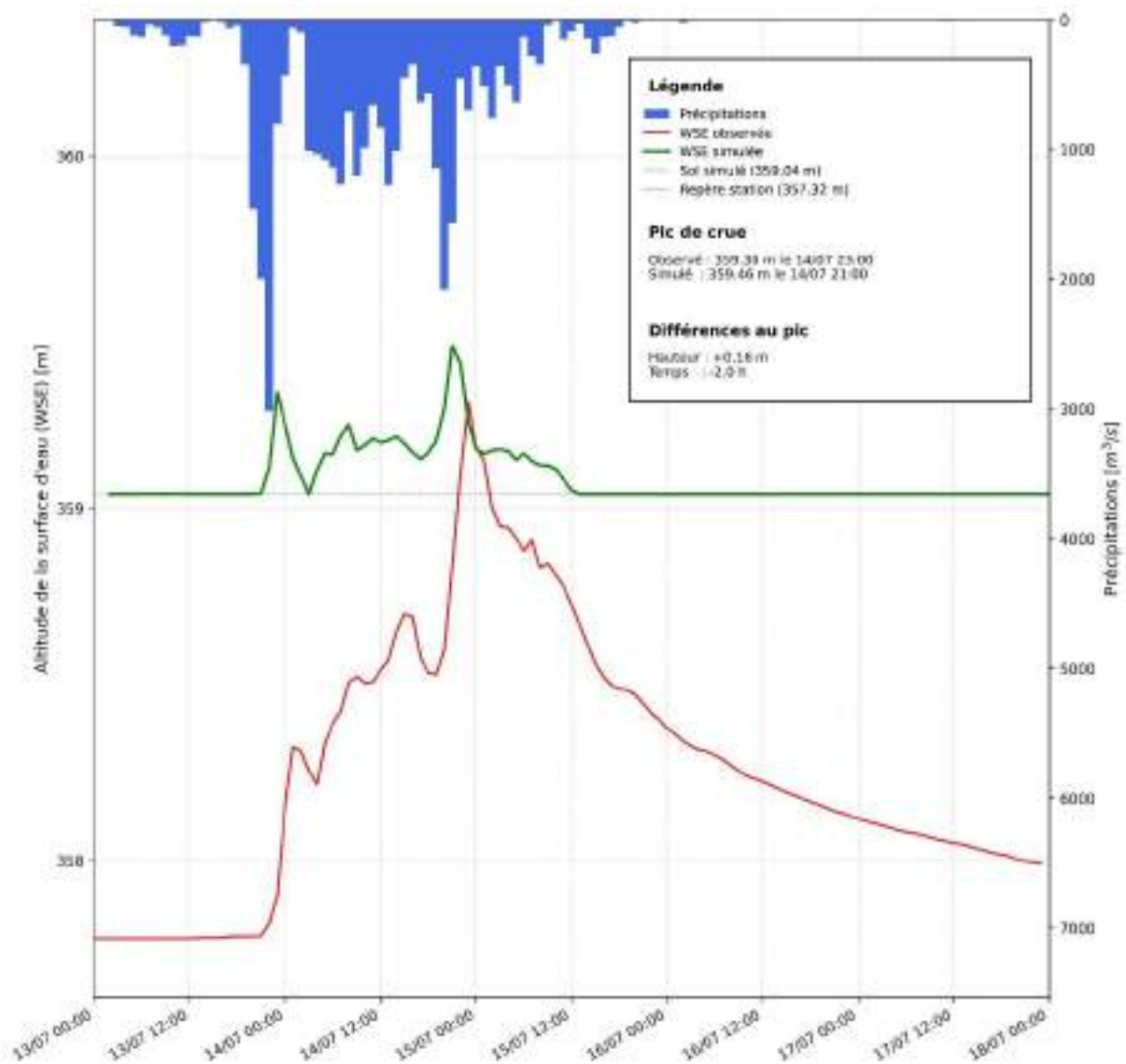


Figure 30. Comparaison de l'évolution temporelle de l'altitude de la surface de l'eau entre simulation et observations à la station de Belleheid.

La WSE observée et la WSE simulée sont reportées sur l'axe principal en mètres, tandis que le flux de précipitations est représenté sur l'axe secondaire inversé. Les lignes pointillées indiquent l'altitude du fond du modèle à 5 m au droit de la station (359,04 m) et l'altitude de référence de la station (357,32 m). L'écart initial entre ces deux niveaux résulte de la simplification géométrique du lit mineur lors du rééchantillonnage de la topographie. L'encart supérieur droit synthétise les valeurs maximales de WSE observée et simulée, ainsi que les écarts associés en hauteur et en temps.

Annexe 7 : sensibilité du CSI au seuil d'eau et à la zone d'analyse

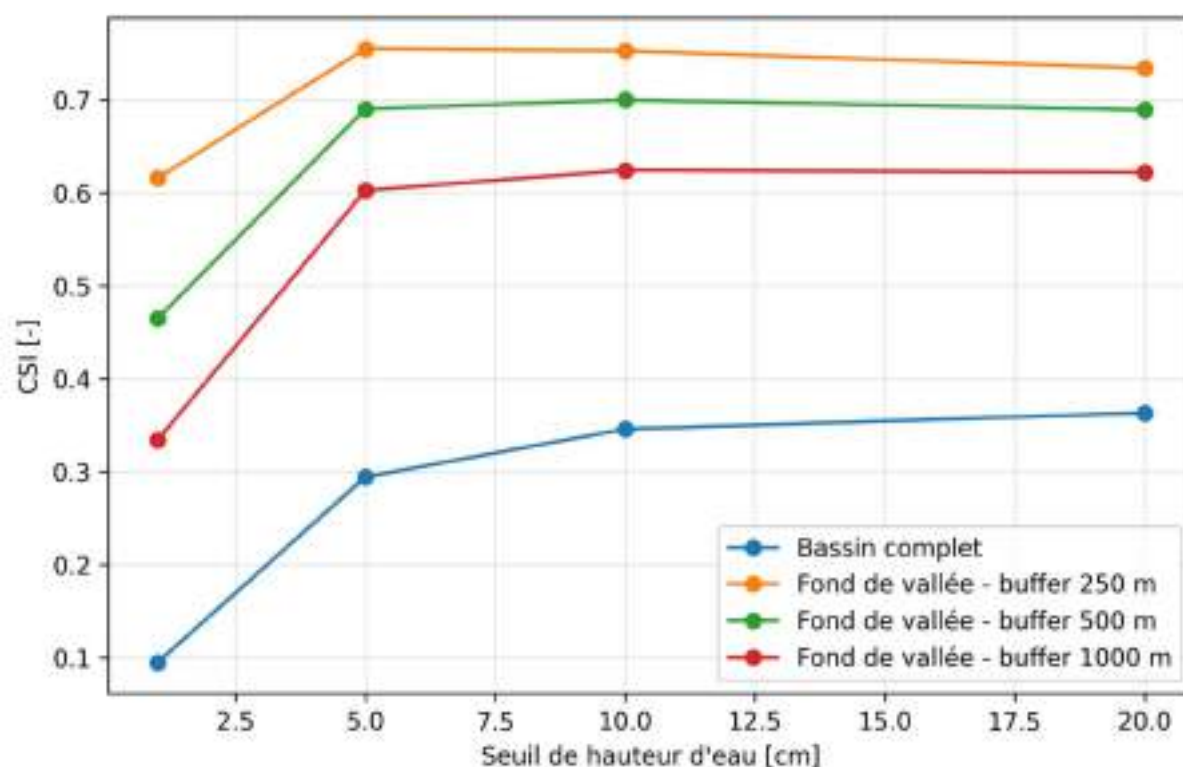


Figure 31. Sensibilité du CSI au seuil de hauteur d'eau et à la largeur de la zone tampon.

Le CSI est calculé à partir de l'emprise maximale simulée sur l'ensemble de la simulation (5m_SUR_1.0_1m_dry), en faisant varier le seuil de hauteur d'eau définissant l'inondation simulée (1, 5, 10 et 20 cm). Les résultats sont comparés pour l'ensemble du bassin versant et pour trois zones tampons autour du réseau hydrographique principal (250, 500 et 1000 m). Le choix retenu dans l'analyse principale correspond au seuil de 5 cm et au buffer de 500 m.

Modélisation hydrodynamique haute résolution de la crue de la Vesdre de juillet 2021

Analyse de sensibilité et potentiel d'intégration opérationnelle du modèle multi-GPU SERGHEI-SWE

Résumé

Les inondations de juillet 2021 dans le bassin de la Vesdre ont mis en évidence les limites des systèmes d'alerte fondés principalement sur des observations ponctuelles et des modèles hydrologiques agrégés. Dans ce contexte, ce mémoire a pour objectif d'évaluer le potentiel du modèle hydrodynamique bidimensionnel SERGHEI-SWE, exécuté sur une architecture multi-GPU, pour reproduire a posteriori une crue extrême à haute résolution spatiale, tout en conservant des temps d'exécution compatibles avec une perspective d'alerte précoce.

Plus spécifiquement, le travail analyse la sensibilité du modèle aux principaux choix de paramétrisation, évalue sa capacité à reproduire les débits, les hauteurs d'eau et l'emprise inondée observés lors de l'événement, puis discute sa faisabilité numérique dans le cadre d'un futur Système d'Alerte Précoce aux Inondations (SAPI). L'étude repose sur la simulation de l'événement de juillet 2021 sur un domaine d'environ 700 km², forcé par des précipitations observées. Plusieurs scénarios ont été testés afin d'évaluer l'effet de la rugosité, de l'infiltration, des conditions initiales, de la résolution spatiale et de la source topographique.

Les analyses de sensibilité montrent que la réponse simulée est principalement contrôlée par la topographie, la capacité de stockage de surface et la résolution spatiale. La rugosité et l'infiltration influencent également les hydrogrammes et les bilans volumiques, mais leur effet reste limité pour corriger la dynamique temporelle complète de l'événement.

La simulation haute résolution retenue, à 5 m, reproduit correctement l'ordre de grandeur du débit de pointe à Chaudfontaine, avec 689 m³/s simulés contre 676 m³/s pour la référence observée, mais présente une restitution temporelle plus limitée à l'échelle de l'hydrogramme complet (NSE = 0,502). Elle restitue également les principales zones de submersion, avec un indice de succès critique de 69,0 % dans le fond de vallée, un biais moyen d'altitude de surface d'eau (WSE) de -0,24 m et une erreur absolue moyenne de 0,92 m. Toutefois, les débits sont surestimés en début d'événement et la décrue simulée est trop rapide, ce qui souligne les limites liées au stockage temporaire et à la restitution différée, à la représentation des barrages, aux écoulements de subsurface et aux incertitudes des données de validation.

Les temps de calcul confirment le potentiel du modèle : environ cinq jours d'événement ont été simulés en moins de cinq heures avec 32 GPU NVIDIA A100, soit un facteur d'accélération supérieur à 24 par rapport à la durée simulée, pour un domaine d'environ $2,8 \times 10^7$ mailles. SERGHEI-SWE apparaît ainsi comme un outil prometteur pour la modélisation hydrodynamique distribuée des crues extrêmes. Son utilisation opérationnelle dans un SAPI nécessiterait toutefois une chaîne prévisionnelle automatisée, l'intégration de prévisions météorologiques, une meilleure représentation des ouvrages hydrauliques, ainsi qu'une prise en compte explicite des incertitudes.

Mots-clés

Crue extrême ; Vesdre ; SERGHEI-SWE ; modélisation hydrodynamique 2D ; multi-GPU ; inondation ; système d'alerte précoce.

Auteur : Adrien LÉONARD

UNIVERSITÉ CATHOLIQUE DE LOUVAIN
Faculté des bioingénieurs

Croix du Sud, 2 bte L7.05.01, 1348 Louvain-la-Neuve, Belgique | www.uclouvain.be/agro