



HAL
open science

Régionalisation d'un modèle pluie-débit pour estimer des crues sur l'île de Tahiti, Polynésie Française

Garance Tanguy

► To cite this version:

Garance Tanguy. Régionalisation d'un modèle pluie-débit pour estimer des crues sur l'île de Tahiti, Polynésie Française. Hydrologie. Université de la Polynésie française, 2024. Français. NNT: . tel-04670149

HAL Id: tel-04670149

<https://theses.hal.science/tel-04670149v1>

Submitted on 11 Aug 2024

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



UNIVERSITÉ DE LA POLYNÉSIE FRANÇAISE
ÉCOLE DOCTORALE DU PACIFIQUE

ED 469

Laboratoire **Géopôle du Pacifique Sud**

THÈSE

soutenue par

Garance TANGUY

le 24 Janvier 2023

en vue de l'obtention du titre de

Docteur de l'Université de Polynésie française en

Département : **Sciences, Technologies et Santé**

Discipline : **Structure et évolution de la Terre et des autres planètes**

Spécialité : **Hydrologie**

**Régionalisation d'un modèle pluie-débit pour estimer
des crues sur l'île de Tahiti, Polynésie Française**

Sous la direction de

Christophe BOUVIER et Lydie SICHOUX

JURY

Maria Helena RAMOS , Directrice de Recherches, INRAE Anthony	Rapporteure
Grégoire MARIETHOZ , Professeur des Universités, Université de Lausanne	Rapporteur
Etienne LEBLOIS , Chercheur HDR, INRAE Lyon, Villeurbanne	Examinateur
Pierre GENTHON , Directeur de Recherches, IRD, Nouméa	Examinateur
Hélène ROUX , Professeur des Universités, INP Toulouse	Examinatrice
Christophe BOUVIER , Directeur de Recherches, IRD, Montpellier	Directeur de thèse
Lydie SICHOUX , Maître de Conférences, Université de la Polynésie française	Directrice de thèse

Mais non le visage des choses, ce visage qu'elles prennent quand elles se croient seules.

St Exupéry (Vol de Nuit)

Remerciements

Ma gratitude est infinie pour vous qui m'avez épaulée au travail ou dans la vie, souvent dans les deux finalement. A demi étudiante et à demi chercheuse, un pied dans l'adolescence et l'autre chez les adultes, je crois avoir été un peu de tout et en même temps rien de très clair. J'ai adoré être indéfinie pendant ces trois ans, un brouillon sans cesse raturé. A Tahiti et à Montpellier, je n'ai fait qu'apprendre, douter, découvrir, me blesser à vos côtés, et j'ai toujours été consolée. Vous avez tous laissé un petit mot dans mon cœur, un souvenir, et j'ai à mon tour très envie de vous en écrire.

Mauruuru Lydie ! Sans toi ce projet n'aurait jamais vu le jour, et ç'aurait été regrettable. Tu l'as porté avec abnégation et rigueur, tu m'as fait confiance dès le début et m'as soutenue à chaque fois que j'en ai eu besoin. Merci de m'avoir fait découvrir ton île Tahiti, merci pour ton accueil bienveillant, toutes les petites attentions discrètes que tu n'as cessé d'avoir pour moi. Merci pour ta motivation à l'épreuve du terrain et des réunions Skype à des heures pas possibles. Ta curiosité scientifique a aiguisé la mienne et tu as su m'orienter vers des collègues chercheurs intéressants et pertinents. Surtout j'admire ton engagement pour développer l'hydrologie tahitienne, si spéciale. Ton acharnement est une source d'inspiration, je suis sûre qu'on se reverra !

Merci Christophe ! J'ai eu beaucoup de plaisir à travailler avec toi, et ce de façon constante pendant plus de trois ans, ce qui mérite d'être souligné. Tu as été d'une grande disponibilité même à distance pour des échanges toujours utiles et constructifs. J'ai beaucoup appris sur de nombreux aspects de l'hydrologie et de la modélisation, et de la meilleure manière : aux côtés d'un passionné. Tu m'as aidée à améliorer la qualité de mes communications à l'oral et à l'écrit, et donc à prendre confiance en moi par effet secondaire. Je garde de notre travail ensemble deux théories personnelles, l'une flippante et l'autre très optimiste : (1) aucune base n'est acquise, il ne faut pas avoir peur de les remettre en question, (2) des problèmes obscurs deviennent solubles à force de les reformuler, c'est plus une question de temps et d'énergie à y consacrer. Tu as eu une attitude rigoureuse et bienveillante à mon égard, en réalité je n'aurais pu rêver meilleur encadrant. Bref, j'ai vraiment eu de la chance, mille mercis !

Merci Etienne ! Tu as embarqué dans ce projet tahitien à tes risques et périls, et Lydie, Christophe et moi t'avons mis à rude épreuve. J'espère que tu gardes de bons souvenirs de ces réunions au sommet, passées à traquer les erreurs derrière les résultats de SAMPO. Même si beaucoup d'entre elles étaient stressantes, je garde un excellent souvenir de cette collaboration. J'ai beaucoup apprécié le temps que tu as passé à me réexpliquer encore et encore les bases de la géostatistique, à répondre patiemment à mes questions. J'ai eu l'impression très agréable que tu me donnais les outils pour prendre en main ton simulateur sans être submergée par sa complexité.

Un grand merci également à Pierre Brigode, Pierre Javelle et Patrick Lachassagne pour avoir participé à mes deux comités de suivi de thèse, deux occasions de sortir la tête de l'eau pour mieux replonger. Merci à Maria Helena Ramos et à Grégoire Mariethoz pour leurs rapports sur mon manuscrit et leurs suggestions de correction. Merci à vous pour vos questions lors de ma soutenance, également merci à Hélène Roux et Pierre Genthon d'avoir été examinateurs de ma thèse. Cela a été un plaisir de discuter avec vous de mon travail et de ses perspectives.

Mauruuru à Gwenaëlle Buisson (Direction de l'Équipement de Polynésie Française, GEGDP-Cellule Hydrologie), à Anne Vautravers et sa direction (Société Polynésienne de l'Eau, de l'Électricité et des Déchets), à Victoire Laurent et à Sophie Martinoni-Lapierre (Météo France) d'avoir participé aux comités de pilotage du projet E-CRQUEST, ainsi qu'à l'atelier de restitution. Echanger avec vous m'a d'abord aidée à prendre conscience des enjeux liés à l'estimation des crues à Tahiti. Cela nous a permis de confronter régulièrement nos travaux avec vos attentes pratiques, et notre travail vous doit sa dimension opérationnelle à laquelle je tiens beaucoup.

Mauruuru à mes deux stagiaires Heiari'i Lou Chao et Heiari'i Pons, le premier pour son excellent travail d'étalonnage de la station Papeivi, le second pour avoir brillamment abandonné son stage ;). Tous les deux avez été d'une aide précieuse sur le terrain, pour des expéditions plus ou moins heureuses qui ont donné du goût à mon travail. Mauruuru à Marama Nui, et particulièrement à Herehia Helme, Yann Wolfe, Hinatea Duchemin, Guy Aubonnet et Damien Franchet, pour nous avoir permis d'accéder aux sites d'altitude de la Para'ura à Hitiaa et avoir mis à disposition des données de pluie. Mauruuru à tous les autres qui ont eu le courage ou la folie de m'accompagner dans les expéditions prométhéennes des échelles à maximum à Tiare'i : Feng Peng, Yann, Lionel, Jeanne, Paul et sa chienne, Anaïs, Paul-Emmanuel. Mauruuru à Philippe Falcheto à Vaipahi qui m'a sauvée à deux reprises de pannes de voiture. Mauruuru Mere et Osmon Malardé à Tareta, pour les petits goûters qui nous attendaient en sortant de la rivière.

Maururu roa enfin à l'UPF, à la Délégation à la Recherche de Polynésie Française, en particulier à Tea Frogier, Vaimiti Dubousquet et Jean-Yves Meyer, pour le co-financement de cette thèse, sans oublier Tanoa Uraeva à l'École Doctorale du Pacifique.

Travailler c'est trop dur, heureusement qu'il y a les pauses « verre d'eau » ! A Hydrosiences et à Gepasud, j'en ai eu de fameuses et je ne les ai pas prises toute seule. Côté tahitien, merci à Youri, Yannick, Laurent, Thomas, Benoît, Xianjie, Jean-Pierre, Jean-Martial. Merci Moana pour ta gentillesse, je voulais te laisser une fleur mais je suis partie trop vite et j'ai oublié. Merci Pascal pour les déjeuners au RU, et bon courage avec ta troupe de théâtre. Merci Romane pour toutes ces idées de goguettes aventureuses avec Yannick, Feng Peng pour toutes ces vidéos de Bernard l'hermite en accéléré, Yann pour nos impros politico-n'importe quoi à la guitare, Bibiche pour ce week-end de terrain inoubliable à Moorea, Jeanne avec qui j'ai vu mes premières baleines, Kanhan pour les chocolats au chaud sous les étoiles et la glace vanille-vanille-vanille, Poëiti pour personnifier le concept de coolitude et PE pour ce samedi après-midi passé à se mettre debout avec une bouteille d'eau en équilibre sur le front. Merci d'avoir eu la flemme de bosser avec moi, ma gratitude est infinie rien que pour ça, mais vous m'avez apporté tellement plus que ces petits riens qui font tout. Côté Montpelliérain, c'était le club Med : Ben ce G.O. dans l'âme pour le yoga, le footing, les petits services, les potins, les petits mots d'encouragement, et les gros fous-rire, Marie pour parler de love et de bouquins, tyranniser le labo et nous laminer au molki dans la pinède, Vianney pour les jeux de mots de qualité supérieure, Camila ma binôme de galère qui jette son vélo par-dessus le portail, Coralie qui rigole pour rien, Colin et Behshad pour le jeudi-yumee, Eleonore et Yoann les vieux cools, Nesrine la chargée des affaires culinaires, Sirine et ses boucles d'oreille originales, Elia et Tom pour les bièrecredis, les jeudis soirs à la plage, Golab, Jean-Michel et Aristide pour l'étroite collaboration entre respectables collaborateurs scientifiques du bureau

101, et Laurent pour tous ces grands sourires du matin « Garaaaaance, quel plaisir ! » qui donnent envie de s'y mettre.

Je tiens aussi à remercier ceux qui m'ont soutenue en dehors du labo. Parmi les nombreux colocs (10 logements en 3 ans !) un grand merci à Hélène, Laurent, Heremoana et HauMatai pour avoir été comme une famille d'accueil pour moi à Tahiti. Merci au petit monde de la marina Taina, en particulier à Tristan, Sandy et Malo pour votre accueil dans le mouillage, les aperos et autres soirées crêpes-étoiles filantes. Merci à Emilie et Tavae de m'avoir accueillie, à Hina Ea d'avoir été ma petite sœur pendant six mois, merci à Irina d'avoir discrètement veillé sur moi ce mois d'Août où j'avais une épaule à réparer. Thank you Claudia, you helped me improve my English with all those existential conversations accompanied by rice crispies. Merci à Romain pour ces deux mois so cooooooool maaaaaaan à surfer et parler de comment c'est foutu dans nos têtes. Merci aux gonz de Huahine pour nos week end si girly, merci aux Zouz qui zouzeront toujours. Merci Esther, merci Quentin, Ouss, Lola, Omblin, Dubz, Quentin, Marki, Guillaume... pour nos week-end qui à chaque fois me mettent en joie. Merci Francis d'être venu jusque Tahiti pour chourer encore quelques p'tit dej' ensemble à la vie, merci à Camille d'avoir été ma sœur jumelle jusque Tikehau, à Kim d'avoir essayé deux fois de venir ! Merci à mes amis inclassables, toujours présents au bout du fil, Zoé, Camille, Sebastian, Nicoula, Vincent, Farouk, Meryem et Manuela. Et pardon à tous ceux que je n'ai pas cités !

On a peu de fois l'occasion de remercier autant, je me donne à cœur joie et c'est dur de m'arrêter... Evidemment merci à ma famille, mes grands-parents Victoria à Paris et Claude à Toulon. Merci à Claire pour tout ce que tu fais pour nous. Merci à Virginie pour avoir épousé mon père. Merci Papa pour avoir revisité Petit Ours Brun, pour tous ces concombres à l'huile d'olive et pour prendre soin des cinq doigts de la main. Merci Maman pour venir bavarder avec moi en rêve, je ne cesse de découvrir ce que tu nous as laissé. Merci à Violette et Maya, vous êtes mes deux idoles (= personnes qui font l'objet d'un culte, d'une admiration profonde).

Aue te mauui
Rahi i to revaraa
Na te ara
Aue te aroha
I tou mau hoa
O tau i here
Ia atae noa`tura te mahana
E hoi mai a vau
Ei reira tatou
E himene faahou
E maururu a vau

Abstract

The tropical volcanic Island of Tahiti is subject to flash floods that expose people and infrastructures to regular risks. The typical violence of these floods results from intense convective rainfall events impacting the steep slopes of the catchments. Local engineers expressed their need for adapted flood estimation methods.

The choice of an adapted method relied on a review of current flood estimation methods and regionalization strategies. Due to the available data and knowledge about Tahitian hydrology, conceptual and parsimonious event-based hydrological models deriving from the Soil Conservation Service (SCS) model were selected. The SCS-SMA (Soil Conservation Service - Soil Moisture Accounting) function was adopted and applied in a distributed mode to a grid of regular square meshes to represent runoff production. This function was combined with the Lag-and-Route (LR) transfer function to build a complete flood hydrograph model. The LR function is characterised by a combination of translation and storage, which are assumed to be linearly dependent.

To evaluate this model and to develop a calibration methodology, SCS-SMA/LR was applied to a series of observed rainfall-flow events in the Hitiaa catchment. The model was efficient according to the Nash and Sutcliffe Efficiency (NSE) criterion, but the initial condition H_0 appeared poorly related to the observed initial baseflow Q_0 , which was supposed to estimate the initial moisture state of the catchment. Using a stochastic rainfall generator to describe the range of possible rainfall fields for a given event, we showed that the weakness of the correlation was due to the spatial uncertainties associated with rainfall input. They propagate through the model as far as they strongly impact the estimation of H_0 and thus the potential link between H_0 and Q_0 . Furthermore, the LR transfer function was found variable from one event to another, suggesting that its parametrization depends on the intensity of the flood, but such dependence was not incorporated into the function structure. However, the SCS-SMA-LR model remains relevant for estimating the average behavior of rivers, which justified the relevance of its regionalization.

The model was then calibrated on a selection of 9 donor catchments that are representative of various physio-climatic environments. Regionalization of the model relied on classifications and relationships between three parameters chosen as regionalization vectors and three descriptors: the median antecedent rainfall index averaged over the surface of the catchment area, the geological nature of the formations and the type of land use.

The regional model was considered to be efficient on small catchments for the estimation of project floods. It was then tested on two larger and more heterogeneous catchments. The model performance remained satisfactory, as did the regional interpretations of the model parameters. However, this change of scale revealed a new bias in the parameterization of the transfer function, linked to the assumption of linearity between the propagation time and the diffusion time.

This study allowed to identify the factors responsible for hydrological variability at a regional scale, especially the impact of the initial moisture conditions or the one of urbanization. Thanks to its distributed structure, the model is able to integrate any local change in land use or in storage.

The model built is adapted and potentially efficient, but its performance remains limited at the event scale mainly due to the lack of knowledge about the spatial variability of rainfall. A generic method was developed to quantify the impact of these uncertainties. The improvement of the model relies on the space refinement of rainfall data acquisition, and also on methodological developments concerning for example the structure of the transfer function.

Résumé

L'île volcanique tropicale de Tahiti est soumise à des crues éclair qui exposent hommes et infrastructures à un risque régulier. La morphologie escarpée des bassins versants et l'amplitude des événements pluvieux expliquent la violence de ces crues et le besoin de méthodes d'estimation adaptées.

La revue des méthodes actuelles d'estimation des crues et l'état des connaissances physiques climatiques et hydrologiques sur l'île justifient ensemble le choix d'un modèle hydrologique événementiel conceptuel et parcimonieux comme méthode locale d'estimation des crues. La fonction SCS-SMA (Soil Conservation Service – Soil Moisture Accounting) a été adoptée et appliquée en mode distribué à une grille de mailles carrées régulières pour représenter la production des écoulements. Cette fonction a été associée à la fonction de transfert Lag-and-Route (LR), pour construire un modèle complet de calcul des hydrogrammes de crue. La fonction LR est caractérisée par la combinaison d'une translation et d'un stockage, supposés être linéairement dépendants.

Pour évaluer ce modèle et élaborer une méthodologie de calibration, il est d'abord appliqué à une série d'événements pluie-débit observés sur un bassin test, le bassin de Hitiaa. La performance du modèle apparaît limitée en partie par la faible corrélation entre la condition initiale du modèle H_0 et le débit initial observé Q_0 qui est censé donner accès à l'état initial d'humidité sur le bassin. A l'aide d'un générateur stochastique de pluies qui décrit la gamme des pluies possibles pour un événement donné, on montre que cette faible corrélation trouve son origine dans les incertitudes spatiales sur les pluies qui se propagent dans le modèle jusqu'à perturber l'estimation de H_0 et donc son lien supposé avec Q_0 . Par ailleurs, la fonction de transfert LR montre une variabilité d'un événement à l'autre, qui suggère que la paramétrisation de la fonction dépend de l'intensité de la crue, ce qui n'a pas été pris en compte ici. Le modèle SCS-SMA-LR reste pertinent pour estimer le comportement moyen des cours d'eau, ce qui justifie la poursuite des travaux de régionalisation.

La régionalisation du modèle s'appuie sur une première sélection de 9 bassins versants. Trois paramètres sont choisis comme vecteurs de régionalisation, puis reliés à différents descripteurs : l'indice de pluies antérieures, la nature géologique des formations et l'occupation des sols.

Le modèle régional est jugé performant sur les petits bassins versants pour l'estimation des crues de projet. Il a ensuite été testé sur deux bassins de plus grande superficie, et plus hétérogènes. Les performances du modèle sont restées satisfaisantes, ainsi que les interprétations régionales des paramètres du modèle. Ce changement d'échelle a cependant fait apparaître un nouveau biais dans la paramétrisation de la fonction de transfert, lié à l'hypothèse de linéarité entre le temps de propagation et le temps de diffusion.

Cette étude a finalement permis de progresser sur la connaissance des facteurs qui expliquent la réponse des bassins à l'échelle régionale, notamment l'impact des conditions initiales d'humidité ou l'urbanisation. De par sa structure distribuée, le modèle est capable d'intégrer tout changement local d'occupation des sols, ainsi que des ouvrages de stockage. Le modèle construit est potentiellement performant, mais ses performances restent limitées à l'échelle événementielle

principalement par manque de connaissances précises de la variabilité spatiale des précipitations. Une méthode générique a été développée pour quantifier l'impact de ces incertitudes. L'amélioration du modèle repose sur l'acquisition de données de précipitations plus précises dans l'espace ainsi que sur certains développements méthodologiques sur la structure du modèle, notamment au niveau de la fonction de transfert

Table des matières

Remerciements	2
Abstract	6
Résumé	8
Table des matières	10
Liste des figures	14
Liste des tableaux	20
Introduction générale	22
Chapitre 1 – Etat de l’art : les méthodes d’estimation des crues éclair	25
1.1. Introduction	26
1.2. Estimation des crues sur les bassins versants jaugés	27
1.2.1. Méthodes historiques	28
1.2.2. Méthodes statistiques	31
1.2.3. Méthodes déterministes	36
1.2.4. Conclusion	45
1.3. Caractérisation de la variabilité des crues : les différents critères	45
1.3.1. Impact de la pluie	47
1.3.2. Impact de la nature du bassin versant	49
1.3.3. Impact de l’humidité des sols	52
1.3.4. Impact de la géomorphologie	56
1.3.5. Conclusion	57
1.4. Estimation sur un bassin non jaugé : régionalisation	58
1.4.1. Classifications des méthodes de régionalisation	58
1.4.2. Choix d’un modèle adapté à l’objectif de régionalisation	67
1.4.3. Bilan	69
1.5. Conclusion	69
Chapitre 2 : Présentation du site d’étude	70
2.1. Introduction	71
2.2. La Polynésie Française	71
2.2.1. Généralités	71
2.2.2. Formation des îles	73

2.2.3.	Climat	75
2.3.	L'île de Tahiti	76
2.3.1.	Géologie et géomorphologie de Tahiti	77
2.3.2.	Climat et précipitations	80
2.3.3.	Type et occupation des sols	86
2.3.4.	Bilan	89
2.4.	Présentation du réseau de mesures hydrologiques	90
2.4.1.	Réseau pluviométrique	90
2.4.2.	Réseau hydrométrique	92
2.4.3.	Bilan	97
2.5.	Présentation des bassins étudiés	97
2.5.1.	Présentation des bassins jaugés sélectionnés.	98
2.5.2.	Comparaison détaillée des comportements asymptotiques de trois bassins : Vaipahi, Hitiaa et Papeivi.	104
2.5.3.	Bilan	105
2.6.	Revue des méthodes d'estimation des crues adaptées à Tahiti	106
2.6.1.	Méthodes développées sur Tahiti	106
2.6.2.	Méthodes développées en contexte similaire	109
2.6.3.	Limites des méthodes existantes	112
2.7.	Choix argumenté d'une méthode	112
Chapitre 3 - Modélisation des crues sur les bassins versants Tahitiens		114
3.1.	Introduction	115
3.2.	Présentation générale des modèles utilisés	115
3.2.1.	Fonctions de production	116
3.2.2.	Fonction de transfert	127
3.3.	Calibration dynamique du modèle – exemple du bassin de Hitiaa	129
3.3.1.	Stratégie générale de calibration	129
3.3.2.	Calibration des paramètres fixes	132
3.3.3.	Calibration des paramètres variables	136
3.3.4.	Performance du modèle	143
3.3.5.	Bilan	145
3.4.	Conclusion	145

Chapitre 4 - Propagation des incertitudes spatiales des pluies sur la prédétermination du modèle hydrologique	147
4.1. Résumé	148
4.2. Article : Sensitivity of an event based rainfall-runoff model to spatial uncertainty in precipitation : a case study of the Hitiaa catchment, island of Tahiti.	150
4.2.1. Introduction	150
4.2.2. Materials and Methods	152
4.2.3. Results	162
4.2.4. Discussion	166
4.2.5. Conclusions	170
Chapitre 5 – Régionalisation du modèle hydrologique	172
5.1. Introduction	173
5.2. Calibration de SCS-SMA-LR sur 9 bassins jaugés	174
5.2.1. Ajustement des paramètres ds et ω	174
5.2.2. Sensibilité du modèle à S et à S_a	179
5.3. Ajustement d'un modèle commun	183
5.3.1. Uniformisation du couple de paramètres (S , S_a)	183
5.3.2. Uniformisation du couple de paramètres (ω , ds)	184
5.4. Régionalisation des paramètres	185
5.4.1. Régionalisation de H_0	186
5.4.2. Régionalisation de V_0	193
5.4.3. Performance du modèle et évaluation des relations de régionalisation	195
5.4.4. Bilan	198
5.5. Validation du modèle sur les grands bassins de la Papeiha et de la Punaruu	199
5.5.1. Validation des régionalisations de H_0 et de V_0	200
5.5.2. Validation du modèle régionalisé en calibration moyen et uniforme	202
5.5.3. Apport de la spatialisation des paramètres sur la qualité des simulations.	203
5.6. Discussion	204
5.7. Conclusion	207
Conclusion générale	209
Références bibliographiques	214
Annexe A : Campagne de mesure d'humidité des sols à Tahiti	250

Annexe B : Etalonnage des stations Hitiaa et Vaipahi	256
Annexe C : Equations des courbes de tarage réajustées pour les bassins jaugés.	263
Annexe D : Caractéristiques des événements monopics observés à Hitiaa	270
Annexe E : Aptitude des fonctions de production candidates à reconstituer les cumuls observés	271
Calibration graphique de la fonction SCS classique	271
Comparaison graphique des fonctions SCS, SCS-MS et SCS-SMA	273
Annexe F : Caractéristiques des événements observés	275

Liste des figures

Figure 1-1 : Schéma hydrogéomorphologique du cours d'eau, source : https://leefmilieu.brussels/node/26754	29
Figure 1-2: Classification des modèles hydrologiques (Singh,2018)	38
Figure 1-3: Différentes sources d'incertitudes sur la modélisation hydrologique (Moges et al., 2020). Les flèches indiquent les interactions entre les différentes sources d'incertitudes.	44
Figure 1-4: Représentation du cycle hydrologique. Cours "Hydrologie générale" du professeur André Musy, Ecole Polytechnique fédérale de Lausanne.	46
Figure 1-5: Les signatures de la réponse hydrologiques, reflet du fonctionnement du bassin versant. (a-f): débits annuels, débits mensuels, courbe des débits classés, basses eaux, hautes eaux, et hydrogrammes. (Blöschl et al., 2013)	60
Figure 1-6: Différents types de régions hydrologiquement homogènes : a) régions géographiquement homogènes, b) régions non continues, c) régions dépendantes du bassin cible. D'après (Ouarda et al., 2001).	62
Figure 2-1 : Carte topographique de la Polynésie Française (Source Wikipedia. Relief : ETOPO1 Global Relief Model du National Geophysical Data Center - Amante, 2009; Ligne de côte : NASA Shuttle Radar Topography Mission -SRTM3 v.2, Farr et al., 2007; Toponymie : Carte "Polynésie Sud-Est" du SHOM – Service Hydrographique et Océanographique de la Marine).	72
Figure 2-2: Essai de reconstitution du peuplement du triangle polynésien (Conte, 2019).	73
Figure 2-3: Haut : Vue en trois dimension de l'archipel de la Société obtenue par sondage bathymétrique multifaisceaux (Clouard, 2000). Bas : Etapes de l'édification des édifices de point chaud (Labrosse, 2010)	74
Figure 2-4: Schéma de la circulation atmosphérique dans le Pacifique pendant la saison chaude (Laurent et al., 2019).	76
Figure 2-5: Carte géologique simplifiée de Tahiti (Hildenbrand, Gillot, et Marlin, 2008)	77
Figure 2-6: Variabilité géomorphologique à Tahiti. Modèle numérique de terrain au centre. a. : vue sur les crêtes de la vallée de la Fautaua. b. : Vue sur la caldeira centrale prise depuis le sommet du mont Aorai. c. : Vallée de la Vaihiria au Sud de l'île. d. : Plateau de Punui, Tahiti Iti et vue sur Tahiti Nui. e. : Vallée de la Papeiha.	80
Figure 2-7: Répartition des moyennes annuelles de précipitations sur l'île de Tahiti (Laurent et al., 2019)	81

Figure 2-8: Cartographie des paramètres Gradex et P0 (en 1/10 mm) de la distribution de Gumbel des intensités extrêmes de précipitations sur 60 min et 15 min (Wotling et al., 2000).	84
Figure 2-9: Carte des quantiles de pluie pour une période de retour de 10 ans (Pheulpin, 2016b)	85
Figure 2-10: Succession de sols sur roche basaltique. (Jamet et al., 1987)	87
Figure 2-11: Localisation des stations pluviométriques des réseaux GEGDP et Météo France	90
Figure 2-12: Périodes d'observation des stations pluviométriques du réseau Météo France	91
Figure 2-13: Périodes d'observation des stations pluviométriques du réseau GEGDP. Les lacunes d'observations sont indiquées pour les stations du réseau en service.	92
Figure 2-14: Localisation des limnigraphes en service et désarmés, et contours des bassins versants associés.	93
Figure 2-15 : Périodes d'observations des limnimètres du GEGDP. Les 15 limnimètres actuellement en service sont en haut.	94
Figure 2-16: Courbes de tarage des bassins de Papeiha (a), Papeivi (b), proposées par Vai Natura.	96
Figure 2-17 : Position des bassins versants jaugés sélectionnés pour calibrer ou valider une méthode d'estimation des crues. Les croix donnent l'emplacement des pluviomètres dont les données ont été exploitées.	99
Figure 2-18: Occupation des sols sur le bassin Nymphaea (Source image satellite : Te Fenua https://www.tefenua.gov.pf/)	100
Figure 2-19: Occupation des sols sur le bassin Vaiami (Source image satellite : Te Fenua https://www.tefenua.gov.pf/)	101
Figure 2-20 : Occupation des sols sur le bassin Atiue (Source image satellite : Te Fenua https://www.tefenua.gov.pf/)	101
Figure 2-21: Comparaison des séries d'événements pluie-débit pour les bassins versants de calibration	103
Figure 2-22: Comportements asymptotiques observés sur les bassins de Hitiaa (a), Papeivi(b) et Vaipahi (c).	105
Figure 3-1: Théorie du SCS : Cumuls de pluie, de ruissellement et de pertes pendant une averse uniforme et comportement asymptotique théorique (Maidment, 1992).	117

Figure 3-2: Variation du comportement asymptotique théorique du SCS selon la valeur du Curve Number	118
Figure 3-3 : Fonctionnement en dynamique du modèle SCS (d'après Coustau et al., 2012)	120
Figure 3-4 : Relation empirique $\log(Ia) = f(\log(S))$ ajustée sur 112 événements pluie-débit par le USDA (U.S. Department of Agriculture, 1954).	122
Figure 3-5 : Fonctionnement en dynamique du modèle SCS-MS	124
Figure 3-6 : Fonctionnement en dynamique du modèle SCS-SMA	126
Figure 3-7 : Fonction de transfert Lag-and-Route (modifié d'après Maidment (1992))	129
Figure 3-8 : Limites du bassin Hitiaa et emplacement des pluviomètres	130
Figure 3-9 : Débit observé et simulé pour différentes valeurs du paramètre ds , entre le 12/10/2010 06 :40 et le 14/10/2010 07 :20.	134
Figure 3-10 : Débit observé et simulé pour différentes valeurs du rapport de paramètres ω/S , entre le 12/10/2010 06 :40 et le 14/10/2010 07 :20.	135
Figure 3-11 : Simulation du débit journalier à Hitiaa par le modèle GR4J avec les paramètres optimisés (a) et ajustés (b)	138
Figure 3-12: Comparaison de trois proxys pour les conditions initiales d'humidité (a : Indice des Pluies Antérieures, b : Débit de base initial, c : Niveau de remplissage du réservoir sol du modèle GR4J) selon leur relation avec le paramètre H_0 du modèle. d : Corrélation entre H_0 et le cumul de pluie sur l'événement.	140
Figure 3-13 : Relation entre V_0 et le débit maximum observé sur les événements.	142
Figure 3-14 : Comparaison des volumes de ruissellement simulés (a), des débits de pointe simulés (b) et des coefficients NSE associés aux simulations (c) pour V_0 fixé à $1.1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ et pour V_0 optimisé, sur la série de 20 événements monopics à Hitiaa	143
Figure 3-15 : Exemples d'événements monopics observés et simulés par SCS-SMA avec V_0 et H_0 optimisés (vert) et avec V_0 fixé à $1.1\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ et H_0 calculé d'après Q_0 . a : événement du 13/02/2007 ; b : événement du 08/01/2010 ; c : événement du 03/05/2013 ; d : événement du 20/04/2016.	144
Figure 4-1: Presentation of the study site and data. (a): Map of the 27 rain gauges of the GEGDP pluviometric network. Location of the Hitiaa catchment is highlighted in the black box. (b): Zoom on the Hitiaa catchment on a topographic map. Catchment boundaries and location of the rain gauges are respectively indicated by red line and blue dots. (c): Observation periods of the 27 GEGDP rain gauges. (d): Distribution of the daily rainfall at Hitiaa P1 station from 1985 to 2021.	154

- Figure 4-2 : Structure of the Reservoir-1 production function 157
- Figure 4-3 : Examples of Reservoir-1 outputs for two rainfall-runoff events : (a) : Event of 2007_02-13 and (b) : Event of 2016-04-19. 159
- Figure 4-4 : Adjustment of an initialization relationship between optimized values of STO parameter over a series of 20 single peak rainfall-runoff events and the initial baseflow at the beginning of the event. 159
- Figure 4-5 : Scheme of propagation of the SAMPO spatial rainfall uncertainty to STO optimization for each event. Impact of STO uncertainty on the quality of the initialization relationship with Q_0 proxy. 162
- Figure 4-6 : Examples of SAMPO outputs. (a): Simulated rainfall field of the event of 2016-04-19 at 02:45:00. (b): Distribution of event-cumulated rainfall over the Hitiaa catchment, calculated from sets of equiprobable SAMPO rain fields for the event of 2007-02-13 (left) and 2016-04-19 (right). 163
- Figure 4-7 : Estimation of cumulated rainfall uncertainties for the 20 events of the series. Black dots give the interpolated spatial mean of rainfall, and limits of the error bars correspond to the 10th and 90th percentiles of cumulated rainfall distribution from the sets of equiprobable SAMPO rain fields for each event. Realizations of SAMPO were used to obtain the error bars. 164
- Figure 4-8 : (a): Distribution of linear determination coefficients (R^2) characterizing relationships between the Q_0 series and every of the 1000 equiprobable series of STO that were built by random draw. (b): Uncertainties on STO optimization stemming from rainfall spatial uncertainties. Black dots give the STO values calculated from the "perfect" initialization relationship. Ends of the error bars correspond to the Q10 and Q90 percentiles of equiprobable STO values distribution adjusted from the sets of SAMPO equiprobable rain fields for each event. Series of colored points correspond to series of STO extracted by successive random draws in the equiprobable STO distributions of each event. 165
- Figure 4-9 : (a) : Locations of the 3 control points A, B and C. HitiaaP1 and HitiaaP7 are the two rain gauges. (b): Distributions of point cumulated rainfall from the 400 SAMPO simulated rain fields of 13-02-2007 event. Arrows give the values of point cumulated rainfall in A,B and C extracted from the rainfall field kriged from observations. 167
- Figure 4-10: Confidence and prediction intervals associated with STO- Q_0 relationship (a), and resulting envelope on the simulated flows for the example event of 28-03-2010 (b). 169
- Figure 5-1 : Débit observé à Faatahi et simulé pour différentes valeurs des paramètres ds (haut) et ω (bas), entre le 13/11/2007 12 :00 et le 14/11/2007 11 :15. 177
- Figure 5-2 : Débit observé à Papeivi et simulé pour différentes valeurs des paramètres ds (haut) et ω (bas), entre le 12/10/2010 08:15 et le 13/10/2010 14:30. 178

Figure 5-3 : Débit observé à Vaitehoro et simulé pour différentes valeurs des paramètres d_s (haut) et ω (bas), entre le 11/09/2010 15:15 et le 13/09/2010 08:40.	179
Figure 5-4 : Performance du modèle SCS-SMA-LR calibré séparément sur 9 bassins selon le NSE médian et R^2 de la relation H_0 - Q_0 associés à chaque série d'événements.	182
Figure 5-5 : Comparaison inter bassin-versants des plages de valeurs acceptables du paramètre S . Ces plages sont associées aux valeurs du NSE médian supérieures ou égales à 90% du NSE optimal pour chaque bassin.	183
Figure 5-6 : Performance du modèle SCS-SMA-LR après uniformisation spatiale des paramètres fixes sur 9 bassins selon le NSE médian et le R^2 de la relation H_0 - Q_0 associés aux séries d'événements.	184
Figure 5-7 : Distribution (a) et variogramme expérimental (b) des valeurs de l'IPA médian calculées pour la sélection de postes pluviométriques.	187
Figure 5-8 : Distribution (a) et variogramme expérimental (b) des valeurs de l'IPA médian calculées pour la sélection de postes pluviométriques puis transformées par anamorphose gaussienne.	188
Figure 5-9 : Krigeage des IPA médians normalisés	189
Figure 5-10 : Variance d'estimation associée au krigeage des IPA médians normalisés.	189
Figure 5-11 : Indice des Pluies Antérieures médian interpolé à l'île de Tahiti	190
Figure 5-12 : Ajustement d'une relation de régionalisation entre le vecteur H_0/S et l'IPA journalier médians associés à chaque bassin du groupe de donneurs.	191
Figure 5-13 : Pentés locales à Tahiti et position des bassins versants donneurs. Les pentes sont exprimées par la tangente du dénivelé maximal sur chaque maille.	194
Figure 5-14 : Recherche d'une relation de régionalisation entre la pente moyenne des bassins et le paramètre V_0 médian.	194
Figure 5-15 : NSE médian obtenu sur chacun des bassins avec H_0 fixé puis H_0 et V_0 fixés, en comparaison avec les performances obtenues lorsque les deux paramètres sont optimisés.	196
Figure 5-16 : NSE médian obtenu sur chacun des bassins avec H_0 régionalisé puis H_0 et V_0 régionalisés, en comparaison avec les performances obtenues lorsque les deux paramètres sont fixés aux valeurs médianes issues de la calibration séparée.	198
Figure 5-17 : Comparaison de deux types de relations entre T_m et K_m . Le coefficients K_0 de la relation racine carrée a été ajusté pour obtenir une relation réaliste sur les bassins Tahitiens.	201

Figure 5-18 : Confrontation de la relation de régionalisation du rapport H_0/S d'après l'IPA médian avec les paramètres calibrés sur les bassins Papeiha et Punaruu. 202

Liste des tableaux

Tableau 1 : Estimation des débits de pointe de crues historiques suite à des campagnes de terrain post-crue	95
Tableau 2: Caractéristiques et données disponibles sur les bassins jaugés sélectionnés. « Nouvel ajustement signifie que les courbes ont été réajustées sur les données de jaugeages et les estimations de débits en hautes eaux, pour différentes périodes ».	98
Tableau 3: Coefficients de ruissellement événementiels moyens pour les bassins versants de calibration.	102
Tableau 4 : Récapitulatif des paramètres à calibrer pour le modèle SCS-SMA-LR	131
Tableau 5 : Valeurs de NSE pour caractériser la sensibilité du modèle à différentes valeurs du paramètre ds sur 5 événements longs.	133
Tableau 6 : Valeurs de NSE pour caractériser la sensibilité du modèle à différentes valeurs du paramètre ω sur 5 événements longs.	134
Tableau 7 : Valeurs du NSE sur la série d'événements à Hitiaa selon les valeurs des paramètres S et S_a . S_a est exprimé en fonction de S	135
Tableau 8: Calibration des paramètres du modèle GR4J	137
Tableau 9 : Résultats de l'analyse de sensibilité du modèle SCS-SMA-LR aux paramètres ds et ω pour les 5 événements les plus longs des séries des bassins Faatahi (haut) et Tareta (bas). Les valeurs correspondent aux coefficients NSE pour chaque événement et couple (ds , ω).	175
Tableau 10 : Résultats de l'analyse de sensibilité du modèle SCS-SMA-LR aux paramètres ds et ω pour les 5 événements les plus longs des séries des bassins Faatahi (haut) et Tarete (bas). Les valeurs correspondent aux coefficients NSE pour chaque événement et couple (ds , ω).	176
Tableau 11 : Valeurs des paramètres ds et ω retenues par ajustement graphique sur les 9 bassins de calibration.	177
Tableau 12 : Sensibilité du modèle SCS-SMA-LR aux paramètres S et S_a évaluée pour les bassins de Vaiami (haut), Faatahi (milieu) et Nymphaea (bas) par la valeur du NSE médian et celle du R^2 de la relation de prédétermination liant H_0 et Q_0	181
Tableau 13 : Valeurs du paramètre S retenues comme optimales après analyse de sensibilité des 9 bassins de calibration.	182
Tableau 14 : Médianes de H_0 et de V_0 calculées sur les bassins donneurs.	185
Tableau 15 : Valeurs de l'IPA médian journalier agrégées sur les bassins donneurs.	190

Tableau 16 : Résultats du modèle SCS-SMA-LR avec H_0 et V_0 libres sur les bassins Papeiha et Punaruu, et IPA journaliers médians moyennés sur la surface des deux bassins 200

Tableau 17 : Performance du modèle sur les séries d'événements de Papeiha et Punaruu pour différentes paramétrisations de H_0 , V_0 étant fixé dans tous les cas. 204

Introduction générale

Les crues éclair sont des phénomènes violents observés lorsque des précipitations convectives s'abattent sur les versants escarpés de territoires montagneux. Elles surgissent peu de temps après les averses et se manifestent par des torrents qui dévalent les lits des cours d'eau. Certaines d'entre elles se manifestent par l'arrivée de vagues que sont traquent des chasseurs de crues partout dans le monde. En regardant leurs films, on sent leur excitation monter à mesure que l'eau se trouble, puis se changer en joie panique à l'approche des premiers remous. L'eau fascine lorsqu'incontrôlable, elle franchit les berges de la rivière, méprise ses limites et vient occuper un espace qui lui est inhabituel. Pour nos amis traqueurs de crues, cette fascination flirte avec l'inconscience : combien de vies valent de risquer sa vie ? En dehors des morts facilement évitables, les crues éclair et les inondations qui les suivent sont une réelle menace pour les hommes, leurs habitations et leurs infrastructures. En effet, par rapport aux crues classiques, les crues éclair sont suffisamment puissantes pour déraciner des arbres, les charrier avec d'autres débris et les projeter en contrebas.

Tahiti fait partie de ces territoires exposés aux crues éclair. Cette île de Polynésie Française culmine à 2241m, pour seulement 1045 km² de terres émergées. Son relief majoritairement montagneux s'articule entre des vallées disposées radialement autour des caldeiras de deux anciens volcans boucliers : le grand Tahiti-Nui et le petit Tahiti-Iti. Les pentes des versants y sont particulièrement abruptes et la plupart des cours d'eau sont étroits et ponctués de seuils, si bien que l'habitat est concentré sur une frange littorale dont la largeur dépasse rarement 1km. Sous influence de la zone de convergence du Pacifique Sud et des perturbations El Niño, elle est soumise chaque année à des dépressions tropicales et parfois à des cyclones. Les cumuls de pluie enregistrés lors de ces événements font régulièrement la une des quotidiens régionaux : plus de 200mm en 4 jours enregistrés à Faa'a le 16 janvier 2015 (la Dépêche de Tahiti), 200mm en 6h sur la commune de Pirae le 22 Janvier 2017, 275mm sur la Tuauru le 1^{er} Mars 2020 (Polynésie la Première). Ces événements convectifs intenses combinés au relief expliquent la régularité de l'occurrence des crues éclair sur le territoire. Considérées comme le risque naturel principal en Polynésie Française, les crues des rivières ont été tenues responsables de 22 décès et de 19 milliards de francs pacifiques de dégâts matériels entre 1996 et 2015 (Lamaury et al., 2021). Les dernières crues les plus dévastatrices sont celles de Janvier 2017, à la suite desquelles plus de 800 maisons ont été inondées ou détruites (Polynésie la Première).

L'exposition des biens et des personnes à l'aléa des crues éclair augmente en même temps que l'urbanisation. A Tahiti, celle-ci est assez anarchique : les constructions s'étendent toujours plus haut en altitude, sur des pentes toujours plus raides, et tapissent également les plaines d'inondation en aval des cours d'eau. Pour les aménageurs et les entreprises de travaux publics, dimensionner avec justesse les ouvrages hydrauliques présente un enjeu double : il s'agit non seulement de construire des infrastructures résistantes aux crues extrêmes, mais également de limiter l'étendue des terrains confisqués aux riverains sur les berges. En effet, les expropriations sont d'autant plus mal acceptées que les ouvrages construits sont surdimensionnés. C'est dans l'objectif d'améliorer les méthodes d'estimation des crues sur l'île de Tahiti que le bureau d'études SPEED (Société Polynésienne de l'Eau de l'Electricité et des Déchets) participe au projet E-CRQUEST

(Etude des Crues Rares et de la Qualité des Eaux Superficielles, Souterraines et Sous-marines de Tahiti), cofinancé par le Ministère de la Recherche de Polynésie Française et par l'Université de la Polynésie Française. La SPEED dispose d'ores et déjà de méthodes statistiques et déterministes pour calculer les débits et volumes des crues de projet, utilisés pour conseiller leurs clients sur le dimensionnement des ponts, des évacuateurs de crues ou des routes. Ils questionnent cependant la fiabilité des résultats donnés par ces différentes méthodes, qui sont parfois très différents les uns des autres. Les critères de transposition de ces méthodes des bassins jaugés vers les bassins non jaugés apparaissent notamment arbitraires. Par leur partenariat avec le projet E-CRQUEST, ils expriment leur besoin d'une méthode d'estimation des crues qui soit régionale, c'est-à-dire fiable sur tous les bassins versants de l'île de Tahiti. Cependant l'estimation régionale des crues peut trouver un champ d'applications plus large que celui de l'hydraulique. Elle peut par exemple être utile à la gestion des barrages hydroélectriques de l'île, prise en charge par l'entreprise ENGIE-EDT Marama Nui. Elle peut également être un outil de prévision des crues en temps réel intégré à un système d'alerte précoce aux inondations destiné aux populations.

Les efforts engagés à Tahiti par les ingénieurs et les chercheurs en hydrologie (Pheulpin, 2016a ; Wotling, 2000) se heurtent à un certain nombre de verrous scientifiques, qui empêchent la mise au point d'une méthode d'estimation satisfaisante. Ces verrous tiennent à la méconnaissance des ressorts de la réponse hydrologique. En effet, l'hydrologie à Tahiti est complexe car le territoire est marqué par des contrastes de climat, de relief et d'occupation des sols qui se combinent et engendrent de fortes variations de la réponse hydrologique. Plus précisément, les questions suivantes restent à ce jour sans réponse :

- De quelle nature sont les forçages qui influencent la formation des crues ? Quelles sont les influences relatives de ces différentes variables sur la production du ruissellement et son transfert jusque l'exutoire des bassins versants ? Comment le rapport de leurs influences varie-t-il d'un événement à l'autre, et d'un bassin versant à l'autre ?

Ces questions conduisent à formuler la problématique suivante, qui sera celle du travail de thèse :

- Comprendre la variabilité spatiale des phénomènes hydrologiques pour transposer les fonctionnements observés sur des sites dépourvus d'observations.

Pour identifier la nature des forçages sur la réponse hydrologique et de leurs interactions, la méthode choisie est la modélisation pluie-débit. Construire un modèle pour représenter la réponse hydrologique est un moyen de tester les hypothèses de fonctionnement et donc de restituer les influences combinées des différents forçages. Il s'agira de comprendre sur un bassin donné la variation temporelle de la réponse hydrologique. Régionaliser le modèle pour restituer la variabilité spatiale des crues sur tous les bassins de Tahiti est le second objectif.

Le modèle est à la fois l'outil de recherche « testeur d'hypothèses » qui permet de comprendre le fonctionnement des bassins et de dégager la nature des variables qui l'influencent. Utilisé comme tel, le modèle peut améliorer la compréhension des processus hydrologiques à Tahiti, c'est-à-dire des chemins empruntés par les écoulements.

Il peut également être un outil opérationnel inclus dans des systèmes de prévision des crues ou de prédétermination. Aux questions scientifiques s'ajoute la problématique suivante, dont la portée est davantage opérationnelle :

- Quelle stratégie adopter pour mettre au point un outil régional d'estimation des crues qui soit adapté à l'île de Tahiti ?

Ces questions sous-tendent l'élaboration des cinq chapitres de l'étude, choisis comme autant d'étapes vers la mise au point d'un modèle pluie-débit régional pour estimer les crues.

Le premier chapitre dresse une revue des méthodes d'estimation des crues, indépendante du contexte d'étude. Les méthodes statistiques et modèles déterministes y sont décrits, ainsi que la transposition de ces méthodes vers les sites non jaugés. Une attention particulière est accordée à l'identification des principaux forçages physiques et climatiques qui influencent la réponse hydrologique, et à leur intégration dans les méthodes d'estimation.

Le deuxième chapitre est dédié à la description de l'île de Tahiti dans la diversité de ses contrastes, ainsi que des données hydro-pluviométriques qui y sont disponibles. Les méthodes d'estimation des crues actuellement utilisées à Tahiti seront passées en revue ainsi que celles développées sur d'autres îles volcaniques en climat tropical. La confrontation des méthodes présentées dans le chapitre 1 avec le terrain d'étude et ses spécificités permet de choisir un type de modèle pluie débit adapté à l'île et aux objectifs de régionalisation.

Le modèle choisi est détaillé dans le troisième chapitre. Sa fonction de production est choisie parmi trois structures différentes dont les équations sont comparées puis confrontées aux données. La stratégie de calibration du modèle est ensuite élaborée par application en dynamique des fonctions de production et de transfert retenues à une série d'événements pluie-débit observés sur un premier bassin versant. La calibration de la condition initiale du modèle à partir d'un proxy mesurant l'humidité initiale sur les bassins se révèle peu fiable, et des hypothèses sont élaborées pour expliquer cette faible robustesse.

Le quatrième chapitre propose une expérience dont l'objectif est de mesurer l'impact des incertitudes spatiales sur les pluies sur la calibration de la condition initiale d'un modèle pluie débit. Chronologiquement, cette expérience a été menée avant le choix définitif d'un modèle pluie débit c'est pourquoi le modèle décrit est différent de celui retenu dans le chapitre 3. Cependant les conclusions de l'étude sont valables pour les deux modèles et permettent d'expliquer la faible robustesse de la calibration de leurs conditions initiales. L'identification des causes de ce défaut de calibration permet de redéfinir les conditions d'utilisation et de régionalisation du modèle.

Le cinquième chapitre est consacré à la régionalisation du modèle pluie-débit à partir d'une sélection de neuf bassins et à sa validation sur deux autres bassins. Une discussion est engagée sur ses performances. Elle s'attache à expliquer les défauts du modèle pour donner les clés de son amélioration.

Chapitre 1 – Etat de l’art : les méthodes d’estimation des crues éclair

1.1.	Introduction	26
1.2.	Estimation des crues sur les bassins versants jaugés	27
1.2.1.	Méthodes historiques	28
1.2.2.	Méthodes statistiques	31
1.2.3.	Méthodes déterministes	36
1.2.4.	Conclusion	45
1.3.	Caractérisation de la variabilité des crues : les différents critères	45
1.3.1.	Impact de la pluie	47
1.3.2.	Impact de la nature du bassin versant	49
1.3.3.	Impact de l’humidité des sols	52
1.3.4.	Impact de la géomorphologie	56
1.3.5.	Conclusion	57
1.4.	Estimation sur un bassin non jaugé : régionalisation	58
1.4.1.	Classifications des méthodes de régionalisation	58
1.4.2.	Choix d’un modèle adapté à l’objectif de régionalisation	67
1.4.3.	Bilan	69
1.5.	Conclusion	69

1.1. Introduction

La crue d'un cours d'eau est l'augmentation de son niveau en réponse à une averse. Lors des crues rares ou extrêmes, le cours d'eau sort de son lit et occupe la plaine d'inondation. On distingue les crues éclair et les crues lentes. Les crues lentes durent plusieurs jours ; elles touchent majoritairement les grands bassins versants de plaines. Elles surviennent lorsque des précipitations persistantes se produisent sur des sols saturés en humidité (Peredo et al., 2022).

Les crues éclair se distinguent des autres crues par leur rapidité et leur violence. Elles touchent le plus souvent des bassins versants de petite taille marqués par des pentes fortes, par exemple en zone montagnaise. Elles surviennent lorsque ces bassins réactifs sont soumis à des pluies convectives de forte intensité (Douinot et al., 2018). Elles se manifestent par une brusque augmentation du niveau des rivières et par le transport à grande vitesse de débris solides qui détruisent tout sur leur passage. Montz and Gruntfest (2002) précisent 4 caractéristiques communes aux crues éclair :

- leur soudaineté, qui laisse peu de temps aux autorités pour déclencher des systèmes d'alerte.
- leur rapidité et leur violence à laquelle sont exposés les hommes et les infrastructures.
- elles sont souvent associées à des phénomènes de plus grande échelle comme des crues sur de plus grandes rivières et des coulées de boue (Gruntfest, Handmer, et Handmer, 2001)

Les crues éclair sont donc des phénomènes événementiels qui présentent un danger par leur rapidité d'occurrence, par la vitesse et l'ampleur de leur flux. Le débit maximal, le temps de réponse du bassin versant, le volume et la durée de ces événements sont donc les caractéristiques à estimer. A Tahiti, les crues sont de type éclair, mais la revue dressée dans ce chapitre couvre tous les types de crues.

L'estimation des crues participe à deux objectifs qui sont la prédétermination des crues de projet et la prévision des crues en temps réel. La prédétermination se rapporte à l'évaluation des crues de projet associées à une période de retour, pour lesquelles sont dimensionnés les ouvrages hydrauliques tels que les ponts ou les barrages. Dans un objectif de prédétermination, le volume des crues extrêmes et leur débit de pointe sont les paramètres recherchés. Les méthodes d'estimation des crues utilisées pour la prédétermination sont différentes de celles utilisées pour la prévision. La prévision des crues concerne un futur proche et documenté par des prévisions météorologiques et des données cartographiques actualisées, par exemple sur l'occupation des sols. Pour être intégré dans un outil de prévision des crues en temps réel, la méthode choisie pour estimer les crues doit donc pouvoir décrire tous les types de crue et pas seulement les événements extrêmes ; elle cherche à restituer l'amplitude des crues en association avec leur timing et leur durée. Un tel outil peut être intégré dans un système d'alerte précoce destiné aux populations ou fournir aux gestionnaires des barrages des prévisions sur les volumes à réguler. Les méthodes présentées dans cette étude documenteront les deux objectifs de l'estimation.

Cette partie propose une revue comparative des méthodes disponibles pour estimer les crues éclair sur un territoire défini. Détailler les avantages et inconvénients, puis préciser les applications et contextes d'utilisation de chaque méthode facilitera le choix d'outils adaptés aux données disponibles et au territoire particulier qu'est l'île de Tahiti. La construction d'une méthode régionale sera approfondie en distinguant trois étapes clés : 1) Estimer les crues-éclair sur les bassins jaugés, 2) Dégager des critères de variabilité spatiale et temporelle des crues au sein de la région, et 3) Estimer les crues sur des bassins non jaugés, autrement dit régionaliser la méthode d'estimation des crues.

1.2. Estimation des crues sur les bassins versants jaugés

Cette partie présente et compare les méthodes d'estimation des crues éclair, classées selon leur nature entre 1) les méthodes historiques, 2) les méthodes statistiques et 3) les méthodes déterministes. Les premières sont des méthodes descriptives et naturalistes, qui déduisent les caractéristiques des crues à venir de la description des crues passées. Les secondes considèrent les crues soit comme un phénomène aléatoire, soit comme le résultat de processus trop complexes pour être physiquement explicités. Les caractéristiques des crues sont alors approchées par des lois de probabilité. Les dernières présument les causes et les relations de causalité à l'origine des crues. La connaissance du fonctionnement hydrologique du bassin versant est alors traduite par un modèle de transformation de la pluie en débit.

Selon les auteurs, la distinction entre ces trois types de méthodes est ambiguë (Jain et Indurthy, 2003 ; Lang et al., 2014 ; Rogger et al., 2012 ; Roundy, Duan, et Schaake, 2019). Elles sont d'ailleurs souvent combinées. Ainsi l'étude des crues historiques est essentielle pour la calibration et la validation des méthodes déterministes et statistiques (Gaume, 2018 ; Lang et al., 2014). C'est le cas également lorsqu'un modèle pluie-débit est appliqué à une pluie de projet issue de l'analyse fréquentielle. Pour l'estimation des incertitudes, les modèles déterministes récents s'associent à des méthodes statistiques, par exemple des méthodes d'ensemble (Demargne et Javelle, 2013). D'autres méthodes sont ambiguës par nature, par exemple les modèles stochastiques et les réseaux de neurones : ce sont des modèles boîte noire statistiques, mais guidés par des relations de causalité (Darras et al., 2015; Jain and Indurthy, 2003; Dimitriadis, 2017a). Les frontières entre les différents types de méthodes sont donc confuses, et cette revue ne prétend pas proposer un classement définitif. Par ailleurs, elle n'a pas non plus l'ambition d'être exhaustive. L'objectif est d'offrir un exposé des méthodes couramment utilisées à l'intention d'un ingénieur qui chercherait à estimer les crues sur un bassin donné. Dans cette perspective de support à l'application, l'accent sera mis sur les hypothèses et les implications de chaque méthode.

Le choix d'une méthode dépend en premier lieu du nombre et de la qualité des données. Un bassin versant est considéré comme jaugé si le débit à son exutoire a fait l'objet d'un suivi lors d'un ou de plusieurs événements de crue. Connaître le débit d'un cours d'eau demande d'associer des mesures de sa limnimétrie avec des courbes de tarage qui soient contemporaines de la période de suivi. La nature, la durée et la qualité du suivi seront déterminantes pour le choix d'une méthode d'estimation. Une crue ne sera pas documentée avec la même précision si les mesures sont réalisées par un observateur humain à l'aide d'une échelle limnimétrique ou si elles sont

enregistrées automatiquement par un capteur. De même, assurer la fiabilité de la conversion hauteur-débit demande de documenter la courbe de tarage par des mesures de vitesse à différentes hauteurs et par un suivi régulier du profil du cours d'eau. La disponibilité et la qualité des données nécessaires seront comparées dès que possible.

L'estimation des crues est un maillon dans la chaîne d'opérations visant à la prévision des inondations. En amont du champ recouvert par cette revue, la météorologie et la climatologie renseignent les prévisions de pluie ou les pluies de projet en entrée des modèles hydrologiques. En aval, les modèles hydrauliques et de cartographie des zones inondables utilisent comme entrée les hydrogrammes et autres caractéristiques des crues. Cette étude est donc strictement circonscrite à l'étude du bassin versant et de sa réponse hydrologique.

1.2.1. Méthodes historiques

De nombreuses initiatives ont vu le jour ces quinze dernières années pour organiser la collecte de données sur les crues éclair et leur regroupement dans des bases de données. Douinot et al. (2018) proposent une revue de ces initiatives, parmi lesquelles on peut citer les projets HYDRATE (Hydrometeorological data resources and technologies for effective flash flood forecasting, 2006-2010 ; Gaume and Borga, 2013) à l'échelle européenne, EXTRAFLO (EXTreme RAINfall and FLOod estimation, 2009-2013; Lang et al., 2014) en France, HYMEX (HYdrological cycle in the Mediterranean EXperiment, 2010-2020; Drobinski et al., 2014) sur la zone méditerranéenne, FLASH (Flooded Locations and Simulated Hydrographs, 2012-2017; Gourley et al., 2017) aux Etats-Unis qui est plutôt orienté sur la prévision des crues en temps réel.

Méthodes d'hydrologie de terrain, naturalistes, historiques ou géomorphologiques, toutes ont pour vocation d'apporter des indices descriptifs concrets sur les crues majeures survenues dans le bassin versant d'intérêt. On détaille ici les différentes méthodes utilisées pour documenter ces événements passés de crue-éclair.

Recueil de données de terrain post-crue :

L'objectif est d'estimer le débit atteint lors d'une crue récente sur des cours d'eau non jaugés. Lors de campagnes de terrain post-crue, comme celles organisées dans le cadre du projet HYMEX (Drobinski et al., 2014 ; Lebouc et Payrastre, 2020), des profils transversaux et longitudinaux sont tracés pour connaître la géométrie des tronçons. Pour limiter les erreurs lors de l'estimation des débits de pointe, les tronçons choisis doivent autant que possible présenter un écoulement rectiligne concentré sur une faible largeur, des pentes de lit homogènes sur toute la longueur du tronçon, et le moins de perturbations possible. Pour estimer la section mouillée maximale de l'écoulement, la cote des laisses de crue est indiquée sur le tracé, comme marqueur du niveau maximal atteint par l'eau. Les laisses de crue sont des dépôts végétaux, brindilles ou feuilles mortes, orientés dans le sens du courant et déposés sur les talus de la plaine d'inondation ou restés accrochés dans les branches des arbres. Ces laisses de crue permettent également de déterminer la pente longitudinale de la ligne d'eau. Pour appuyer les estimations de niveau maximal et disposer d'éléments chronologiques sur la crue, les témoignages de riverains sont également recherchés.

A partir de ces indices, les débits atteints peuvent être estimés par le calcul. La formule de Manning (1891) estime le débit du cours d'eau à partir de la géométrie du tronçon :

$$V = K \cdot R_h^{\frac{2}{3}} \cdot I^{\frac{1}{2}} \quad (1)$$

Avec :

V : vitesse de l'effluent dans la canalisation en m/s ;

K : coefficient de débit en $m^{1/3} s^{-1}$ tabulé en fonction de la rugosité des parois ;

R_h : rayon hydraulique en m = Surface mouillée / périmètre mouillé ;

I : pente motrice de l'écoulement en m/m = pente de l'ouvrage en régime uniforme.

La simulation hydraulique est une autre façon d'estimer les débits dans les cas plus complexes où le bief n'est pas idéalement rectiligne et homogène. Entrés dans un simulateur comme HEC-RAS du corps des ingénieurs de l'US Army (Brunner, 2002), les profils longitudinaux et transversaux reconstituent la géométrie du cours d'eau. Des débits croissants sont injectés en entrée de simulation jusqu'à obtenir celui qui restitue en sortie le niveau maximal observé sur le terrain.

Méthode hydro-géomorphologique :

L'hydrogéomorphologie consiste à mettre en évidence et à cartographier les différentes unités de la zone inondable (Ballais et al., 2011 ; Garry, Ballais, et Masson, 2002 ; Masson, Garry, et Ballais, 1996), à savoir le lit mineur qui est la zone d'écoulement courant en basses eaux, le lit moyen et le lit majeur du cours d'eau qui est occupé lors des grandes crues et correspond à la plaine alluviale (Figure 1-1). La géomorphologie s'appuie sur l'analyse de cartes au 1/25 000, de stéréographies aériennes et sur des observations morphologiques et sédimentologiques de terrain. Les outils de télédétection donnent aujourd'hui de nouvelles perspectives à cette méthode (Liu et al., 2018 ; Tabou et al., 2022).

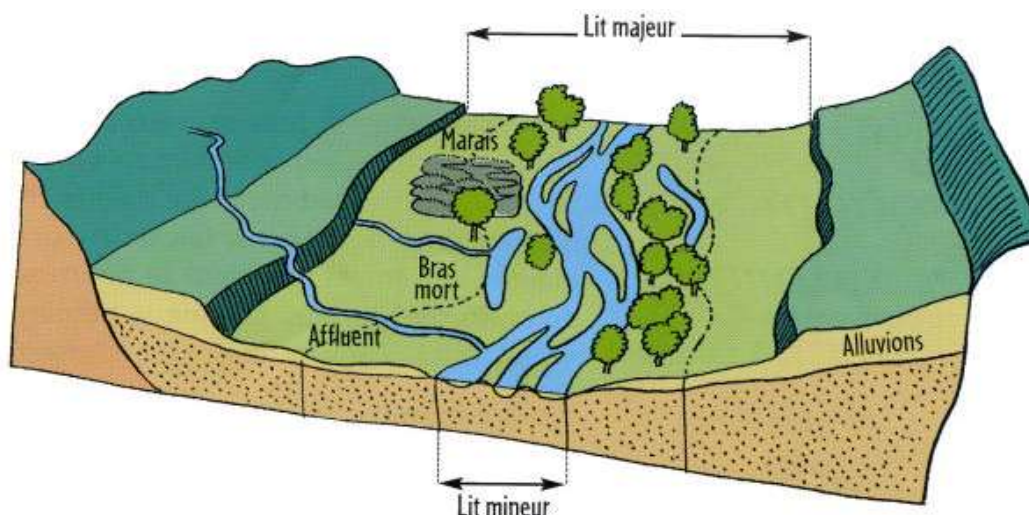


Figure 1-1 : Schéma hydrogéomorphologique du cours d'eau, source : <https://leefmilieu.brussels/node/26754>

Dans le but de cartographier les zones inondables, l'analyse géomorphologique cherche à mettre en évidence la limite externe de la zone inondable (Delorme-Laurent et Ballais, 2006) qui est requise en France pour l'élaboration de documents réglementaires comme les Plan de Prévention des Risques d'Inondation (Montané et al., 2015). Elle est également une des méthodes recommandées par le ministère en charge de la prévention des inondations pour la réalisation des Atlas des zones inondables (Ballais et al., 2011).

Les analyses hydro-géomorphologiques permettent d'avoir une idée des hauteurs atteintes lors des crues majeures, mais elles ne permettent pas seules de renseigner sur la date de tels événements, ni d'associer une période de retour aux zones inondables identifiées.

Documentation historique :

Wilhelm et al. (2019) dressent la revue des archives historiques permettant de décrire les crues historiques d'un bassin versant. Ces archives recouvrent des formes très variées, comprenant annales, chroniques, mémoires, journaux, images ou rapports techniques etc. Les crues record ont notamment fait l'objet de rapports techniques dès le XVIIIe siècle par des ingénieurs qui s'en servaient comme références pour dimensionner les ponts ou les quais dans les villes. Autrefois non publiées, ces études étaient conservées en interne comme littérature grise, et n'ont été incorporées dans les études hydrologiques qu'à partir des années 1970. Aujourd'hui, ces archives sont collectées et répertoriées dans des bases de données telles que la « Chronologie des événements hydrologiques britanniques » de la société d'hydrologie britannique (<http://cbhe.hydrology.org.uk>), en France "Le répertoire des repères de crues" (<https://www.reperesdecruces.developpement-durable.gouv.fr>), le Franco-Allemand "Observatoire Régional des Risques d'inondation" (<http://orrion.fr/#>), ou www.tambora.org à l'échelle internationale.

L'intérêt des documents historiques est qu'ils permettent de remonter à des événements vieux de plusieurs siècles, et que les crues décrites peuvent souvent être directement ou indirectement datées. Le niveau d'information fourni est cependant variable, et les crues décrites pas forcément comparables aux crues actuelles. En effet, des transformations naturelles (éboulis, glissements de terrain) ou artificielles (aménagements, urbanisation) peuvent affecter le lit du cours d'eau et l'occupation des sols du bassin versant, ce qui modifie la réponse hydrologique.

Archives botaniques :

Les arbres peuvent également jouer le rôle d'archives des crues passées. Les crues les plus violentes sont responsables de l'apparition de cicatrices dans les troncs, causées par l'impact et l'abrasion de débris transportés par le cours d'eau (Wilhelm et al., 2019). En modulant la hauteur de la cicatrice avec une estimation de la vitesse de croissance de l'arbre, cette cicatrice fournit un indicateur de paléo-niveau de l'eau, à partir duquel on peut estimer le débit de pointe (Ballesteros-Cánovas et al., 2015). Ces empreintes spécifiques des crues sont également visibles en coupe transversale des troncs dans les anneaux de croissance, ce qui permet de les dater (Ballesteros-Cánovas et al., 2015 ; Stoffel et Corona, 2014). Ces cicatrices permettent parfois de déterminer l'année de la crue, voire la saison.

Marqueurs géologiques des crues passées :

La granulométrie des sédiments lacustres et fluviaux prélevés non loin de l'embouchure des cours d'eau informe sur l'amplitude des débits atteints lors des crues majeures historiques (Gilli et al., 2013). Des séquences granulométriques bien conservées peuvent jouer le rôle de véritables chroniques de crues, celles-ci étant repérées par les horizons de sédiments les plus grossiers. Il existe des techniques de datation de ces dépôts selon leur contenu : datation au carbone 14 pour la matière organique piégée dans les sédiments, ou datation des isotopes radiogéniques (Ely, Webb, et Enzel, 1992 ; Stokes et Walling, 2003). La sédimentologie permet de comparer l'amplitude de crues successives sur un même bassin, mais ne permet pas d'accéder directement à l'amplitude de chaque crue ; elle doit être associée avec des mesures de crues plus récentes qui permettent sa calibration. La difficulté principale des méthodes sédimentologiques de reconstruction des crues anciennes réside en effet dans la calibration entre granulométrie et amplitude des événements. L'étalonnage des mesures granulométriques nécessite que le cours d'eau soit jaugé depuis une date suffisamment ancienne pour que la période d'enregistrement chevauche celle de la séquence sédimentaire.

En région karstique, les stalactites et stalagmites dans les rivières souterraines portent des marqueurs des crues appelés spéléothèmes (Denniston et Luetscher, 2017). Les micro-déchets charriés par les crues se déposent à la surface des structures, et sont piégés dans un horizon de croissance caractéristique de la crue lorsque l'eau se retire. La fréquence des crues pour un niveau donné peut être déduite de l'espacement relatif entre les horizons de croissance (Wong et Breecker, 2015).

Bilan :

Les méthodes historiques documentent l'amplitude et éventuellement la période de retour des crues anciennes. Elles sont complémentaires et doivent être croisées pour garantir la justesse des estimations. En l'absence ou quasi-absence de mesures de pluie et de débit, ces méthodes fournissent déjà des références de crues extrêmes, même si le nombre d'événements renseignés est limité. Les crues de référence seront également utiles pour calibrer et valider d'autres méthodes d'estimation des crues notamment dans le domaine des événements extrêmes.

1.2.2. Méthodes statistiques

Les méthodes d'estimation des crues sont dites statistiques lorsqu'elles prétendent représenter les crues par une ou plusieurs variables aléatoires et accéder à ces variables par des lois de distribution. Les processus physiques à l'origine des crues sont *a priori* ignorés. On verra cependant que certaines méthodes statistiques recherchent des liens de causalité entre la réponse hydrologique et des forceurs climatiques ou environnementaux, pour guider et préciser leurs estimations. On propose ici de présenter les principes des méthodes les plus communes, en progressant par complexité croissante.

Analyse fréquentielle univariée appliquée aux crues extrêmes :

L'analyse fréquentielle est dite univariée lorsqu'elle cherche à estimer une seule dimension des crues telle que leur débit de pointe, leur durée ou le volume ruisselé total, qui sont parfois qualifiés de signatures hydrologiques (Odry, 2017.; Viglione et al., 2013). Son objectif est d'estimer la valeur de cette signature pour une probabilité d'occurrence, ou période de retour donnée, ainsi que la précision avec laquelle est estimée cette valeur (Dubreuil, 1974).

Dubreuil (1974) articule l'analyse fréquentielle univariée appliquée aux événements extrêmes en quatre étapes qui sont 1) l'échantillonnage des crues extrêmes, 2) le choix du type de loi, 3) l'estimation des paramètres de la loi et la vérification de son adéquation à l'échantillon, et 4) l'estimation de la valeur de la variable pour la probabilité P retenue, et le calcul de l'intervalle de confiance au seuil de risque α .

Pour l'échantillonnage des crues extrêmes, l'approche la plus courante est celle des maxima annuels (AM), qui consiste à retenir la crue la plus importante de chaque année hydrologique (Bezak, Brilly, et Šraj, 2014 ; Pan et Rahman, 2022 ; Pheulpin, 2016b). C'est encore l'approche la plus utilisée, même si les échantillons construits sont souvent jugés trop petits et pas assez représentatifs des crues extrêmes. La méthode d'échantillonnage alternative est celle du Peak-Over-Threshold (POT) qui retient toutes les crues dépassant un seuil fixé au préalable en fonction des besoins de l'ingénieur. Cette méthode permet de construire de plus larges échantillons et donne souvent de meilleurs résultats (voir les revues dressées par Bezak et al. (2014), et Pan and Rahman (2022)). La difficulté consiste à choisir un seuil qui garantisse l'indépendance des crues de l'échantillon, critère nécessaire à l'ajustement d'une loi fréquentielle (Zoglat et al., 2014). Quelle que soit l'approche d'échantillonnage retenue, elle doit garantir l'homogénéité temporelle de l'échantillon, qui sous-entend que les conditions climatiques et environnementales sont stationnaires sur toute la période d'échantillonnage.

Une fois constitué, les valeurs de l'échantillon sont classées par ordre croissant, les fréquences expérimentales de chaque valeur sont calculées ainsi que la moyenne et la variance expérimentales de l'échantillon (Dubreuil, 1974). La plupart des lois de distribution des événements extrêmes sont des lois à dissymétrie positive, on peut citer par exemple les lois exponentielles, de Pearson III, de Gumbel, de Frechet (Meylan, Favre, et Musy, 2012). Le choix d'un type de loi se fait souvent selon les habitudes régionales, mais il existe des techniques pour orienter ce choix : tester l'adéquation de la loi avec l'échantillon par des tests comme le χ^2 de Pearson ou le test GPD qui donne plus de poids aux valeurs extrêmes, ou bien considérer la queue de la distribution théorique c'est-à-dire l'allure de l'extrapolation proposée (Meylan, Favre, et Musy, 2012). La Théorie des Valeurs Extrêmes (EVT, Extreme Value Theory) (Coles et al., 2001 ; Katz, Parlange, et Naveau, 2002) propose un cadre mathématique adapté à l'étude des valeurs extrêmes et notamment deux lois de distribution théorique : la loi des extrêmes généralisés ou Generalized Extreme Value (GEV) adaptée aux échantillons AM, et la distribution généralisée de Pareto (GPD) utilisée pour les échantillons POT.

De nombreuses méthodes existent pour l'ajustement des paramètres des lois de distribution, parmi lesquelles on peut citer celles des moindres carrés, des moments, des L-moments (Hosking,

1990) et du maximum de vraisemblance (MLE, Maximum-Likelihood Estimators) (Otten et Van Montfort, 1980). De nombreuses études comparatives existent (revues dans Martins and Stedinger, 2000; Šimková and Picek, 2017) dont la plupart préconisent la méthode des L-moments pour la GEV, et celle des L-moments ou la MLE pour la GPD. Une fois ajustée et validée, la fonction de répartition de la loi permet d'accéder au quantile de débit de probabilité p . Dans le cas d'un échantillonnage AM, cette crue de probabilité p a une période de retour $1/p$.

Les analyses fréquentielles univariées sont les plus simples à mettre en œuvre, et les plus couramment utilisées (Wright, Yu, et England, 2020), par exemple aux Etats-Unis (England, 2011), en Australie (Ball et al., 2016), au Bangladesh (Roy et al., 2019) ou en Norvège (Wilson et al., 2011). Cette facilité d'utilisation a des revers qui tiennent au réalisme et à la rigidité de la méthode. Ainsi, l'hypothèse d'homogénéité de l'échantillon devient caduque dès qu'entrent en considération le changement climatique, les aménagements sur le cours d'eau ou les changements d'occupation du sol (Brunner et al., 2021 ; Wright, Yu, et England, 2020). Pour prendre en compte les tendances existant dans l'échantillon, il faudrait que les paramètres des lois de distribution reflètent ces tendances et soient donc variables dans le temps (Šraj et al., 2016). L'homogénéité des échantillons est également mise à mal si on envisage la diversité des processus à l'origine des crues : les crues de l'échantillon seront d'origines variées et donc de types variés. Enfin, les incertitudes sur l'estimation de la loi et de ses paramètres augmentent lorsque la taille de l'échantillon diminue, donc la fiabilité de la méthode est hautement dépendante de la longueur des chroniques de débit (Brunner et al., 2021). Il est rare de disposer de séries débitométriques suffisamment longues pour avoir une calibration fiable sur les périodes de retour supérieures à quelques décennies.

Méthode du Gradex :

La méthode du Gradex – ou gradient des valeurs extrêmes- (Guillot and Duband, 1967) entend dépasser ce dernier défaut des analyses fréquentielles. Elle a été développée par EDF pour l'estimation des débits de fréquence rare (périodes de retour de 100 à 10 000 ans). Cette méthode repose sur deux hypothèses : 1) à partir d'un certain seuil de débit, le sol est totalement saturé et la totalité de la pluie contribue au ruissellement direct, si bien que l'accroissement en débit est égal à l'accroissement en pluie ; 2) les distributions des valeurs extrêmes de pluie et de débit suivent toutes deux une loi de Gumbel. Par conséquent, les comportements asymptotiques des distributions de pluie et de débit sont parallèles. Cette méthode permet d'estimer les quantiles de débit en exploitant les longues chroniques pluviométriques, qui sont plus souvent disponibles.

La méthode originale du Gradex est encore largement utilisée en pratique, surtout en France (B. Merz et al., 2022) mais aussi en dehors, au Maroc par exemple (Ahattab, Lakhali, et Serhir, 2016 ; Zemzami et al., 2013), en Australie (Daniell, 2020) ou en Algérie (Boumesseneh et Dridi, 2022). Elle a régulièrement fait l'objet de modifications conduisant au développement de variantes (Lang et Lavabre, 2007 ; Roche, Miquel, et Gaume, 2012), comme le Gradex esthétique, le Gradex progressif, la méthode SPEED (Brodie, 2020 ; Cayla, 1993), la méthode AGREGEE (Kayhanfar, 1995 ; Margoum et al., 1994). Ces variantes restent fondées sur les mêmes hypothèses que le Gradex, mais leurs auteurs ont fait en sorte de gommer les défauts de la formulation initiale et

d'apporter davantage de cohérence aux analyses probabilistes (Cayla, 1993 ; Roche, Miquel, et Gaume, 2012).

Les limites de cette méthode dérivent des deux hypothèses. Elles ne restent en effet valables que si la pluie reçue est spatialement homogène sur le bassin versant et si l'occupation des sols est stable dans le temps. Le Gradex n'est donc pas recommandé en zone montagneuse ni en zone urbaine (Roche, Miquel, et Gaume, 2012). Une difficulté supplémentaire est de déterminer correctement le point pivot, c'est-à-dire la pluie à partir de laquelle le parallélisme entre les distributions de pluie et de débit est établi.

Analyse fréquentielle multivariée :

Les analyses fréquentielles multivariées entendent étudier conjointement différentes signatures hydrologiques des crues pour les décrire et les estimer plus justement (Brunner et al., 2021 ; Tootoonchi et al., 2022). Cette approche exploite les relations de dépendance entre les signatures pour estimer les crues de façon plus détaillée et évaluer les risques associés à leurs caractéristiques conjointes. Les informations conjointes peuvent être nécessaires par exemple pour le dimensionnement de réseaux hydrauliques qui doivent prendre en compte à la fois le volume de la crue et le débit maximal atteint. Les méthodes d'analyse fréquentielle multivariées sont diverses. Shukla et Gedam (2019) étudient les inter corrélations entre paramètres hydrologiques et urbanisation par des méthodes de corrélation et d'analyse multivariée de variance. Msilini et al. (2020) exploitent un modèle de régression multivariée (MARS, Multivariate Adaptive Regression Splines) pour estimer les quantiles de crues à l'échelle de la province de Québec au Canada. Brunner et al. (2017) associent un hydrogramme représentatif normalisé par une densité de probabilité avec les quantiles joints de débit maximum et de volume de ruissellement pour reconstituer des hydrogrammes synthétiques de crue. Dans ces méthodes, les différentes variables doivent suivre la même loi de distribution, et le choix de la loi conjointe est induit par la distribution des lois marginales (Genest et Favre, 2007).

Des études plus récentes utilisent des copules (Bezak, Mikoš, et Šraj, 2014 ; Latif et Mustafa, 2020 ; Requena, Mediero, et Garrote, 2013 ; Shiau, Wang, et Tsai, 2006 ; Sraj, Bezak, et Brilly, 2015 ; Tootoonchi et al., 2022) qui permettent de décrire des liens de causalité entre différentes variables. L'avantage des copules sur les analyses multivariées classiques est que la sélection des lois de distributions de chaque variable se fait séparément de la modélisation des dépendances multivariées (Genest et Favre, 2007 ; Sraj, Bezak, et Brilly, 2015), et donc les différentes variables peuvent suivre des lois de distribution différentes. Les copules assouplissent ainsi le champ d'application des analyses multivariées.

Les analyses multivariées explorent les corrélations entre les différentes signatures hydrologiques pour estimer leurs probabilités jointes. Par rapport à l'analyse univariée, elles envisagent les crues sur un bassin donné comme des événements multidimensionnels ce qui est plus réaliste. Les crues sont des événements complexes qui peuvent avoir différentes définitions selon les descripteurs envisagés (Gaume, 2018). La prise en compte de cette complexité en multivarié rend plus réaliste l'hypothèse d'homogénéité des crues nécessaire aux modèles de distribution (Brunner, 2018). Cependant, la définition de la période de retour des crues

multivariées est moins évidente qu'en univarié : le choix entre probabilité conjointe et conditionnelle n'est pas toujours évident (Brunner et al., 2021). Le problème de non-stationnarité des échantillons est toujours présent, et l'hypothèse d'homogénéité des échantillons n'est pas totalement vérifiée puisque les mécanismes à l'origine des crues interagissent à des échelles de temps différentes (Villarini, Slater, et Salvi, 2017).

Modèles stochastiques :

Les modèles stochastiques considèrent les crues comme des phénomènes aléatoires, ou résultant de multiples processus non linéaires compliqués et donc imprévisibles (Dimitriadis, 2017). Les mécanismes à l'origine des crues ne sont pas présumés et les crues sont représentées par des variables aléatoires, c'est pourquoi les modèles stochastiques ont été classés parmi les méthodes statistiques. Toutefois, la construction d'un modèle stochastique conduit à explorer les relations de causalité et de corrélation entre les signatures hydrologiques et des variables explicatives afin de guider la simulation du débit. Si le modèle est une boîte noire pour les processus, les variables d'entrées sont présumées. En ce sens, ces méthodes se rapprochent du déterminisme (Gaume, 2018).

La méthode est bien résumée par Arnaud and Lavabre (2000) dans le cadre de la méthode SHYPRE pour des pluies extrêmes, mais le principe est le même pour les crues. Les événements sont décomposés en descripteurs, chacun considéré comme une variable aléatoire. Une loi de distribution est ajustée sur chaque variable, soit de façon indépendante soit en tenant compte de ses relations de corrélation avec d'autres variables. Lorsque la variable est dépendante, une distribution conditionnée par un modèle à copule est choisie. Pour générer un événement de crue, des tirages aléatoires se succèdent dans les lois de probabilité de chaque descripteur par une méthode de Monte Carlo, de façon soit indépendante soit conditionnée.

Les modèles stochastiques permettent de générer de très longues séries de débit dont les caractéristiques sont très proches de celles des débits observés (Bevacqua et al., 2017 ; Ilich, 2014 ; Serinaldi et Kilsby, 2017 ; Winter et al., 2020). La méthode permet de restituer des hydrogrammes complets à partir de leurs différentes caractéristiques et y compris des événements extrêmes, ce qui résout le problème du manque de données des méthodes statistiques classiques. La génération de longues chroniques de débit peut également se faire par application d'un modèle pluie-débit déterministe à des séries de pluie générées stochastiquement. C'est le principe de la méthode SHYREG (Odry, 2017) et de la méthode SCHADEX (Paquet et al., 2013) par exemple.

Le choix des lois pour chaque variable explicative des crues et l'ajustement de leurs paramètres restent conditionnés à la quantité de données disponibles. De plus les séries générées ne pourront refléter les changements éventuels des conditions climatiques ou les modifications par des infrastructures, surtout si ces modifications sont postérieures à la période de calibration du modèle.

Bilan :

Les modèles et méthodes statistiques couvrent différents aspects de la prédétermination des crues : identification de quantiles associés à des périodes de retour ; extrapolation des estimations vers les crues extrêmes ; génération de longues séries de données. Ces méthodes sont faciles à prendre en main pour les utilisateurs et sont largement utilisées en pratique en Europe, aux Etats Unis et en Australie (voir la revue p. 25 de la thèse d'Odry (2017)). Par contre, elles ne sont pas directement applicables à la prévision en temps réel. Trois inconvénients majeurs de ces méthodes sont : 1) leur fiabilité est hautement dépendante de la longueur des chroniques de débit ; 2) l'hypothèse d'homogénéité des crues est impossible à respecter complètement ; 3) les tendances et autres ruptures de stationnarité ne sont pas restituées.

Cette revue est loin d'être exhaustive, et de nouvelles approches se développent, notamment celles basées sur l'intelligence artificielle (Mosavi, Ozturk, et Chau, 2018) ou l'inférence bayésienne (Gaume, 2018).

1.2.3. Méthodes déterministes

Une méthode est dite déterministe lorsqu'elle prétend connaître les causes et les relations de causalité pour en déduire les effets. Appliquée à l'hydrologie, cela revient à envisager l'ensemble des forçages et des mécanismes impliqués dans la génération des crues. Les processus présumés sont traduits par des relations mathématiques qui sont appliquées aux différents forçages. La représentation mathématique des processus physiques implique une simplification qui se traduit par des paramètres à ajuster, sur lesquels se répercutent un certain nombre d'incertitudes. Les méthodes déterministes sont donc couplées de méthodes statistiques qui permettent d'ajuster les valeurs des paramètres et d'évaluer leurs incertitudes et celles des débits. On s'intéresse ici aux principes déterministes de chaque méthode, sans chercher à détailler les techniques statistiques qui leur sont associées.

1.2.3.1. Classification des différents types de méthodes

Formes simples :

La formule rationnelle est l'équation la plus utilisée pour la prédétermination des crues sur des petits bassins en hydrologie pratique (Baïamonte, 2020 ; Grimaldi et Petroselli, 2015). Cette méthode empirique a été développée au XIX^e siècle en Irlande (Bedient, Huber, et Vieux, 2008 ; Mulvaney, 1851), et est utilisée actuellement sous la forme suivante :

$$Q_p(T) = C(T).I(t_c, T).A.k \quad (2)$$

Avec C le coefficient de ruissellement pour la période de retour T (-) ; I l'intensité d'une averse représentative du bassin versant dont la durée est égale au temps de concentration t_c du bassin pour la période de retour T en mm/h ; A la superficie du bassin versant en km² ; k un coefficient d'ajustement pour l'homogénéité dimensionnelle.

La popularité de cette méthode tient à sa simplicité et à la faible quantité de données requises : les courbes intensité-durée-fréquence pour caractériser la pluie, t_c et C . Elle repose sur les hypothèses suivantes qui sont toutes discutables (Baïamonte, 2020 ; Butler et Davies, 2017) : l'intensité de pluie est constante sur toute la durée de l'averse et uniforme sur tout le bassin versant; le taux d'infiltration est également constant dans le temps et uniforme dans l'espace ; le temps de concentration est supérieur à la durée de la pluie. La dernière hypothèse limite l'application de cette méthode aux petits bassins versants.

Cette dernière hypothèse n'est vraie que dans le cas où le taux d'infiltration est uniformément faible sur le bassin versant, ou bien elle revient à considérer que l'entièreté de la surface du bassin contribue à la crue. Si on considère une infiltration non négligeable, la durée de l'averse sera en réalité inférieure au temps de concentration. De plus, la définition du temps de concentration est ambiguë, et de Almeida et al. (2016) conviennent qu'il n'en existe pas de définition universelle. Ils proposent un modèle pour l'estimer à partir d'un hydrogramme observé.

La définition du coefficient de ruissellement est également subjective et laisse trop de liberté à l'utilisateur (Grimaldi et Petroselli, 2015 ; Wang et Wang, 2018). Doit-il être estimé à partir des événements observés ou à partir de l'occupation des sols ? De récentes études se sont attachées à développer des méthodes d'estimation de ce paramètre. Grimaldi and Petroselli (2015) en proposent une formulation alternative empirique, qui remplace le C par le Curve Number (CN) dont les valeurs sont tabulées en fonction de la nature du sol et de son occupation (Mishra et Singh, 2003). Dhakal et al. (2013) en proposent une estimation empirique dérivant du pourcentage de surface imperméable, obtenue sur une base de 80 bassins versants au Texas. L'estimation de C par Froehlich (2016) dépend de la période de retour de l'événement. Ces méthodes sont empiriques et les relations dépendent de la zone de calibration. De plus, on s'attend à ce que l'aptitude au ruissellement d'un bassin varie d'un événement à l'autre selon son taux d'humidité.

En résumé, la formule rationnelle est peu fiable car elle repose sur des hypothèses très fortes et car ses facteurs sont définis de façon ambiguë. Sa facilité d'usage explique que des efforts soient réalisés pour proposer des estimations plus fiables de ses facteurs. Des formulations alternatives en sont également proposées (Baïamonte et al., 2020) qui synthétisent le fonctionnement de modèles hydrologiques. Développés à l'échelle régionale, ces formulations plus souples pourraient s'appliquer à des pluies de projet plus réalistes et intégrer davantage de caractéristiques du bassin versant. La nouvelle formulation serait alors mieux adaptée à sa zone d'application.

Modèles pluie-débit appliqués à une pluie réelle (prévision) ou une pluie de projet (prédétermination) :

Wheater et al. (2007) définissent un modèle comme étant une représentation simplifiée d'un système réel, prenant la forme d'un ensemble d'équations simultanées ou d'un ensemble logique d'opérations programmées. Les modèles hydrologiques sont innombrables, mais certaines clés de classification font consensus dans la littérature (Jain et al., 2018; Jay-Allemand, 2020; Pheulpin,

2016; Rouhier, 2018; Saadi, 2020; Salvatore et al., 2015; Singh, 2018; Wotling, 2000) qui sont bien résumées dans le schéma en (Figure 1-2) proposé par Singh (2018).

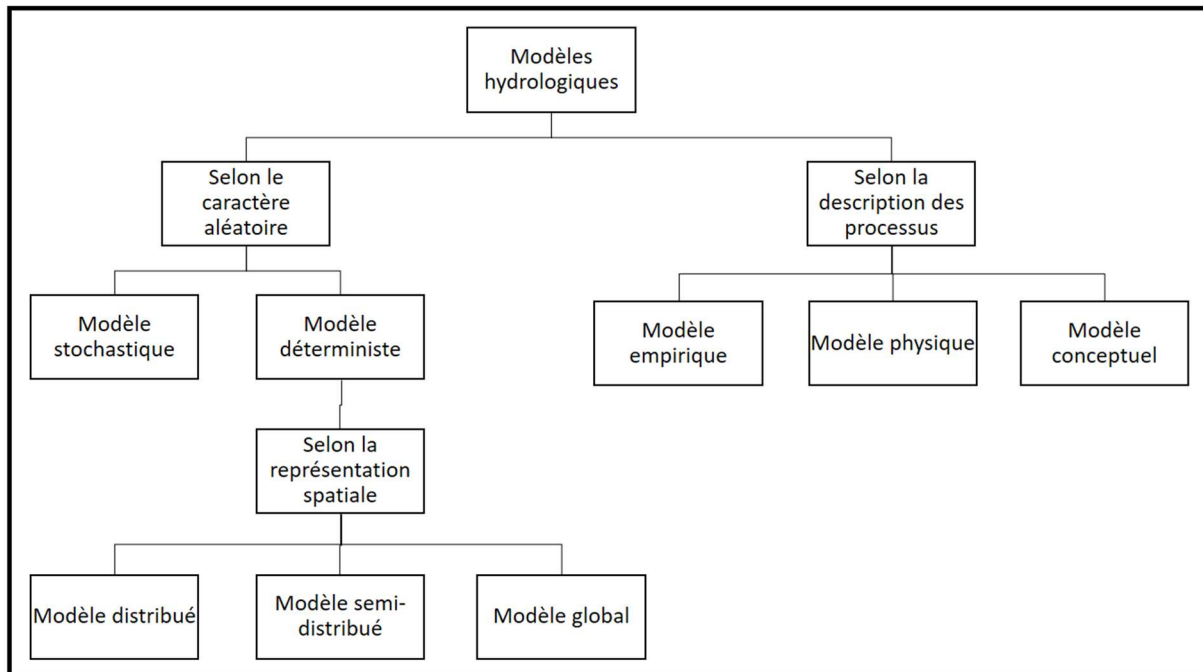


Figure 1-2: Classification des modèles hydrologiques (d'après Singh, 2018)

Les modèles stochastiques (décrits en paragraphe 1.2.2) se distinguent des modèles déterministes parce qu'ils incorporent l'aspect aléatoire de la réponse hydrologique (Singh, 2018; Dimitriadis, 2017) et génèrent des ensembles de sorties à partir d'une seule entrée quand les modèles déterministes conduisent à un unique résultat. On développera ici les deux autres clés de classification proposées par Singh (2018) : le type de description des mécanismes de la réponse hydrologique, et sa représentation spatiale. On ajoutera ensuite une distinction entre modèles continus et événementiels, basée sur leur échelle temporelle d'exécution.

Type de description des mécanismes :

Les modèles empiriques sont construits de façon à restituer les observations de sortie à partir des entrées sans présumer des mécanismes de la réponse hydrologique. Ils sont donc statistiques plutôt que déterministes et englobent par exemple les modèles stochastiques ou les réseaux de neurones.

Les modèles à base physique prétendent représenter fidèlement les parcours de l'eau dans le bassin versant par des équations aux différences finies. Ils comprennent des variables d'état qui ont un sens physique et pourraient être mesurées en tout point du terrain ; ce sont donc forcément des modèles semi-distribués ou distribués. Par exemple, le modèle TOPKAPI (Ciarapica et Todini, 2002) stipule que l'écoulement horizontal de l'eau dans le sol et à la surface du bassin peut être approché par une fonction onde cinématique. Il inclut trois réservoirs non linéaires agencés en cascade correspondant au sol, à la surface et au réseau hydrographique. Le modèle VIC (Variable Infiltration Capacity) (Liang et al., 1994) intègre les processus d'évaporation et

d'évapotranspiration. Il propose un sol à deux couches et module le ruissellement de surface selon les caractéristiques de la couche superficielle. Les modèles physiques présentent une structure relativement complexe, qui doit être soutenue par des données variées à la bonne résolution spatio-temporelle : température, évaporation, humidité des sols, géomorphologie, occupation des sols, dimensions du réseau hydrographique...

Les modèles physiques supposent que le fonctionnement du bassin est le résultat de l'agrégation de processus de petite échelle (Gharari et al., 2015). Or les processus dépendent de l'échelle d'étude et le bassin versant est caractérisé par des processus résultants plutôt qu'additionnés (Hrachowitz et al., 2013 ; McDonnell et al., 2007 ; Melsen et al., 2016). En réalité, on n'est pas certains que les lois élaborées à l'échelle de la parcelle soient toujours valables à l'échelle du bassin versant. Le développement de modèles conceptuels prend du sens vis-à-vis de ce défaut, mais il propose également une alternative moins gourmande en données.

Les modèles conceptuels considèrent que les processus à l'origine des crues sont interdépendants et que les processus dominants dépendent du contexte. Renonçant à restituer cette complexité, ils cherchent à approcher les processus résultants à l'échelle du bassin versant par un schéma. Ce schéma comprend un ou plusieurs réservoirs pour les composantes du bassin versant (végétation, sol, horizons profonds...) et des équations semi-paramétriques pour les processus (pluie, évapotranspiration, infiltration, percolation, ruissellement direct ou retardé...). Les paramètres ne sont pas directement liés à des variables observables ou mesurables et doivent être calibrés. L'architecture des modèles varie cependant selon les processus dominants qui sont envisagés. Le niveau de simplification et la part d'empirisme sont également variables d'un modèle à l'autre. Ainsi, les modèles ALTHAIR (Ayrat et Sauvagnargues, 2005) et MHYDAS (Moussa, 2003) considèrent que le ruissellement direct se produit lorsque l'intensité de la pluie dépasse un certain seuil : c'est le refus d'infiltration ou ruissellement Hortonien (Horton, 1933). Le modèle TOPMODEL (Beven et Kirkby, 1979) est fondé sur l'existence d'une relation entre le coefficient de ruissellement et la part de surfaces sursaturées dans le bassin. Il exploite la théorie des aires contributives (Woods, Sivapalan, et Robinson, 1997). Les modèles de la suite GR (Perrin et al., 2007) sont des modèles à réservoirs parcimonieux développés pour être appliqués sur des bassins variés, et les relations modélisant les écoulements sont totalement empiriques.

Les données nécessaires à la calibration des modèles conceptuels se limitent aux chroniques de précipitation et de débit, et éventuellement d'évapotranspiration. La calibration des paramètres nécessite cependant une longueur de chroniques suffisante : par exemple, les modèles GR ont besoin d'une année de données pour leur initialisation et de plusieurs années pour leur calibration (Perrin, Michel, et Andréassian, 2007). Les modèles conceptuels agrègent plusieurs processus pour donner un schéma résultant, c'est pourquoi les paramètres de ce schéma sont difficiles à interpréter. Cela posera problème lors de l'étape de régionalisation (cf. paragraphe 1.4.2). De plus les difficultés pour identifier les paramètres peuvent être aggravées par des problèmes d'équifinalité (Gharari et al., 2015), c'est-à-dire des situations de compensation entre les paramètres où différents jeux conduisent à la même solution.

Représentation spatiale des mécanismes :

Les modèles déterministes sont classés selon trois niveaux de résolution spatiale, entre modèles globaux, semi-distribués et distribués.

Les modèles globaux considèrent le bassin versant comme une entité homogène qui peut être résumée à son point exutoire : les variables climatiques s'appliquent uniformément sur la surface du bassin et un unique jeu de paramètres suffit à décrire tous les sous-bassins. Ces modèles ne peuvent pas être à base physique. Ils sont très simples d'utilisation mais ne conviennent pas à des bassins à topographie contrastée ou sur lesquels la pluie est trop variable. C'est le cas par exemple des bassins montagneux. Darbandsari and Coulibaly (2020) ont comparé sept modèles globaux sur deux bassins versants de l'Ontario, et recommandent les modèles MACHBV (Samuel, Coulibaly, et Metcalfe, 2011), SACSMA (Burnash, Ferral, et McGuire, 1973) et GR4J (Perrin, Michel, et Andréassian, 2003) qui ont obtenu les meilleures performances.

Les modèles semi-distribués sont implémentés à l'échelle des sous-bassins versants et calculent la somme de leurs réponses pour évaluer la réponse globale du bassin. Les jeux de paramètres et les entrées pluviométriques peuvent varier d'un sous-bassin à l'autre. Un exemple de modèle semi-distribué est le modèle HEC-HMS (Feldman, 2000). Gharari et al. (2015) proposent un découpage non pas en sous-bassins versants mais en classes de topographie : le paramétrage du modèle FLEX-TOPO varie dans l'espace entre zones humides, plateaux et versants.

Les modèles distribués autorisent la variation spatiale des paramètres et des entrées météorologiques à une résolution choisie par l'utilisateur. La topographie peut être prise en compte dans la modélisation via l'intégration d'un modèle numérique de terrain. Les paramètres peuvent varier dans l'espace, et peuvent éventuellement représenter la variabilité de processus physiques. Le débit peut être calculé à chaque maille en tenant compte des contributions de proche en proche ou bien à l'exutoire du bassin par intégration des contributions de toutes les mailles (Abdi et Meddi, 2015). Ces modèles demandent de grandes quantités de données et mettent en œuvre de lourds traitements algorithmiques. La paramétrisation distribuée augmente également le risque d'instabilité des paramètres qui pourront compenser des défaillances de structure du modèle ou des erreurs de mesure des données. En contrepartie, ils intègrent la variabilité spatiale de la pluie et l'hétérogénéité des caractéristiques du bassin (De Lavenne et al., 2016) et peuvent donc supporter des modèles plus réalistes vis-à-vis de la physique et des paramètres plus facilement interprétables (Singh, 2018). Le modèle LISFLOOD (De Roo, Wesseling, et Van Deursen, 2000 ; Zanchetta et Coulibaly, 2020) est utilisé par le service de gestion des urgences (Emergency Management Service) du programme Copernicus de l'Union Européenne pour fournir des prévisions de crues éclair en temps réel. Implémenté sur une plateforme de type système d'information géographique (SIG), il intègre les données sur la topographie, la nature et l'occupation des sols. Il est alimenté par des données de pluie radar. Aux Etats-Unis, les centres de prévision des crues utilisent de plus en plus le modèle HL-RDHM (Hydrology Laboratory Research Distributed Hydrologic Model), un modèle à base physique qui nécessite la calibration de 15 paramètres par maille (Zanchetta et Coulibaly, 2020).

Choisir le niveau de représentation spatiale d'un modèle revient à faire un compromis entre la facilité d'utilisation et le sens physique. C'est ce qu'illustrent les résultats de l'étude comparative des performances du modèle SWAT pour différentes spatialisations, menée par Muhammad et al.

(2019) sur un bassin de la prairie Pothole au Canada. Le modèle distribué donnait les meilleurs résultats mais au prix d'une incertitude plus élevée. Il permettait toutefois de restituer les processus physiques caractéristiques l'hydrologie de cette région. Cette idée est bien résumée par Melsen et al. (2016), pour qui le niveau de distribution détermine les processus modélisés. Un modèle global moyennera les processus sur le bassin tandis qu'un modèle distribué pourra faire la différence entre excès d'infiltration et de saturation à fine échelle.

Certains modèles incorporent différentes échelles de spatialisation. C'est le cas du modèle semi-distribué GRSD incorporé dans la méthode AIGA du programme Vigicrues Flash (Fouchier et al., 2017) pour la prévision des crues en temps réel en France. GRSD est associé au modèle GR4J en global pour l'initialisation de son réservoir de routage et également au modèle SAJ distribué pour initialiser le réservoir de production associé à chaque cellule.

Echelle temporelle d'exécution :

Les modèles peuvent être exécutés sur des périodes de temps continues ou restreintes à la durée des événements de crue. Les modèles continus associent aux mécanismes de surface les échanges atmosphériques et hydrogéologiques de long terme pour restituer la dynamique complète du bassin versant dans sa succession de crues et d'étiages. Ils doivent donc être alimentés par des forçages qui contrôlent l'évapotranspiration en plus des données de pluie, qui doivent présenter le moins de lacunes possibles. Si ces modèles ont un champ d'application plus large que la simple prévision des crues, Grimaldi et al. (2019) ont montré que les incertitudes générées pour la prévision des étiages se répercutaient sur l'estimation des hautes eaux. Ils préconisent plutôt les approches événementielles pour estimer les crues.

Les modèles événementiels s'appliquent sur des périodes allant de quelques heures à quelques jours selon la durée de l'événement. A cette échelle on peut négliger les phénomènes d'évapotranspiration et de percolation, ce qui permet d'alléger la structure du modèle et de diminuer la quantité de données nécessaires. En mode événementiel, les modèles comportent un paramètre qui représente l'état du bassin au début de l'événement. Ce paramètre est le support de la variabilité temporelle des crues sur un bassin donné, il est une condition initiale qui doit être déterminée pour chaque événement. La calibration de cette condition initiale est l'inconvénient majeur des modèles événementiels (Tramblay et al., 2010).

Bilan :

De même que la distinction entre méthodes statistiques et déterministes est floue, la classification d'un modèle déterministe peut souvent être questionnée. Entre les modèles globaux empiriques dits « boîtes noires » et les modèles physiques distribués dits « boîtes blanches », les variations de complexité et de réalisme sont continues. Les critères de classification permettent alors surtout de comparer les modèles entre eux afin d'orienter le choix.

1.2.3.2. Plasticité des modèles déterministes : Comment ajuster la complexité de leur structure ?

Une fois choisi le type de modèle adapté au bassin versant, aux données hydrologiques disponibles et aux ambitions de modélisation, il est encore possible d'ajuster sa structure. De nouveau il s'agit de trouver un compromis, cette fois sur la complexité du modèle c'est-à-dire le nombre de ses paramètres.

Une structure peu paramétrée comme celle des modèles GR (Perrin, Michel, et Andréassian, 2007) est dite parcimonieuse. Ces structures simples permettent de limiter les risques d'équifinalité, alors que les paramètres plus nombreux des structures complexes seront moins distinctement identifiables. Ces qualités peuvent expliquer de meilleures performances. Ainsi K. Ajami et al. (2004) comparent les résultats du modèle SAC-SMA semi-distribué (Sacramento Soil Moisture Accounting) (Burnash, Ferral, et McGuire, 1973) lorsque les paramètres varient ou non d'un sous-bassin à l'autre. Les performances ne sont pas augmentées pour la version plus complexe où les paramètres sont laissés libres. De même Merz et al. (2022) se basent sur la comparaison de cinq versions d'un modèle de complexité croissante calés à l'échelle régionale sur 700 bassins des Etats Unis. Ils constatent que les modèles les plus simples sont les plus performants du point de vue des débits simulés.

D'un autre côté, complexifier la structure d'un modèle peut améliorer sa souplesse : il pourra davantage tenir compte de l'hétérogénéité des processus hydrologiques (Hrachowitz et al., 2013). Passer de structures parcimonieuses à des structures complexes permet également d'accéder à la connaissance de ces processus. Ainsi Peredo (2021) montre que les performances du modèle global GRP à trois paramètres dépendent du type d'événement. Elle recommande le modèle GRSD semi-distribué à 6 paramètres, jugé plus robuste lorsqu'il est sollicité dans des conditions inhabituelles par rapport à celles de la calibration. Elle ajoute ensuite un 7^e paramètre pour adapter la structure du modèle à une meilleure prise en compte des fortes intensités de pluie (Peredo et al., 2022). Suivant la même démarche de complexification, Saadi (2020) assouplit pas à pas la structure du modèle GR4H en y incorporant une variante de ruissellement spécifique aux zones imperméables, puis en introduisant un coefficient de partage de l'écoulement entre écoulement rapide et écoulement lent.

Plutôt que d'appliquer un modèle complexe à un bassin versant dont le fonctionnement est peu connu, Sivapalan (2003) recommande de partir de modèles simples qui caricaturent le système du bassin. Les premiers modèles permettront de tester des hypothèses afin d'élaborer des théories sur le fonctionnement du bassin qui seront portés par des modèles à complexité croissante. De même Perrin et al. (2003) considèrent les modèles existants comme des points de départ à l'élaboration de modifications structurelles. Cette vision des modèles comme testeurs d'hypothèses a été également portée lors de la décennie PUB (Predictions in Ungauged Catchments) (Hrachowitz et al., 2013).

1.2.3.3. Sources d'incertitudes

Les paramètres des modèles peuvent être biaisés par des incertitudes, ce qui complique leur identification ou se traduit par des situations d'équifinalité. D'où proviennent les incertitudes et comment les identifier ?

Moges et al. (2020) dressent la revue des sources d'incertitudes pour la modélisation hydrologique (Figure 1-3). Ils distinguent 1) les incertitudes provenant des données 2) les incertitudes liées à la structure du modèle, 3) les incertitudes liées aux paramètres, et 4) les incertitudes sur la condition initiale du modèle et ses conditions aux limites.

La performance d'un modèle dépend très fortement de sa structure, et les erreurs sur la structure du modèle priment sur les autres sources d'incertitudes (Højberg et Refsgaard, 2005). Elles sont donc celles à caractériser en premier. Elles représentent 30% des incertitudes totales sur les débits en moyenne (Rojas, Feyen, et Dassargues, 2008). En l'absence d'une théorie unifiée sur les processus de formation des crues, il est malaisé de présumer d'une structure de modèle pour représenter ces processus. Les incertitudes structurales dérivent également de la simplification des processus opérée lors de la construction d'un modèle. Plus le modèle sera éloigné d'une représentation idéale des processus, plus augmentera la difficulté à identifier les paramètres. Rendus à l'état de commutateurs d'une mécanique devenue abstraite, ils deviendront interchangeables et seront plus vulnérables aux phénomènes d'équifinalité. Cependant, les paramètres sont sujets à des incertitudes même pour des modèles physiques pour lesquels ils ont du sens et sont estimés à partir des observations de terrain (Moges et al., 2020). C'est le cas lorsque la quantité de données de calibration est insuffisante : une mesure *in situ* ne suffit pas à calibrer un paramètre sur l'entièreté d'un bassin-versant. En résumé, les incertitudes sur les paramètres proviennent soit des répercussions des simplifications conceptuelles, soit d'erreurs de mesure.

Les incertitudes sur les données concernent les données d'entrée telles que la pluie, l'évapotranspiration ou l'occupation des sols, et les données de calibration comme le débit ou l'humidité des sols. Les erreurs sur les données incluent les défauts de mesure par les outils d'enregistrement, d'étalonnage et d'interpolation spatiale. Ces incertitudes génèrent des biais dans l'estimation des paramètres et dans les calculs de bilan hydrologique. Combinées, elles représentent une part variant de 10 à 40% de l'incertitude totale sur les débits (McMillan, Westerberg, et Krueger, 2018). Dans une revue consacrée aux modèles prévisionnels, Hapuarachchi et al. (2011) désignent les incertitudes sur les pluies comme étant les premières sources d'incertitudes, devant les incertitudes sur les paramètres ou les conditions initiales d'humidité.

La conversion de la limnimétrie en débit par construction est notamment la source d'incertitudes multiples. Des erreurs sur la mesure de la vitesse peuvent être générées lors des opérations de jaugeage ; la courbe de tarage obtenue doit être contemporaine de la période d'enregistrement du niveau de l'eau pour accommoder les éventuels détarages ; l'extrapolation de cette courbe doit être documentée par des jaugeages de hautes eaux. Les incertitudes générées lors du tarage

peuvent atteindre 25% des incertitudes totales en conditions d'extrapolation (Di Baldassarre et Montanari, 2009).

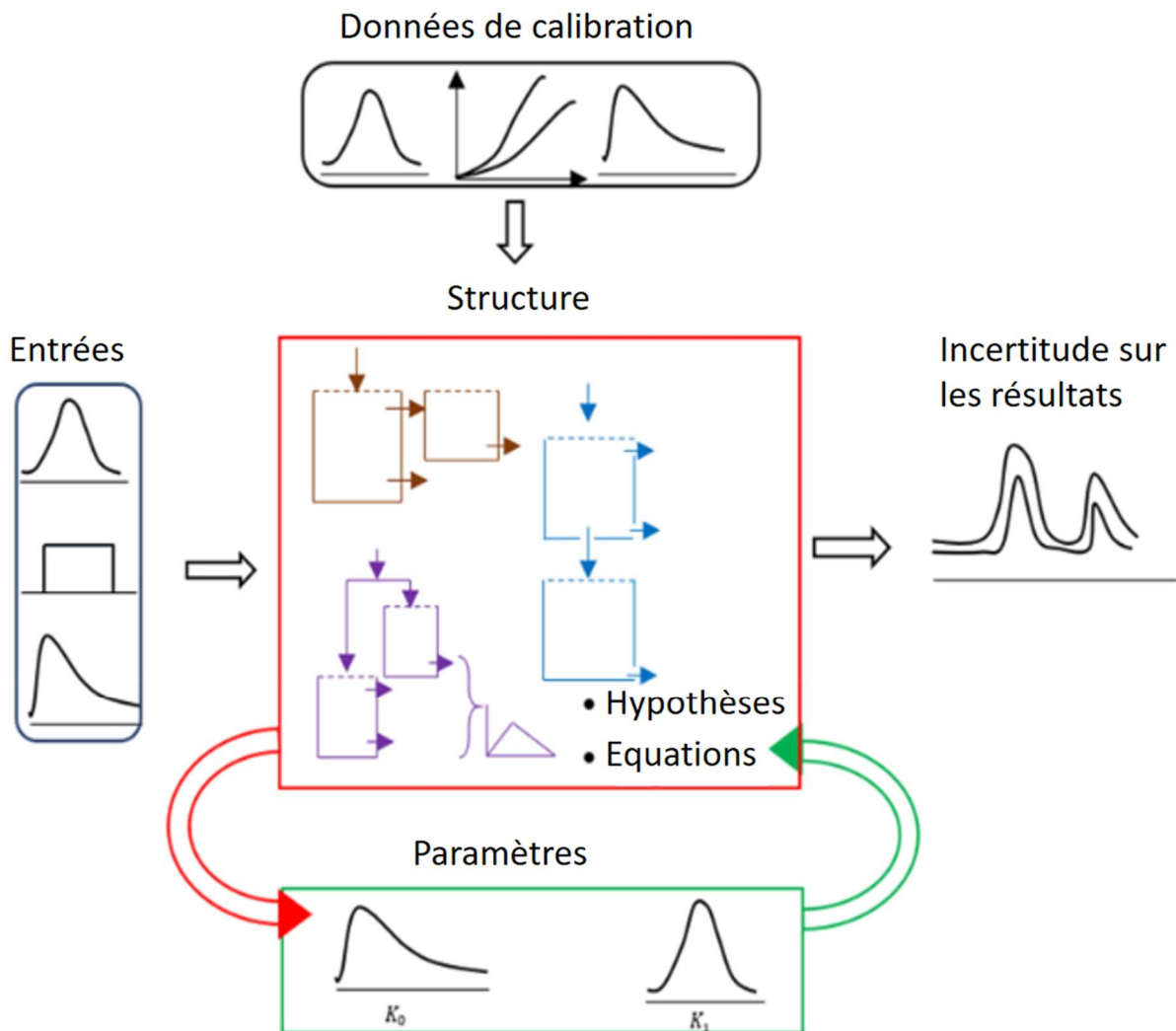


Figure 1-3: Différentes sources d'incertitudes sur la modélisation hydrologique (Moges et al., 2020). Les flèches indiquent les interactions entre les différentes sources d'incertitudes.

De nombreuses méthodes ont été développées pour estimer et réduire les incertitudes, qui sont bien décrites dans la littérature (McMillan, Westerberg, et Krueger, 2018 ; Moges et al., 2020). Le type de méthode le plus évident pour caractériser les erreurs sur les entrées est celle de la répétition (McMillan, Westerberg, et Krueger, 2018). Il s'agit de reproduire les opérations de mesure ou de calibration jusqu'à pouvoir estimer les limites de son caractère aléatoire. Cela s'applique sur le terrain lors des opérations de jaugeage par exemple. Un autre exemple est la confrontation de différentes méthodes d'interpolation pour calculer la moyenne spatiale de la pluie à partir des mesures *in situ*. De ce principe de répétition découlent les méthodes d'ensemble pour exprimer les incertitudes (Roundy, Duan, et Schaake, 2019). Un modèle ou plusieurs modèles sont lancés plusieurs fois pour générer un ensemble de résultats. Avant chaque exécution, les données d'entrée ou de calibration considérées comme incertaines sont perturbées, et l'exécution du modèle permet de propager ces perturbations jusqu'aux sorties. Ces méthodes

d'ensemble permettent d'associer aux résultats un intervalle de risque. Par exemple, la méthode AIGA associe des incertitudes sur les pluies aux prévisions de débits en intégrant les prévisions météorologiques par une méthode d'ensemble (Demargne et Javelle, 2013)

1.2.4. Conclusion

Le choix d'une méthode d'estimation des crues entre méthodes statistiques et déterministes relève de l'ambition de l'utilisateur et aussi des données dont il dispose. S'il désire simplement accéder à des quantiles sur une ou plusieurs caractéristiques de la crue et qu'il dispose des données requises, une méthode statistique suffira. Mais s'il souhaite comprendre le fonctionnement des bassins, alors les méthodes déterministes sont plus adaptées car elles permettent d'élaborer et de tester des hypothèses sur les processus de formation des crues. Parmi les méthodes déterministes, on préférera les modèles hydrologiques qui sont de meilleurs supports pour restituer la variabilité des crues. Le choix d'un modèle hydrologique relève encore une fois d'un compromis entre d'une part le pôle réaliste mais complexe des modèles distribués à base physique, et de l'autre le pôle simple mais abstrait des modèles conceptuels globaux. Ajuster un modèle hydrologique à un bassin peut se faire graduellement, par ajouts successifs de paramètres à une structure basique simple. L'objectif est d'obtenir une structure suffisamment souple pour pouvoir restituer la variabilité des processus tout en limitant les risques d'équifinalité et en préservant l'identifiabilité des paramètres.

Cette première partie permet de comparer entre elles les méthodes de la littérature pour estimer les crues sur un bassin versant jaugé. Avant de chercher à la transférer sur des sites non jaugés, il faut s'assurer que la méthode choisie restitue le mieux possible la variabilité des crues. Une seconde partie est donc dédiée à la caractérisation des variabilités spatiales et temporelles des crues. Les facteurs majeurs de variabilité doivent influencer les sorties du modèle, et leur connaissance apporte de nouvelles exigences qui permettent d'affiner la sélection du modèle le plus adapté.

1.3. Caractérisation de la variabilité des crues : les différents critères

Décrire la variabilité des crues est complexe car elles sont le résultat de phénomènes multiples : les précipitations, l'interception de la pluie par la végétation, le ruissellement de surface, l'infiltration, l'écoulement dans les sols dit de subsurface, la percolation vers les nappes phréatiques et l'écoulement de nappe. Tous ces phénomènes sont en réalité les étapes du cycle de mouvement et de renouvellement de l'eau sur la terre, ou cycle hydrologique (Figure 1-4). Ces phénomènes s'accomplissent successivement mais également simultanément : ils sont interdépendants, c'est pourquoi il n'existe pas de théorie universelle sur la formation des crues.

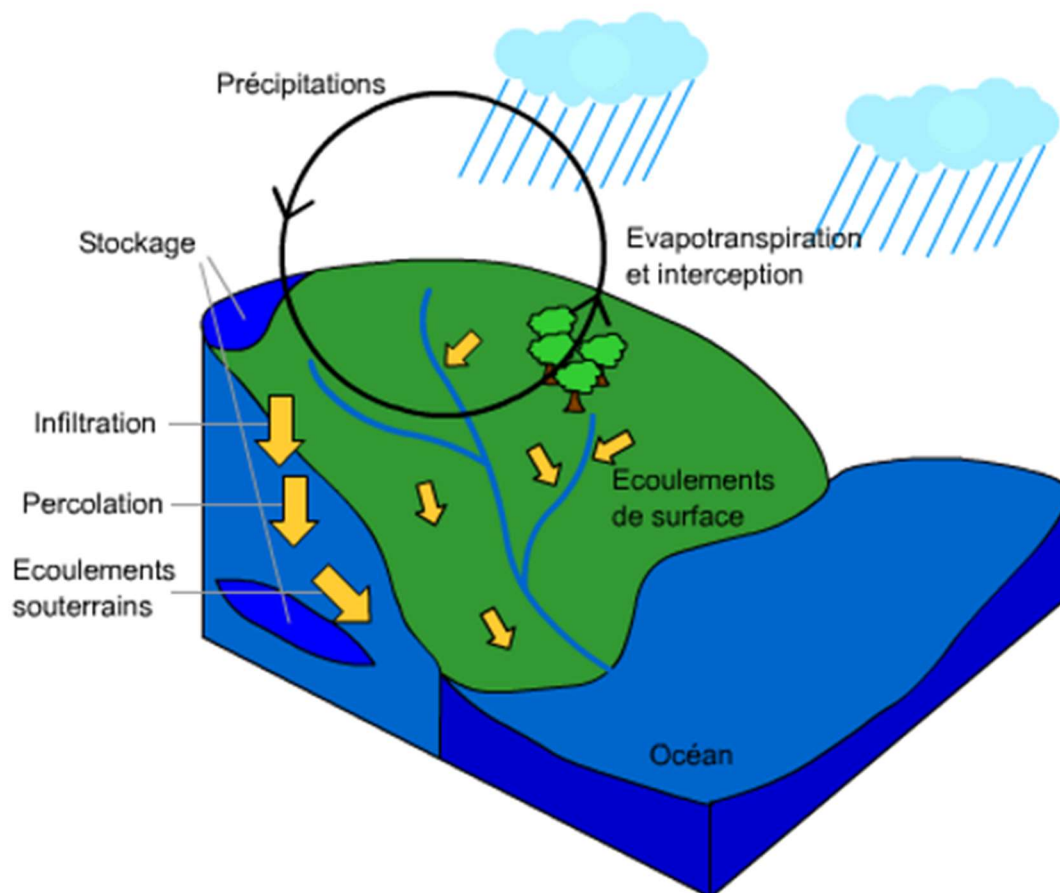


Figure 1-4: Représentation du cycle hydrologique. Cours "Hydrologie générale" du professeur André Musy, Ecole Polytechnique fédérale de Lausanne.

Chacun des phénomènes est également complexe en lui-même et hautement variable d'un bassin versant à un autre. Ainsi les précipitations dépendent du climat régional, de la saison et de l'influence éventuelle des océans ; l'infiltration dans les sols dépend de la nature des sols mais également de l'intensité de l'averse et de l'humidité des sols, elle-même reliée aux précipitations antérieures ; la percolation et l'écoulement souterrain dépendent de la géologie... Détailler les variabilités de chaque phénomène pour espérer les conjuguer et en déduire la variabilité des crues s'annonce compliqué et d'emblée décourageant. La démarche que nous suivons ici n'est pas de chercher à expliquer mais seulement d'observer, de décrire et de comparer. Il s'agit de passer en revue les différentes sources de variabilité sur les caractéristiques des crues, pour déterminer lesquelles sont les plus décisives. On s'intéressera en particulier aux moyens d'accéder à ces forçages, c'est-à-dire aux indices ou proxy qui les décrivent le mieux à l'échelle du bassin versant. La perspective sous-jacente est de réfléchir à l'intégration des facteurs de variabilité dans les méthodes d'estimation des crues et dans leur régionalisation. Pour suivre le déroulement des étapes du cycle hydrologique, l'influence de la pluie sur les crues sera abordée en premier. Ensuite, l'occupation et l'humidité des sols feront chacune l'objet d'une partie car on s'attend à ce qu'ils modulent le partage de la pluie entre infiltration et ruissellement de surface. La géomorphologie agit *a priori* sur la production de ruissellement mais aussi sur son transfert à l'exutoire, c'est pourquoi son impact sera examiné en dernier. Le cadre de cette étude est restreint aux étapes de

court terme du cycle, qui permettent d'expliquer les événements de crue. Evaporation et interactions avec le sous-sol seront donc laissées de côté.

1.3.1. Impact de la pluie

La littérature regorge d'études reliant la variabilité des crues à celles des pluies. La pluie est l'origine la plus évidente des crues et ses variations ont des impacts très sensibles sur les caractéristiques des crues. Norbiato et al. (2009) calculent les coefficients de ruissellement pour 535 événements issus de 14 bassins versants des Alpes italiennes, pour étudier leur corrélation avec des indicateurs correspondant au climat, à la géologie, à l'occupation et à l'humidité initiale des sols. Ils montrent que les corrélations des crues avec le régime climatique prévalent sur toutes les autres.

De nombreux auteurs ont caractérisé l'impact de la structure de la pluie sur la réponse hydrologique et notamment celui de sa structure spatiale. Les méthodes employées exploitent souvent un modèle hydrologique dont les sorties sont comparées pour différentes pluies en entrée. Ainsi Arnaud et al. (2002), Gara et al. (2020), et Lobligeois et al. (2014) comparent l'effet de pluies uniformes et de pluies semi-distribuées à distribuées. Nguyen and Bouvier (2019), Sucozhañay and Célleri (2018), Xu et al. (2013), Zeng et al. (2018) étudient l'effet de la densité du réseau de mesures pluviométriques sur les débits simulés. Paschalis et al. (2014), Renard et al. (2011) introduisent dans le modèle hydrologique des simulations de pluies générées aléatoirement mais conditionnées par les observations au droit des pluviomètres. L'impact de la structure spatiale de la pluie sur les crues apparaît augmentée pour les petits bassins (Corradini et Singh, 1985 ; Krajewski et al., 1991 ; Lobligeois et al., 2014 ; Raynaud et al., 2015). Pour certains auteurs, les crues dépendent de la structure temporelle des pluies, plus encore que de leur structure spatiale. Ainsi Paschalis et al. (2014) étudient la sensibilité des crues à différents aspects de la structure spatio-temporelle des pluies, et montrent que la réponse hydrologique est davantage reliée à la corrélation temporelle de la pluie en entrée qu'à sa structure spatiale. La corrélation temporelle de la pluie conduit selon lui à augmenter la réactivité et l'amplitude de la réponse. Récemment Liang and Melching (2015) puis Sigaroodi and Chen (2016) ont étudié la sensibilité des modèles au dynamisme spatiotemporel de la pluie c'est-à-dire au mouvement des champs de pluie pendant l'événement.

Etant donné la fine sensibilité des crues aux caractéristiques des averses, les méthodes d'estimation des crues se doivent d'être flexibles aux variabilités structurales de la pluie. Le manque d'une telle flexibilité peut expliquer la faible performance de certaines méthodes comme les Flash Flood Guidances (FFG) pourtant utilisées dans de nombreux pays (Georgakakos et al., 2022). Cette approche est basée sur la définition de seuils sur la pluie déterminant l'apparition de crues éclair, auxquels sont comparées les prévisions de précipitation en temps réel. Les seuils sont définis alors uniquement sur le cumul de pluie grâce à l'application de modèles hydrologiques. Ils ne prennent pas en compte la variabilité de la pluie ce qui génère des incertitudes et conduit les recherches récentes à chercher des alternatives stochastiques à ces méthodes de seuillage (Brendel, Dymond, et Aguilar, 2020 ; Ghadua et Bhattacharya, 2019 ; Ntelekos, Georgakakos, et Krajewski, 2006). Les modèles pluie-débit peuvent également perdre en efficacité s'ils ne sont pas

robustes à la variabilité des pluies en entrée. C'est ce que Dakhlaoui et al. (2017) mettent en évidence en comparant les performances de 3 modèles conceptuels sur une période de 30 ans, suffisamment longue pour capturer un large éventail de conditions climatiques. En conditions sèches et chaudes, ils constatent une baisse d'efficacité des trois modèles qu'ils expliquent par la dépendance de certains paramètres au climat. Cette perte de robustesse sous climat sec a également été vérifiée par Astagneau et al. (2021) sur le modèle GR5H dont les performances ont été évaluées pour 2990 événements sur 229 bassins français, puis classées selon le type d'événement. Des compensations entre la restitution du pic de crue et celle de la décrue ont été identifiées, qui conduisent à la sous-estimation des pics de crue. Ce phénomène touche les événements marqués par de fortes intensités pluviométriques et il s'intensifie pour les événements survenus dans des conditions sèches.

Pour améliorer les simulations de crues, le problème peut être abordé par plusieurs fronts.

Une première piste concerne la représentation des pluies en entrée des modèles : il s'agit de trouver des représentations qui restituent le mieux possible la variabilité spatiale et temporelle de la pluie réelle. En prédétermination, la construction de courbes Intensité-Durée-Fréquence est la méthode la plus utilisée pour construire les pluies de projet. L'information portée par les courbes IDF est cependant incomplète, car elles ne peuvent pas capturer la variabilité temporelle de vrais événements et en particulier l'occurrence de plusieurs pics pendant un événement (Cea et Fraga, 2018). Les caractéristiques extraites des IDF peuvent ensuite être appliquées à des hyétographes synthétiques comme ceux définis par le Natural Resources Conservation Service (National Resources Conservation Service, 2007), qui permettent de définir la structure temporelle de la pluie. En prévision ou pour calibrer un modèle pluie débit à appliquer aux pluies de projet, deux types de représentation de la pluie sont possibles : les mesures au sol et les mesures radar ou satellite (Zhou et al., 2021). Les événements de pluie peuvent être mesurés par un réseau de stations au sol. Dans ce cas la résolution temporelle de mesure varie selon les capteurs mais atteint facilement la minute pour des pluviomètres à augets standard. Le réalisme de la structure spatiale de la pluie dépendra alors de la densité du réseau, mais aussi de la technique d'interpolation choisie parmi les méthodes géostatistiques existantes, comme la méthode inverse-distance ou le krigeage et ses dérivés. Les radars et satellites de télédétection donnent accès à des pluies déjà spatialisées et sont de plus en plus utilisées même si elles sont soumises à des phénomènes d'atténuation des signaux et qu'elles dépendent des algorithmes d'inversion (Zhou et al., 2021). Les pluies radar ou satellite doivent de plus être calibrées par les pluies au sol (Rabiei et al., 2016).

Une fois choisi le support de la pluie, il s'agit de choisir une méthode de prévision des crues qui intégrera au maximum la variabilité restituée par ce support. Dans cette optique, les méthodes statistiques et les formules rationnelles sont déjà éliminées vis-à-vis des modèles car lorsqu'elles font dériver la crue de la pluie elles ne prennent pas en compte la structure temporelle de cette pluie. Les modèles globaux, qui intègrent la pluie sur tout le bassin versant, sont également délaissés au profit des modèles semi-distribués et distribués. Concernant la structure des modèles, la recherche de robustesse à tous les types de pluie ne joue pas en faveur de modèles complexes et physiques. Ainsi Yang et al. (2020) évaluent la transférabilité de cinq modèles hydrologiques de différentes complexités à différents climats, et constatent que la performance

des modèles transférés ne varie pas. Suivant une méthodologie analogue, Birhanu et al. (2018) parviennent à la même conclusion.

Si la complexité n'a pas d'impact sur la robustesse du modèle, le choix de la période de calibration est crucial. Le choix de la période de calibration apparaît plus important que sa durée, et les modèles se montrent plus robustes aux pluies lorsqu'ils sont calibrés sur les observations tirées des périodes les plus sèches et les plus chaudes (Dakhlaoui et al., 2017 ; Motavita et al., 2019 ; Paschalis et al., 2014 ; Yang et al., 2020).

Pour résumer, la faiblesse des modèles vis-à-vis des entrées pluviométriques se décline en un manque de robustesse vis-à-vis des pluies inhabituelles et en un manque de flexibilité vis-à-vis de la structure interne des pluies. Les données de pluie utilisées pour l'estimation des crues sont le support de cette variabilité à la fois spatiale et temporelle, et un soin particulier doit être apporté à l'interpolation des observations locales. Pour tenir compte de cette variabilité et la restituer, les modèles hydrologiques distribués robustes semblent être les méthodes les plus adaptées. Ils doivent incorporer le mieux possible les caractéristiques de la pluie pour éviter que les approximations ne soient compensées par les paramètres.

1.3.2. Impact de la nature du bassin versant

Trois aspects du bassin versant seront détaillés ainsi que leur impact sur la formation des crues : 1) la nature du sol, 2) l'occupation du sol, et 3) la géologie.

1.3.2.1. Nature du sol

La formation des crues éclair et leurs caractéristiques sont également impactées par les propriétés des sols et notamment leur structure, leur texture, leur contenu en matière organique et leur contenu en eau (Alaoui et al., 2018). L'amplitude de l'horizon sol et sa porosité vont déterminer sa capacité d'infiltration, et son contenu en eau va déterminer les conditions antécédentes d'humidité. Ainsi, des sols dont la texture est fine et la capacité d'infiltration faible vont avoir tendance à faire augmenter les débits de pointe des crues (Roy et Mistri, 2013).

Cependant les propriétés du sol peuvent être très variables dans l'espace, c'est pourquoi Brath and Montanari (2000) déconseillent de tenter de distribuer la capacité d'infiltration des sols quand l'information est seulement portée par un nombre limité de mesures *in situ*. Il devient alors nécessaire de trouver des indicateurs ou proxy qui donneraient un accès indirect aux propriétés des sols sur tout le bassin versant.

1.3.2.2. Occupation du sol

Couverture végétale

La présence de zones forestières contribue globalement à retarder l'arrivée du pic de crue, réduire le ruissellement de surface, et l'occurrence des crues extrêmes (Andréassian, 2004 ; Bradshaw et al., 2007 ; Eisenbies et al., 2007 ; Marapara et al., 2021).

L'impact atténuateur du couvert forestier par rapport à une prairie s'explique par deux processus. D'une part, les arbres font augmenter l'interception et l'évaporation ce qui accélère la vidange lente du sol après les crues et diminue les conditions d'humidité du bassin. D'autre part, le sol forestier a des propriétés physiques et hydrauliques améliorées par rapport à une prairie, qui conduisent à augmenter sa porosité et sa capacité de stockage, et donc à diminuer le ruissellement de surface lors des crues (Marshall et al., 2009).

Cependant le rôle joué par la végétation dans la réponse hydrologique est mal défini, car il dépend de ses interactions avec le climat, la topographie, les propriétés de la pluie, le type de sol, la géologie et l'échelle du bassin versant. L'impact de la végétation sur les crues est de plus secondaire vis-à-vis de l'imperméabilité des sols et de la géologie : il ne se fera sentir que sur des sols semi-perméables et sera négligeable en contexte très perméable (Archer et al., 2013).

Anthropisation des sols

L'urbanisation conduit à augmenter les taux d'imperméabilisation des sols, et globalement à diminuer la largeur des cours d'eau et l'infiltration dans les sols (Jourdan, 2019). Cela entraîne l'augmentation du nombre de crues majeures, de la rapidité de la réponse hydrologique et de l'amplitude des pics de débit (voir la revue dressée par Jourdan (2019) : Braud et al., 2013; Espey et al., 1966; Hawley and Bledsoe, 2011; Hood et al., 2007; Jacobson, 2011; McGrane, 2016; Praskievicz and Chang, 2009).

Saadi et al. (2020) construisent un échantillon de 70 227 événements de crue extraits de 852 bassins versants aux Etats Unis pour étudier l'impact de l'urbanisation sur la réponse hydrologique. Le pourcentage de surfaces totalement artificielles a été identifié comme un contrôle majeur du coefficient de ruissellement événementiel, et les différences de coefficient de ruissellement entre zones urbaines et rurales sont marquées quel que soit l'état d'humidité initial du bassin.

Parmi les modèles utilisés en hydrologie urbaine, la plupart sont distribués pour faire la distinction entre zones naturelles, péri-urbaines et urbaines. 80% des modèles sont couplés avec un Système d'Information Géographique (SIG) (Salvadore, Bronders, et Batelaan, 2015), qui permet de délimiter les zones urbaines et de leur associer des paramètres ou des fonctions hydrologiques spécifiques. La moitié de ces études intègrent des images satellite comme des cartes d'occupation des sols (Verbeiren et al., 2013 ; Zhou et al., 2010). La modélisation en hydrologie urbaine exploite principalement 1) des modèles à réservoirs linéaires ou non linéaires, 2) des modèles de routage hydrodynamique basés par exemple sur des équations d'onde cinématique comme celles de de Saint Venant, 3) des hydrogrammes unitaires instantanés (Salvadore, Bronders, et Batelaan, 2015). La prise en charge des zones urbaines admet différents degrés d'indépendance selon les approches. Ainsi, la plupart des modèles se contentent de modifier les paramètres de production et d'infiltration sur les zones les plus imperméables (Verbeiren et al., 2013 ; Zhou et al., 2010). D'autres modèles intègrent des méthodes empiriques et conceptuelles spécifiquement développées pour le milieu urbain, et calculent le drainage des eaux pluviales, les écoulements des égouts et des canalisations... C'est le cas des modèles SYMHYD (Singh, Maheshwari, et Malano, 2009) et CWB (City Water Balance) (Mackay et Last, 2010). Il

existe également des modèles urbains à base physique comme le modèle URBS-MO (Urban Runoff Branching Structure MOdel) (Rodriguez, Andrieu, et Morena, 2008), qui demande de grandes quantités de données d'entrée et de calibration.

1.3.2.3. Géologie

La géologie contrôle les mécanismes de formation des crues (Creutzfeldt et al., 2014 ; Douinot et al., 2022 ; Fenicia et al., 2014 ; Kosugi et al., 2006 ; Onda et al., 2001 ; Pfister et al., 2017), favorisant un ruissellement par refus d'infiltration, ou par saturation d'aires contributives (Douinot et al., 2022) (voir partie 1.2.3.1, paragraphe sur les types de description des mécanismes). La géologie contribue à régler le point d'équilibre entre stockage et restitution d'écoulement, ce qui impacte la forme des hydrographes et l'amplitude des pics de crue (Douinot et al., 2018 ; Onda et al., 2001).

Ainsi, différentes géologies vont entraîner différents processus, même au sein d'une seule région. C'est ce que montrent Douinot et al. (2022) en comparant les temps de transfert sur deux bassins versants luxembourgeois. Le premier est caractérisé par un horizon marneux et ses temps de transfert dépendent de la connectivité entre aires saturées dans cet horizon. Le second présente une lithologie gréseuse fracturée et suit une dynamique dépendante de seuils, sans que le mécanisme de déclenchement des crues rapides soit clairement identifié. Les mécanismes de formation des crues par seuil ont été très bien décrits et expliqués par Cosandey (1994) pour les crues cévenoles en région de moyenne montagne granitique méditerranéenne. Dans ces régions, la géologie présente des niveaux d'altération contrastés et le sol est mince et très perméable. Il identifie le seuil comme étant le moment où les formations épaisses de fonds de bassin sont saturées et ne peuvent plus absorber le ruissellement provenant des zones saturées d'amont. Dans leur analyse des crues de Juin 2010 survenues dans le Var, Payrastra et al. (2012) expliquent la relative atténuation des crues dans le bassin de la Naturby par sa géologie calcaire et dolomitique fortement karstifiée. Brunet and Bouvier (2017) comparent les réponses hydrologiques de sous bassins versants de la Lergue en Lodève pour les mettre en relation avec la géologie du substrat. Ils confirment l'effet atténuateur du substrat karstique, estimant le rapport des débits de pointe entre milieu non karstique et karstique varie de 1 à 4. Grâce au modèle CVN-p qui permet de représenter les différents horizons du sol et du sous-sol, Vannier et al. (2016) ont pu mettre en évidence des différences de comportements hydrologiques, puis les relier à la nature de la roche mère. Ils ont montré en particulier que le modèle était moins performant en géologie schisteuse qu'en géologie cristalline, suggérant que les processus y sont moins bien identifiés. Fenicia et al. (2014) comparent la performance de modèles de structures différentes sur des bassins luxembourgeois et constatent que les modèles les plus performants sont également ceux qui reproduisent le mieux la structure géologique des bassins.

La géologie détermine bien les processus de formation des crues et devrait donc orienter le choix d'une structure de modèle hydrologique adaptée. Cependant, il n'existe pas de classification des processus en fonction de la géologie, chaque site devrait donc faire l'objet d'une étude approfondie et d'une comparaison avec des bassins similaires pour pouvoir infirmer son fonctionnement. Dans des régions à géologie complexe ou peu documentée, décrire dans toutes ses nuances la variation des processus hydrologiques d'un bassin à l'autre relève de l'exploit. Il apparaît alors dangereux de choisir un modèle physique pour toute une région car non seulement cela implique des

hypothèses fortes sur les processus, mais également l'homogénéité de ces processus sur toute la région. Les modèles conceptuels seront préférés car ils représentent seulement les processus résultants et peuvent en théorie absorber la variabilité des processus internes. Il y a cependant un risque que la variabilité des processus liée aux contrastes de géologie génère des incertitudes sur l'estimation des paramètres.

1.3.2.4. Bilan

La réponse hydrologique est modifiée par la nature du bassin versant. La comparaison de l'hydrologie des zones artificialisées avec celle des zones naturelles montre que ces deux types de zones ne sont pas soumis aux mêmes processus dominants. Pour les sols naturels, la nature du sol et la géologie vont déterminer ces processus, qui seront modulés selon le couvert végétal. Les forçages sur les crues opérés par la nature du bassin versant sont structuraux. Fixes pour chaque bassin, ils sont des clés pour expliquer la variabilité spatiale de la réponse hydrologique. Cependant leur importance peut être hiérarchisée : pour expliquer la variabilité spatiale des crues par la nature des bassins, il faut d'abord distinguer les bassins naturels des bassins urbains, puis en zone naturelle examiner la géologie et la nature des sols, et enfin la couverture végétale.

1.3.3. Impact de l'humidité des sols

En dehors de la pluie, il existe un autre facteur permettant d'expliquer la variabilité temporelle des crues sur un bassin versant donné : l'état d'humidité du bassin au début de l'événement. L'effet des conditions d'humidité initiale, ou conditions antécédentes d'humidité, est intuitif. Sur un bassin déjà saturé en eau, la mise en route des processus générateurs de crue sera accélérée, quels que soient ces processus.

Humidité et variabilité temporelle des crues

Les études démontrant l'influence de l'humidité initiale sur les caractéristiques des crues ne manquent pas dans la littérature.

A l'échelle saisonnière, l'humidité des sols apparaît comme étant un facteur essentiel dans la formation des crues. Trambly et al. (2022) proposent une analyse statistique des crues à l'échelle du continent Africain afin d'en identifier les principaux forçages. Ils montrent que les maxima annuels de ruissellement sont mieux reliés aux pics annuels d'humidité des sols qu'aux pics annuels de précipitation. Chagas et al. (2022) réalisent une étude similaire sur les crues au Brésil et soulignent la forte corrélation reliant l'occurrence des crues avec les pics annuels d'humidité dans les sols.

La sensibilité des crues aux conditions antécédentes d'humidité se retrouve à l'échelle événementielle. Ainsi Le Lay and Saulnier (2007) et Norbiato et al. (2009) comparent par analyse statistique les influences exercées par plusieurs sources de variabilité comme la pluie, l'occupation des sols, l'humidité des sols... Les deux études concluent que les facteurs précipitation et humidité des sols prévalent sur la nature du terrain pour expliquer la variabilité des crues. Nikolopoulos et al. (2011) appliquent un modèle hydrologique distribué sur un bassin

versant pour représenter une crue éclair majeure. Ils étudient ensuite la sensibilité du modèle aux variations d'humidité initiale sur les sous-bassins versants. Ils mettent en évidence un effet d'échelle dans la sensibilité à l'humidité initiale, la réponse étant de plus en plus sensible quand la taille des bassins augmente.

Par rapport aux analyses statistiques sur les crues observées, les dispositifs expérimentaux aident à comprendre le rôle de la saturation dans les processus de génération des crues. Grâce à un bassin expérimental, Song and Wang (2019) ont ainsi pu mettre en évidence une relation non linéaire existant entre l'humidité initiale dans le sol et le coefficient de ruissellement mesuré à l'échelle événementielle, la décorrélation intervenant à une valeur seuil d'humidité qui correspond à peu près à la porosité mesurée du sol. Zhao et al. (2015) proposent une autre méthode expérimentale, cette fois-ci à l'échelle de parcelles instrumentées dont les pentes et les types de culture varient. Ils ont pu montrer que les conditions antécédentes d'humidité contrôlaient à la fois le ruissellement de surface et celui de subsurface.

Le rôle des conditions d'humidité sur la réponse hydrologique ne peut être ignoré. Elles doivent intervenir dans la modélisation hydrologique, comme données d'entrée dans le cas des modèles physiques ou pour calibrer les paramètres des modèles conceptuels. Comment accéder à cette humidité des bassins ?

Les différentes mesures et proxys d'humidité

La méthode d'accès à l'humidité des sols dépend du but recherché, des produits disponibles, de leur résolution spatio-temporelle, de leur facilité d'utilisation... Dans leurs revues, Massari et al. (2020) et Tavakol et al. (2021) distinguent 3 types de données sur l'humidité du sol : 1) les mesures *in situ*, 2) les produits des modèles, et 3) les produits satellites.

- Mesures *in situ*

La teneur en eau des sols se mesure directement ou indirectement sur le terrain par plusieurs méthodes : prélèvement et pesée ; tensiométrie ; sonde à neutrons ; sonde capacitive ; réflectométrie (Baran, 2005). Pour être représentatives de l'humidité mesurée sur une région ou un bassin entier, ces mesures doivent être collectées en un réseau suffisamment dense. Des bases de données sur l'humidité des sols permettent d'archiver ces mesures à l'échelle internationale, comme par exemple le réseau ISMN (International Soil Moisture Network) (Gruber et al., 2013). Ce réseau intègre des données provenant de 2446 stations (en 2019) en provenance d'Amérique du Nord, d'Australie et d'Eurasie. Des réseaux de ce type permettent de calibrer ou de valider les estimations produites par des modèles ou fournies par des satellites.

La mesure directe de l'humidité du sol est fastidieuse et pas vraiment satisfaisante. En effet la teneur en eau du sol dépend du taux d'évaporation, du niveau des nappes phréatiques, du type de sol et de la pluie (Van Steenberg et Willems, 2013). Cela explique sa très forte variabilité à la fois dans le temps, dans l'espace et selon la profondeur. Les mesures *in situ* n'apportent donc qu'une information très locale et peu représentative de l'ensemble du bassin versant. Un proxy pour l'humidité est donc recherché, autrement dit un indicateur qui synthétiserait l'information

sur la teneur en eau du sol à l'échelle du bassin versant. Cet indicateur devra synthétiser les effets de la pluie, du substrat rocheux, du sol et de la végétation ; l'idée étant de pouvoir à terme comparer le taux d'humidité de différents bassins.

Le débit de base à l'exutoire du bassin est un proxy pour l'humidité du bassin qui peut être directement suivi sur le terrain. Le débit de base est le résultat de la contribution du sous-sol au débit du cours d'eau, ce qui ne l'empêche pas d'être bien corrélé à l'humidité du sol (Van Steenberg et Willems, 2013).

Comme proxys issus de mesures *in situ*, on peut citer également les indices de pluies antérieures ou IPA calculés pour chaque poste pluviométrique (Tramblay et al., 2010), mais qui peuvent également être interpolés. Il en existe plusieurs formules (Brocca, Melone, et Moramarco, 2008 ; Fedora et Beschta, 1989 ; Huang et al., 2007 ; Zhao et al., 2019).

- Produits des modèles

Des modèles dits de surface terrestre (Land surface models, LSM) peuvent calculer la teneur en eau des sols. Ils décrivent les interactions entre sol et atmosphère en simulant les échanges et les mouvements de chaleur et d'eau (Maheu et al., 2018). Ces modèles peuvent être des modèles SVAT (Soil-Atmosphere-Vegetation-Transfer) qui calculent l'humidité à partir des interactions entre atmosphère, surface et végétation, donc des facteurs incidents. Les modèles hydrologiques sont un autre type de modèles de surface terrestre : physiques ou conceptuels, ils peuvent intégrer le calcul des variations du niveau de l'eau dans un réservoir qui représente le sol. Parmi les systèmes de prévision de l'humidité des sols, on peut citer le NLDAS-2 (North American Land Data Assimilation Système Phase 2) (Xia et al., 2012). Ce système génère des données à différentes résolutions spatiales et temporelles. Il s'appuie sur 4 modèles de surface terrestre alternatifs. Deux d'entre eux sont des modèles SVAT : Noah LSM (Ek et al., 2003) et Mosaic (Koster et Suarez, 1996). Les deux autres sont des modèles hydrologiques semi-distribués : VIC (Liang et al., 1994) et Sacramento Soil moisture Accounting (SAC-SMA) (Burnash, Ferral, et McGuire, 1973).

Il existe également des données d'humidité issues de la réanalyse de produits de modèles généraux de circulation atmosphérique, eux-mêmes alimentés par des données satellitaires et *in situ*. Par exemple le produit ERA-5 du Centre Européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (European Center for Medium Range Weather Forecasts – ECMWF) fournit des données horaires d'humidité volumique du sol avec une résolution spatiale de 0.1°.

- Produits satellites

Les données satellites proviennent soit de radiomètres, soit de radars. Les radiomètres sont des capteurs passifs de micro-ondes tandis que les radars sont des capteurs actifs produisant des données à meilleure résolution spatiale. Ce sont les micro-ondes qui sont intéressantes pour mesurer l'humidité du sol, et plus précisément la bande L, dont les signaux reçus sont les moins impactés par l'atmosphère, la topographie et la végétation (Tavakol et al., 2021). Comme exemples de fournisseurs de données satellitaires, on peut citer la mission SMOS (Soil MOisture

and Ocean Salinity) (Kerr et al., 2001), ou la mission SMAP (Soil Moisture Active Passive) (Entekhabi et al., 2014). La résolution spatiale de ces produits atteint 1km.

De nombreuses études comparatives ont été menées pour déterminer quelles mesures ou proxy d'humidité sont les plus appropriés. Par exemple, Wanders et al. (2014) comparent l'apport des données issues de trois produits satellitaires pour la prévision des crues en temps réel avec le modèle hydrologique distribué LISFLOOD. Brocca et al. (2008) comparent les mesures d'humidité par réflectométrie, un indice des pluies antérieures et l'humidité calculée par le modèle conceptuel Green-Ampt pour représenter les conditions d'humidité antérieures sur le bassin de la rivière Corso en Italie Centrale. Les corrélations avec les caractéristiques de la réponse hydrologique -coefficient de ruissellement, débit de pointe- étaient meilleures pour les mesures *in situ* et pour le niveau du sol modélisé par Green-Ampt que pour les indices de pluies antérieures. Braud et al. (2010) ont étudié la crue du Gard de 2002 sur dix-huit bassins versants et ont comparé l'influence de la saturation de porosité, du déficit hydrique volumétrique initial, du volume de stockage maximal et de la conductivité hydraulique sur les débits de pointe et les coefficients de ruissellement. Le déficit hydrique initial et le coefficient de ruissellement se sont avérés être la paire de variables les mieux corrélées. Gräff (2011) trouve des corrélations significatives entre le coefficient de ruissellement d'une part et les précipitations cumulées, la durée de l'averse, le débit de base d'autre part. Les corrélations avec le coefficient de ruissellement sont plus faibles pour l'intensité moyenne des précipitations ou les indices de précipitations antérieures. Tramblay et al. (2010) comparent quant à eux des mesures par TDR (Time Domain Reflectometry) à différentes profondeurs, l'IPA, le débit de base initial et le produit ISBA (Interaction-Sol-Biosphère-Atmosphère) du modèle SIM de Météo-France pour modéliser les crues. Les meilleurs résultats sont obtenus avec une moyenne des mesures TDR prises en profondeur (80-140 cm). Les produits du modèle SIM et le logarithme du débit de base donnent de bons résultats, et les IPA sont moins efficaces.

Les différentes méthodes peuvent être associées pour renforcer la qualité de l'indicateur. Ainsi Parajka et al. (2006) proposent d'améliorer la modélisation de l'humidité des sols par l'assimilation de données issues de satellites. Schoener and Stone (2020) proposent un modèle d'humidité des sols basé sur les indices de pluies antérieures et calibré grâce aux produits satellites.

Incorporation des proxys dans les modèles :

L'exploitation des données d'humidité des sols pour la prévision des crues peut se faire de différentes manières. Ces données peuvent d'abord être assimilées comme entrées de modèles continus afin d'en améliorer les performances. C'est ce que proposent Leroux et al. (2016) qui assimilent les produits SMOS dans un modèle à base physique intégrant les effets de la topographie, du sol et de la végétation : le DHSVM (Distributed Hydrology Soil Vegetation Model). Ils constatent l'amélioration de la qualité des simulations. Hostache et al. (2022) simulent l'humidité du sol grâce à un modèle intégrant les données ERA-5, puis couplent ce modèle de surface avec un modèle hydrologique conceptuel pour prévoir les crues. Les données d'humidité des sols peuvent également être utilisées pour réduire les incertitudes sur les paramètres des modèles conceptuels. Ainsi Wooldridge et al. (2003) parviennent à diminuer l'équifinalité entre

les trois paramètres du modèle VIC en ajoutant des chroniques d'humidité des sols à celles de débit observé pour calibrer les paramètres. Enfin beaucoup d'auteurs calibrent les conditions initiales des modèles événementiels à partir des conditions initiales d'humidité (Berthet et al., 2009 ; Brocca, Melone, et Moramarco, 2008 ; Li et al., 2016 ; Trambly et al., 2010 ; Upreti et Ojha, 2020). C'est le cas de Massari et al. (2014) qui utilisent l'humidité des sols à la fois pour initialiser le modèle et pour corriger les données de pluie en entrée du modèle. La performance des modèles est alors nettement améliorée, et les erreurs réduites de 30% sur les volumes et de 15% sur les débits de pointe.

1.3.4. Impact de la géomorphologie

La forme du bassin versant, ou géomorphologie, est encore une source potentielle de variabilité pour les crues éclair. Pour préciser quelles composantes de la topographie affectent la réponse hydrologique et dans quelle mesure, plusieurs analyses statistiques ont été menées. Costa (1987) mène une étude comparative sur 12 crues éclair majeures survenues sur 12 bassins versants du Sud des Etats-Unis, tentant d'expliquer par des arguments géomorphologiques que certains bassins étaient davantage vulnérables aux crues éclair que les autres. Un grand nombre de descripteurs de ces événements sont extraits et mis en relation avec des descripteurs morphométriques des bassins. Si les 12 bassins présentent des indices de pente, des rapports d'altitude, des rapports de drainage et des rugosités élevés, leur morphologie n'est pas vraiment différentes d'autres bassins qui pourtant ont été épargnés. Saharia et al. (2017) construisent un indice de sévérité -flashiness- des crues, adapté aux crues éclair, qui combine l'amplitude et la réactivité des crues. A partir des données fournies par l'Institut Géologique des Etats-Unis (USGS) sur 70 596 événements issus de 1649 stations, une analyse statistique est menée sur un grand nombre d'indices climatiques et géomorphologiques associés à ces crues pour construire un modèle régional de la sévérité. Parmi les variables utilisées pour modéliser la sévérité, celles de plus grande influence sont la surface des bassins et leur indice de pente. Plus tard, Saharia et al. (2021) entreprennent de nouveau une analyse de 21143 événements pour caractériser les influences relatives de différents facteurs géomorphologiques, climatiques et de variabilité pluviométrique sur la sévérité des crues éclair. D'après les résultats obtenus, le contrôle des crues est en priorité exercé par les pluies et leur intensité, mais la géomorphologie module les effets de la pluie dans les zones où celle-ci est de faible intensité. Autrement dit, les fortes pentes compensent les intensités relativement faibles des pluies pour générer des crues, mais l'inverse n'est pas vrai.

L'impact de la géomorphologie sur les crues est donc avéré et mesuré. Ce constat est un argument supplémentaire pour l'intégration des modèles numériques de terrain dans les modèles pluie-débit, qui devront alors être distribués. D'ailleurs Wu et al. (2008) montrent qu'agréger le Modèle Numérique de Terrain conduit à sous-estimer les pentes, ce qui détériore les performances des modèles hydrologiques distribués. La perte de précision spatiale est alors compensée par les paramètres, lors des étapes de calibration. Travailler sur un modèle distribué à résolution fine permet de limiter ces compensations.

Une fois le MNT intégré au modèle, différentes façons de l'exploiter sont envisageables pour prévoir les crues. La plus courante consiste à calculer à partir du MNT les chemins empruntés par les écoulements et leurs vitesses. Ces résultats sont ensuite utilisés pour paramétrer une fonction de transfert qui achemine l'écoulement produit en chaque maille jusqu'à l'exutoire. Ce principe a conduit à l'élaboration des fonctions de transfert linéaires basées sur un hydrogramme unitaire géomorphologique (Lhomme, Bouvier, et Perrin, 2004 ; Moussa, 1997 ; Rigon et al., 2016) qui sont largement utilisées en modélisation distribuée (Abdelmounim et al., 2019 ; Bouizrou et al., 2021 ; Gara et al., 2015 ; Yao et al., 2022). La pertinence des fonctions de transfert géomorphologiques est telle que certains appliquent son inversion aux observations de crue pour reconstituer les pluies nettes, c'est-à-dire la part des pluies brutes qui contribue seulement au ruissellement de surface (Boudhraâ et al., 2018 ; Ecrepont, 2019).

1.3.5. Conclusion

Les crues sont des phénomènes soumis à de multiples contrôles. L'influence de la pluie et de l'état d'humidité du bassin font varier la réponse hydrologique d'une crue à l'autre sur un même bassin. La géomorphologie, la nature et l'occupation du territoire sont des critères supplémentaires pour expliquer les différences de réponse d'un bassin à un autre. Les différents critères n'agissent pas de la même façon sur les crues. Par exemple la nature des sols et leur humidité agiront sur le processus d'infiltration et donc plutôt sur la production d'écoulement quand l'impact de la géomorphologie se fera davantage sentir sur le transfert. Les influences des critères sont combinées, et ainsi l'impact de la géomorphologie dépend de celui des pluies, comme celui de la végétation qui dépend également de la nature du sol...

La revue des méthodes d'estimation des crues nous avait conduits à préférer un modèle pluie-débit déterministe aux méthodes statistiques. L'objectif final est de construire un modèle régional, c'est-à-dire un modèle à même de restituer la réponse hydrologique sur n'importe lequel des bassins versants de la région et soumis à n'importe quel événement pluvieux, même extrême. Pour être juste, ce modèle doit pouvoir restituer les effets des différentes sources de variabilité temporelle et spatiale des crues. Le modèle devra ainsi être sensible aux variabilités de la pluie et des caractéristiques du bassin, qui se traduiront soit par la variabilité des entrées du modèle soit par celle des paramètres. Devant la profusion des critères de variabilité interdépendants et les incertitudes concernant la nature exacte des processus de formation des crues, on cherchera à intégrer le plus possible de critères de variabilité directement dans le modèle. Autrement dit, on fera porter le plus possible de variabilité par les entrées du modèle pour limiter le nombre de paramètres et les problèmes d'équifinalité.

Distribuer la pluie en entrée du modèle permet de tenir compte de sa variabilité spatiale sans faire d'hypothèse sur la nature des processus. De même intégrer le MNT dans le modèle permet de moduler le transfert des écoulements selon la géomorphologie sans influencer la détermination du rapport entre ruissellement et infiltration. L'étude de l'influence de la géologie sur la réponse hydrologique décourage le choix d'un modèle physique en l'absence de connaissances suffisantes sur les processus de ruissellement. Distribuer l'occupation et la nature des sols apparaît alors compliqué sans faire d'hypothèses fortes sur la physique des écoulements. L'impact de la nature

du bassin versant ne peut cependant pas être négligé et il devra être pris en charge par la méthode de régionalisation choisie.

Si la disponibilité des données reste le nerf de la guerre, notre ambition de restituer les variabilités spatiale et temporelle des crues nous oriente vers les modèles hydrologiques les plus souples possibles. La régionalisation du modèle aux bassins versants non jaugés apporte d'autres exigences qui permettront d'affiner la sélection du modèle le plus adapté.

1.4. Estimation sur un bassin non jaugé : régionalisation

La plupart des bassins versants dans le monde ne sont pas jaugés, et prédire leur comportement hydrologique a toujours été une préoccupation majeure des hydrologues (Rodier et Auvray, 1965). Cette thématique connaît un regain de vitalité dans les années 2000 dans le milieu scientifique, concrétisé en 2003 par l'initiative PUB (Predictions in Ungauged Basins) (Sivapalan, 2003). L'objectif de cette initiative était de promouvoir des programmes scientifiques dédiés à la prévision et la prédétermination de la réponse hydrologique et de ses incertitudes sur les bassins dépourvus ou presque d'observations de débit.

Sans données de calibration, les méthodes développées doivent inférer la réponse hydrologique à partir de données climatiques observées ou prévues, et de données sur les sols, la végétation, la géologie et la topographie. Elles doivent aussi être suffisamment flexibles pour intégrer des scénarios de changement climatique ou de modification de l'occupation des sols. L'estimation des crues sur les bassins non jaugés repose le plus souvent sur l'élaboration de méthodes de régionalisation. La régionalisation consiste à calibrer les paramètres d'un modèle hydrologique sur des bassins jaugés dits donneurs, puis à les utiliser pour déterminer les paramètres des bassins non jaugés dits receveurs ou cibles (Guo et al., 2021).

Les objectifs fixés par l'Association Internationale des Sciences de l'Hydrologie (AISH) n'ont pas été remplis à l'issue de la décennie PUB, mais cette initiative a redonné de la vigueur aux travaux de régionalisation qui ont fait l'objet de plusieurs revues (Hrachowitz et al., 2013 ; Parajka et al., 2013 ; Razavi et Coulibaly, 2013) y compris des revues sur les travaux postérieurs (Guo et al., 2021). L'objectif de cette partie n'est pas de fournir une revue exhaustive de toutes les méthodes de régionalisation, mais encore une fois un guide pratique argumenté pour aider à la résolution d'un problème appliqué. Les grandes lignes des principales méthodes de régionalisation seront d'abord comparées selon plusieurs critères. L'accent sera porté sur les objectifs sous-jacents aux différentes méthodes, à leurs besoins en données et aux modèles qui leur sont adaptés. Cette revue permettra d'amorcer une nouvelle discussion sur le choix du modèle hydrologique, éclairée cette fois-ci par les contraintes de la régionalisation.

1.4.1. Classifications des méthodes de régionalisation

De très nombreuses classifications des méthodes de régionalisation existent (Brunner, 2018 ; Guo et al., 2021 ; Hrachowitz et al., 2013 ; Odry, 2017 ; Poncelet, 2016 ; Razavi et Coulibaly, 2013 ; Rouhier, 2018). On propose ici de les comparer selon trois critères pratiques. Tout d'abord

l'information à régionaliser qui dépend de l'objectif de la régionalisation, ensuite la définition de la région et de ses caractéristiques, et enfin le type de méthode mise en œuvre et les données nécessaires. Cela revient à chercher dans la littérature la réponse à trois questions :

- Que souhaite-t-on régionaliser ?
- Quelle est la région d'intérêt ?
- Comment opérer le transfert du jaugé vers le non jaugé ?

1.4.1.1. Selon l'information à régionaliser

La réponse à la question « Que souhaite-t-on régionaliser ? » donne les clés d'une première classification des méthodes de régionalisation.

Les méthodes de régionalisation les plus couramment utilisées s'appuient sur le transfert de signatures hydrologiques (Odry, 2017). Le bassin versant est un système complexe et la réponse hydrologique est le résultat de comportements composites comme le partage des précipitations entre surface et sol, la transmission des écoulements, le stockage et la restitution de l'eau (Blöschl et al., 2013). Plutôt que d'espérer régionaliser chaque processus pour reconstituer la réponse hydrologique dans sa globalité, il vaut mieux se concentrer sur des marqueurs synthétiques, ou signatures hydrologiques. Les signatures sont des comportements temporels émergents, qui synthétisent la réponse globale des bassins sur des échelles de temps variées. Ils reflètent les dynamiques des processus sous-jacents à la réponse hydrologique, et seront les témoins de leur variation d'un bassin à l'autre. Blöschl et al. (2013) et Viglione et al. (2013) identifient 6 signatures : les débits annuels, les débits mensuels, la courbe des débits classés, les basses eaux, les hautes eaux, et les hydrogrammes (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**).

Chaque signature livre une information différente de celle des autres et les signatures sont complémentaires entre elles. Le choix d'une signature hydrologique à régionaliser dépend de l'échelle temporelle des phénomènes d'intérêt. Ainsi la courbe des débits annuels permet d'appréhender le comportement interannuel du cours d'eau et il est approprié pour caractériser les tendances de comportement, comme les effets du changement climatique. Les débits mensuels spécifient le comportement saisonnier du cours d'eau, la courbe des débits classés apporte une information globale sur les débits, tandis que la courbe des hautes eaux spécifie le comportement du système lorsqu'il est saturé en eau. L'hydrogramme est la signature hydrologique la plus détaillée, qui restitue le plus complètement les dynamiques de la réponse hydrologique. Pour l'étude des crues éclair, seuls la courbe des débits classés, les quantiles de hautes eaux et les hydrogrammes des crues sont à retenir. La courbe des débits classés représente la répartition du temps en pourcentage selon les valeurs de débit dépassées, et elle permet de déduire les quantiles des crues (Vapnik et Chervonenkis, 1971). Castellarin et al. (2013) propose une revue des méthodes de régionalisation des courbes de débit classés. Les quantiles de crue sont les signatures hydrologiques les plus utilisées pour la régionalisation dans les guides de recommandations opérationnelles partout dans le monde (Odry, 2017). Au Royaume Uni, les procédures d'étude des crues sont unifiées à l'échelle nationale dans le Flood Estimation Handbook (Reed, 2008) qui préconise des méthodes basées sur le transfert de la médiane des crues extrêmes annuelles. La Mapa de Caudales Maximos (Cartographie des Débits Maximaux) ou CAUMAX (CEDEX and DGA,

2011) en Espagne et les méthodes de régionalisation officielles de la plupart des Etats américains (Jennings, Thomas, et Riggs, 1994) s'appuient sur les quantiles de crues extrêmes. Les méthodes mettant en jeu une unique signature hydrologique restent les plus simples.

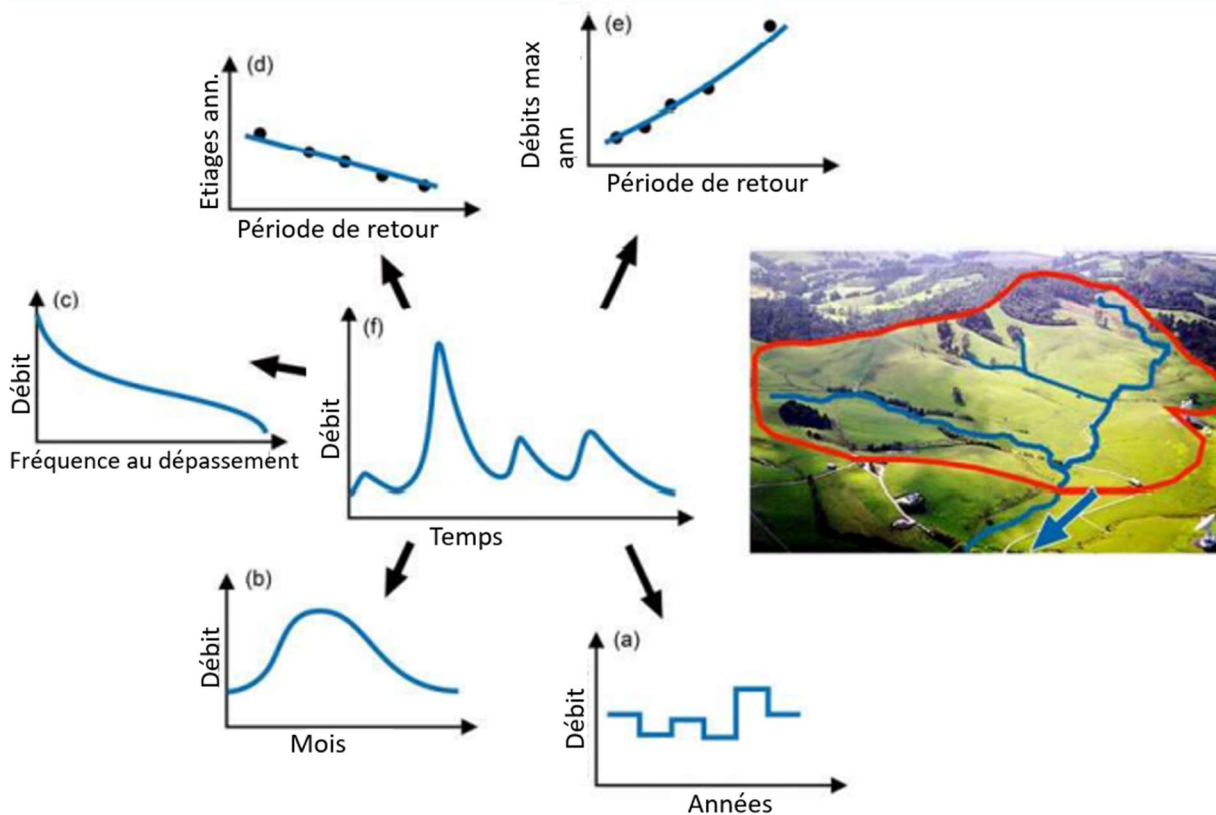


Figure 1-5 : Les signatures de la réponse hydrologiques, reflet du fonctionnement du bassin versant. (a-f): débits annuels, débits mensuels, courbe des débits classés, basses eaux, hautes eaux, et hydrogrammes. (Blöschl et al., 2013)

Brunner (2018) juge insuffisante l'information portée par un quantile unique mais souhaite conserver la simplicité d'une méthode applicable par des ingénieurs non experts en hydrologie. Elle compare différentes méthodes de régionalisation appliquées aux hydrogrammes synthétiques de crue, qui sont issus de l'analyse d'hydrogrammes synthétiques normalisés et de l'analyse bivariée des quantiles de débit maximum et de volume de crue. Cette approche est plus sensible aux différents types de crues que celles reposant sur un seul quantile, et permet d'éclairer davantage la prise de décision.

Il est également possible de régionaliser l'hydrogramme d'une crue particulière en partant d'un bassin donneur sur lequel la crue a été enregistrée. C'est ce qui est proposé par exemple par De Lavenne et al. (2016) et Ecrepont (2019) avec la méthode de déconvolution-convolution du débit basée sur la géomorphologie des bassins. Cette approche permet de reconstituer des crues historiques sur les bassins voisins du donneur sous l'hypothèse que la pluie était homogène dans la région. Elle ne nécessite pas de données de pluies sur les bassins non jaugés.

Enfin, régionaliser un modèle pluie-débit plutôt qu'une signature permet de transférer une information complète aux bassins receveurs sur les dynamiques de la réponse hydrologique (Poncelet, 2016 ; Rouhier, 2018). Ce sont les paramètres des modèles qui font l'objet de la régionalisation. Utiliser un modèle hydrologique en contexte non-jaugé requiert des données de pluviométrie et éventuellement d'évapotranspiration sur les bassins receveurs. La démarche de construction d'un modèle régional mobilise un effort plus important de compréhension des dynamiques hydrologiques et de leur variabilité. Le modèle permet de mieux appréhender les processus par rapport à une régionalisation ad-hoc des signatures ; il englobe simultanément tous les aspects de la crue et peut être extrapolé à des contextes évolutifs. Cette démarche aboutit à un modèle de fonctionnement à l'échelle du bassin versant qui permet de calculer n'importe laquelle des signatures hydrologiques.

Choisir l'information à régionaliser revient à clarifier les objectifs de la régionalisation. S'il s'agit de prédéterminer les crues pour le dimensionnement d'ouvrages hydrauliques, la régionalisation directe des signatures hydrologiques peut suffire. Ces signatures hydrologiques pouvant être déterminées sur les bassins jaugés par n'importe laquelle des méthodes présentées dans le paragraphe 1.2. Les méthodes mises en jeu seront alors plutôt de type statistique (Poncelet, 2016) et nécessitent une compréhension limitée des processus et de leur variabilité régionale. La régionalisation de modèles apporte une information plus complète et pourra être utilisée pour la prévision en temps réel à condition d'avoir des prévisions de pluie sur ces sites non jaugés.

1.4.1.2. Selon la définition de la région

« Quelle est la région d'intérêt ? » La réponse à cette question donne une autre clé pour classifier les méthodes de régionalisation. Il s'agit de choisir un ou plusieurs critères de similarité hydrologique puis de construire un groupe de bassins versants qui soit homogène vis-à-vis de ces critères. L'homogénéité ici sous-entend que les processus menant à la signature hydrologique d'intérêt sont les mêmes. Dans le cas de la régionalisation d'un modèle, cela signifie que la structure choisie pour le modèle peut rester la même au sein de la région.

La définition d'une région varie selon : 1) sa dépendance au bassin versant cible, et 2) sa continuité spatiale (Blöschl et al., 2013). Lorsque la composition du groupe est indépendante du bassin cible, elle est fixée avant toute opération de régionalisation (Figure 1-6 a) et b)). Les groupes dépendants de la cible sont construits de façon individuelle et leur composition change selon la cible (Figure 1-6 c)).

Qu'elle soit dépendante ou non de la cible, la définition de la région peut aboutir à une délimitation continue dans l'espace (Figure 1-6 a)) ou à des groupes de bassins pas forcément voisins géographiquement (Figure 1-6 b) et c)). La similarité géographique fonctionne bien dans le cas où les variations du climat et du paysage sont régulières, et s'applique moins bien dans les zones montagneuses qui sont trop contrastées (Oudin et al., 2008). Dans le deuxième cas, la similarité entre les bassins est basée sur des descripteurs climatiques ou territoriaux, on parle de similarité physique. Les descripteurs utilisés pour la définition des similarités physiques sont très variés, mais les plus communs sont la surface drainée et la pluie moyenne annuelle (Beck, Roo, et Dijk,

2015 ; Choubin et al., 2019 ; Kuentz et al., 2017 ; Papageorgaki et Nalbantis, 2016 ; Poncelet, 2016 ; Wagener et Wheeler, 2006 ; Yadav, Wagener, et Gupta, 2007).

Une fois choisis le ou les descripteurs, plusieurs méthodes de regroupement existent pour construire les régions par similarité physique. Blöschl et al. (2013) font la différence entre des méthodes qui mettent en jeu la reconnaissance sur des cartes de similarités physiques ou hydrologiques (Choquette, 1988 ; Jingyi et Hall, 2004 ; Tasker, 1972) et des méthodes de classification automatique qui ne nécessitent aucune interprétation (Kaufman et Rousseeuw, 2009 ; Kingston et al., 2011 ; Parajka et al., 2010 ; Viglione, Claps, et Laio, 2007).

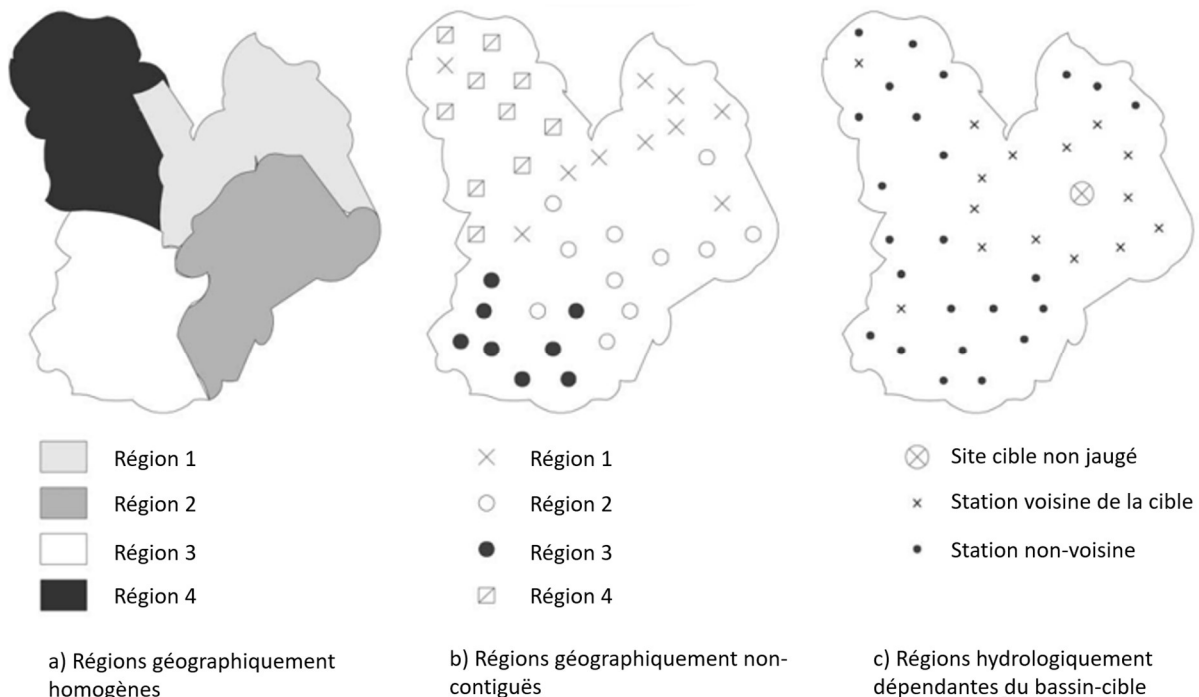


Figure 1-6 : Différents types de régions hydrologiquement homogènes : a) régions géographiquement homogènes, b) régions non continues, c) régions dépendantes du bassin cible. D'après (Ouarda et al., 2001).

Brunner (2018) choisit un critère de similarité adapté à l'estimation des crues éclair : les groupes de bassins définis présentent un comportement hydrologique similaire en terme de réactivité, et les régions sont construites par un algorithme des k-moyennes (Cuevas, Febrero, et Fraiman, 2007) basé sur la forme des hydrogrammes observés sur les bassins jaugés.

Finalement, la définition de la région dépend énormément du contexte, de la quantité de données climatiques, géologiques, topographiques... à disposition et du nombre de bassins versants jaugés.

1.4.1.3. Selon le type de transfert

« Comment opérer le transfert du jaugé vers le non jaugé ? » est une dernière question à laquelle répondre pour choisir la méthode de régionalisation adaptée. Les méthodes de régionalisation foisonnent dans la littérature et leur classification peut être abordée sous différents angles.

Nature de la méthode :

Une première opposition concerne la nature des relations de régionalisation et oppose les méthodes statistiques avec celles basées sur les processus (Blöschl et al., 2013 ; Rouhier, 2018). Les méthodes statistiques s'appliquent aux signatures hydrologiques qu'elles considèrent comme des variables aléatoires. Elles comprennent les méthodes par régression, les méthodes d'indices et les méthodes géostatistiques :

- Méthodes par régression : elles sont basées sur la construction d'un modèle de régression qui prend la forme suivante dans le cas linéaire (Blöschl et al., 2013):

$$\hat{y} = \beta_0 + \sum_{i=1}^p \beta_i x_i + \varepsilon + \eta \quad (3)$$

Où \hat{y} est soit la signature hydrologique à régionaliser soit un paramètre de sa fonction de distribution, i décompte les caractéristiques du bassin et du climat, x_i sont les mesures de ces caractéristiques sur le bassin non jaugé d'intérêt, β_i sont les coefficients de régression, ε est l'erreur d'échantillonnage et η est l'erreur du modèle.

Dans le cas non linéaire, la relation prend la forme suivante :

$$\hat{y} = k.A^\alpha B^\beta C^\gamma \dots \quad (4)$$

Où $k, \alpha, \beta, \gamma, \dots$ sont les coefficients de régression, et A, B, C, \dots sont les caractéristiques du bassin et du climat.

Les coefficients de régression sont estimés sur les bassins jaugés puis transférés aux bassins non jaugés. L'estimation de ces paramètres se fait le plus souvent par des méthodes dérivées des moindres carrés (Laio et al., 2011) mais le maximum de vraisemblance (Kjeldsen et Jones, 2009), et les approches bayésiennes (Micevski et Kuczera, 2009 ; Reis, Stedinger, et Martins, 2003) ont également été utilisées. Aziz et al. (2015) recommandent les méthodes non linéaires qui reflètent mieux la variabilité spatiale et la non linéarité de la réponse hydrologique. Parmi les méthodes non linéaires récentes, on peut citer l'algorithme des forêts aléatoires (Brunner et al., 2018 ; Laaha et Blöschl, 2006), les réseaux de neurones (Shu et Ouarda, 2008) ou le bagging (Shu et Burn, 2004).

- Méthodes d'indices : Ces méthodes sont basées sur la construction d'un indice à partir de la signature hydrologique d'intérêt et conjecturent que cet indice est le porteur de la variabilité hydrologique dans la région. C'est cet indice qui est l'information à régionaliser, à partir de laquelle les signatures hydrologiques pourront être déduites sur les sites non jaugés. Par exemple Ganora et al., 2009 et Ley et al., 2011 régionalisent respectivement le débit moyen annuel et le débit médian journalier pour estimer la courbe des débits classés sur des bassins non jaugés.
- Méthodes géostatistiques : Elles exploitent la corrélation des signatures hydrologiques dans l'espace pour les déduire sur les sites non jaugés. Elles respectent les principes de

géostatistiques, donnant plus de poids aux bassins donneurs isolés qu'à ceux qui sont proches les uns des autres et qui fournissent des informations corrélées. Un exemple phare est le krigeage topographique ou top-kriging (Archfield et al., 2013 ; Laaha, Skøien, et Blöschl, 2014 ; A. de Lavenne et al., 2016 ; Müller et Thompson, 2015 ; Skøien, Merz, et Blöschl, 2006).

Les méthodes basées sur les processus extrapolent quant à elles les modèles hydrologiques ou les relations déterministes entre pluie et débit, conjecturant que leur structure est valable sur tous les bassins de la région. La régionalisation concerne alors le plus souvent les paramètres des modèles hydrologiques ou des formules rationnelles. L'opposition entre les méthodes statistiques de régionalisation et celles basées sur les processus est discutable, puisque les paramètres des modèles hydrologiques peuvent être régionalisés par des méthodes statistiques de la même façon que les signatures hydrologiques (Saadi, 2020).

Architecture du transfert :

Pour classer les méthodes de régionalisation, une distinction plus pertinente sépare les méthodes par combinaison des méthodes explicatives (Hrachowitz et al., 2013 ; Odry, 2017 ; Saadi, 2020 ; Sivapalan, 2003).

- Les méthodes par combinaison ne passent pas par des descripteurs physio-climatiques et transfèrent la signature hydrologique des bassins jaugés vers les bassins non jaugés soit directement soit par une moyenne pondérée ou non, soit par krigeage. Pour la régionalisation des modèles hydrologiques, on distingue la régionalisation par output aggregation et celle par parameter aggregation. Razavi and Coulibaly (2016) régionalisent séparément les paramètres des modèles MAC-HBV (Samuel, Coulibaly, et Metcalfe, 2011) and SAC-SMA (Burnash, Ferral, et McGuire, 1973) pour ensuite exécuter le modèle sur les sites non jaugés : c'est un exemple de parameter aggregation. Lebecherel et al. (2016) choisissent d'appliquer les jeux de paramètres de chaque bassin donneur à la pluie observée sur le bassin cible, puis de faire une moyenne des débits obtenus pondérée par les distances entre donneurs et receveur : c'est un exemple d'output aggregation. Ce dernier procédé permet de limiter l'accumulation d'incertitudes en conservant la cohérence des jeux de paramètres.
- Les méthodes explicatives passent par des descripteurs physio-climatiques pour transférer les signatures hydrologiques ou les paramètres des modèles. C'est le cas des méthodes par régression présentées plus haut. Pour les modèles hydrologiques, des relations sont établies entre les paramètres calibrés sur les bassins jaugés et les descripteurs physio climatiques. Ces relations permettent de calculer les paramètres du modèle sur les bassins non jaugés. Razavi and Coulibaly (2016) dressent une revue des descripteurs couramment utilisés. Le choix des descripteurs dépend fortement du site d'étude. Si les forçages les plus influents ne sont pas connus, deux stratégies sont envisageables :
 - o L'exploration du champ des descripteurs existants : Cette stratégie exploite au maximum les données descriptives disponibles sur le site d'étude. C'est ce qu'ont

choisi Organde et al. (2013) pour la méthode SHYREG : des régressions linéaires multiples à deux voire trois paramètres sont construites entre le paramètre du modèle GR3H à régionaliser et des descripteurs physio-climatiques. Ces descripteurs sont extraits d'une banque de variables comprenant des variables pluviométriques, des indices de bilan hydriques, des indices de drainage, d'occupation du sol, et des variables morphométriques. Les relations sont évaluées par validation croisée et comparées pour sélectionner les meilleures. Saadi (2020) utilise une méthode de régression multiple non linéaire, l'algorithme des forêts aléatoires, qu'il applique à un échantillon de 2225 bassins pour sélectionner les meilleurs descripteurs parmi une banque de variables. Pour être fiables, les méthodes d'exploration du champ des descripteurs doivent s'appuyer sur une banque de données physio-climatiques la plus exhaustive et fournie possible.

- La spécification du rôle de chaque paramètre : L'idée est de choisir le degré de spatialisation des paramètres et le type de régionalisation selon la sensibilité du modèle à ces paramètres et selon leur rôle fonctionnel. Cette stratégie est mise en œuvre par Poncelet (2016) qui définit un rôle fonctionnel pour chaque paramètre selon son impact sur les performances du modèle, et réduit le nombre de paramètres à un jeu hydrologiquement optimal. Dans le même esprit, Rouhier (2018) commence par fixer pour toute la région les paramètres peu sensibles ou équifinaux. Les paramètres analogues à une caractéristique physio-climatique sont prescrits à l'échelle des mailles. Ceux liés à une donnée proxy sont contraints par le proxy calculé sur les bassins non jaugés. Les autres sont transposés à l'échelle des bassins selon des critères géographiques et/ou de similarité physio-climatique.

D'autre part, l'articulation entre les étapes de calibration sur site jaugé et de régionalisation permettent de distinguer trois types d'architectures (Guo et al., 2021 ; Odry, 2017) :

- Calibration antérieure à la régionalisation : c'est le procédé le plus intuitif et utilisé (Guo et al., 2021). Yokoo et al. (2001) par exemple procèdent de cette manière pour régionaliser le modèle conceptuel de Sugawara (1995) à partir de 12 bassins donneurs au Japon. Les paramètres sont d'abord calés sur chacun des bassins puis reliés à des descripteurs de la topographie, du type de sol, et de la géologie grâce à un modèle de régression multi-linéaire. Cette approche est la plus simple mais elle est très vulnérable aux incertitudes des modèles hydrologiques : l'équifinalité générée lors de la calibration est directement transférée sur les paramètres régionalisés (McIntyre et al., 2005).
- Calibration et régionalisation séquencées : Pour diminuer le risque de compensation des incertitudes entre paramètres et augmenter leur identifiabilité, les paramètres sont calibrés puis régionalisés un par un, dans l'ordre présumé de leur intervention dans la réponse hydrologique. A chaque étape de calibration, un seul paramètre est optimisé et la procédure de calibration ou la fonction objectif peuvent lui être adaptées. Le paramètre est ensuite relié aux descripteurs par des

méthodes de régression, puis calculé et fixé dans chaque bassin avant la calibration du paramètre suivant. Cette solution améliore l'identifiabilité des paramètres (He, Bárdossy, et Zehe, 2011). Cependant elle n'aboutit pas toujours à des relations plus robustes entre paramètres et descripteurs des bassins.

- Calibration et régionalisation simultanées : la calibration des paramètres sur sites jaugés et leur régression vers des sites non jaugés sont combinées en une étape unique. Ce transfert simultané, ou calibration régionale a fait ses preuves dans la littérature. Ainsi Zhang et al. (2008) régionalisent des indices hydrologiques simultanément sur 30 bassins au Royaume Uni, ce qui leur permet d'identifier des comportements hydrologiques similaires entre bassins en rapprochant leurs jeux de paramètres. Castiglioni et al. (2010) calibrent les paramètres d'un modèle pluie-débit à partir des caractéristiques climatiques et hydrologiques dominantes à l'échelle régionale. Pour montrer la pertinence de cette approche régionale, ils la comparent avec une régionalisation en deux temps. De même Poncelet (2016) utilise la calibration régionale pour régionaliser les paramètres du modèle GR6J. Les paramètres sont calibrés sur plusieurs bassins versants à la fois, ce qui permet de mieux contraindre leur optimisation. En général, la calibration régionale permet de réduire le nombre de paramètres à calibrer sans diminuer les performances du modèle.

Bilan :

Le choix d'une technique de transfert est hautement dépendant de l'information à régionaliser qui elle-même dépend de la méthode d'estimation des crues sur les bassins jaugés. Il sera par exemple difficile d'adopter une méthode explicative pour régionaliser une signature hydrologique estimée par des fonctions de distribution statistiques dont les paramètres n'ont pas de sens *a priori*. Plus les paramètres des modèles d'estimation ont un sens vis-à-vis des processus physiques, plus la construction de régressions entre paramètres du modèle et descripteurs physio-climatiques sera pertinente et intuitive.

Par contre les paramètres régionalisés héritent des incertitudes identifiées au paragraphe 1.2.3.3 sur les modèles et sur les entrées des modèles. Ces incertitudes découlent de l'inadéquation entre le modèle choisi et la réalité des processus, elles sont compensées par les valeurs calibrées des paramètres et se répercutent sur les régressions entre paramètres et descripteurs. Bien souvent, les incertitudes sont telles que les relations présumées sont finalement peu robustes, voire indétectables. Cette conclusion a d'ailleurs été tirée par Kim and Kaluarachchi (2008) qui comparent 6 méthodes de régionalisation appliquées à la région du Haut Nil en Ethiopie.

Choisir une méthode par output aggregation ou une calibration séquencée ou régionale permet de limiter ces incertitudes. Une solution alternative consiste à adapter le choix du modèle d'estimation des crues aux contraintes de la régionalisation.

1.4.2. Choix d'un modèle adapté à l'objectif de régionalisation

Le choix du modèle pour l'estimation des crues exige un compromis entre des structures physiques complexes distribuées et des structures simples globales schématiques (paragraphe 1.2.3.2). La perspective de régionalisation apporte des contraintes qui permet d'éclairer ce choix. Deux types de contraintes sont à retenir :

- Le modèle doit être sensible aux forçages extérieurs qui contrôlent la variabilité de la réponse hydrologique.
- Le modèle doit limiter au
-
- maximum les incertitudes sur la réponse hydrologique des bassins non jaugés.

La première exigence conduit à favoriser des modèles qui intègrent le plus possible la variabilité des entrées topographiques et pluviométriques dans leur structure. La variabilité spatiale de l'occupation des sols pourrait également être intégrée par une distribution des paramètres du modèle (paragraphe 1.3.5). Comment cette exigence est-elle conciliable avec le deuxième type de contrainte, à savoir l'application pratique d'une méthode de régionalisation ?

1.4.2.1. Adéquation des différentes approches à l'objectif de régionalisation

Plus la modélisation des processus est conceptuelle, plus les paramètres deviennent fonctionnels et perdent leur sens physique. Ils s'éloignent alors des descripteurs physio-climatiques de régionalisation, ce qui impactera les relations entre paramètres et descripteurs dans le cas d'une régionalisation explicative (Hapuarachchi, Wang, et Pagano, 2011). Augmenter la complexité des modèles pour mieux représenter les processus physiques permettrait en théorie d'améliorer l'identifiabilité des paramètres (Schoups, van de Giesen, et Savenije, 2008).

Cependant, à vouloir restituer trop fidèlement la complexité des mécanismes hydrologiques, le modélisateur s'expose à un risque. En effet, si l'hypothèse construite sur le fonctionnement du bassin se révèle fautive, la structure du modèle sera mal adaptée à la réalité. Cette inadéquation génère des incertitudes qui seront compensées par les valeurs prises par les paramètres lors de la calibration. Un autre inconvénient des modèles à base physique, dérivant de leur complexité, est qu'ils sont souvent sujets au problème d'équifinalité. Leurs paramètres sont souvent en surnombre vis-à-vis de la quantité de données de calibration. Or plus les paramètres sont nombreux, plus la probabilité qu'ils se compensent ou soient corrélés les uns avec les autres augmente, ce qui nuit à la régionalisation (Yang et al., 2018). Mis en évidence par Beven (1993) ce problème de sur-paramétrisation est encore plus aigu pour les modèles dont les paramètres sont distribués (Jay-Allemand, 2020) car le débit n'est pas connu en chaque maille.

Finalement, ni un modèle conceptuel ni un modèle physique ne convient complètement à la régionalisation. Il est nécessaire de modifier l'un ou l'autre pour atteindre un compromis sur le

nombre de paramètres et leur identifiabilité (Saadi, Oudin, et Ribstein, 2020). Les approches parcimonieuses doivent rester le plus possible efficaces dans la restitution des processus tout en maintenant ceux-ci implicites (Kumar, Samaniego, et Attinger, 2010). Golian et al. (2021), Pagano et al. (2014), Yadav et al. (2007), Yang et al. (2018) recommandent d'utiliser les modèles conceptuels les plus simples possibles pour la régionalisation mais sans perdre une certaine cohérence physique. Les paramètres doivent être pertinents physiquement et statistiquement indépendants.

1.4.2.2. Modification des structures des modèles pour la régionalisation.

Plusieurs approches sont envisageables pour parvenir au meilleur compromis entre simplification et réalisme. Une première approche consiste à simplifier les modèles pour diminuer les risques d'équifinalité liés à leur surparamétrisation. Dans le cas d'un modèle physique dont les paramètres sont totalement distribués, des techniques de régulation permettent de contraindre la calibration (De Lavenne et al., 2019). Par exemple Anderson et al. (2006) calculent les valeurs non-uniformes des paramètres du modèle Sacramento à partir des caractéristiques géologiques, pédologiques et d'occupation des sols, avant de les fixer une fois pour toutes. Pokhrel and Gupta (2010) procèdent en deux étapes. Ils identifient des paramètres dont les valeurs peuvent être calculées à partir d'un descripteur physique connu sur toute la surface, puis ils calculent une première estimation de ces paramètres en chaque maille. Pour s'affranchir de la calibration maille par maille, ils appliquent un facteur multiplicatif : c'est cet opérateur global qui fait l'objet de la calibration. Ce procédé a également été utilisé pour régionaliser le modèle distribué MARINE (Garambois et al., 2015). Pour la régionalisation du modèle SHYREG, le nombre de paramètres du modèle GR5H a été réduit de 5 à 3 paramètres au terme d'une première analyse de sensibilité (Arnaud et Lavabre, 2000), puis à un seul paramètre So/A (Organde et al., 2013). Pour calibrer les paramètres distribués d'un modèle sans chercher à réduire le nombre de variables, des algorithmes d'assimilation de données peuvent être appliqués (Jay-Allemand, 2020). Ces algorithmes déterminent les paramètres par résolution d'un problème inverse de grande dimension. Les plus utilisées en hydrologie mettent en jeu le filtre de Kalman (Liu et al., 2012).

Partant de modèles conceptuels, une approche alternative prétend complexifier les structures de façon raisonnée, en s'appuyant sur la compréhension du fonctionnement des bassins par des experts locaux. C'est ce que proposent Gharari et al. (2015) qui distribuent la structure du modèle FLEX (Gao et al., 2014) en distinguant différents fonctionnements selon le type de topographie. Le modèle est semi-distribué selon des unités de réponse hydrologique (URHs). Des contraintes relationnelles sont appliquées aux paramètres afin de garantir la cohérence des processus entre les différentes unités. Ces contraintes sont fondées sur une compréhension *a priori* du fonctionnement hydrologique et elles permettent de distribuer le modèle sans le sur-paramétrer. Cependant la spatialisation des paramètres selon la nature ou l'occupation des sols n'améliore pas forcément les performances du modèle, surtout lorsque les données de calibration manquent. C'est ce que montre Rouhier (2018) : la spatialisation des paramètres du modèle MORDOR a un impact six fois moins important que la spatialisation des forçages météorologiques sur la qualité des simulations. Schoups et al. (2008) montrent que la performance des modèles conceptuels augmente avec leur complexité. Pour limiter les incertitudes qui vont de pair avec l'accroissement

de la complexité, ils incorporent des contraintes physiques lors de la calibration afin de réduire le champ de variabilité de chaque paramètre.

1.4.3. Bilan

Cette partie a été l'occasion de présenter les principes des méthodes de régionalisation couramment utilisées pour l'estimation des crues sur des bassins non jaugés. La définition de la région et du type de transfert dépendent principalement du contexte : de la zone d'étude, des données disponibles et de l'objectif. Il apparaît que le choix d'un modèle d'estimation sur bassin jaugé et celui d'une méthode de régionalisation ne peuvent se faire de façon indépendante. D'une part, tous les modèles pluie-débit ne sont pas adaptés au transfert vers le non jaugé : le modèle ne doit être ni purement conceptuel ni purement physique. D'autre part, la méthode de régionalisation dépend du modèle à régionaliser et notamment de sa complexité. Incorporer les contraintes de régionalisation dès les premières étapes d'élaboration et de calibration du modèle apparaît alors nécessaire pour obtenir des résultats fiables sur les sites non jaugés.

1.5. Conclusion

Cette revue donne un aperçu des méthodes d'estimation des crues et éclaire un cas d'étude régional appliqué comme celui de l'estimation des crues éclair sur l'île de Tahiti. Plus que faire un choix dans le catalogue offert par la littérature, il s'agit d'élaborer une méthode qui soit adaptée à la région et aux objectifs. Dans cette perspective, la première partie guide le choix d'un type de méthode qui sert de base. Les modèles pluie-débit déterministes sont apparus comme les plus intéressants par leur souplesse, leur potentielle adaptabilité aux régions d'étude et la compréhension des processus qu'ils apportent. La seconde partie donne des pistes pour étudier la variabilité spatiale et temporelle des crues sur le site d'étude, ce qui apporte des contraintes supplémentaires sur le choix d'un modèle adapté à la zone d'étude. Le modèle pluie-débit choisi devra être le plus distribué possible pour intégrer la variabilité spatiale de la pluie, de la topographie et éventuellement de la nature des sols. Enfin la troisième partie présente le compromis nécessaire à réaliser entre simplicité et sens physique, et propose des stratégies pour résoudre ce compromis. Les modèles conceptuels apparaissent performants pour restituer les crues à l'échelle régionale à condition d'être élaborés de façon concertée avec la compréhension des processus. Ils doivent exploiter au maximum les données et la connaissance des mécanismes de crue sans extrapoler pour limiter les incertitudes.

Si cette revue a permis d'orienter le choix d'une méthode d'estimation des crues, celui-ci ne peut être définitif tant que la zone d'étude, le nombre et la qualité des données sont inconnus. Décrire l'île de Tahiti, faire le point sur les connaissances hydrologiques de la région et détailler les données disponibles pour l'élaboration d'un modèle régional sont les objectifs du chapitre 2.

Chapitre 2 : Présentation du site d'étude

2.1.	Introduction	71
2.2.	La Polynésie Française	71
2.2.1.	Généralités	71
2.2.2.	Formation des îles	73
2.2.3.	Climat	75
2.3.	L'île de Tahiti	76
2.3.1.	Géologie et géomorphologie de Tahiti	77
2.3.2.	Climat et précipitations	80
2.3.3.	Type et occupation des sols	86
2.3.4.	Bilan	89
2.4.	Présentation du réseau de mesures hydrologiques	90
2.4.1.	Réseau pluviométrique	90
2.4.2.	Réseau hydrométrique	92
2.4.3.	Bilan	97
2.5.	Présentation des bassins étudiés	97
2.5.1.	Présentation des bassins jaugés sélectionnés.	98
2.5.2.	Comparaison détaillée des comportements asymptotiques de trois bassins : Vaipahi, Hítiaa et Papeivi.	104
2.5.3.	Bilan	105
2.6.	Revue des méthodes d'estimation des crues adaptées à Tahiti	106
2.6.1.	Méthodes développées sur Tahiti	106
2.6.2.	Méthodes développées en contexte similaire	109
2.6.3.	Limites des méthodes existantes	112
2.7.	Choix argumenté d'une méthode	112

2.1. Introduction

La description de l'île de Tahiti fait l'objet du présent chapitre, qui propose également une synthèse des connaissances hydrologiques accumulées jusqu'à présent. Avec la construction d'un modèle hydrologique régional en ligne de mire, ce chapitre donne les éléments contextuels qui manquaient au chapitre précédent pour définir une méthodologie adaptée à Tahiti.

L'île de Tahiti appartient à un territoire multi-insulaire immense appelé Polynésie Française. La partie 2.1. est consacrée à la présentation de ses archipels pour ancrer l'étude dans un contexte géologique et climatique. L'île de Tahiti sera décrite dans la partie 2.2. afin de détailler ses caractéristiques climatiques, géomorphologiques, géologiques et pédologiques. La partie 2.3. présente les données de pluie et de débit disponibles, à partir desquelles un groupe de bassins jaugés sera constitué puis présenté en partie 2.4. La partie 2.5. dresse la revue des méthodes déjà élaborées pour estimer les crues à Tahiti et sur des îles semblables. Associée à celle du chapitre 1, cette revue permettra de choisir et de justifier une stratégie d'élaboration du modèle régional en partie 2.6.

2.2. La Polynésie Française

2.2.1. Généralités

La Polynésie Française – Pōrīnetia farāni en tahitien – est un pays d'outre-mer (POM) français situé dans la zone Sud-centrale de l'Océan Pacifique, entre 5° et 30° Sud de Latitude et entre 130° et 160° Ouest de Longitude. Ce territoire est composé 118 îles réparties entre 5 archipels : les Australes, les îles de la Société, les Tuamotu, les Gambiers et les Marquises. Pour seulement 3793km² de terres émergées, il couvre une zone maritime de 5 millions de km². Cette zone économique exclusive est un atout économique et militaire crucial pour la France, qui détient grâce à elle le deuxième plus grand domaine maritime du monde après les Etats-Unis. Sous protectorat français depuis 1843, elle bénéficie d'un statut plus autonome à partir de 1957 régi par son propre gouvernement et sa propre assemblée. En 2020, l'institut de la statistique de la Polynésie Française recensait 279 554 polynésien-ne-s (<https://www.ispf.pf/ispf/referentiels>).

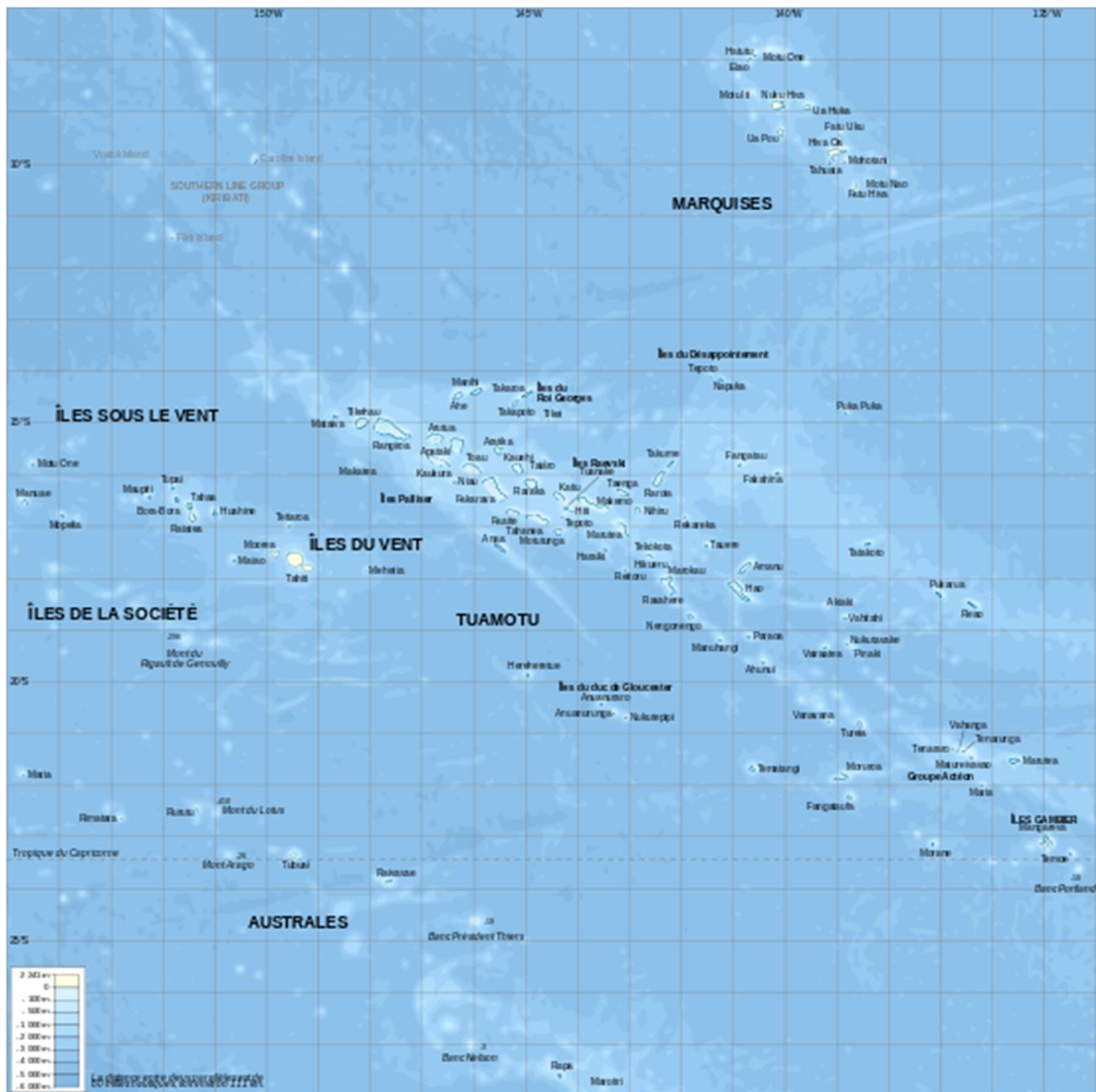


Figure 2-1 : Carte topographique de la Polynésie Française (Source Wikipedia. Relief : ETOPO1 Global Relief Model du National Geophysical Data Center - Amante, 2009; Ligne de côte : NASA Shuttle Radar Topography Mission -SRTM3 v.2, Farr et al., 2007; Toponymie : Carte "Polynésie Sud-Est" du SHOM – Service Hydrographique et Océanographique de la Marine).

Avant leur découverte par les navigateurs anglais et les français, ces archipels étaient au cœur d'un territoire habité encore plus vaste : le triangle polynésien, délimité au Nord par l'archipel d'Hawaï, à l'Est par l'Île de Pâques et à l'Ouest par la Nouvelle Zélande (Chambers, 2008 ; Conte, 2019). Ce territoire a été colonisé entre 800 apr. J.-C. et 1300 apr. J.-C. par des peuples de langue austronésienne provenant de l'Archipel Bismarck en Nouvelle Guinée et déjà établis depuis 1100 av. J.-C. dans les archipels Vanuatu, Nouvelle Calédonie, Fidji, Samoa et Tonga. Les distances inter-îles sont beaucoup plus longues au sein du triangle polynésien, ce qui explique la pause de 1500 ans précédant leur colonisation : probablement le temps nécessaire à l'amélioration des techniques de navigation et des embarcations comme la grande pirogue double à voile ou

holopuni va'a. C'est d'ailleurs l'art polynésien de la navigation sans instrument qui a permis d'assurer la cohérence culturelle de ce territoire en pointillés.

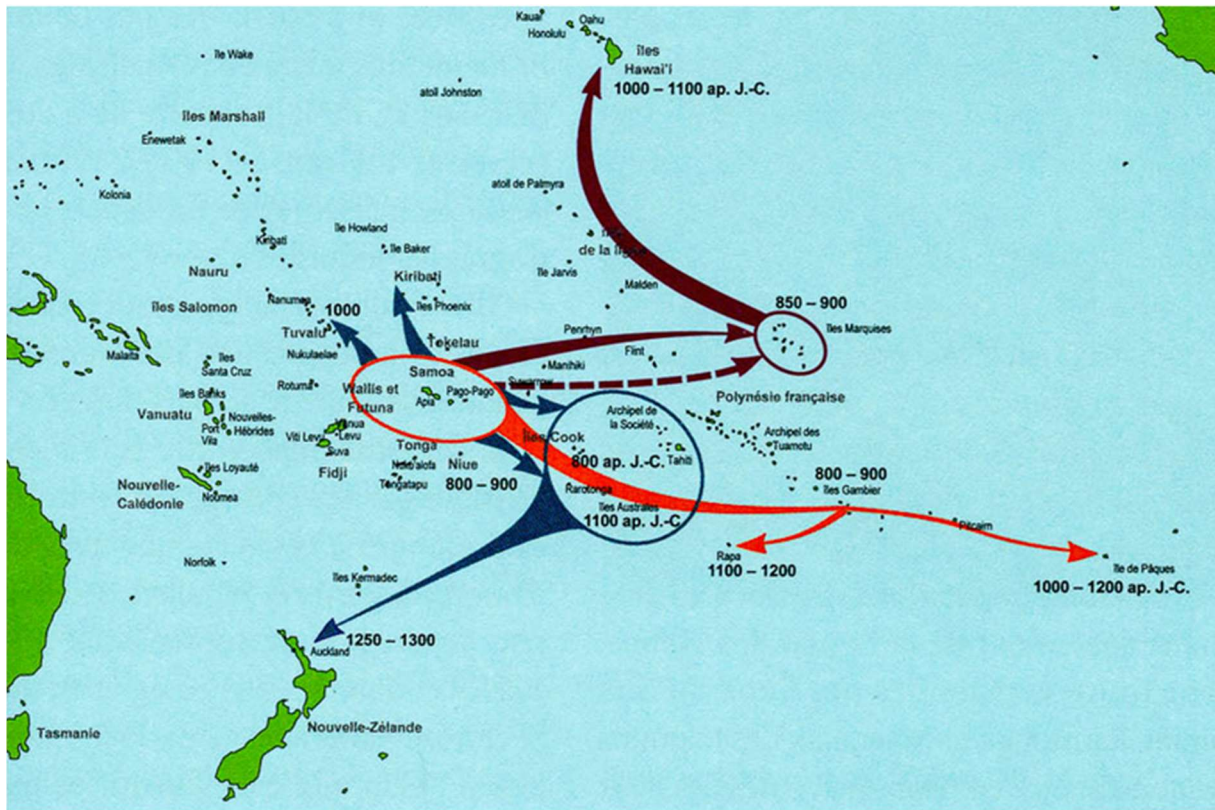


Figure 2-2: Essai de reconstitution du peuplement du triangle polynésien (Conte, 2019).

2.2.2. Formation des îles

Les cinq archipels de Polynésie Française sont situés sur une vaste zone où le plancher océanique est anormalement fin : le surplombement du Pacifique-Sud (South Pacific Superswell, McNutt, 1998) qui trahit la présence d'un vaste panache de convection dans le manteau sous-jacent. Cette anomalie dans l'épaisseur de la croûte océanique coïncide avec la présence de volcanisme intraplaque, à une concentration trois à quatre fois supérieure à la moyenne mesurée dans la plaque Pacifique (Gillespie, Gillespie, et Clague, 2009). Ce volcanisme est à l'origine de la formation des grandes chaînes de volcans sous-marins que sont les archipels de Polynésie Française. Les chapelets d'îles suivent un alignement orienté Nord 120° à Nord 140°, qui reflète le déplacement de la plaque Pacifique au-dessus des différents points chauds. En accord avec cette théorie, on constate que les âges des basaltes sont croissants du Sud-Est au Nord-Ouest au sein de chaque archipel, excepté pour les Tuamotu (Ito, McNutt, et Gibson, 1995). L'âge des Tuamotu est estimé supérieur à 40 millions d'années, alors que celui des autres archipels ne dépasse pas 16 millions d'années.

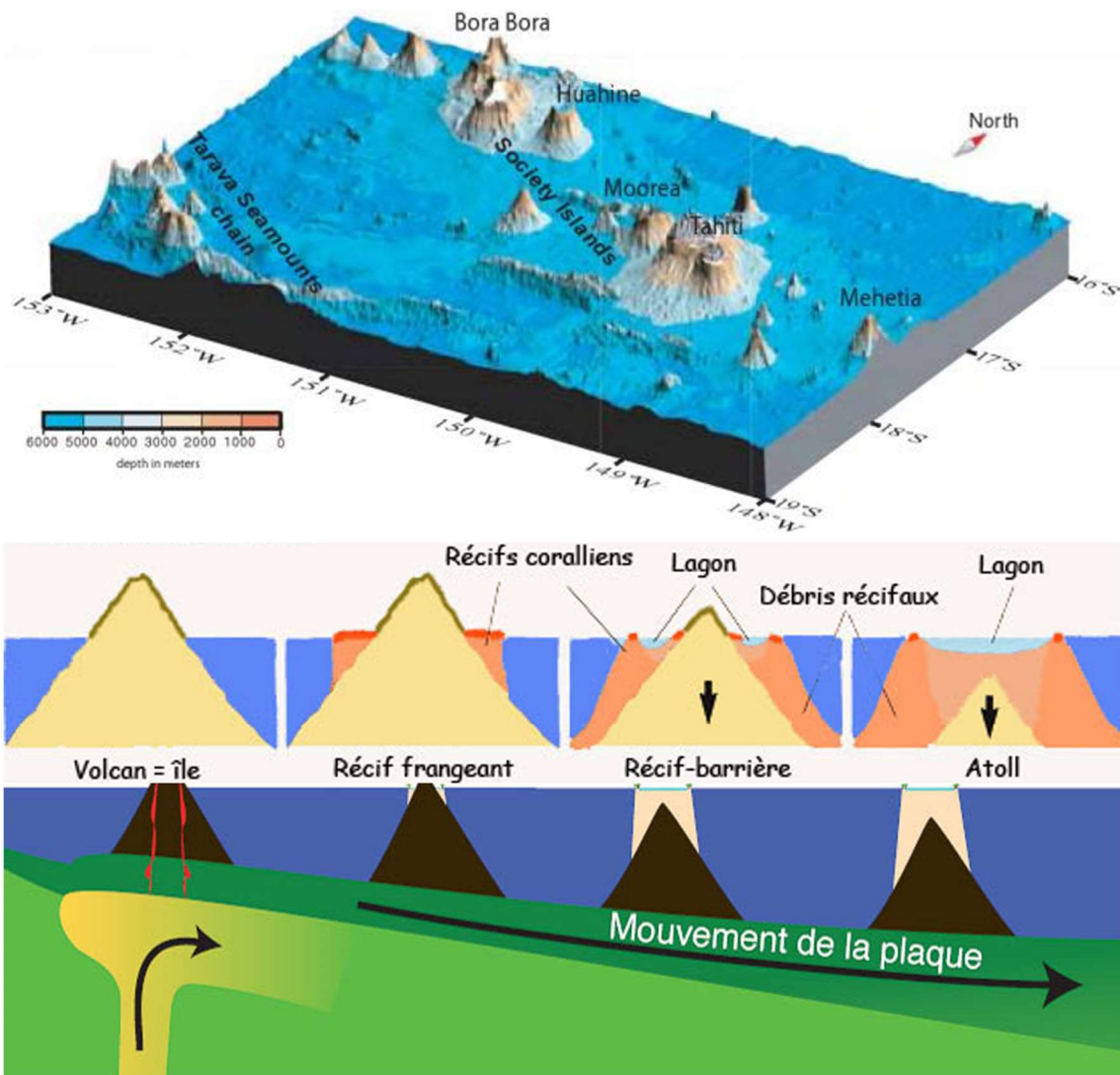


Figure 2-3 : Haut : Vue en trois dimension de l'archipel de la Société obtenue par sondage bathymétrique multifaisceaux (Clouard, 2000). Bas : Etapes de l'édification des édifices de point chaud (Labrosse, 2010)

Le point chaud de l'archipel de la Société est actif depuis 5 millions d'années ; il est à l'origine de la formation de 5 atolls et 9 îles hautes réparties entre les Îles-sous-le-Vent et les Îles-du-Vent qui sont les plus récentes. Toutes les étapes de l'évolution des édifices volcaniques de point chaud se retrouvent dans la morphologie des îles de la Société. Ainsi le point chaud s'exprime actuellement aux alentours de l'île de Mehetia à 50km au Sud-Est de Tahiti ; Tahiti est une île haute sujette à l'érosion tropicale et à la formation d'un récif ; Huahine, Raiatea, Tahaa, Bora-Bora et Maupiti montrent des états plus avancés de subsidence lithosphérique et d'expansion du lagon ; Tetiaroa, Manuae ou Motu One ont atteint le stade d'atolls.

2.2.3. Climat

La majorité des îles de Polynésie sont soumises à un climat tropical océanique, avec une variante sub-tropicale pour les Gambiers et les Australes et une dominante équatoriale pour les Marquises (Laurent et al., 2019). On distingue deux grandes saisons :

- L'été austral de novembre à avril, saison chaude et humide
- L'hiver austral de mai à octobre, saison plus fraîche et sèche.

Les cycles de température, de vents et de précipitations dérivent des mouvements couplés de l'atmosphère et de l'Océan (Hopuare, 2014). Les précipitations en saison chaude ont une origine double. Elles dépendent d'une part de la présence et de l'intensité de la Zone de Convergence du Pacifique Sud (ZCPS), et se forment d'autre part par effet orographique à partir des masses d'air humides apportées par les vents dominants, les alizés du Nord Est (Figure 2-4). L'influence des alizés entraîne une anisotropie dans le régime des précipitations observée sur toutes les îles hautes entre la côte Est dite « au vent » et la côte Ouest dite « sous-le vent ». Dans l'archipel de la Société, la saison chaude est caractérisée par un régime de précipitations marquées. Les épisodes de fortes pluies débutent dès Novembre et sont généralement plus intenses aux mois de Décembre et Janvier. Ce régime climatique établi est ponctuellement perturbé par deux phénomènes périodiques : le phénomène El Niño ou ENSO (El Niño Southern Oscillation) et l'Oscillation Interdécennale du Pacifique (OIP).

L'oscillation El Niño est un phénomène interannuel qui correspond à une anomalie de réchauffement de l'Océan Pacifique Sud Est en bordure des côtes de l'Amérique du Sud. Cette anomalie se manifeste par l'affaiblissement des alizés et le déplacement de la ZCPS vers le Nord-Est, donc davantage dans le voisinage de Tahiti, ce qui conduit à des anomalies positives de pluie. En période La Niña, la ZCPS est déplacée vers le Sud-Ouest loin de la Polynésie qui enregistre alors des anomalies négatives de précipitations. L'OIP agit de même sur la position de la ZCPS mais suivant une période interdécennale, donc plus longue que celle de l'oscillation El Niño dont elle accentue les effets. En phase OIP positive, la ZCPS migre vers l'équateur ; elle s'éloigne de Tahiti mais entraîne une zone de basses pressions avec elle, ce qui a pour effet de dévier les alizés vers le Sud des îles. Hopuare et al. (2015) montrent de plus que les anomalies ENSO positives ne se traduisent par des précipitations plus fortes que si elles surviennent en périodes OIP positives.

Les scénarios de changement climatique du GIEC prévoient un réchauffement inégal du Pacifique. En Polynésie, les interactions entre ZCPS, ENSO et OIP pourraient être modifiées. Cai et al. (2012) prévoient notamment un doublement de la fréquence de déplacement de la ZCPS pendant les anomalies ENSO positives, qui pourrait conduire à augmenter l'intensité des pluies extrêmes. Hopuare (2014) étudie l'impact du changement climatique sur les précipitations de l'île de Tahiti. Elle applique un test statistique sur les chroniques pluviométriques annuelles de 1961 à 2011 pour détecter l'effet du changement climatique sur les précipitations mais sans résultat significatif. Un modèle régional de précipitations est alors mis au point pour appliquer les scénarios de changements climatique RCP4.5 et RCP8.5 sur l'île de Tahiti. Ces scénarios tablent sur une augmentation graduelle des cumuls de précipitations pendant les 6 mois d'été austral de l'ordre de 20% au Sud de l'île d'ici la fin du 21^e siècle.

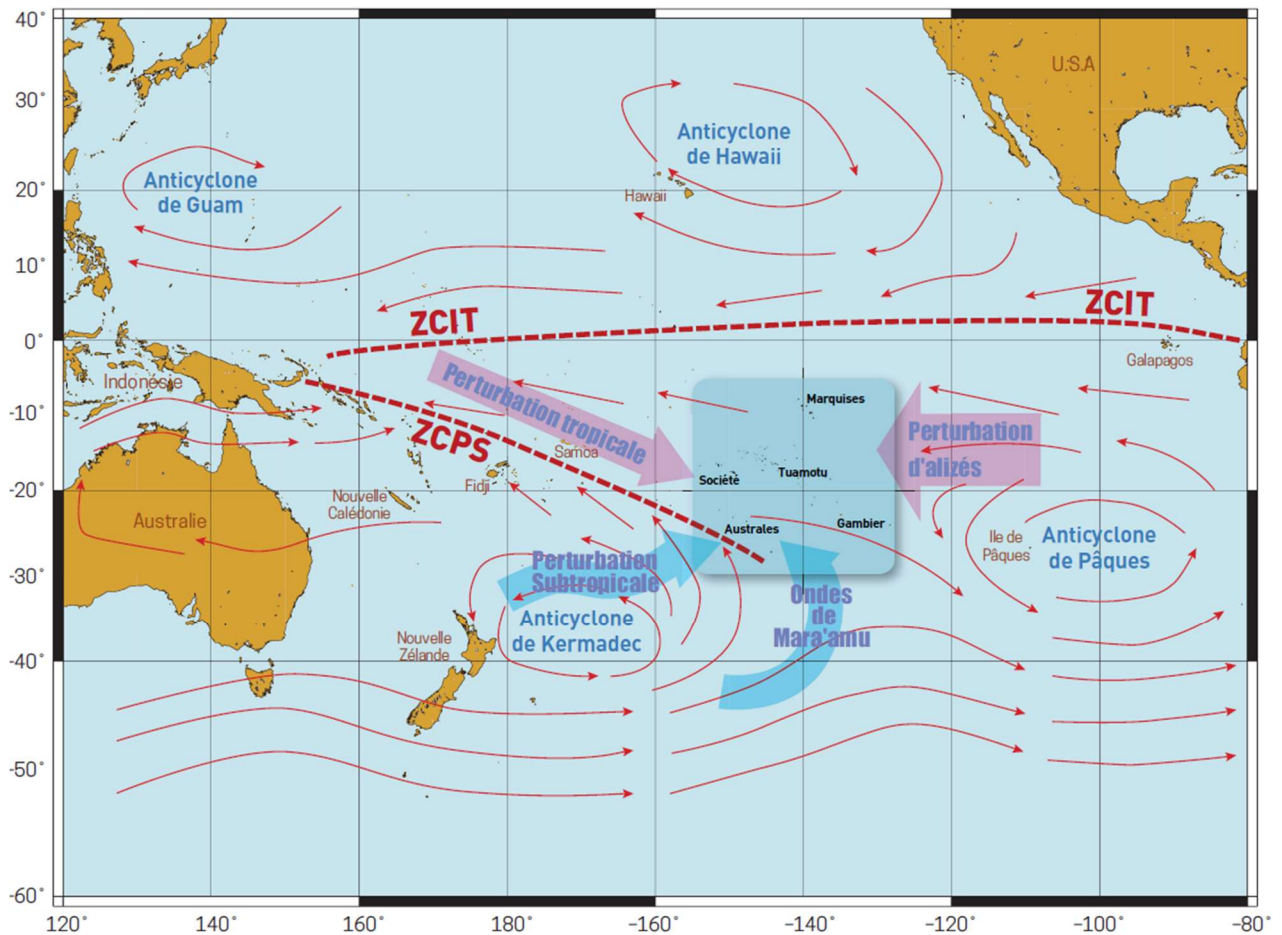


Figure 2-4 : Schéma de la circulation atmosphérique dans le Pacifique pendant la saison chaude (Laurent et al., 2019).

2.3. L'île de Tahiti

Tahiti (17°40' S, 149°28' O) est l'île de Polynésie la plus étendue (1 042 km²) et la plus peuplée (192 760 habitants). Elle est une île haute qui appartient aux Îles-du-Vent de l'archipel de la Société. Sa morphologie comprend deux boucliers volcaniques coalescents reliés par l'isthme de Taravao : Tahiti-Nui et Tahiti-Iti, la grande et la petite Tahiti qui culminent respectivement à 2 241m au Mont Orohena et à 1 332m au mont Ronui. Tahiti est également la plus élevée des îles de Polynésie.

Tahiti est une île marquée par les contrastes. Sa géologie et sa géomorphologie sont présentées en partie 2.2.1. L'anisotropie de l'exposition aux alizés permet d'expliquer la forte variabilité des précipitations sur l'île et notamment des précipitations extrêmes (partie 2.2.2.). Les contrastes topographiques et pluviométriques sur une large gamme d'altitude expliquent la variation importante de la nature des sols, qui sera présentée en partie 2.2.3.

2.3.1. Géologie et géomorphologie de Tahiti

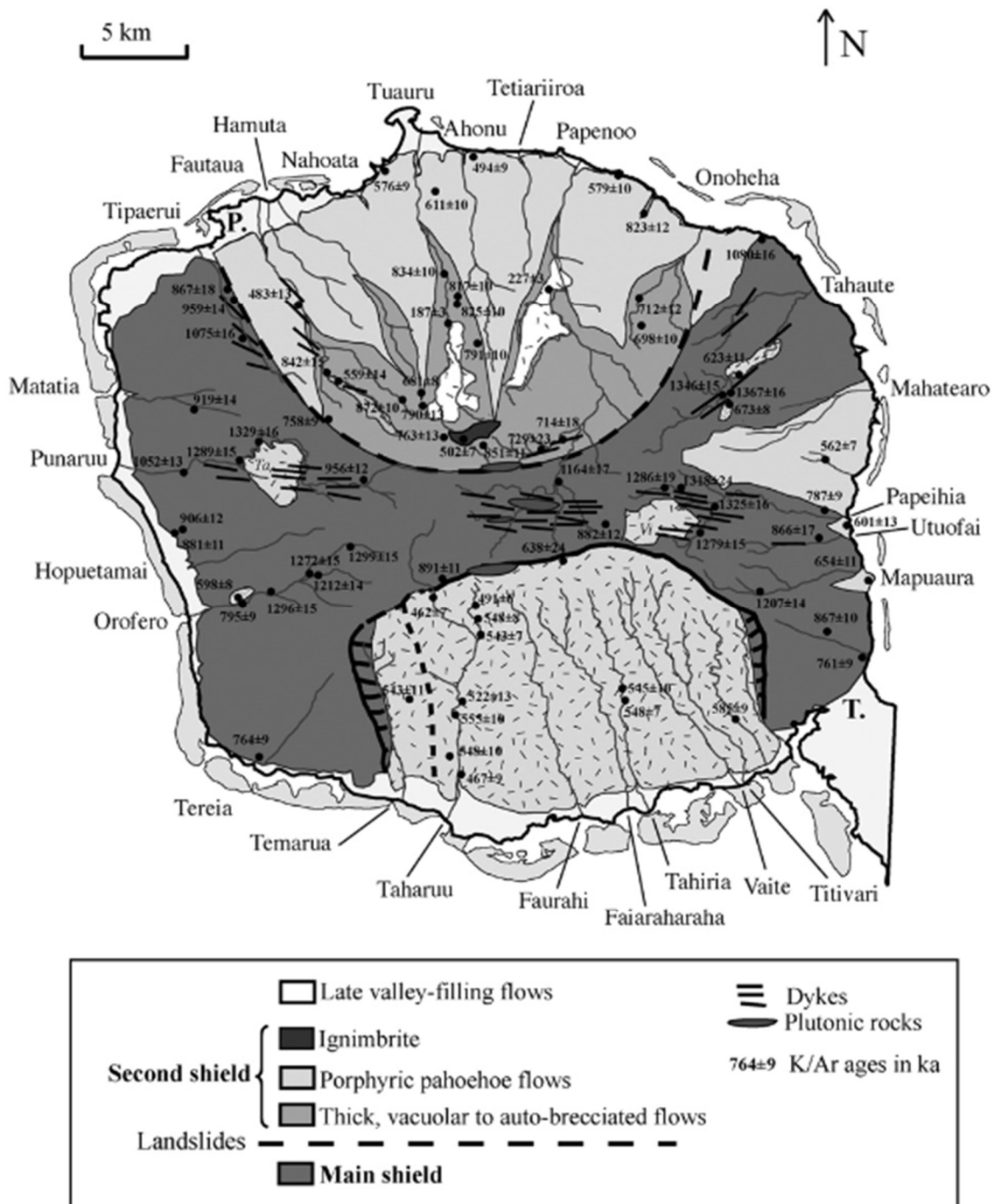


Figure 2-5 : Carte géologique simplifiée de Tahiti (Hildenbrand, Gillot, et Marlin, 2008)

La formation de Tahiti est bien décrite par Hildenbrand (2002) et Hildenbrand et al. (2008, 2005) qui ont revu la théorie initiale (Brousse et Léotot, 1988 ; Deneufbourg, 1965) en tenant compte de l'intervention d'une zone de rift orientée Est-Ouest pendant toute l'histoire géologique de l'île.

D'après cette nouvelle théorie, les premiers magmas sont des laves aa¹ émises le long de la zone de rift pour former le bouclier principal. Les laves les plus anciennes de l'édifice aérien sont datées à 1.37 Ma. A 0.87 Ma, la composition des laves change et évolue vers des termes plus alcalins et donc plus visqueux, ce qui déstabilise l'édifice et provoque de grands glissements de terrain emportant les flancs Nord et Sud. Les vestiges du premier édifice sont préservés au NO, NE, SO et SE de Tahiti Nui, visibles sur le terrain par la présence de planèzes ou plateaux inclinés. Ces formations sont les plus anciennes de l'île et donc les plus altérées. Pendant les 100 000 ans suivant, une intense activité volcanique forme un second bouclier qui comble la dépression Nord par des laves épaisses vacuolaires à auto-bréchifiées². Ces formations sont aujourd'hui très altérées et imperméables ; elles affleurent en altitude dans les vallées du Nord de l'île. Parallèlement à la construction du second bouclier, une activité secondaire de type Strombolienne se manifeste aux extrémités Est et Ouest de la zone de décrochement Nord par une forte concentration de dykes et la présence de cônes volcaniques. Hildenbrand et al. (2005) estiment que la discontinuité entre les deux boucliers peut constituer une zone privilégiée pour l'infiltration tandis que les dykes sont susceptibles de connecter les aquifères entre eux. A partir de 750 ka et jusque 450 ka, l'activité volcanique diminue avec le taux de fusion partielle. Des laves pahoehoe porphyriques moins riches en gaz que les précédentes, sont émises au Nord, au Sud à l'Est et à l'Ouest de l'île. Ces formations (Wotling et al., 2000) sont massives et parcourues de fractures de refroidissement, ce qui les rend *a priori* perméables. C'est dans ces formations que l'on peut retrouver des lava-tubes, tunnels formés par le refroidissement anticipé des flancs de la coulée par rapport au cœur fluide. Les lava-tubes jouent le rôle de drains souterrains et sont susceptibles d'intervenir dans les bilans hydrologiques. Un épisode explosif violent se produit autour de 500 ka et aboutit à la mise en place de formations ignimbritiques qui surplombent le massif de l'Orohena. Puis un hiatus volcanique de 250 ka précède la mise en place tardive de coulées de lave qui remplissent les vallées autour de 250 ka.

Brèches détritiques et lahars sont présents à différents niveaux des séquences magmatiques et témoignent de l'action des processus érosifs dès les premiers stades de la construction volcanique (Hildenbrand, Gillot, et Marlin, 2008). La première théorie sur l'histoire géologique de l'île négligeait le jeu E-O de la zone de rift et considérait que Tahiti s'était effondrée sur sa propre caldeira (Brousse, 1993). Forts de cette interprétation, les premières études à visée hydrologique sur Tahiti assument une érosion homogène conduisant à l'agencement radial de 27 vallées autour de la caldeira (Danloux et Ferry, 1985 ; Ferry, 1988 ; Lafforgue, 1993 ; Wotling, 2000). En réalité, les processus érosifs ont agi de façon contrastée sur l'île même si la nature des forçages majeurs de l'érosion fait toujours l'objet de discussions (Godard et Barriot, 2022 ; Hildenbrand, Gillot, et Marlin, 2008). Hildenbrand et al. (2008) montrent par une étude quantitative que le contrôle de l'érosion est structural dans les premières étapes de l'histoire géologique. Le rift Est Ouest et les

¹ Lave aa ou 'a'ā en hawaïen : lave caractéristique du volcanisme hawaïen, fluide rugueuse et à blocs apparents. Sa viscosité est relativement élevée, et ce type de lave se solidifie rapidement.

² Bréchification : processus de transformation en brèche, c'est-à-dire en roche sédimentaire formée par cimentation de fragments de roches volcaniques.

bordures des zones d'effondrement au Nord et au Sud de l'île ont constitué des couloirs d'érosion privilégiés, où les dykes ont probablement accéléré la dissection de la structure en blocs instables. Les vallées de la Punaruu et de Papeiha orientées Ouest et Est auraient alors été parmi les premières à évoluer. Le remplissage de leurs parties amont aurait alors reconduit les flux d'érosion vers le Nord et le Sud, aboutissant à la formation des vallées de Papenoo et de Taharuu autour de 500ka. Le contrôle sur l'évolution morphologique récente (post 500 ka) des vallées semble majoritairement géologique. Ainsi, les vallées incisant les formations du premier bouclier sont plus larges et évoluées que celles des formations post effondrement. Les vallées situées dans la dépression Sud sont d'ailleurs semblablement étroites et orientées N-S. L'érosion s'est concentrée le long des contacts entre brèches indurées et laves secondaires, creusant ces dernières jusqu'à obtenir des vallées au relief inversé : les brèches sont présentes sur les crêtes.

L'intensité des processus géologiques et érosifs à Tahiti se traduit par une morphologie extrêmement contrastée. Pour la décrire, Wotling (2000) distingue :

- Les cirques centraux, reliques d'anciennes caldeiras bordées de crêtes aigües (Figure 2-6 - a.).
- Les planèzes, vestiges des versants primitifs des volcans dont les pentes varient entre 6° et 20°, plus ou moins altérées, de forme triangulaire dont la pointe est orientée vers les sommets.
- Les vallées radiales, très encaissées, résultantes de l'altération des planèzes (Figure 2-6 - a., c., e.).
- Les pentes abruptes dépassant souvent les 40° (et jusqu'à 70°), bordant les vallées ou constituant les flancs des sommets (Figure 2-6 - a., c.).
- La frange littorale, d'extension très restreinte (rarement plus de 1 km entre le littoral et les piedmonts).

Les travaux de Hildenbrand portent une vision plus nuancée sur la morphologie des vallées de l'île : elles ne sont plus radiales et s'inscrivent dans des unités géologiques et tectoniques. On pourra distinguer des vallées évoluées incisant le premier bouclier comme celles de Papeiha (Figure 2-6 - e.) ou de Punaruu, des vallées étroites incisant les formations post effondrement (Figure 2-6 - c.).

En résumé, la nature du sous-sol et l'histoire tectonique de Tahiti doivent être comprises pour appréhender son hydrologie. Elles mettent en relief les différences de morphologie d'une vallée à l'autre pour éventuellement distinguer différents comportements hydrologiques. D'autre part, la géologie donne les clés du fonctionnement hydrogéologique de l'île. Ozog and Vernoux (2012) détaillent les caractéristiques hydrogéologiques de chacune des formations volcaniques. Ils prennent appui sur les modèles conceptuels Hawaïien et Canarien (Lachassagne et al., 2014) pour élaborer des hypothèses sur le fonctionnement hydrogéologique de l'île. A Tahiti comme pour la plupart des îles volcaniques (Join, Folio, et Robineau, 2005 ; Lachassagne et al., 2014 ; Toulhier, 2019), la perméabilité des laves dépend de leur degré d'altération. Les laves les plus récentes sont

les plus saines : parcourues de fractures lié au refroidissement, elles sont très perméables. L'altération, d'origine météoritique et hydrothermale, conduit à la précipitation de minéraux secondaires dans les fractures et à la formation d'argiles, ce qui diminue peu à peu la perméabilité des roches. L'altération à Tahiti est similaire à ce que décrit Toulhier (2019) sur les coulées de laves du volcan Bromo Tengger en Indonésie : les laves sont démantelées en blocs massifs entourés de couches d'argiles selon une structure en « pelure d'oignon ». Ces blocs disparaissent peu à peu dans les phases suivantes d'altération et laissent la place à une cuirasse rouge très imperméable appelée Mamu (Petit, 1969).

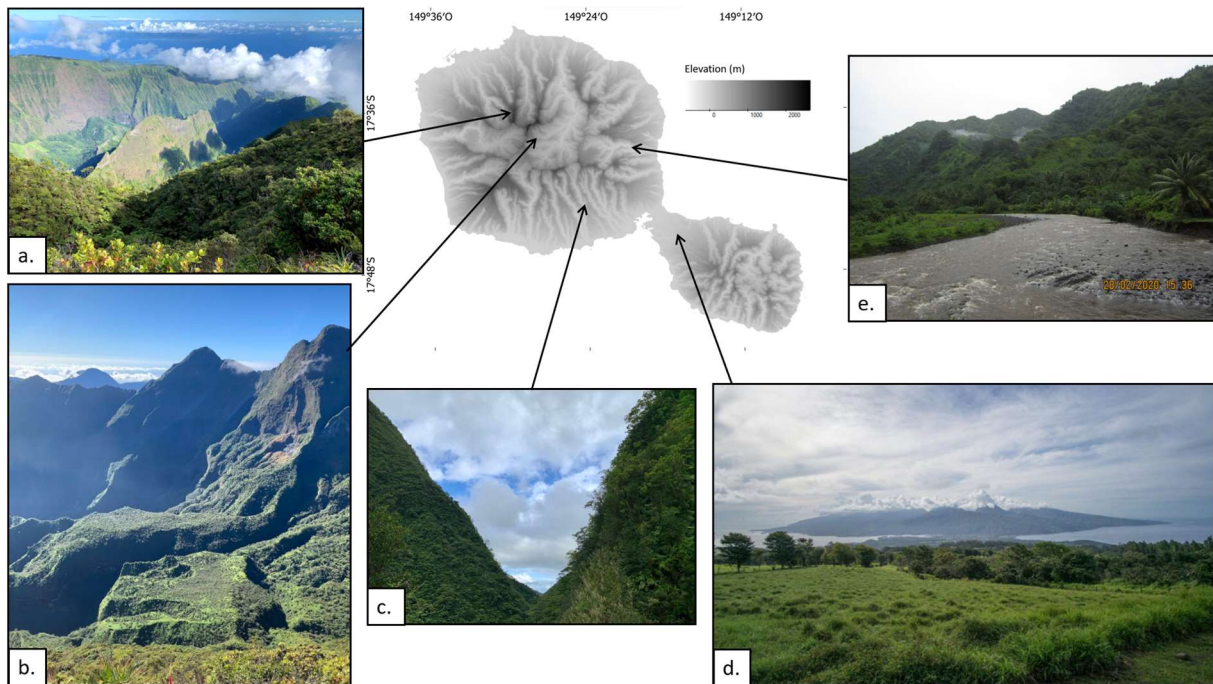


Figure 2-6: Variabilité géomorphologique à Tahiti. Modèle numérique de terrain au centre. a. : vue sur les crêtes de la vallée de la Fautaua. b. : Vue sur la caldeira centrale prise depuis le sommet du mont Aorai. c. : Vallée de la Vaihiria au Sud de l'île. d. : Plateau de Punui, Tahiti Iti et vue sur Tahiti Nui. e. : Vallée de la Papeiha.

Son histoire géologique confère à Tahiti une certaine variabilité géomorphologique et hydrogéologique qui sont des clés à retenir pour expliquer la variabilité de la réponse hydrologique d'un bassin à un autre.

2.3.2. Climat et précipitations

Le climat de Tahiti est tropical humide avec des saisons similaires à celles des autres îles de la Société (cf. paragraphe 2.2.3). Le relief de l'île module ce climat et crée une anisotropie marquée entre les côtes exposées aux alizés d'Est et les côtes sous le vent. Les températures varient entre 24°C et 30°C en bord de mer et sont généralement inférieures à 25°C en altitude (Laurent et al., 2019). L'évapotranspiration potentielle (ETP) est évaluée à 130 mm/mois en moyenne avec peu de variations au cours de l'année. Elle est uniquement calculée à l'emplacement de la station

météorologique de l'aéroport de Faa'a bien qu'elle soit susceptible de varier selon l'altitude et l'exposition au vent.

Les alizés d'Est sont les vents dominants, forts et humides pendant l'été austral. Les masses humides qu'ils apportent restent piégées par les sommets de l'île et les précipitations générées n'affectent pas les reliefs à l'Ouest. Pendant l'hiver austral, les alizés de l'Est faiblissent et laissent la place aux alizés de Nord-Est ou to'erau et aux alizés de Sud-Est ou mara'amu. Les moyennes annuelles de pluie sont élevées sur toutes l'île bien qu'extrêmement contrastées entre 1500 mm sur la côte Ouest et plus de 10 000 mm sur les sommets exposés à l'Est (Figure 2-7).

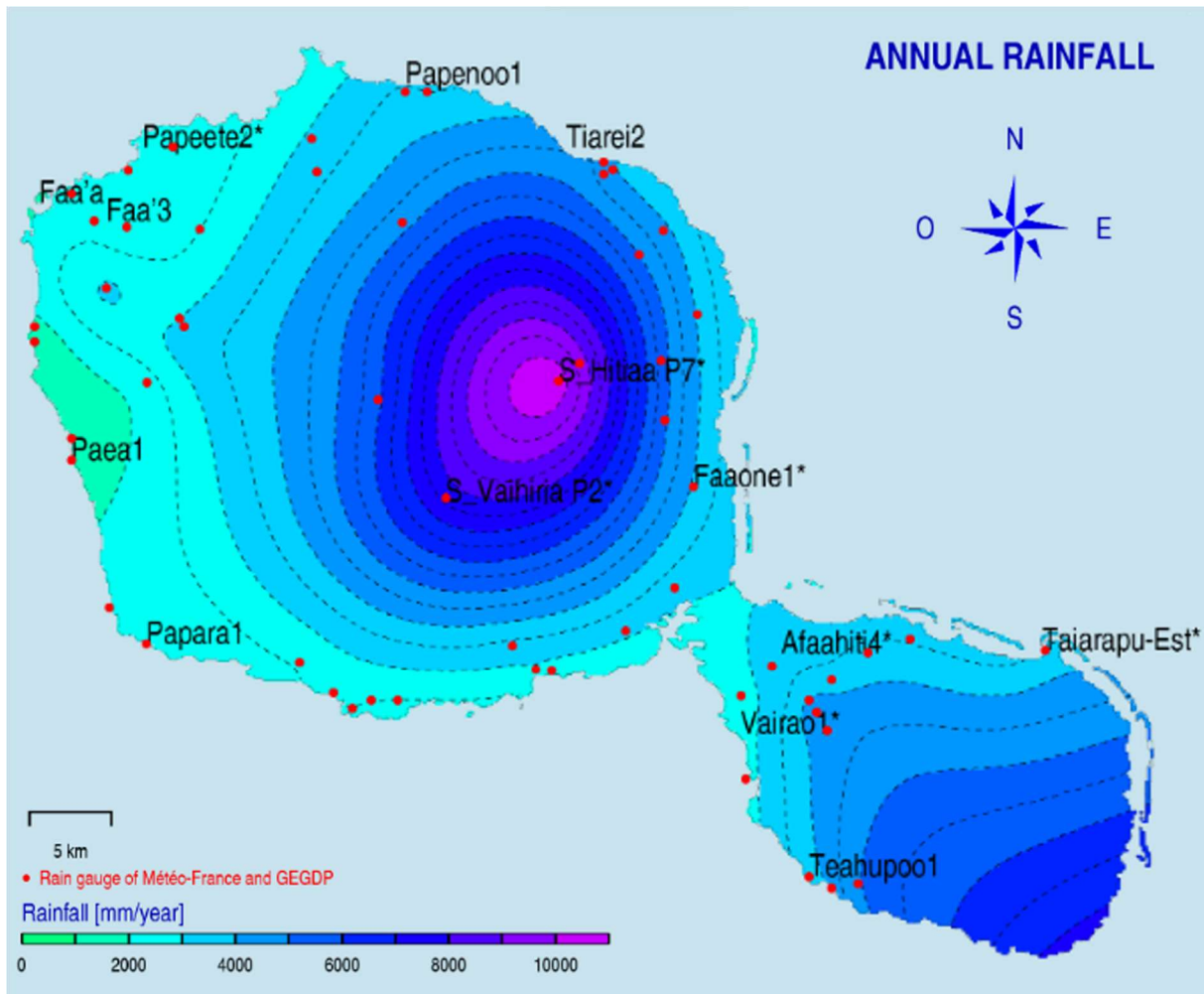


Figure 2-7: Répartition des moyennes annuelles de précipitations sur l'île de Tahiti (Laurent et al., 2019)

Qu'elles soient apportées par les alizés ou par la SPCZ, les précipitations se manifestent fréquemment par des événements intenses, successions d'orages qui peuvent durer plusieurs jours. Un exemple d'évènement récent est survenu entre le 12 et le 15 Janvier 2022, avec des cumuls sur 4 jours atteignant 485mm à Fautaua et 380mm à Hitia'a et un pic d'intensité relevé à 126 mm en 6h à Hitiaa (<https://actu.fr/meteo/record-de-pluie-sur-une-journee-a-tautira-le-13-janvier-48002729.html>). De tels événements sont couramment enregistrés lors de la saison des

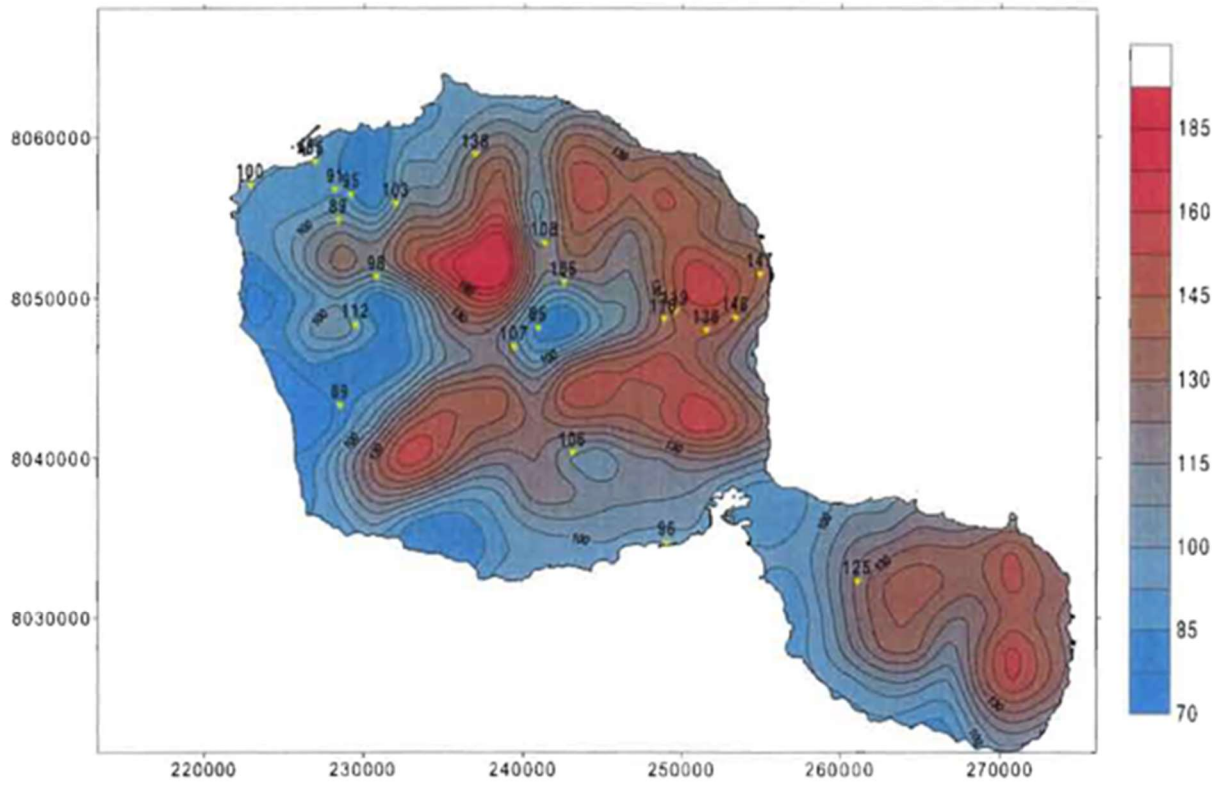
pluies. Le record de pluie journalière est enregistré à la station d'Hitiaa avec 752 mm enregistrés le 19 décembre 1999 pendant le cyclone Pam.

Les pluies extrêmes ont fait l'objet de deux études qui proposent chacune un modèle de régionalisation pour représenter leur variabilité.

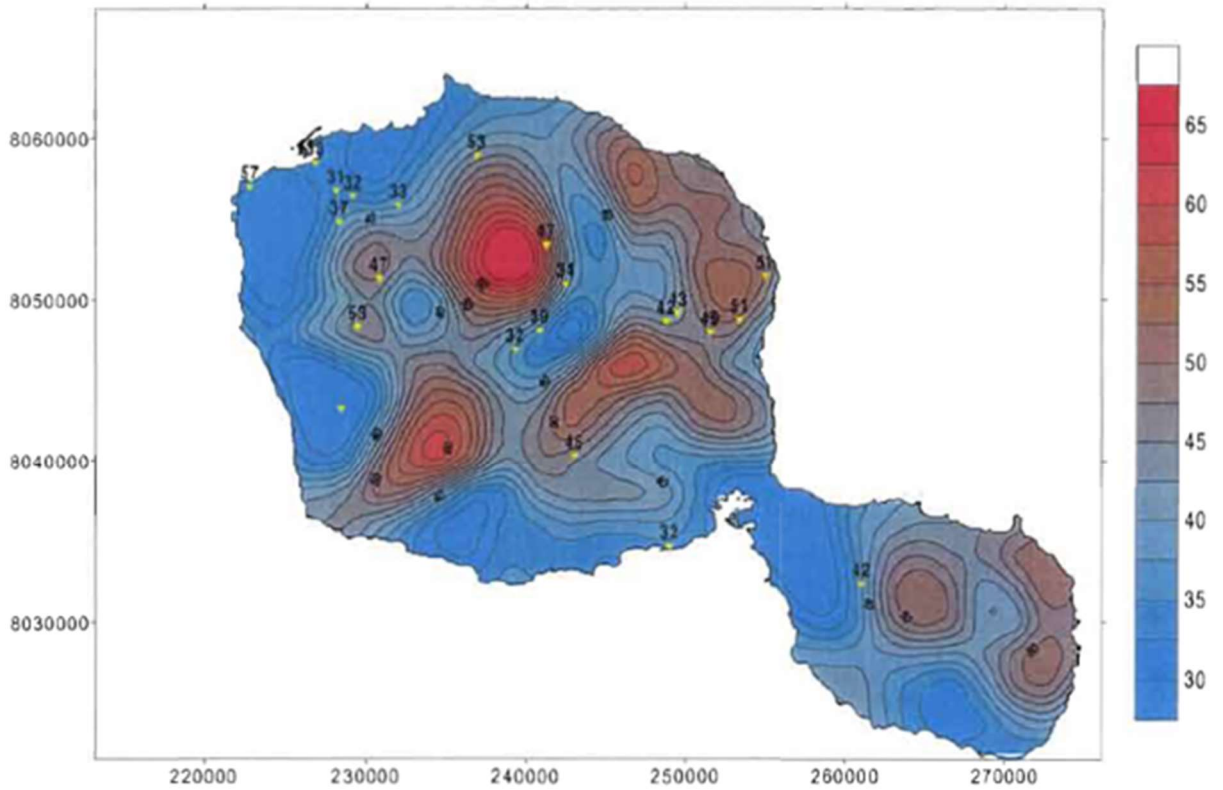
- (Wotling et al., 2000) ajuste des lois de Gumbel sur la distribution des valeurs maximales annuelles de précipitations journalières à chaque poste d'observation. Il modélise ensuite les variations spatiales du Gradient exponentiel (paramètre Gd) et du paramètre de position (P_0) en fonction des composantes principales du relief. Ces composantes principales sont les valeurs propres associées à une base de 2601 vecteurs propres correspondant aux faciès élémentaires. Chaque maille du MNT de Tahiti à la résolution de 200m est décomposée dans cette base vectorielle en 2601 composantes principales qui déterminent l'orientation et l'influence relative de chacun des faciès élémentaires. La corrélation des paramètres de distribution des pluies extrêmes avec ces composantes topographiques est ensuite analysée jusqu'à proposer un modèle de variation spatiale des paramètres selon 5 composantes.

Cette analyse démontre que l'aléa pluviométrique est conditionné par le sens et la direction des pentes, des crêtes et des vallées plus que par l'altitude. Les cartes des intensités extrêmes sur 15 et 60min mettent en évidence le contrastes entre d'une part les versants de la côte Est et les sommets de l'île (Orohena, Aorai, Tetufera, Ivirairai) qui sont exposés aux vents d'Est et de Nord-Est, et d'autre part les versants de la côte Ouest (de Puna'auia à la pointe Maraa) et les fonds de vallée (Papenuo, Punaruu) qui sont abrités.

Gd (Intensité sur 60 minutes)



Gd (Intensité sur 15 minutes)



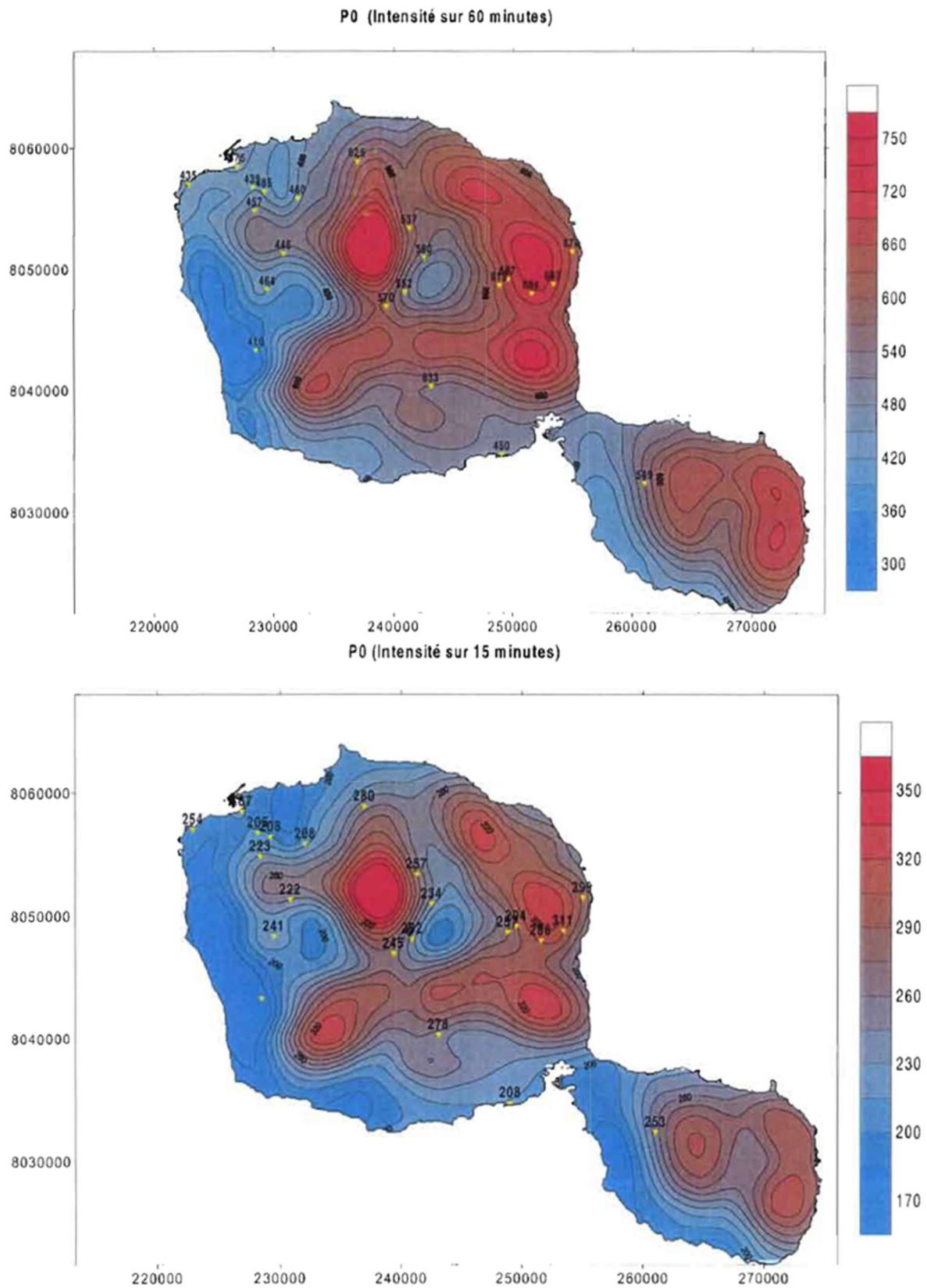


Figure 2-8: Cartographie des paramètres Gradex et P0 (en 1/10 mm) de la distribution de Gumbel des intensités extrêmes de précipitations sur 60 min et 15 min (Wotling et al., 2000).

- Pheulpin (2016) régionalise les pluies extrêmes horaires et journalières en comparant deux approches pour modéliser leur distribution. La première associe un échantillonnage de type Peaks Over Threshold (POT) et une loi de distribution généralisée de Pareto (GPD) et la seconde associe un échantillonnage de type Block Maximal Analysis (BMA) et une loi de Gumbel (cf. paragraphe 1.1.2). Les paramètres des lois de distribution ajustés localement sont ensuite krigés puis modélisés selon des descripteurs topographiques comme l'altitude, la pente, la distance à la mer, l'exposition, l'azimut. Pour les deux approches, les modèles les plus réalistes sont obtenus à partir de l'altitude lissée et de l'azimut. Les résultats sont visibles en Figure 2-9.

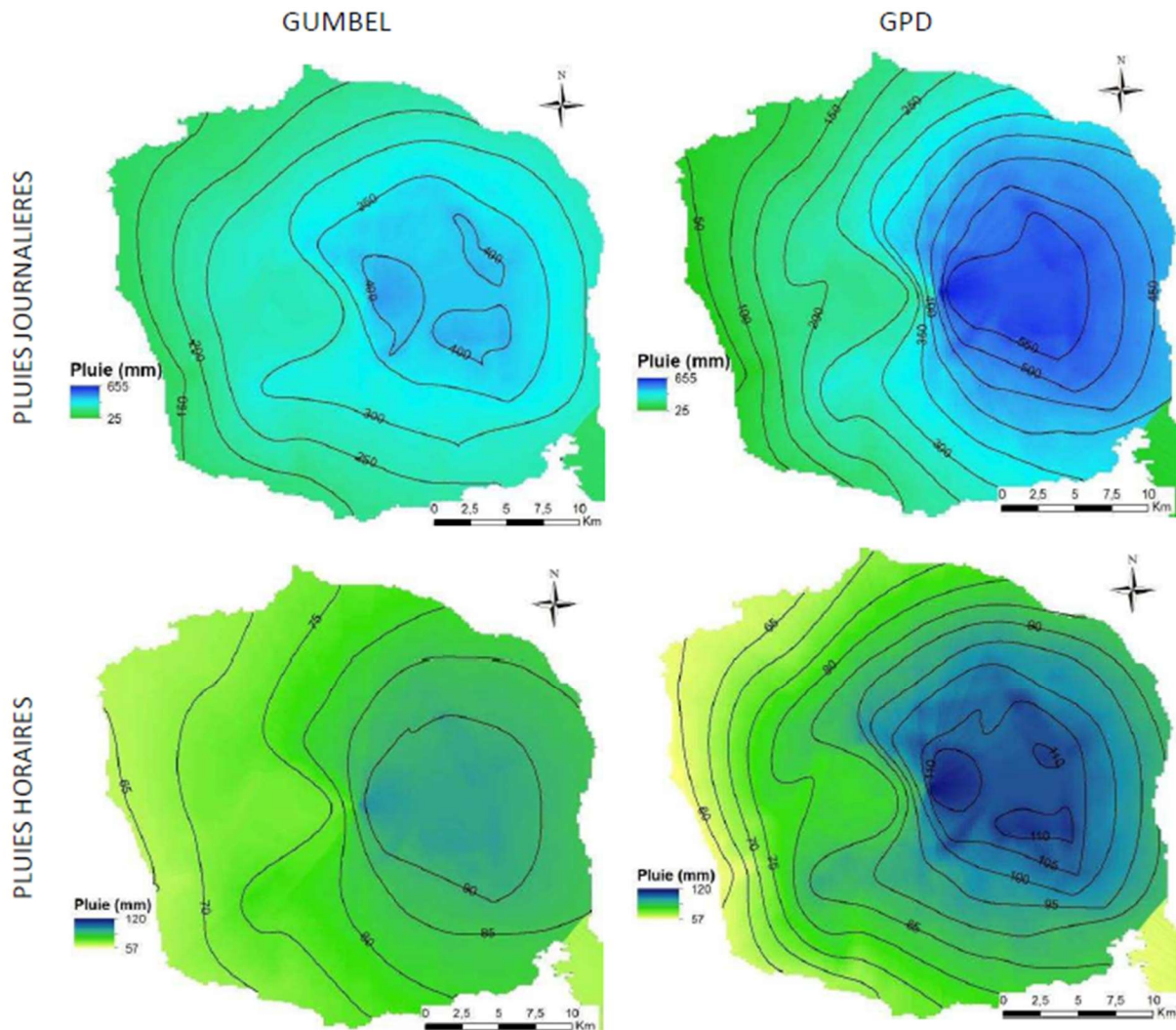


Figure 2-9: Carte des quantiles de pluie pour une période de retour de 10 ans (Pheulpin, 2016b)

Les travaux de (Pheulpin, 2016b ; Wotling et al., 2000) montrent que les intensités des pluies extrêmes sont spatialement contrastées sur Tahiti Nui. Il est attendu que ces contrastes génèrent des différences de réponse hydrologique selon les bassins. Pour être performant sur Tahiti, un modèle pluie débit régional devra être robuste à une large gamme d'événements de pluie.

2.3.3. Type et occupation des sols

2.3.3.1. Sols

Le terme pédogénèse regroupe l'ensemble des processus d'altération de la roche mère et des cycles biogéochimiques qui conduisent à la formation des sols. Sur les roches basaltiques soumises à un climat tropical humide, la pédogénèse aboutit à la formation de trois horizons différenciés :

- Horizon A brun, enrichi en matière organique et appauvri en argiles et oxyhydroxydes par la percolation de la pluie.
- Horizon B ou cuirasse de couleur vive (brun, rouge, beige) formé par l'accumulation d'argiles d'hydroxydes, d'oxydes et d'humus.
- Horizon C ou altérite, qui peut conserver la texture de la roche mère (isoaltérite) ou non (alloaltérite). A Tahiti, la roche issue de l'altération des basaltes est appelé Mamu, un terme qui englobe iso- et allo-altérite (Jamet, 1997). Son épaisseur moyenne est de 2 à 3 mètres mais elle peut dépasser 10m. Petit (1969) décrit 4 stades d'altération des Mamu.

A Tahiti, la présence et l'amplitude de ces horizons sont modulées par l'altitude, l'exposition aux précipitations, la topographie et la nature du substrat rocheux (Jamet et al., 1987). Ainsi avec l'altitude, les sols s'enrichissent en matière organique et en minéraux amorphes. Jamet (1987) utilise l'altitude comme première clé de classification des sols, distinguant les sols d'altitude supérieure à 900-1000m des sols de basse altitude. Les zones d'altitude sont sujettes à l'érosion, la desalcalinisation et la désilification sur les planèzes tandis que les zones de basse altitude sont les lieux d'accumulation, enrichis en bases et silices et en argiles néoformés. La pente est le second critère de classification, qui permet de distinguer les sols d'érosion, les sols d'altération et les sols d'accumulation selon le processus dominant. Les plateaux d'altitude portent des sols ferrallitiques dont les podzols et les oxydisols qui sont les sols les plus soumis au lessivage. Ces plateaux exposés aux précipitations seront les plus touchés par les processus de lessivage. Sur les plus fortes pentes, les sols présentent un profil AC peu différencié, on parle de sols brunifiés peu évolués. La diminution de la pente se traduit par le remplacement des processus d'altération par des processus d'accumulation. Les sols de la frange littorale et des fonds de vallées sont des sols d'accumulation détritiques. La conjugaison des deux clés altitude et pente conduit Jamet et al. (1987) à cartographier les sols selon 22 unités taxonomiques.

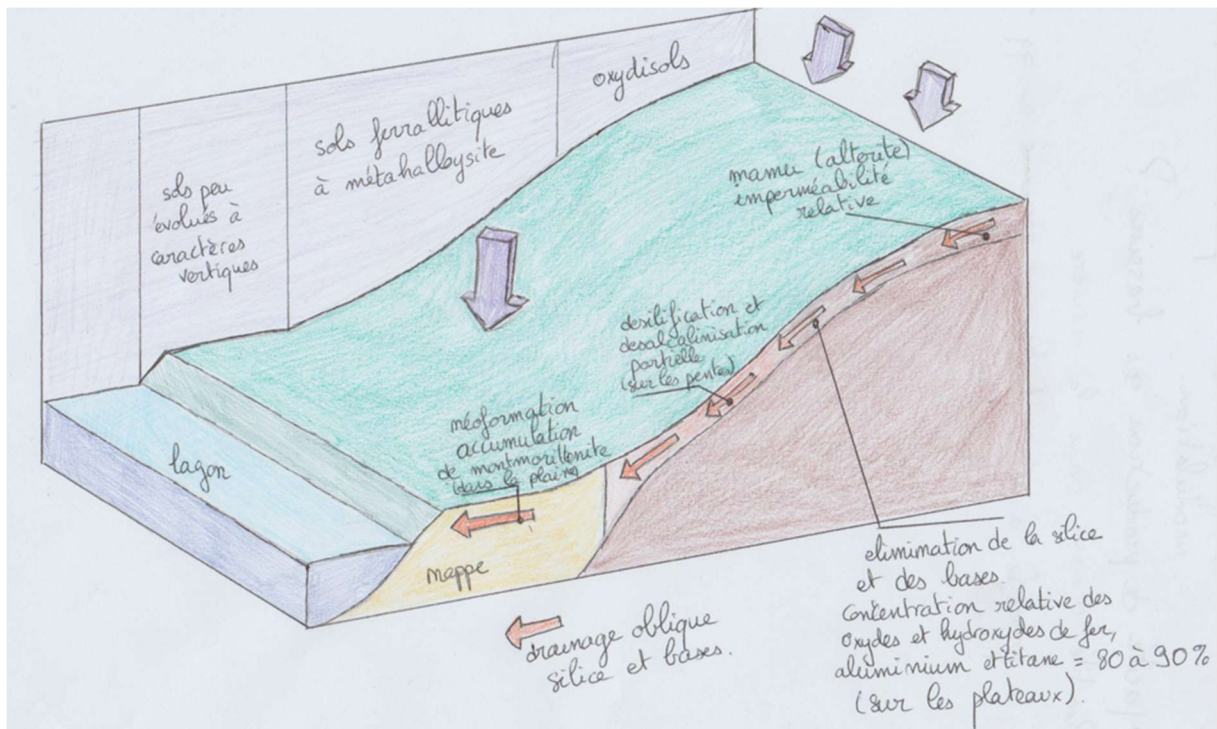


Figure 2-10: Illustration inspirée de la succession de sols sur roche basaltique, d'après (Jamet et al., 1987)

Si Jamet et al. (1987) ont su mettre en évidence la diversité des sols sur l'île de Tahiti, l'accent a davantage été mis sur leurs aptitudes forestières et agronomiques. On trouve cependant quelques éléments concernant la porosité, la capacité de rétention en eau et la perméabilité, que l'on peut résumer comme suit :

- Les sols d'altération sur les planèzes de basse altitude ($z < 1000\text{m}$) : la porosité y est mesurée à 70-80% en surface et 65% en profondeur. La capacité de rétention en eau a été mesurée sur le sol frais et pour deux potentiels de pression matricielle : $pF\ 2.5$ et $pF\ 4.2$. Elle est faible, variant entre 30% et 40% du poids du sol sec selon la profondeur et la pression imposée. Ces sols ne contiennent pas d'argile mais des oxydes en abondance, ce qui favorise l'infiltration dans sa structure fine et sableuse. Ce sol s'assèche vite en surface, et le drainage vertical est freiné en profondeur (autour d'1m sur le profil) par l'apparition du Mamu. Cette structure de sol privilégie un écoulement interne dans la porosité du sol, parallèle à la discontinuité Mamu/sol.
- Les sols d'altération des versants (pentes comprises entre 20 et 100%) à basse altitude ($z < 1000\text{m}$) : la porosité mesurée est comparable à celle des sols précédents (entre 65% en surface et 75% à 1m de profondeur) mais l'altération y est moins prononcée ce qui explique des valeurs plus élevées de rétention en eau. Elle varie entre 40-85% et 40-50% du poids du sol sec selon le degré de désaturation. La réserve d'eau utile ne dépasse cependant pas 20%. Pour ces sols, la perméabilité a été mesurée à 2.1cm.h^{-1} en surface et à 1.8cm.h^{-1} à 20cm de profondeur.

- Les sols d'altération et d'érosion des hauteurs de l'île ($z > 1000\text{m}$) : Ces sols sont peu profonds (50cm en moyenne) et présentent une très bonne capacité de rétention d'eau liée à la présence d'argiles et la forte accumulation organique. Elle atteint 200% du poids sec à pF3 sur les sols bruns humifères, 150% sur les sols intergrades andiques et 140% sur les sols ferrallitiques désaturés et podzolisés. On peut supposer que le ruissellement de surface est favorisé sur ces sols facilement saturés en humidité.

Pour améliorer la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des sols de Tahiti, une campagne d'échantillonnage a été menée sur 23 sites représentatifs de la diversité des sols sur Tahiti Nui et Tahiti Iti (Annexe A), dans le cadre de cette thèse. Les mesures *in situ* des sondes d'humidité sont appuyées par des mesures par pesée réalisées au laboratoire sur des échantillons prélevés dans des cylindres de volume calibré. La masse volumique et la porosité des sols viennent compléter les mesures d'humidité pour ces 30 échantillons. Les mesures d'humidité concordent avec celles de Jamet (1987) pour les sols des planèzes et des pentes de basses altitudes : l'humidité rapportée à la masse du sol sec est en moyenne de 41% pour les premiers et de 60% pour les seconds. Les sols des hauteurs présentent une humidité supérieure aux deux autres groupes (moyenne mesurée à 74%) mais qui reste inférieure aux valeurs prévues par Jamet (1987).

Ces mesures restent éparses et doivent être enrichies par des mesures d'infiltrométrie pour accéder à la conductivité hydraulique des sols et ainsi mieux caractériser leur aptitude à drainer ou retenir l'eau de pluie. Mesurer la résistivité électrique permettra de préciser la stratification des sols et la teneur en eau des différentes strates. L'un des sites d'échantillonnage (le lotissement Taapuna à l'Ouest de l'île dans la commune de Puna'auia) a été instrumenté de façon à disposer de mesures de précipitations, d'humidité et de rétention en eau des sols. Par inversion des humidités (Le Bourgeois et al., 2016), il sera possible d'y déterminer les conductivités hydrauliques.

2.3.3.2. Végétation :

La répartition de la végétation peut servir de témoin des variations spatiales du climat et de la pédologie sur l'île de Tahiti. Cependant le lien entre végétation et hydrologie est à double sens car des modifications de végétation peuvent changer les propriétés hydrologiques des sols et par là moduler la genèse des crues.

La cartographie de répartition de la végétation publiée dans l'Atlas de la Polynésie Française (Florence J., 1993) distingue la végétation zonale et la végétation azonale. A Tahiti, la composition en espèces floristiques de la forêt sempervirente est majoritairement zonale, c'est-à-dire sous influence climatique. Elle dépend principalement de l'exposition à la pluie et de la température. Cependant, d'autres facteurs abiotiques comme la topographie ou l'orientation des versants par rapport au vent modulent cette répartition climatique. La forêt sempervirente se décline ainsi en trois séries de structures et de compositions floristiques distinctes :

- la série mésophile située sous une pluviométrie annuelle inférieure à 3000mm, sur la plaine littorale, les crêtes et flancs des vallées à basse et moyenne altitude. Elle comprend

des faciès anthropiques et des faciès primaires de forêt tempérée à sèche, également des landes et des savanes dans les secteurs sous le vent.

- La série hygrophile sous une pluviométrie annuelle supérieure à 3000mm ou bien dans les plaines d'inondations des rivières. Elle est composée majoritairement par des forêts hautes regroupant des espèces dont les besoins en eau sont importants toute l'année comme *Hibiscus-Etlingera* ou *Neonauclea-Angiopteris*.
- La série ombrophile sous pluviométrie annuelle supérieure à 3000mm, dans les zones d'altitude où l'hygrométrie est maintenue très élevée par une ceinture nuageuse orographique. Cette série couvre les parties supérieures des vallées et les plateaux supérieurs à 500m d'altitude sur la côte Est et à 900m dans la zone Nord-Ouest la moins exposée aux vents dominants. Elle comprend des forêts basses et un tapis herbacé à fougères dominantes.
- Les faciès de végétation azonale se retrouvent quant à eux dans des sites marqués par des conditions locales particulières, comme les falaises de la côte Est, les marécages de l'isthme de Taravao ou de la haute Papenoo qui dépendent de la présence d'une nappe d'eau douce permanente.

La végétation anthropique résulte de l'introduction de nouvelles espèces et du remaniement des sols soit pour l'agriculture soit pour l'exploitation du bois. C'est le cas par exemple des bambouseraies, des cocoteraies, des plantations de pins des Caraïbes ou de falcata (Direction de l'Agriculture de Polynésie Française, 2021). Ces faciès de dégradation occupent principalement la plaine littorale, l'entrée des grandes vallées et les premiers reliefs. Par rapport aux faciès primaires de forêt sempervirente, l'anthropisation a tendance à diminuer l'infiltration dans les sols au profit du ruissellement de surface (Perkins et al., 2014). La conductivité hydraulique des sols non remaniés est généralement plus élevée que celle des sols anthropiques car leur taux de matière organique est plus élevé ce qui leur confère davantage de stabilité et un nombre plus important de macropores (Zhou, Lin, et White, 2008). Les résultats de plusieurs études comparatives menées sur les sols de Hawaï abondent dans le même sens. Ainsi, Giambelluca et al. (2011) remarquent une capacité d'infiltration accrue dans les sols occupés par des forêts natives. Perkins et al. (2014, 2012) comparent les terrains herbeux et les terrains herbacés sur le site Auwahi de l'île Maui. La conductivité hydraulique des sols forestiers a été mesurée 49% supérieure à celle des zones déforestées. L'hydrophobicité de surface augmente drastiquement avec la déforestation et la vitesse de percolation vers les nappes souterraines est réduite d'un facteur 13. Aucune étude semblable n'a été menée à ce jour pour évaluer l'impact de l'anthropisation des sols sur leurs propriétés hydrodynamiques.

2.3.4. Bilan

Tahiti est marquée par d'importants contrastes dans son relief et dans son exposition aux précipitations extrêmes. La topographie et la variabilité de l'aléa pluvieux doivent inévitablement intervenir dans l'élaboration du modèle pluie-débit. La connaissance des propriétés hydrologiques des sols et de la végétation est à ce jour trop limitée pour intégrer leur influence

dans le modèle hydrologique. Les variations de l'occupation des sols permettront éventuellement d'expliquer les variations de réponse hydrologique entre bassins jaugés lors de l'étape de régionalisation.

2.4. Présentation du réseau de mesures hydrologiques

2.4.1. Réseau pluviométrique

Les premiers relevés de pluie sur l'île de Tahiti remontent à 1922 et l'installation d'un pluviomètre à Papeari par le centre national de météorologie français, aujourd'hui Météo France (Laurent et al., 2019). Le réseau de Météo France s'est déployé depuis sur 60 stations dont 29 sont en service actuellement. Les données issues de ce réseau renseignent sur la pluviométrie du littoral, puisque 60% des postes ont été installés en dessous de 10m d'altitude (Ozog and Vernoux, 2012). Les données sont disponibles au pas de temps annuel et mensuel, puis journalier pour les stations plus récentes. À partir de 1970, des stations sont progressivement déployées sur les crêtes et au fond des vallées. Deux types d'appareils sont installés : des pluviographes totalisateurs et des pluviographes à augets basculeurs. Ce réseau de l'intérieur de l'île est confié au Groupement d'Etudes et de Gestion du Domaine Public (GEGDP) créé en 1989. Il développe en tout 64 stations dont 25 sont toujours en service actuellement (Laurent et al., 2019) et fournissent des données avec une précision temporelle de 1 minute. La localisation de ces pluviomètres et leurs périodes d'enregistrement sont présentées sur les Figure 2-11, Figure 2-12 et Figure 2-13.

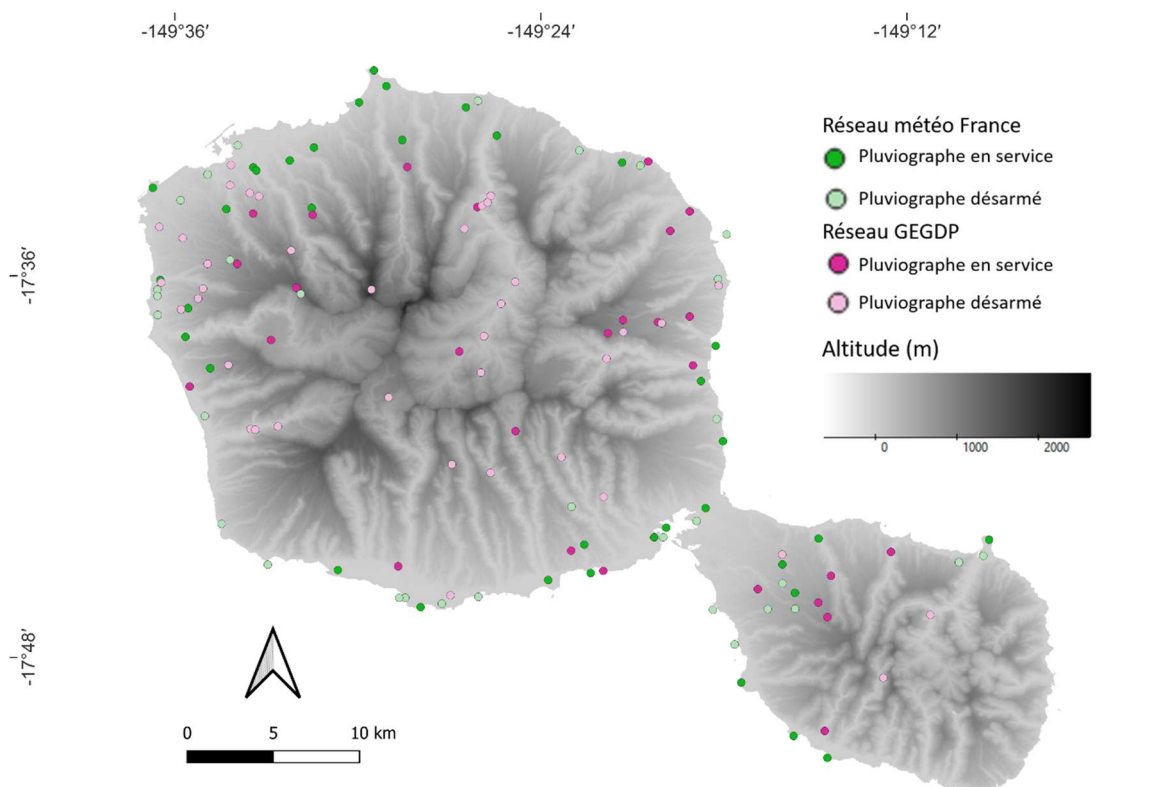


Figure 2-11: Localisation des stations pluviométriques des réseaux GEGDP et Météo France

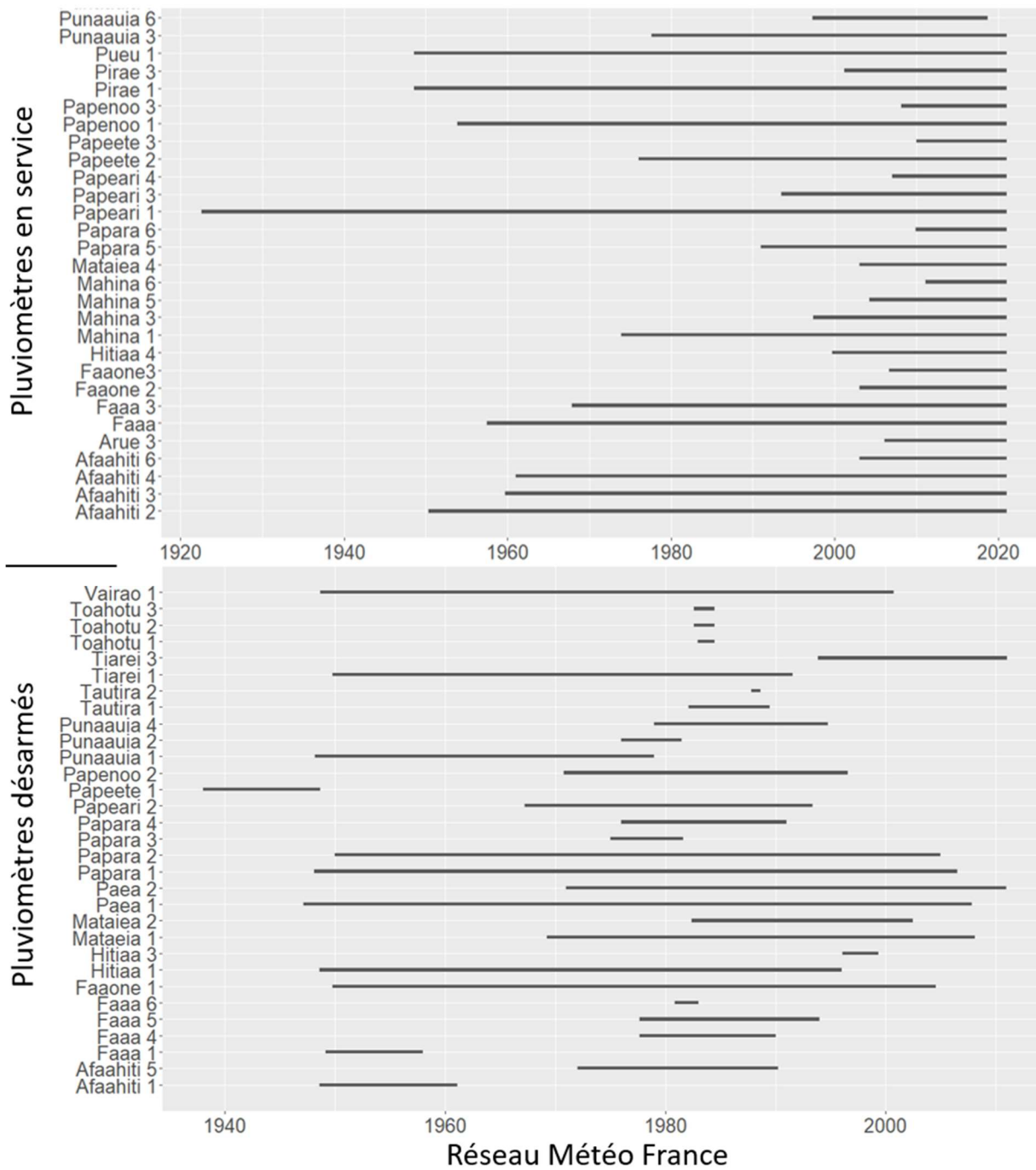


Figure 2-12: Périodes d'observation des stations pluviométriques du réseau Météo France

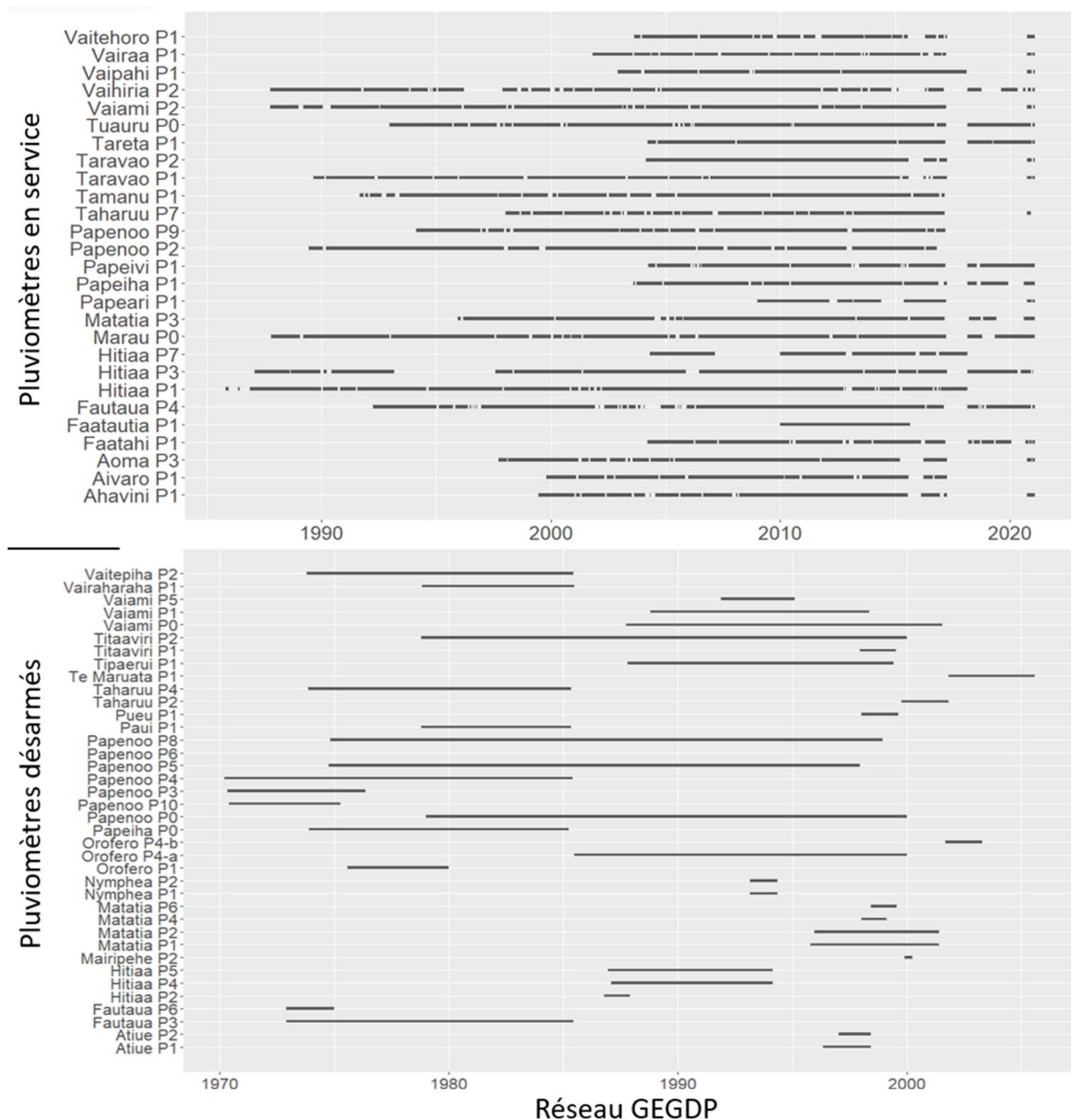


Figure 2-13: Périodes d'observation des stations pluviométriques du réseau GEGDP. Les lacunes d'observations sont indiquées pour les stations du réseau en service.

2.4.2. Réseau hydrométrique

2.4.2.1. Réseau de limnimètres

Le réseau hydrométrique de Tahiti est entièrement géré par le GEGDP. 74 stations ont été répertoriées par le BRGM (Ozog and Vernoux, 2012) mais les données ne sont disponibles que pour 47 d'entre elles. 15 stations sont en fonctionnement actuellement. Leur localisation est indiquée sur la Figure 2-14.

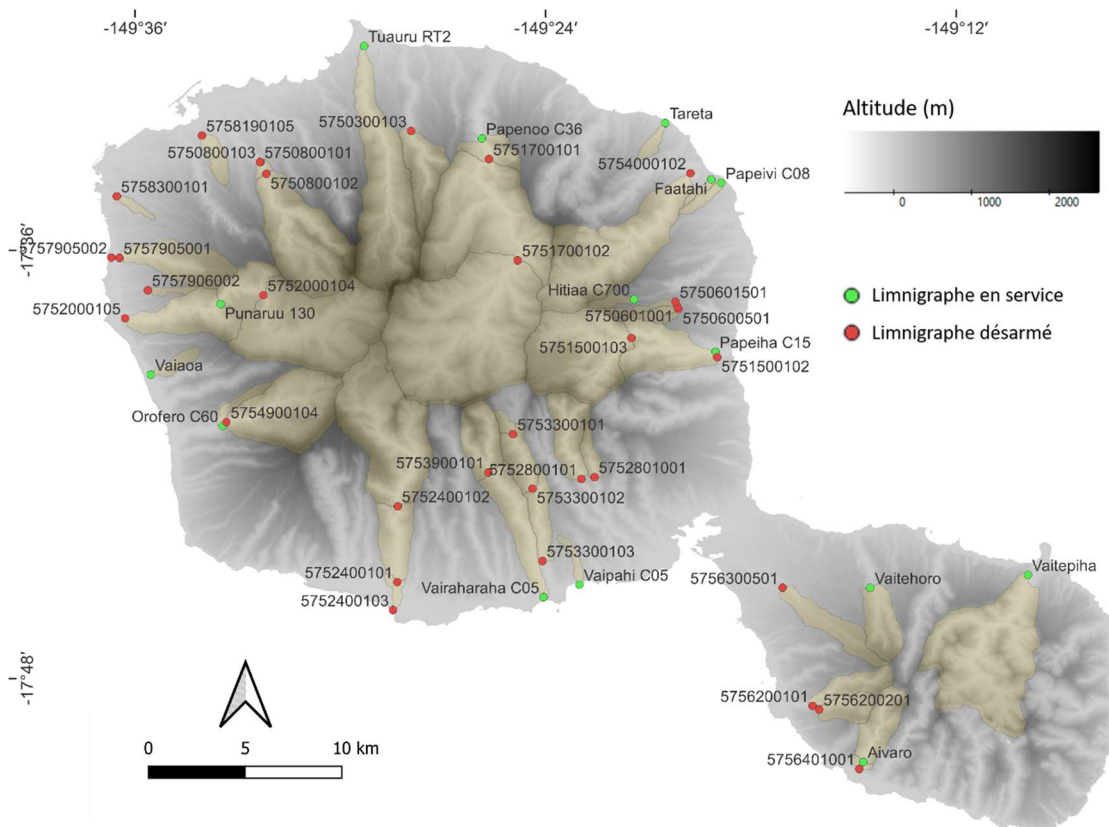


Figure 2-14: Localisation des limnigraphes en service et désarmés, et contours des bassins versants associés.

Les appareils installés sont des limnimètres à capteur de pression reliés d'abord à des enregistreurs mécaniques puis à partir de 2012 à des enregistreurs numériques (Ozog and Vernoux, 2012). Les durées d'observation des chroniques sont très variables, et inférieures à 5 ans pour plus de la moitié d'entre elles. 5 stations enregistrent des chroniques sur plus de 30 ans. Les durées d'observation sont indiquées en Figure 2-15, mais cette figure prend uniquement en compte les dates d'ouverture et de fermeture des stations, sans présenter leurs lacunes. Ozog et Vernoux (2012) estiment cependant que les données sont disponibles sur seulement 55% des durées d'observations totales. Les stations mesurent les variations du niveau de l'eau au cours du temps avec une précision centimétrique.

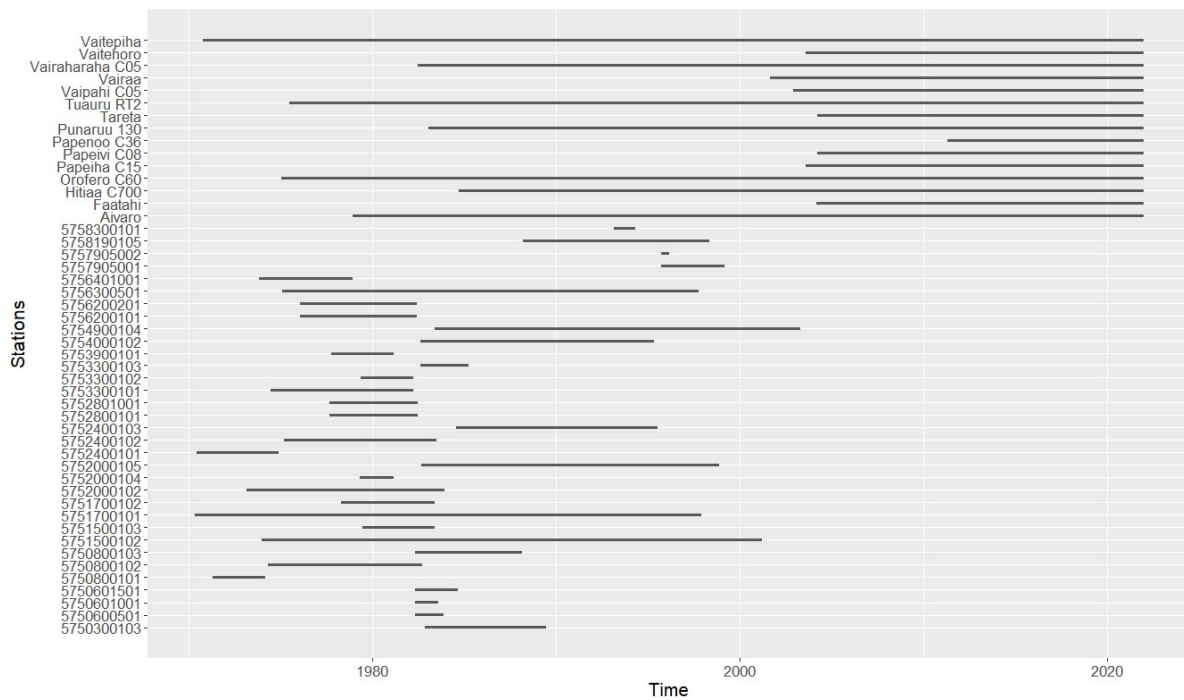


Figure 2-15 : Périodes d'observations des limnimètres du GEGDP. Les 15 limnimètres actuellement en service sont en haut.

2.4.2.2. Courbes de tarage

La conversion des chroniques de limnimétrie en chroniques de débitmétrie s'appuie sur des courbes d'étalonnage hauteur-débit dites courbes de tarage. L'équation qui lie la hauteur d'un cours d'eau au débit est empirique, spécifique à la géométrie de ce cours d'eau et à sa nature, ce que Manning qualifie de rugosité (Manning, 1891). De plus, elle est susceptible de varier dans le temps au gré des modifications du cours d'eau. La courbe de tarage est construite par ajustement sur un nuage de points hauteur-débit ou jaugeages mesurés sur le terrain. La fiabilité du tarage repose sur la représentativité des points de jaugeage : ceux-ci doivent couvrir au mieux la gamme de hauteurs d'eau mesurées par le limnimètre et doivent être pris régulièrement sur toute la durée d'enregistrement.

L'ORSTOM s'est chargé des opérations de jaugeage jusqu'en 1990, les courbes de tarage étaient alors publiés dans les annales hydrologiques de l'île de Tahiti (Lafforgue, 1987; Ozog et Vernoux, 2012). En plus de mener les opérations de jaugeage, les hydrologues de l'ORSTOM ont documenté un certain nombre de crues majeures. Les débits de pointe sont estimés grâce à la formule de Manning (voir plus loin) à partir des laisses de crue mesurées lors des campagnes de terrain post-crue. Les observations de terrain étaient consignées dans des rapports internes, aujourd'hui disponibles dans la base de données Horizon de l'IRD qui donne accès à sa littérature grise. Le Tableau 1 propose une revue des crues historiques documentées, précisant les bassins concernés et les estimations de débit atteints.

Tableau 1 : Estimation des débits de pointe de crues historiques suite à des campagnes de terrain post-crue

Bassin versant	Date de la crue	Qmax estimé (m3/s)	Surface (km ²)	Qmax spécifique (m3/s/km ²)	Période de retour	Référence
Hitiaa	13/12/1986	67.6	1.35	50.1	non estimée	(Gouyet, 1986)
Piafau	15/04/1985	56	4	14	5 à 10 ans	(Gouyet, 1985)
Pipine	15/04/1987	7.85	1.23	6.4	10 ans	(Gouyet, 1987)
Vaiami	27/12/1988	2.75	2.44	1.13	< 1 an	(Lafforgue et Robin, 1989)
Vaiami	11/01/1991	5.4	2.44	2.21	non estimée	(Chouret et Robin, 1992)
Vaiami	12/12/1991	4.32	2.44	1.77	non estimée	(Chouret et Robin, 1992)
Vaipoopoo	15/04/1987	8.13	0.503	16	10 ans	(Gouyet, 1987)

A partir de 1990, les campagnes de jaugeages sont menées par le GEGDP à raison de 15 jaugeages par an et par station en moyenne. 5 stations ont été étalonnées par Bouvier et Denat (2006) dans le cadre du programme ARAI, puis l'étalonnage des stations en service a été confié au bureau d'études Vai Natura (2015). Ces deux études ont mis en évidence le manque de fiabilité des étalonnages de certaines stations, notamment par manque de jaugeages de hautes eaux qui rend hasardeuse l'estimation des débits de pointe de crue. Pour compenser ce déficit, Bouvier et Denat (2006) confrontent deux méthodes pour estimer les débits de hautes eaux :

- L'extrapolation de la formule de Manning: La formule de Manning s'exprime par l'équation suivante: $Q = K \cdot \sqrt{i} \cdot Rh^{0.66} \cdot Sm$ où Q est le débit (m3/s), Rh le rayon hydraulique (m), Sm la section mouillée (m²), i la pente (m/m) et K le coefficient de Strickler (m^{1/3}.s⁻¹). La section mouillée et le rayon hydraulique peuvent être déduits du profil en travers du cours d'eau pour chaque jaugeage. On en déduit l'évolution de la quantité $K \cdot \sqrt{i}$, qui tend dans les meilleurs cas à se stabiliser quand les débits dépassent un certain seuil, ce qui permet finalement de calculer les valeurs de Q pour des hauteurs plus importantes.
- Les simulations hydrauliques sur le logiciel HEC-RAS (Brunner, 2002). Ce logiciel modélise les écoulements 1D en chenal en résolvant les équations de Saint-Venant par la méthode des différences finies. La géométrie du tronçon jaugé est reconstituée à partir de profils transversaux pris au droit de la section, en aval et en amont, et de profils longitudinaux qui fournissent la pente hydraulique du tronçon. Les coefficients de Manning doivent être fournis par l'utilisateur pour caractériser la rugosité du chenal et de ses berges. Ces coefficients sont ajustés de façon à ce que les débits de basses eaux injectés en entrée donnent en sortie de simulation les hauteurs d'eau correspondant aux jaugeages de basses eaux. Les débits de hautes eaux sont ensuite injectés en entrée pour calculer les hauteurs d'eau qui leur sont associées.

Les résultats de l'étude Vai Natura (2015) nous semblent plus contestables, et ne paraissent pas consolidés pour les hautes eaux. Ces courbes de tarage s'appuient uniquement sur les mesures de jaugeage effectuées par le GEGDP et n'exploitent ni les annales hydrologiques, ni les débits de pointe des crues historiques disponibles dans la littérature grise. Les extrapolations en hautes

eaux apparaissent donc hasardeuses pour certaines stations (Figure 2-16), notamment lorsque les courbes présentent des cassures entre basses et hautes eaux (Figure 2-16a) ou lorsque les courbes correspondant à plusieurs périodes temporelles divergent en hautes eaux (Figure 2-16b). En effet, les modifications dans la géométrie du cours d'eau affectent surtout les basses eaux, et on peut faire l'hypothèse que leurs effets sont négligeables à partir d'un certain débit. Ces courbes de tarage devront donc non seulement être actualisées par les données de jaugeage postérieures à 2015 mais également reprises.

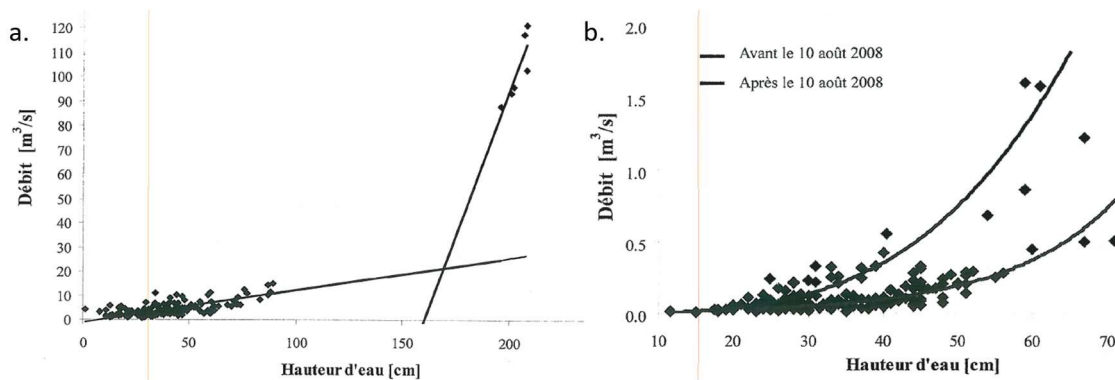


Figure 2-16: Courbes de tarage des bassins de Papeiha (a), Papeivi (b), proposées par Vai Natura.

Les courbes de tarage proposées par ces différentes études peuvent diverger selon le jeu de données sur lequel elles s'appuient et selon les méthodes employées. Pour notre étude, la construction des courbes de tarage des bassins à modéliser a été réalisée au cas par cas et postérieurement à un travail de synthèse des données de jaugeage existantes. Le protocole général appliqué est le suivant :

- Inventaire des données de jaugeage disponibles, parmi les données numériques fournies par le GEGDP et les annales hydrologiques. Des estimations de débit de pointe et de limnimétrie maximale atteints lors des crues historiques sont recherchées dans la littérature grise et enrichissent éventuellement le jeu de données de jaugeage.
- Consolidation éventuelle du jeu de données en hautes eaux par des mesures de terrain ou par des estimations réalisées par extrapolation de la formule de Manning ou par des simulations hydrauliques sur HEC-RAS.
- Identification d'un seuil de hauteur sur la chronique limnimétrique correspondant aux hautes eaux, puis séparation des données de jaugeage entre hautes et basses eaux.
- Identification de ruptures dans la chronique limnimétrique, puis construction de périodes d'étalonnage parmi lesquelles seront triés les jaugeages de basses eaux.
- Ajustement d'une courbe de tarage pour chaque période. La méthode adoptée est celle de la régression polynomiale spline (de Boor, 1980) entre le groupe de jaugeage de basses eaux de ladite période et celui des jaugeages de hautes eaux, commun à toutes les périodes. Cette régression s'appuie sur la définition d'une abscisse « pivot » h_0 , qui correspond ici à la transition entre hautes et basses eaux. Une seule équation décrit la partie gauche

(basses eaux) et la partie droite (hautes eaux), mais elle traite différemment les deux parties. Par exemple un polynôme d'ordre 2 $P(h, h_0)$ peut être exprimé sous la forme suivante :

$$P(h, h_0) = a + bh + ch^2 + df^+(h - h_0)^2 \quad (4)$$

$$\text{avec la fonction } f^+ \text{ définie par : } f^+(h, h_0) \rightarrow \begin{cases} 0 & \text{si } h < h_0 \\ h - h_0 & \text{sinon} \end{cases}$$

Il peut également être décomposé en deux polynômes indépendants :

$$P(h)_{gauche} = a + bh + ch^2 \quad \text{et} \quad (5)$$

$$P(h)_{droite} = (a + d \cdot h_0^2) + (b - 2d \cdot h_0) \cdot h + (c + d) \cdot h^2$$

- L'avantage de la régression polynomiale spline est qu'elle autorise un changement dans l'allure de la courbe de régression au niveau du pivot, tout en assurant la continuité de la courbe et de sa dérivée. Pour déterminer l'abscisse h_0 du pivot, la méthode de Sörensén et Di Baldassarre (2017) est appliquée en priorité. Elle consiste à choisir l'intersection des deux droites de régression linéaire construites à partir des logarithmes des points de jaugeage pour les basses eaux et pour les hautes eaux.
- Vérification de la convergence des courbes de chaque période pour les hautes eaux.

Deux exemples de tarage sont développés dans l'Annexe B pour illustrer ce protocole : celui de la station Hitiaa pour la gestion de détarages et celui de la station Vaipahi pour le comblement des lacunes de données de hautes eaux.

2.4.3. Bilan

L'hydrologie de l'île de Tahiti est documentée par des réseaux relativement denses de mesures pluviométriques et débitométriques et les données de certains postes couvrent plusieurs décennies. Au vu des contrastes qui caractérisent le territoire (paragraphe 2.3), cette densité des réseaux de données n'est pas superflue : elle offre la possibilité de comparer les comportements hydrologiques de bassins situés à différentes altitudes et soumis à des climats variés. Néanmoins, la disponibilité des données est limitée par la qualité des séries temporelles. Des lacunes sont notamment présentes dans les chroniques limnimétriques et la fiabilité des courbes de tarage est très variable. Pour limiter les incertitudes issues des données, il est nécessaire de sélectionner parmi les bassins jaugés ceux pour lesquels les étalonnages sont jugés satisfaisants quitte à les enrichir par des estimations complémentaires lorsque cela est possible. Lorsque les jaugeages ne couvrent pas les moyennes et hautes eaux ou ne sont pas contemporains des chroniques limnimétriques, les bassins sont écartés de l'étude.

2.5. Présentation des bassins étudiés

Cette partie présente la sélection de bassins versants jaugés retenus pour calibrer une méthode régionale d'estimation des crues. Les données disponibles sur chacun des bassins sont renseignées, puis ces bassins sont comparés sur la base de leurs caractéristiques physio-

climatiques. Il s'agit également de décrire la réponse hydrologique de ces bassins et de mettre en évidence la variabilité de cette réponse.

2.5.1. Présentation des bassins jaugés sélectionnés.

Tableau 2: Caractéristiques et données disponibles sur les bassins jaugés sélectionnés. « *Nouvel ajustement signifie que les courbes ont été réajustées sur les données de jaugeages et les estimations de débits en hautes eaux, pour différentes périodes* ».

Nom bassin	Utilisation	Aire (km ²)	Pluviomètres associés	Début du suivi pluie-débit	Fin du suivi pluie-débit	Nombre de jaugeages	Cote maximale enregistrée (cm)	Cote maximale jaugée (cm)	Méthode d'estimation des débits de hautes eaux pour extrapolation	Courbe d'étalonnage retenue
Faatahi	Calibrage	0.51	Papeivi P1 Faatahi	19/04/2004	14/05/2021	182	99	36.5	Simulation HEC-RAS + Manning (Bouvier and Denat, 2006)	Nouvel ajustement
Nymphea	Calibrage	0.7	Nymphea P1 Nymphea P2	04/03/1993	09/05/1994	60	69	5.5	Manning (GEGDP)	Nouvel ajustement
Atiue	Calibrage	0.76	Atiue P1 Atiue P2	22/05/1996	04/06/1998	*	*	*	*	(Wotling, 2000)
Vaipahi	Calibrage	1.16	Vaipahi P1	04/12/2002	06/01/2021	181	104	22	HEC-RAS	Nouvel ajustement
Tareta	Calibrage	1.17	Tareta P1	25/03/2004	13/06/2021	102	241	96.5	Simulation HEC-RAS + Manning (Bouvier and Denat, 2006)	Nouvel ajustement
Papeivi	Calibrage	1.26	Papeivi P1 Faatahi	29/03/2004	31/12/2015	184	138	71	HEC-RAS**	Nouvel ajustement
Hitiaa	Calibrage	1.42	Hitiaa P1 Hitiaa P7	16/03/2004	02/04/2017	464	225	167	Crue historique (Gouyet, 1986)	Nouvel ajustement
Vaiami	Calibrage	2.44	Vaiami P0 Vaiami P1 Vaiami P2	30/01/1990	31/12/1993	*	*	*	*	(Wotling, 2000)
Vaitehoro	Calibrage	5.76	Vaitehoro Taravao P1 Taravao P2	26/02/2004	31/03/2017	178	233	77	Simulation HEC-RAS + Manning (Bouvier and Denat, 2006)	Nouvel ajustement
Papeiha	Validation	30.81	Papeiha C15 Hitiaa P7	16/03/2004	20/02/2018	158	451	208	Simulation HEC-RAS + Manning (Bouvier and Denat, 2006)	Nouvel ajustement
Punaruu	Validation	33.57	Punaruu P0 Punaruu P1	05/09/1991	07/03/2017	661	486	320	Jaugeages hautes eaux	(Vai Natura, 2015)

* Bassins instrumentés et étalonnés par Wotling (2000) pour lesquels les données historiques de jaugeage ne sont plus disponibles

** Estimation réalisée par Heiarii Lou Chao lors de son stage (L3 de Physique et chimie à l'Université de Polynésie Française).

En plus des contraintes liées à la disponibilité des données, le choix des bassins versants dépend de l'objectif de régionalisation. Ainsi la réponse hydrologique des bassins versants non jaugés sera estimée d'après celle des bassins jaugés appartenant à la même région (paragraphe 1.3.1.2). Pour ne pas biaiser l'estimation des crues sur les bassins non jaugés, le jeu des bassins versants jaugés doit donc être le plus possible représentatif de la variabilité hydrologique réelle au sein de la région. Appliqué à l'île de Tahiti, cela revient à sélectionner des bassins de géologie et pédologie variées, bien répartis en altitude et présentant différentes expositions aux vents dominants (paragraphe 2.3). La topographie et la pluie présentent une très forte variabilité dans l'espace, si bien que les plus grands bassins comme la Papenoo, la Papeiha, la Punaruu ou la Tuauru recouvrent toute la gamme d'altitudes et englobent donc des milieux variés (Figure 2-14). Calibrer la méthode d'estimation des crues sur ces bassins apparaît peu judicieux car cela nécessiterait de spatialiser les conditions de production. On préfère utiliser des petits bassins versants pour

lesquels les conditions hydroclimatiques peuvent être considérées uniformes et donc les paramètres de production aussi. Pour élaborer un modèle robuste aux comportements hydrologiques extrêmes de la région, il apparaît stratégique de calibrer ce modèle sur des petits bassins versants. Ces bassins constituent alors un panel des conditions physio-climatiques typiques de l'île de Tahiti. Une fois calibrés sur chacun des petits bassins, on espère relier les valeurs des paramètres obtenus aux caractéristiques de ces bassins, et éventuellement de les spatialiser. Il sera alors possible d'appliquer le modèle à de grands bassins pour le valider.

9 petits bassins versants jaugés ont été retenus pour la calibration de la méthode d'estimation des crues, et 2 grands bassins versants pour sa validation. Le Tableau 2 décrit les données hydro-pluviométriques disponibles pour chacun des bassins et indique leur surface. Leurs noms et localisations sont indiqués sur la Figure 2-17. Les deux dernières colonnes renseignent sur les méthodes utilisées pour extrapoler les courbes de tarage en hautes eaux, et sur les courbes finalement retenues. Les équations des courbes de tarage révisées sont reportées en Annexe C. Les deux bassins destinés à la validation de la méthode ne sont pas inclus dans la comparaison car ils ne doivent pas intervenir dans la calibration.

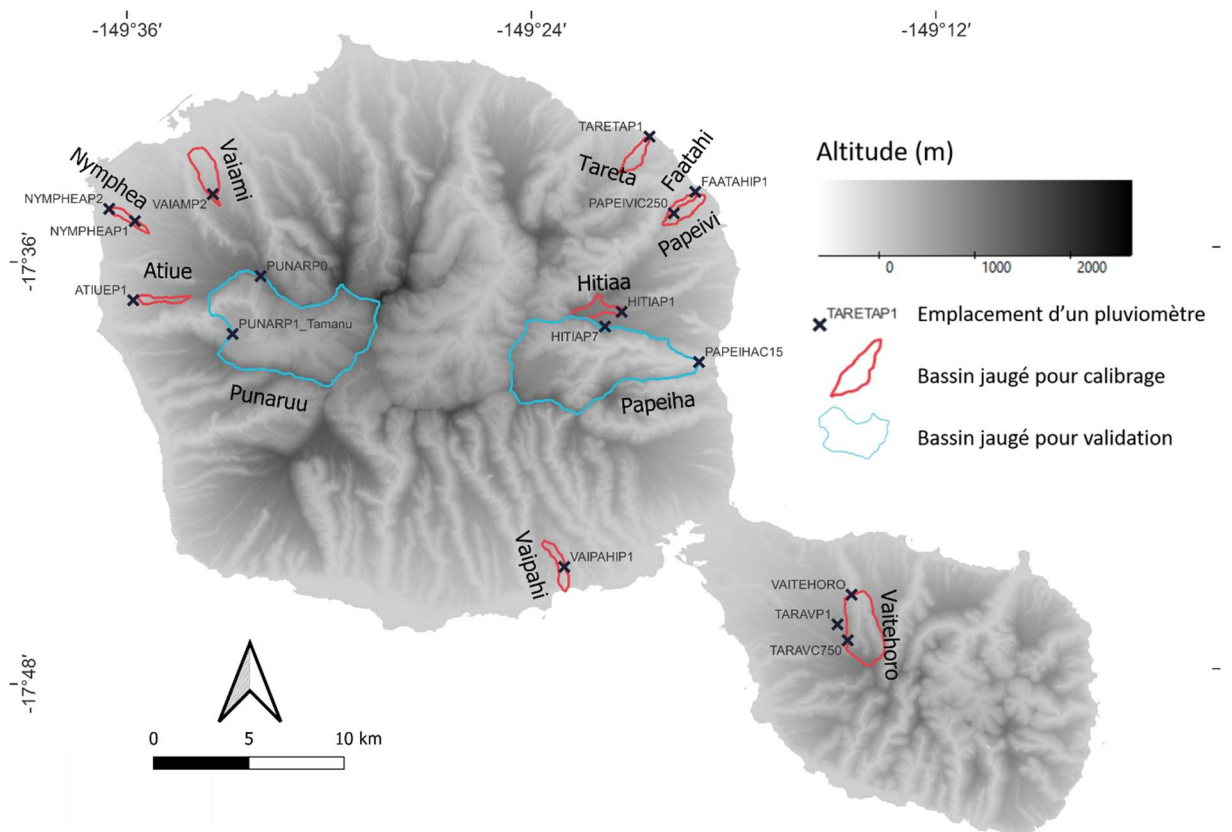


Figure 2-17 : Position des bassins versants jaugés sélectionnés pour calibrer ou valider une méthode d'estimation des crues. Les croix donnent l'emplacement des pluviomètres dont les données ont été exploitées.

Parmi les bassins choisis pour la calibration, Tareta, Faatahi, Papeivi, Nymphaea, Vaipahi et Vaiami sont des bassins côtiers dont l'exutoire est situé sur la frange littorale et l'altitude maximale est

comprise entre 350 et 600m d'altitude. Les bassins Atiue et Vaitehoru présentent des altitudes intermédiaires, comprises entre 250m et 900m et le bassin Hitiaa est représentatif des plus hautes altitudes avec un exutoire à 700m et une altitude maximale de 1300m. Pour ce qui est de l'exposition aux vents dominants, les bassins Tareta, Hitiaa, Papeivi et Faatahi constituent le groupe Nord-Est le plus exposé aux alizés d'Est l'été et au to'erau pendant l'hiver. Le bassin Vaipahi est le seul situé au Sud de Tahiti Nui, et il est donc plutôt exposé au mara'amu d'hiver. Les bassins Vaiami, Nymphaea et Atiue constituent le groupe Nord-Ouest situé dans la zone la plus à l'abri des vents dominants. Le bassin de Vaitehoru est le seul situé sur la presqu'île mais il peut éventuellement rejoindre le groupe de bassins exposés aux vents d'Est et de Nord-Est.

Concernant la nature des terrains, les bassins Atiue, Nymphaea, Tareta, Faatahi et Papeivi sont situés sur les formations anciennes, altérées et faillées du premier volcan bouclier alors que les autres bassins sont situés sur les laves pahoehoe porphyriques émises entre 0.75 et 0.45 Ma lors de l'édification du second bouclier. Ces dernières formations sont plus récentes donc plus saines et présentent une structure plus homogène favorisant davantage la percolation *a priori*. Les laves constituant le bassin de Vaitehoru proviennent des volcans plus récents de Taravao et de Tairapu (Brousse, Lavest, et Léotot, 1990). Les surfaces anthropisées occupent une part négligeable de la surface totale pour 6 bassins sur 9 qui peuvent être qualifiés de naturels pour l'occupation des sols. Les bassins Vaiami, Nymphaea et Atiue appartiennent à l'agglomération de Papeete étendue aux communes de Faa'a et Puna'auia à l'Ouest et Pirae et Arue à l'Est. Nymphaea est un bassin totalement anthropisé, occupé par des routes, les bâtiments de l'Université et un lotissement (Figure 2-18). Les lotissements occupent 15% et 21% respectivement des bassins de Vaiami et Atiue.



Figure 2-18: Occupation des sols sur le bassin Nymphaea (Source image satellite : Te Fenua <https://www.tefenua.gov.pf/>)



Figure 2-19: Occupation des sols sur le bassin Vaiami (Source image satellite : Te Fenua <https://www.tefenua.gov.pf/>)

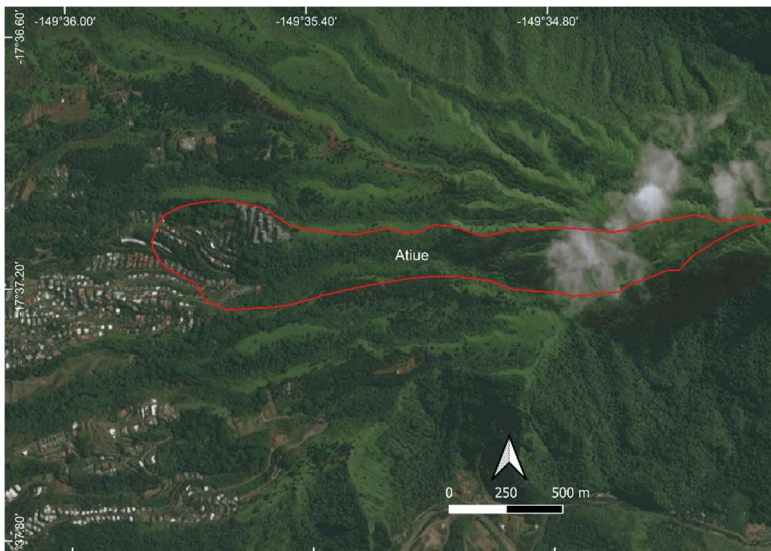


Figure 2-20: Occupation des sols sur le bassin Atiue (Source image satellite : Te Fenua <https://www.tefenua.gov.pf/>)

Pour comparer les comportements hydrologiques des bassins en situation de crue, un indice pertinent est le coefficient de ruissellement événementiel, défini par :

$$C_r = \frac{L_r}{L_p} \quad (6)$$

Où L_r est la lame ruisselée (mm) c'est-à-dire le volume de ruissellement rapporté à la surface du bassin, et L_p la lame précipitée (mm) c'est-à-dire le volume total de précipitation pendant

l'événement rapporté à la surface. Cet indice caractérise l'aptitude du bassin au ruissellement lors d'un évènement pluie-débit.

Pour chaque bassin, des séries d'événements sont extraits des chroniques de pluie et de débit. L'extraction des événements a été faite automatiquement, nous avons utilisé le module Vishyr de la plate-forme Athys dédiée à la modélisation hydrologique (www.athys-soft.org). Un événement est extrait des chroniques s'il se produit à l'issue d'une durée d'au moins 3h pendant laquelle l'intensité de pluie ne dépasse pas 0.3mm en 5min. Il doit également présenter des cumuls de pluie et de débit instantané supérieurs à deux seuils respectifs P_{\min} et Q_{\min} . Les valeurs de P_{\min} et Q_{\min} sont ajustées pour chaque bassin de façon à recueillir un nombre suffisant d'évènements. Les événements pluie-débit sont extraits au pas de temps 5min. Vishyr calcule le volume de ruissellement pour chaque événement en soustrayant au débit total instantané le débit de base calculé par interpolation linéaire entre le 1^{er} et le dernier débit de l'épisode. La Figure 2-21 permet de visualiser les rapports L_r/L_p des événements extraits des différents bassins. Le nombre d'événements extraits et les coefficients de ruissellement moyens sont précisés dans le Tableau 3.

Parmi les 9 bassins du groupe, le rapport L_r/L_p moyen présente une large gamme de variation comprise entre 0.08 et 0.7. La variabilité spatiale des coefficients de ruissellement avait déjà été mise en évidence par Bouvier and Denat (2006) puis par Stollsteiner (2012). L'étude des Cr permet d'ores et déjà d'élaborer des hypothèses sur l'origine de leur variation spatiale. Ainsi le groupe de bassins exposés aux alizés d'Est et Nord-Est présentent des Cr homogènes compris entre 0.21 et 0.23 excepté les bassins d'Hitiaa et de Faatahi dont les Cr moyens sont à 0.7 et 0.35 respectivement. Les Cr élevés mesurés à Hitiaa ne sont pas choquants au vu de la position du bassin dans la zone la plus exposée à l'aléa pluvieux (Figure 2-7). Un autre bassin présentant des Cr élevés est celui de Nymphaea avec une moyenne de 0.56. Comme les surfaces artificielles favorisent le ruissellement au détriment de l'infiltration, la forte anthropisation des terrains de Nymphaea pourrait expliquer l'augmentation de son Cr vis-à-vis des bassins voisins de Atiue (moyenne à 0.11) et de Vaiami (moyenne à 0.16).

Tableau 3: Coefficients de ruissellement événementiels moyens pour les bassins versants de calibration.

Bassin	Nombre d'événements	Cr moyen
Faatahi	49	0.35
Nymphaea	15	0.56
Atiue	16	0.11
Vaipahi	35	0.12
Tareta	112	0.23
Papeivi	89	0.22
Hitiaa	106	0.70
Vaiami	38	0.16
Vaitehoro	180	0.21

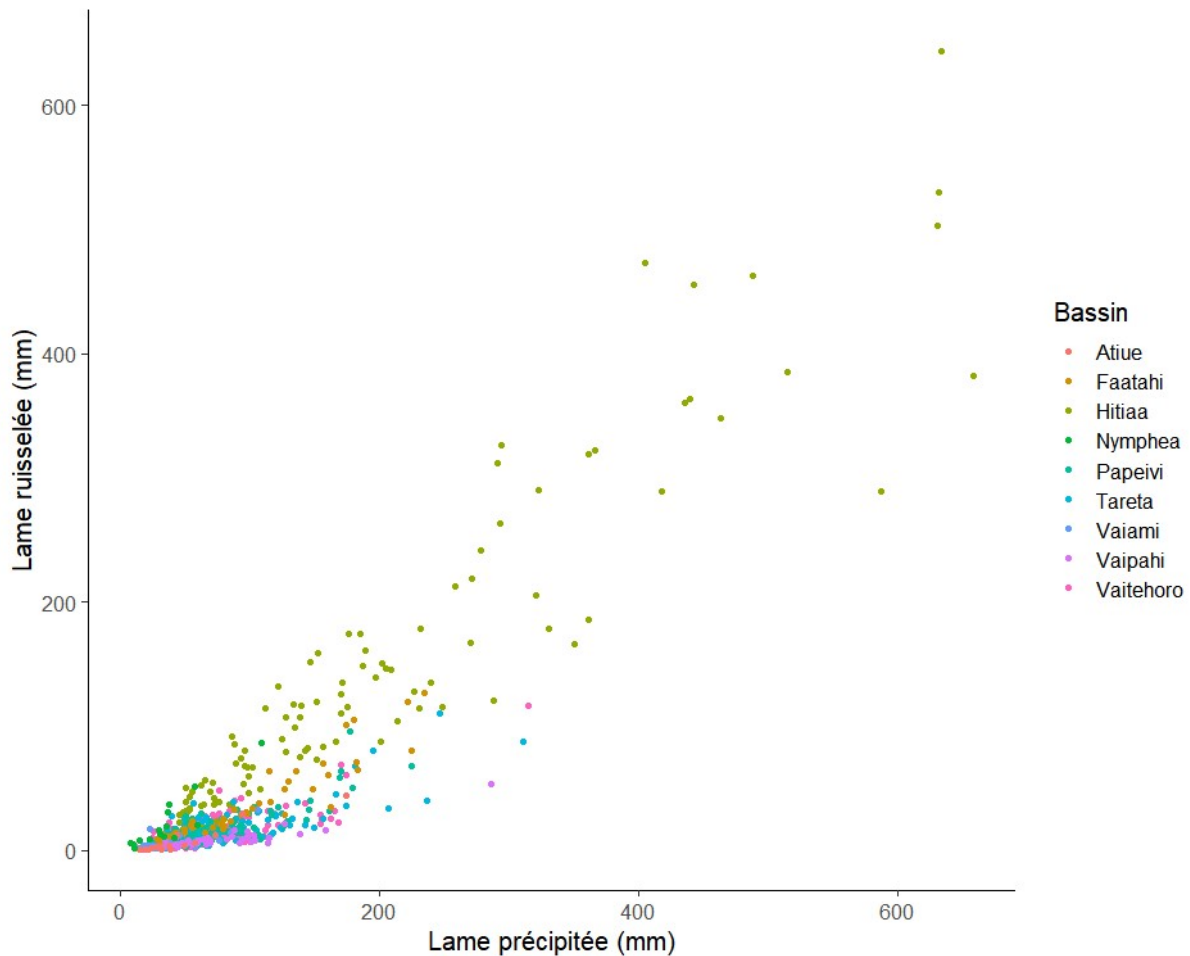


Figure 2-21: Comparaison des séries d'événements pluie-débit pour les bassins versants de calibration

Cependant la nature des forçages principaux sur la réponse hydrologique n'est pas triviale, et leurs influences relatives non plus. Ainsi il manque un bassin naturel situé dans la zone abritée de l'Ouest pour pouvoir évaluer distinctement les rôles de l'exposition aux alizés et du taux d'urbanisation dans l'augmentation des Cr. Vaipahi présente des Cr plus bas que ceux observés sur les trois bassins de la côte Ouest alors qu'il est situé dans une zone plus exposée à la pluie. Vaiami présente des Cr plus élevés qu'à Atiue alors que les lotissements occupent une part plus importante de la surface totale à Atiue. Enfin, Faatahi présente des Cr nettement plus élevés que son voisin Papeivi alors que tous deux sont naturels, ce qui laisse penser que d'autres forçages interviennent dans la réponse hydrologique, peut-être la répartition des pentes ou la végétation. En définitive, la comparaison des Cr est une approche intéressante pour mettre en évidence la variabilité de la réponse hydrologique au sein du jeu de bassins jaugés. Elle permet d'élaborer des hypothèses sur la nature des facteurs contrôlant cette variabilité mais pas sur leur hiérarchie. Ajuster une méthode d'estimation des crues permettra de distinguer l'impact de l'exposition à la pluie et celui de l'artificialisation des sols sur le ruissellement, et éventuellement d'introduire d'autres facteurs de variabilité.

En plus de varier d'un bassin à l'autre, les Cr apparaissent variables d'un événement à l'autre au sein du même bassin. C'est très visible pour le bassin de Hitiaa sur lequel les Cr varient entre 0.24 et 1. Cette variabilité inter-événementielle peut découler soit de la variabilité des événements de pluie et de leur structure spatio-temporelle, soit des conditions antécédentes d'humidité (paragraphe 1.2). La méthode d'estimation des crues choisie devra faire preuve de souplesse pour restituer cette variabilité, par exemple en intégrant dans sa structure un paramètre variable d'un événement à l'autre.

2.5.2. Comparaison détaillée des comportements asymptotiques de trois bassins : Vaipahi, Hitiaa et Papeivi.

En plus des Cr moyens, il est possible de comparer l'évolution des Cr sous des cumuls de pluie croissants pour caractériser la variabilité spatiale de la réponse hydrologique. En effet, ces comportements asymptotiques peuvent refléter le fonctionnement du bassin lorsqu'il est soumis à des pluies extrêmes. L'examen des graphiques (Lp,Lr) de façon séparée sur différents bassins permet de distinguer deux types de tendances asymptotiques parmi les bassins sélectionnés :

- a. Parallélisme entre la distribution (Lp, Lr) et la droite d'équation $y=x$ à partir d'un cumul de pluie seuil L_{ps} .
- b. Asymptote linéaire dont le coefficient directeur est égal au Cr moyen observé

Le comportement a. sous-entend qu'il existe un seuil de pluie au-delà duquel l'entièreté des précipitations supplémentaires ruisselle sur la surface du bassin. Le bassin est saturable c'est-à-dire qu'à partir d'un certain volume de pluie, la capacité maximale du sol est atteinte et l'infiltration est négligeable. Les cumuls événementiels à Hitiaa répondent clairement à ce type de comportements (Figure 2-22, a.) : les points (Lp, Lr) sont tous bien répartis autour d'une droite parallèle à ($y=x$) ce qui signifie que ce bassin adopte rapidement un comportement imperméable. Ce comportement est également observé à Papeivi, mais de façon plus ambiguë (Figure 22, b). Il semble qu'à partir d'un seuil de pluie cumulée aux alentours de 100mm les accroissements de pluie et de ruissellement cumulés soient identiques. L'interprétation hydrologique du comportement b. est différente : quel que soit le cumul de pluie incident, sa répartition entre ruissellement et infiltration est identique. Ce comportement suppose que le rapport entre infiltration et pluie est constant et que le sol a une capacité infinie. Le bassin Vaipahi semble répondre à ce type de comportement (Figure 2-22, c.). L'existence de bassins à comportement ambigu comme Papeivi questionne l'existence réelle du comportement b. Il est en effet possible que les bassins b. comme Vaipahi atteignent finalement la saturation à partir d'un certain seuil, mais que ce seuil dépasse les lames précipitées observées. Le comportement a. peut donc potentiellement inclure le comportement b. On sera donc enclin à choisir un modèle hydrologique plutôt fondé sur l'hypothèse d'existence d'un seuil de saturation du sol au-delà duquel le bassin se comporte comme une surface imperméable.

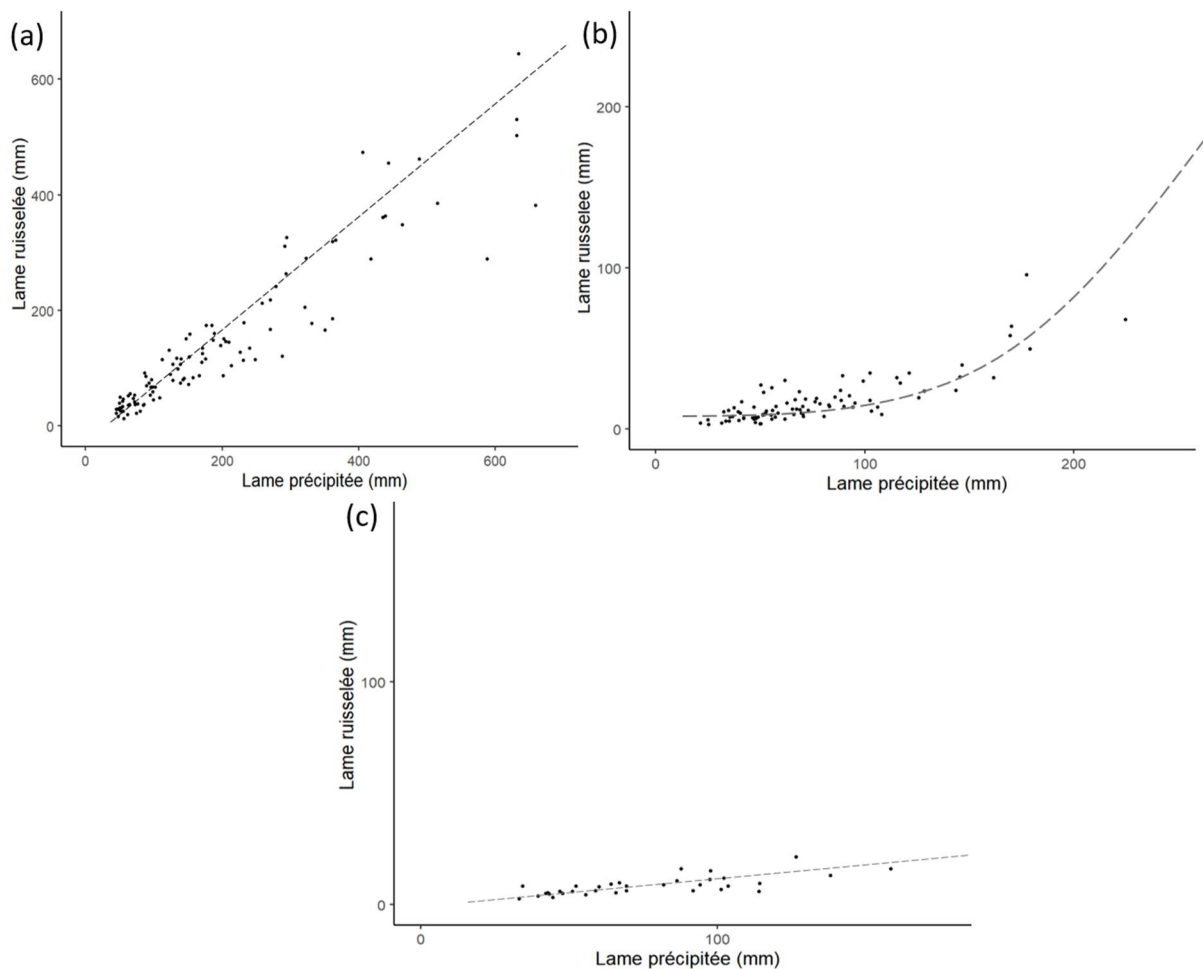


Figure 2-22: Comportements asymptotiques observés sur les bassins de Hitiaa (a), Papeivi(b) et Vaipahi (c).

2.5.3. Bilan

9 petits bassins versants ont été sélectionnés pour la calibration d'une méthode d'estimation des crues régionale. Ces bassins sont représentatifs de milieux variés au moins en termes d'exposition aux précipitations, d'altitude et d'urbanisation mais ils ne couvrent pas complètement la diversité des conditions physio climatiques de Tahiti. Cette variabilité se traduit néanmoins par une variabilité hydrologique au sein de l'échantillon comme le souligne la comparaison des coefficients de ruissellement observés. La variabilité est spatiale puisque les Cr moyens varient d'un bassin à l'autre, mais également temporelle puisque les Cr événementiels varient pour un même bassin. Elle est également reflétée par les tendances d'évolution des Cr en hautes eaux, différentes d'un bassin à l'autre. A l'issue de l'étude des événements observés, le choix d'une méthode d'estimation des crues est orienté vers des modèles robustes et souples. Le modèle devra en effet être performant sur une large gamme d'événements pluvieux et restituer la variabilité spatiale et temporelle de la réponse hydrologique ainsi que les tendances en hautes eaux.

2.6. Revue des méthodes d'estimation des crues adaptées à Tahiti

Cette étude n'est pas la première à espérer estimer les crues sur Tahiti. Pour tirer parti des études précédentes menées sur l'île ou dans des régions géologiquement et/ou climatiquement similaires, ce paragraphe en propose une revue. Cette revue complète celle du chapitre 1 ; elle prétend déterminer quelles sont les méthodes les plus performantes pour restituer les crues éclair en milieu montagneux et tropical humide et quelles sont les limites de ces méthodes. Une attention particulière sera portée sur la façon de restituer la variabilité des crues et sur les descripteurs de régionalisation quand il y a lieu.

2.6.1. Méthodes développées sur Tahiti

Ferry (1988) publie la première thèse sur l'hydrologie de l'île de Tahiti : il s'agit d'une synthèse des données hydro pluviométriques de l'île qui étudie séparément les pluies et les débits. S'il ne propose pas de méthode d'estimation des crues, ce travail a permis de relever des débits extrêmes atteints sur les grands bassins de l'île lors de dépressions et cyclones historiques comme le cyclone Veena de 1983.

Dans un rapport pour le compte du GEGDP, Danloux (2003) propose une méthode régionale d'estimation des crues extrêmes. Cette méthode allie l'estimation statistique des crues de projet sur les bassins jaugés, et leur régionalisation par le biais de la formule empirique de Creager et Justin (1950) :

$$Q = 1.3 * C * \left(\frac{A}{2.59}\right)^n \text{ avec } n = 0.936 * A^{-0.048} \quad (7)$$

Où Q (m³/s) est le débit maximal enregistré sur la période d'observation, A (km²) la superficie du bassin et C le coefficient empirique de Creager. Sur une quinzaine de bassins jaugés, les lois de Galton et de Frechet sont ajustées sur les débits maximum instantanés annuels observés pour déduire les crues de périodes de retour 10, 50 et 100 ans. Le coefficient C est calculé à partir du débit maximal atteint au cours de la période 1969-2003. Les valeurs obtenues sont ensuite interpolées à tous les bassins non jaugés de surface supérieure à 1km² : C est déterminé sur chaque bassin au cas par cas sur des critères de similarité de forme et d'altitude maximale avec les bassins donneurs. Les valeurs de C obtenues permettent d'estimer la valeur maximale du débit sur la période 1969-2003 pour les bassins non jaugés. Les rapports $\frac{\text{Débit max}}{\text{Débit caractéristique de période } T}$ sont calculés pour les bassins donneurs puis régionalisés selon les mêmes critères que pour C , et permettent de déduire les débits caractéristiques sur les bassins non jaugés.

Wotling (2000) consacre une partie de sa thèse à la compréhension et la restitution de la réponse hydrologique de trois bassins versants de la côte Ouest : Vaiami (2.44 km²), Atiue (0.76 km²) et Matatia (8.6km²). Il privilégie la modélisation hydrologique événementielle sur une approche continue dont les performances auraient été altérées par les lacunes dans les données

pluviométriques et l'absence de données d'évapotranspiration locales. Pour modéliser la réponse hydrologique des trois bassins, il adopte une approche progressive qui consiste à tester des hypothèses par l'application de modèles conceptuels de plus en plus complexes. Deux modèles globaux sont d'abord testés pour déterminer la nature analytique des processus dominants. Le premier, MG1, est un modèle linéaire composé d'un réservoir pour l'écoulement rapide et d'un autre pour l'écoulement lent, auxquels sont appliqués des coefficients d'écoulement constants. Ce modèle valide l'hypothèse d'une transformation pluie-débit de nature multiplicative et non pas soustractive, et invalide l'hypothèse d'une transformation linéaire ce qui conduit à l'élaboration du modèle MG2. Ce second modèle inclut des seuils pour l'infiltration et le transfert, et autorise la variation des coefficients d'écoulements au cours de l'événement. Il valide l'existence de seuils dans la réponse hydrologique et souligne l'influence des conditions initiales d'humidité sur la production d'écoulement retardé. Pour préciser la nature physique des opérateurs et la localisation des zones productives, deux modèles spatialisés sont ensuite appliqués. La production est distribuée sur les mailles du MNT et le transfert est effectué par un modèle indépendant de type translation-stockage. Inspiré du TOPMODEL (Ambroise, Beven, et Freer, 1996 ; Saulnier, Beven, et Obled, 1997) MS1 teste l'hypothèse d'une production par zones saturées d'extension variable, tandis que MS2 teste l'hypothèse Hortonienne d'une production homogène de versant (cf. paragraphe 1.1.3.1.). Le modèle finalement retenu combine MS1 et MS2 et explique l'hétérogénéité interbassins de la réponse hydrologique par une hétérogénéité de fonctionnement intrabassin. Ainsi, il distingue 4 zones au fonctionnement homogène selon la nature des terrains :

- Les zones de géologie récente GR qui affleurent sur les planèzes en amont des bassins. Leurs coulées compactes et peu épaisses favorisent la circulation d'eau en sub-surface ce qui est conforme à l'hypothèse de production par zones contributives.
- Les zones de géologie ancienne GA affleurent dans les pentes, zones de transition entre les planèzes et la plaine alluviale. Leurs coulées épaisses et fissurées les rendent propices à une infiltration constante de type Hortonienne.
- Les plaines alluviales PA
- Les zones urbaines U

L'écoulement sur les zones GR est modélisé par MS1, celui des zones GA par MS2. Les zones PA et U sont très productives et répondent au fonctionnement de MS1 et de MS2 de façon indistincte. Un jeu de paramètres est défini pour chaque zone de sorte que l'application de ce modèle MS3 aux bassins non jaugés repose sur l'identification et la délimitation de chaque zone. Basé sur cette étude, un modèle global baptisé MOAHTA (Wotling, 2001) est élaboré pour être appliqué à 36 bassins versants de surface inférieure à 5km² situés entre Tamanu et Taravao dans le secteur Sud de l'île. Les paramètres des bassins non jaugés sont déterminés selon leur altitude et la nature de leurs terrains d'après ceux des zones homogènes du modèle MS3. Le modèle est alors appliqué aux pluies de projet issues du modèle régional (cf. paragraphe 2.3.2) pour estimer le débit maximal des crues de projet de même période de retour. Si les performances du modèle ont été jugées satisfaisantes sur le Sud de l'île, il ne peut être régionalisé à l'ensemble de Tahiti car les parties Nord et Est de Tahiti Nui ne sont pas couvertes par les bassins donneurs de même que la

presqu'île et les zones de hautes altitudes. De plus tous les paramètres sont fixes pour un bassin donné ce qui signifie que la variabilité inter événementielle de la réponse hydrologique n'a pas été prise en compte lors de la calibration du modèle. Enfin les critères de régionalisation portent uniquement sur la nature des terrains et excluent une variabilité hydrologique liée à l'exposition à l'aléa pluvieux ou à la saturation des sols. Pour toutes ces raisons, MOAHTA ne peut être utilisé comme modèle régional sur l'ensemble de l'île de Tahiti comme le souligne Stollsteiner (2012) dans un rapport du BRGM.

Stollsteiner (2012) estime d'autre part que les formules empiriques type Creager sont obsolètes pour Tahiti car elles n'exploitent pas suffisamment les données disponibles : les données pluviométriques ne sont pas prises en compte et la description des bassins se résume à leur surface. Il recommande d'utiliser la méthode superficielle ou formule de Caquot pour les bassins urbains (Normand, 1974) et d'associer formule rationnelle et méthode du Gradex pour les bassins ruraux (cf. paragraphes 1.1.2 et 1.1.3.). Deux formules sont comparées pour déterminer le temps de concentration : la formule de Kirpich et celle de Giandotti qui font toutes les deux intervenir la pente moyenne et la longueur du thalweg principal. Les intensités des averses de durée t_c sont déduites des courbes Intensité-Durée-Fréquence établies par Wotling (2000). Les coefficients de ruissellements sont ajustés sur les bassins jaugés de sorte que les débits calculés par la formule rationnelle soient le plus proche possible des débits obtenus par analyse fréquentielle pour la même période de retour. Ces coefficients de ruissellement sont les vecteurs du transfert de la formule des bassins jaugés vers les bassins non jaugés. Pour chaque bassin non jaugé, les bassins donneurs sont choisis parmi les bassins jaugés qui présentent une orientation et une altitude maximale similaire au bassin receveur. Les résultats obtenus par cette méthode sont finalement comparables à ceux obtenus par Danloux (2003).

La dernière thèse traitant d'hydrologie de surface à Tahiti est celle de Pheulpin (2016). S'inspirant des travaux de Wotling elle choisit un modèle conceptuel événementiel pour estimer la réponse hydrologique du bassin versant de la Titaaviri situé au Sud de Tahiti Nui. La structure de son modèle est semi-distribuée sur 6 sous-bassins versants ; il comprend la fonction de production SCS-CN du Soil Conservation Service (Mishra et Singh, 2003) et la fonction de transfert choisie est celle de l'onde cinématique. Notant une corrélation entre le paramètre de pertes initiales et la durée de temps sec précédant l'événement, elle définit trois types d'événements selon cet indicateur d'humidité initiale pour initialiser le paramètre. Par rapport à celui de Wotling (2001), son modèle tient compte de la variabilité inter événementielle dans une certaine mesure. Cependant, la structure semi-distribuée entraîne la multiplication des paramètres par le nombre de sous-bassins alors que les données de débit ne sont connues qu'à l'exutoire. Cette surparamétrisation porte des problèmes potentiels d'équifinalité qui rendent incertaine l'estimation de la condition initiale et rendent le modèle impropre à la régionalisation.

Les méthodes d'estimation des crues actuellement utilisées par les bureaux d'études à Tahiti sont basées sur des formules rationnelles régionalisées qui sont simples d'utilisation. En plus des limites évoquées au paragraphe 1.1.3.1. inhérentes à ce type de méthode, leur régionalisation s'appuie sur des critères choisis arbitrairement. Il n'existe par ailleurs aucune évaluation des incertitudes associées aux estimations des crues de projet. Les limites de ces méthodes découlent en réalité d'une compréhension limitée du fonctionnement hydrologique des bassins et des

forçages majeurs de la réponse hydrologique. Les études menées par Pheulpin (2016) et Wotling (2000) contribuent à combler ce manque de connaissances. Elles ont de plus prouvé l'efficacité des modèles conceptuels distribués appliqués en mode événementiel. Le modèle régional choisi devra présenter une structure plus souple que celle de MOAHTA pour mieux restituer la variabilité spatiale et temporelle de la réponse hydrologique constatée sur Tahiti (paragraphe 2.5). Il devra rester plus simple que celui de Pheulpin (2016) pour limiter les risques d'équifinalité.

2.6.2. Méthodes développées en contexte similaire

Les particularités physio-climatiques de Tahiti rattachent ce territoire au groupe des îles montagneuses tropicales décrites par Fares (2008). Dans ces territoires, les bassins sujets aux crues éclair sont de petite taille et présentent une topographie accentuée. Leur climat est soumis à l'influence continue des vents dominants et à celle de l'océan entraînant de fortes précipitations de type convectif. Les autres archipels du Pacifique présentent ces caractéristiques tout comme les îles d'Indonésie ou des Philippines qui sont des îles d'arc volcanique. Dans l'océan Atlantique, l'archipel des Antilles forme également un arc volcanique issu de l'activité d'une zone de subduction. Dans l'Océan Indien, on peut citer les Seychelles, les Comores, l'île Maurice et la Réunion qui comme les archipels polynésiens sont issus de l'activité d'un point chaud. L'archipel de Hawaï dans le Pacifique Nord est symétrique à la Polynésie par rapport à l'Equateur ; il est vraisemblablement celui qui présente le plus de ressemblances avec Tahiti (Lau et Mink, 2006). Du point de vue climatique, les précipitations enregistrées y sont convectives, orographiques et cycloniques, et elles sont sensibles à l'oscillation El Niño. L'édification des volcans boucliers suit le même schéma que pour les îles de Polynésie et le modèle hawaïen de fonctionnement hydrogéologique sert de référence pour la compréhension de celui de Tahiti (Lachassagne et al., 2014; Ozog and Vernoux, 2012). L'archipel de Hawaï est relativement jeune puisque l'île la plus ancienne de l'archipel, Kaua'i, présente des formations datées à 3.8 millions d'années ; les âges des formations sont donc proches de ceux enregistrés à Tahiti (Lau et Mink, 2006).

Si les crues éclair sont observées sur l'ensemble de ces territoires, des variations importantes dans leur origine ou leurs caractéristiques sont constatées d'une île à l'autre. Ainsi Charlier (2008) propose une classification des types de crue-éclair en forêt tropicale selon les processus de ruissellement à l'œuvre. Comme Elsenbeer (2001), il distingue les écoulements latéraux de type subsurface observés sur les acrisols des écoulements à percolation dominante observés sur les ferralsols. Si les capacités d'infiltration des sols tropicaux sont jugées trop élevées pour permettre un écoulement de type Hortonien, ce processus ne doit pas être négligé pour autant et peut localement contribuer au ruissellement. Charlier (2008) propose le bassin versant de Kali Mondo en Indonésie (Bruijnzeel, 1982) comme exemple pour illustrer la diversité des processus hydrologique : la nature des écoulements y varie dans l'espace selon la nature et l'épaisseur des formations superficielles. Ainsi, même si les modèles à aires contributives comme TOPMODEL (Ambroise, Beven, et Freer, 1996 ; Saulnier, Beven, et Obled, 1997) sont *a priori* bien adaptés à l'hydrologie des bassins tropicaux, il n'est pas recommandé de les appliquer sans vérifier que les écoulements sont majoritairement de subsurface ou sur surface saturée. En plus de varier selon la nature du sol et du substrat rocheux, les caractéristiques des crues éclair dépendent

étroitement du contexte. Elles peuvent se manifester par des glissements de terrain comme aux Fidji (Kostaschuk, Terry, et Raj, 2001 ; Terry, Garimella, et Kostaschuk, 2002) ou sur l'île de la Réunion (Belle et al., 2018 ; Garcin, Poisson, et Pouget, 2005) où elles portent une signature sismique (Gonzalez et al., 2019). Les coulées de boue et de débris associées aux crues modifient leur dynamique ; c'est le cas par exemple aux Philippines où la crue éclair de Juin 2008 sur l'île Panay a été amplifiée par les glissements de terrain (Catane et al., 2012). Dans les Antilles (Laing, 2004), à Hawaï'i (Lau et Mink, 2006) et en Nouvelle Calédonie (Cerbelaud et al., 2022), l'occurrence de ces crues a été analysée comme le résultat d'intenses pluies convectives sur des sols présentant un fort taux de saturation en eau. L'humidité des sols a fait notamment l'objet de nombreuses études sur les îles de Hawaï'i (Fares et al., 2013 ; Nullet, Ikawa, et Kilham, 1990 ; Yamamoto, 1963). En Nouvelle Calédonie, les processus hydrologiques peuvent également être impactés par les feux de forêt (Desclaux et al., 2018 ; Gomez et al., 2015). Tramier (2021) montre que les feux de forêts et les onglés envahissants bouleversent la structure des sols et rompent les chemins d'écoulement en subsurface. Le ruissellement de surface est alors favorisé au détriment de la recharge des aquifères sous-jacents.

Il n'existe pas de méthode d'estimation des crues qui apparaisse spécialement dédiée aux îles volcaniques tropicales. Les formules déterministes sont souvent utilisées en pratique comme à Mayotte où Jossot et al. (2003) associent méthode rationnelle et Gradex pour évaluer les débits de pointe décennaux et centennaux sur la rivière Bouyouni. Pour ce qui est de la modélisation hydrologique, les approches diffèrent selon les données disponibles et le niveau de compréhension du fonctionnement hydrologique.

A Hawaï'i, les données sur la température, l'humidité de l'air (Kagawa-Viviani et Giambelluca, 2020), l'évapotranspiration (Giambelluca et al., 2009) et l'humidité des sols sont suffisantes pour implémenter des modèles continus distribués à base physique. Polyakov et al. (2007) appliquent le modèle AnnAGNPS (Agricultural Non-Point Source Pollution Model <http://go.usa.gov/KFQ>) au bassin Hanalei de 50km sur l'île de Kaua'i, Hawaï'i. Ils augmentent les performances du modèle en y incorporant l'effet de l'interception par la canopée. En testant des distributions spatiales alternatives pour la pluie, ils montrent que les débits simulés sont sensibles à la structure spatiale de la pluie. S'appuyant sur des données de précipitation krigées et des données d'humidité des sols simulées par le modèle SAC-SMA sur une grille de résolution 1km, le modèle HL-RDHM (Hydrology Laboratory Research Distributed Hydrologic Model) a été testé sur le bassin Hanalei par Fares et al. (2014) avec de bonnes performances. Du côté des modèles statistiques, Sahoo et al. (2006) appliquent un modèle à réseaux de neurones pour restituer le débit des crues éclair sur un bassin montagneux de l'île d'Oahu. Ils améliorent les performances des simulations en incluant le niveau initial de la rivière dans les données d'entrée, ce qui démontre l'influence de l'état d'humidité initiale du bassin sur la variabilité des crues. Si aucune étude dédiée à la régionalisation de ces méthodes n'a été trouvée pour les crues éclair, celle de Clilverd et al. (2019) fournit des éléments intéressants sur la variabilité spatiale du débit de base. Ainsi, la contribution du débit de base au débit total des rivières a été évaluée pour 23 cours d'eau situés sur les 5 îles principales de l'archipel. Le rapport entre débit de base et débit total -ou baseflow index- s'est avéré bien corrélé avec l'altitude des rivières, l'âge des bassins versants et la nature du substrat rocheux : la contribution diminue avec l'altitude puisque les cours d'eau d'altitude n'incisent pas

les aquifères perchés ; elle diminue également dans les formations volcaniques les plus jeunes qui sont les plus perméables. Etant donné la similarité géologique et climatique entre Hawai'i et Tahiti, cette étude fournit des indices pour comprendre la variabilité de l'humidité dans les formations de Tahiti.

Pour modéliser les crues sur le bassin Féfé en Guadeloupe, l'approche de Charlier (2008) s'appuie sur la compréhension *a priori* des processus à l'œuvre. Un schéma de fonctionnement du bassin est d'abord élaboré grâce à une approche expérimentale mettant en jeu un réseau de mesures de pluie, de débit, d'évapotranspiration, de piézométrie, d'infiltration et de conductivité hydraulique. Les chemins de l'eau sont quantifiés par des bilans hydrologiques à l'échelle annuelle et événementielle au sein d'un système comprenant deux aquifères superposés. Les formations volcaniques apparaissent promouvoir les écoulements souterrains plutôt que ceux de subsurface, ce qui permet de conclure sur la prédominance des processus hortonien de ruissellement, favorisés par le type de végétation. La compréhension progressive des processus de production et de transfert a permis le développement d'un modèle conceptuel global à deux réservoirs, puis d'adapter la structure du modèle spatialisé MHYDAS afin d'intégrer la concentration de la pluie par la végétation. Malgré le succès de cette approche de modélisation sur le bassin Féfé, elle demande une instrumentation lourde qui ne peut être déployée sur un grand nombre de bassins pour comprendre la variabilité des processus sur toute une île, en tout cas dans le cadre d'un travail de thèse. La variabilité inter-événementielle a cependant pu être reliée aux variations du débit de base initial, utilisé comme indicateur des conditions initiales d'humidité.

La modélisation des crues éclair en Nouvelle Calédonie suit une approche progressive en complexité. Desclaux et al. (2018) choisissent dans un premier temps le modèle conceptuel global GR4J (Perrin, Michel, et Andréassian, 2003) pour modéliser les crues sur 4 bassins au vent. Au regard de la forte variabilité spatiale des pluies constatée par Terry and Wotling (2011), les données satellites de pluie et d'humidité des sols sont écartées au profit de pluies interpolées à partir des observations au sol. Différentes méthodes d'interpolation sont comparées, et la méthode retenue est celle de l'algorithme IDEW (Inverse Distance and Elevation Weighting Algorithm, Masih et al., 2011) qui donne de meilleurs résultats que celui des polygones de Thiessen (Nalder et Wein, 1998). Souhaitant améliorer la compréhension des processus et distribuer le modèle en vue de sa régionalisation, Cerbelaud et al. (2022) appliquent le modèle hydro-météorologique WRF-Hydro (Arnault et al., 2018 ; Senatore et al., 2015) à 6 bassins versants de géologie, d'altitudes et de climat variés. Ce modèle est alimenté par un jeu complet de données atmosphériques tirées du modèle météorologique WRF (Skamarock et al., 2008), par un modèle numérique de terrain à 50m, des cartes sur les types de végétation et de sols, et par les données locales de pluviométrie interpolées par l'algorithme IDEW. 7 paramètres sont calibrés par l'algorithme DDS (Dynamically Dimensioned Searched algorithm (Tolson et Shoemaker, 2007)) : 1) la perméabilité du sol, 2) la conductivité hydraulique du sol saturé, 3) l'index de distribution des tailles des pores, 4) le coefficient de percolation, 5) le facteur de rugosité du ruissellement 2D, 6) le coefficient de Manning du chenal, et 7) la capacité de stockage maximale du sol. Les valeurs calibrées des paramètres 1), 2), 3), et 5) apparaissent bien corrélées avec les caractéristiques hydrologiques des bassins comme leur coefficient de ruissellement moyen, leur temps de récession caractéristique ou le cumul médian de pluie événementielle, et le paramètre

7) apparaît stable d'un bassin à l'autre. Néanmoins, le faible nombre de bassins retenus pour la calibration de la méthode et les fortes variations des paramètres 1), 2) et 4) ne permettent pas d'envisager sa régionalisation à des bassins non jaugés pour l'instant. Notons que l'approche retenue est inverse à celle de Charlier (2008) à savoir que le modèle physique est appliqué dans le but d'améliorer la compréhension des processus et ne découle pas d'un schéma explicatif.

Il n'existe pas de modèle adapté aux îles volcaniques tropicales, les approches de modélisation existantes dépendent à chaque fois des données disponibles et des objectifs suivis. Néanmoins, on constate que la saturation des sols constitue pour tous ces terrains un facteur clé pour expliquer la variabilité spatiale et temporelle des crues. La spatialisation des pluies est également une étape cruciale de la modélisation dans des îles où les précipitations sont très variables dans l'espace. Les débits simulés apparaissent sensibles à la méthode de spatialisation choisie.

2.6.3. Limites des méthodes existantes

Que ce soit sur l'île de Tahiti ou dans des contextes semblables, aucune entreprise de modélisation n'a abouti à un modèle régional. Soit le nombre de bassins jaugés n'est pas suffisant pour caractériser la variabilité des crues sur toute la région (travaux de Wotling (2000) à Tahiti, Fares et al. (2014) à Hawaï'i, Cerbelaud et al. (2022) en Nouvelle Calédonie), soit les modèles choisis ne sont pas voués à être régionalisés (travaux de Pheulpin (2016) à Tahiti, Charlier (2008) en Guadeloupe). Ces études donnent des indices pour l'identification des forçages majoritaires de la variabilité des crues éclair, mais ne quantifient pas les influences relatives de ces forçages. Restituer la variabilité spatiale et temporelle des crues à l'échelle d'une île comme Tahiti constitue donc un objectif original et utile pour régionaliser les crues sur des îles similaires.

2.7. Choix argumenté d'une méthode

La connaissance du site d'étude, des données disponibles et des travaux historiques permet de clarifier la stratégie de modélisation élaborée au chapitre 1. Les données météorologiques et les propriétés hydrologiques de la végétation et des sols ne sont pas connues à une échelle suffisamment fine pour être distribuées. De plus la compréhension des processus d'écoulement sur les bassins étudiés par Wotling (2000) et Pheulpin (2016) n'est pas suffisante pour élaborer un modèle inspiré du fonctionnement hydrologique réel. L'approche retenue pour l'estimation des crues est la calibration d'un modèle conceptuel événementiel sur les 9 bassins décrits au paragraphe 2.5. Dans un premier temps la structure de ce modèle sera choisie parcimonieuse, c'est-à-dire la plus simple possible pour limiter le nombre de paramètres à régionaliser. Cette structure devra être robuste à une large gamme de précipitations en entrée, et suffisamment souple pour restituer la variabilité hydrologique constatée sur les 9 bassins de calibration. Production et transfert seront distribués sur le MNT de façon à intégrer l'influence de la topographie et de la structure spatiale de la pluie sur les débits. Parmi les paramètres à calibrer, l'un d'entre eux pourra varier d'un événement à l'autre de façon à restituer la variabilité temporelle observée sur les bassins jaugés. Cette condition initiale pourra être mise en relation avec la saturation des sols en humidité, un facteur qui semble déterminant dans la plupart des études hydrologiques menées en zone volcanique tropicale. Les variations spatiales des autres

paramètres calibrés pourront être mises en relation avec celles des propriétés morphologiques et géologiques des bassins, ou avec celles des sols. Parmi les modèles présentés dans le chapitre 1, le modèle SCS (Soil Conservation Service) et ses dérivés remplissent un tel cahier des charges. Le chapitre 3 présente les essais de modélisation réalisés avec cette famille de modèles sur les bassins jaugés. Ils seront comparés afin de retenir celui d'entre eux qui s'avère le mieux adapté au contexte Tahitien.

Chapitre 3 - Modélisation des crues sur les bassins versants Tahitiens

3.1.	Introduction	115
3.2.	Présentation générale des modèles utilisés	115
3.2.1.	Fonctions de production	116
3.2.2.	Fonction de transfert	127
3.3.	Calibration dynamique du modèle – exemple du bassin de Hitiaa	129
3.3.1.	Stratégie générale de calibration	129
3.3.2.	Calibration des paramètres fixes	132
3.3.3.	Calibration des paramètres variables	136
3.3.4.	Performance du modèle	143
3.3.5.	Bilan	145
3.4.	Conclusion	145

3.1. Introduction

La méthode d'estimation des crues la mieux adaptée au contexte tahitien et à l'objectif de régionalisation est un modèle pluie débit conceptuel, événementiel et parcimonieux (chapitres 1 et 2). Les champs de pluie en entrée du modèle seront distribués sur les mailles du modèle numérique de terrain (MNT). La pluie nette sera calculée sur chaque maille par une fonction de production, puis conduite à l'exutoire des bassins par une fonction de transfert qui tiendra compte de la topographie. Les caractéristiques des sols telles que la végétation, la nature des sols, la géologie ou l'humidité ne seront pas distribuées dans un premier temps car considérées homogènes sur les petits bassins jaugés choisis (paragraphe 2.4).

L'objectif de ce 3^{ème} chapitre est la mise au point et la calibration d'un tel modèle : on veut obtenir à la fin du chapitre un couple fonction de production - fonction de transfert à même de restituer les crues observées sur l'ensemble des bassins versants jaugés de Tahiti. L'ATelier Hydrologique Spatialisé (ATHYS, <http://www.athys-soft.org/>) est l'environnement choisi pour élaborer le modèle. Il comporte une plateforme de modélisation spatialisée MERCEDES qui permet de calibrer aisément différentes fonctions de production et de transfert. Le module VISHYR traite les données hydro-pluviométriques enregistrées par les stations et le module VICAIR calcule les directions et les accumulations d'écoulements dans l'espace à partir du MNT, ici à 25m.

Chacun des modèles conceptuels potentiels repose sur des hypothèses qui lui sont propres et qui sont reflétées par sa structure et ses équations de bilans hydrologiques. Une 1^{ère} partie est consacrée à la présentation comparée des fonctions de production et de transfert susceptibles de répondre à notre problématique. Les hypothèses sous-jacentes à chacun des modèles seront explicitées de façon à choisir le meilleur modèle. Dans une 2^{ème} partie, trois fonctions de production dérivant du modèle SCS (Soil Conservation Service) sont calées graphiquement sur les observations de pluie et de débit des bassins Vaipahi, Papeivi et Hitiaa, représentatifs de la variabilité hydrologique sur les bassins jaugés. La confrontation comparée des relations pluie-débit théoriques des modèles avec les observations, à l'échelle événementielle, permettra d'appuyer le choix de la fonction de production. La 3^{ème} partie présente la calibration du modèle sur les événements observés d'un seul bassin, celui de Hitiaa. Il s'agit alors d'ajuster les paramètres du modèle de façon à restituer la dynamique des crues observées ; on peut parler de calibration à l'échelle intra-événementielle.

3.2. Présentation générale des modèles utilisés

Parmi les modèles disponibles dans l'environnement ATHYS, différentes fonctions de productions dérivées du modèle SCS répondent *a priori* à la problématique de régionalisation sur l'île de Tahiti. Elles sont présentées et comparées dans la partie 3.1.1. La partie 3.1.2. détaille ensuite la fonction de transfert retenue.

3.2.1. Fonctions de production

3.2.1.1. La théorie du Soil Conservation Service

La fonction de production Soil Conservation Service ou SCS (U.S. Department of Agriculture, 1954) a été établie par le Département de l'Agriculture des Etats Unis dans les années 1950 sous le nom de méthode du Curve Number. Elle reste un des modèles hydrologiques les plus populaires à ce jour et elle est disponible sur la plupart des environnements de modélisation tels que ATHYS, MHYDAS (Moussa, Voltz, et Andrieux, 2003), ou HEC-HMS (Feldman, 2000). Son élaboration est le résultat d'un long travail expérimental (Michel, Andréassian, et Perrin, 2005 ; Ponce et Hawkins, 1996) et les équations obtenues sont de nature empirique : elles reflètent le bilan hydrologique entre précipitations, infiltration et écoulement à l'échelle d'un événement pluie débit sur un bassin versant. Les cumuls de précipitation (P) et de ruissellement (Q) mesurés en mm à la fin de l'événement sont mis en relation selon une équation bilan (1) et deux hypothèses (2) et (3). La première hypothèse (2), illustrée par la Figure 3-1, énonce un concept de proportionnalité qui partage la pluie incidente ($P - I_a$) entre la surface (Q) et le sous-sol (F) représenté par un réservoir de capacité finie (S). La seconde hypothèse (3) a été établie empiriquement (U.S. Department of Agriculture, 1954).

$$P = I_a + F + Q \quad (8)$$

$$\frac{Q}{P - I_a} = \frac{F}{S} \quad (9)$$

$$I_a = \lambda S \quad (10)$$

Où F [mm] est l'infiltration cumulée, I_a [mm] le volume de pertes initiales, et S [mm] le volume lié au déficit en eau initial du sol. λ est le coefficient de pertes initiales. Ce coefficient a été initialement fixé empiriquement à 0.2, puis successivement à différentes valeurs (Ajmal et al., 2020 ; Bosznay, 1989 ; Hawkins, 2009 ; Mishra et al., 2006 ; Shi et al., 2009).

La théorie sous-jacente au modèle est bien illustrée par la Figure 3-1. Le ruissellement Q débute quand la pluie cumulée dépasse les pertes initiales I_a . Elle se partage entre ruissellement de surface Q et infiltration F. Dans le cas d'une averse très longue, la valeur $F+I_a$ peut atteindre la capacité totale du sol S. Une fois ce seuil atteint, toute la pluie supplémentaire contribue au ruissellement Q. Les gradients de Q et de P sont alors égaux.

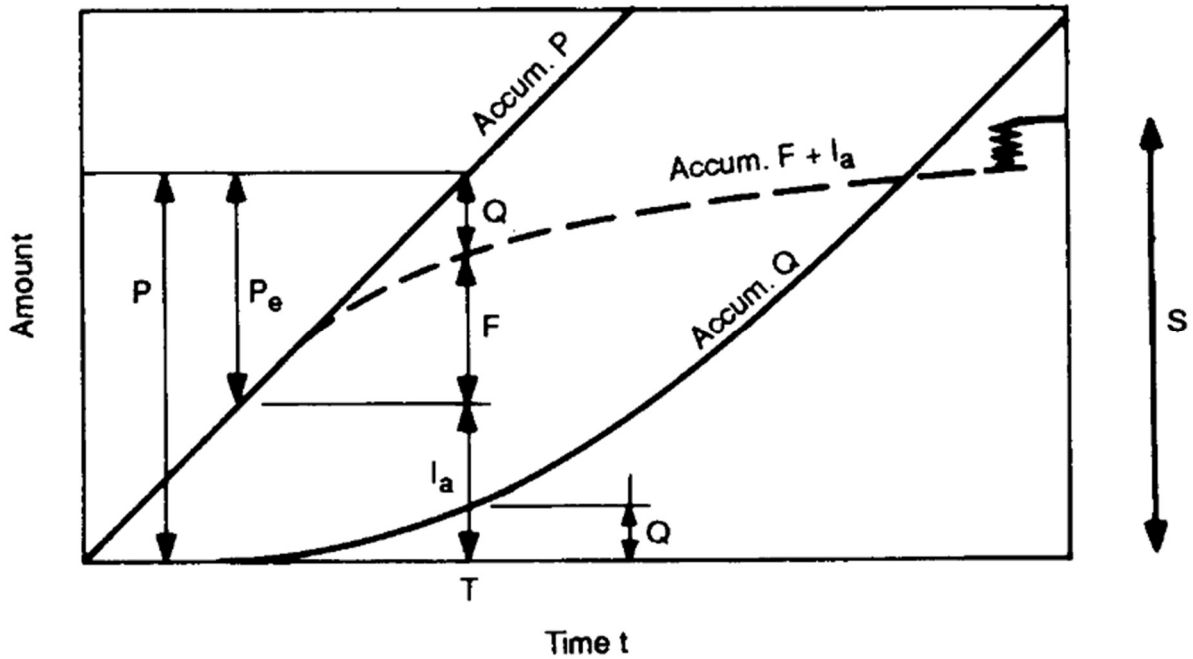


Figure 3-1: Théorie du SCS : Cumuls de pluie, de ruissellement et de pertes pendant une averse uniforme et comportement asymptotique théorique (Maidment, 1992).

Combinées ensemble, les équations (1), (2) et (3) permettent d'exprimer Q selon P, λ et S :

$$Q = \frac{(P - \lambda S)^2}{P + S(1 - \lambda)} \text{ si } P > \lambda S, \quad (11)$$

$$Q = 0 \text{ sinon}$$

S est un paramètre caractéristique du sol, dépendant de sa nature et des conditions initiales d'humidité (CIH). Cependant le déficit initial en eau qu'il représente est une grandeur purement conceptuelle, difficile à relier à des caractéristiques mesurables du sol. Une dernière équation (12) a donc été élaborée pour exprimer S à partir d'une autre variable, le Curve Number (CN) qui varie entre 0 et 100. Ce critère est plus facile à manipuler pour caractériser et classer les sols. Même si le sens de cette variable est plus abstrait du point de vue du schéma conceptuel proposé par le SCS, il est plus aisé de la relier empiriquement aux caractéristiques du sol.

$$S = \frac{1000}{CN} - 10 \quad (12)$$

La valeur du CN détermine le seuil de pluie cumulée à partir duquel les accroissements de pluie et de ruissellement sont égaux (Figure 3-2). Pour un CN de 100, le sol est totalement imperméable ($S = 0$) et plus CN diminue (S augmente), plus la distance entre la droite ($Q=P$) et l'asymptote du SCS augmente. Ainsi CN (ou S) est un levier de souplesse qui permet à l'équation du SCS de couvrir une large amplitude de variation des relations Q-P. A ce titre, le SCS apparaît adapté à la diversité des comportements asymptotiques observée sur les bassins jaugés de Tahiti (cf. paragraphe 2.4.2.). Les bassins comme Hitiaa, pour lesquels la relation Q-P atteint rapidement l'asymptote

parallèle à la droite ($Q=P$) peuvent être représentés par un SCS avec un S proche de 0. Lorsque le seuil ne semble pas atteint comme c'est le cas à Vaipahi, le SCS peut malgré tout convenir à condition de choisir une valeur de S suffisamment élevée. En choisissant le SCS, on fait l'hypothèse que le seuil de saturation du bassin existe dans tous les cas de figure. S'il est parfois impossible de vérifier cette hypothèse par les observations, elle apparaît plus sécurisante que celle d'un coefficient de ruissellement constant et d'une infiltration infinie. En effet, les débits extrêmes issus du SCS seront toujours supérieurs à ceux prévus par la droite affine du comportement à coefficient de ruissellement constant.

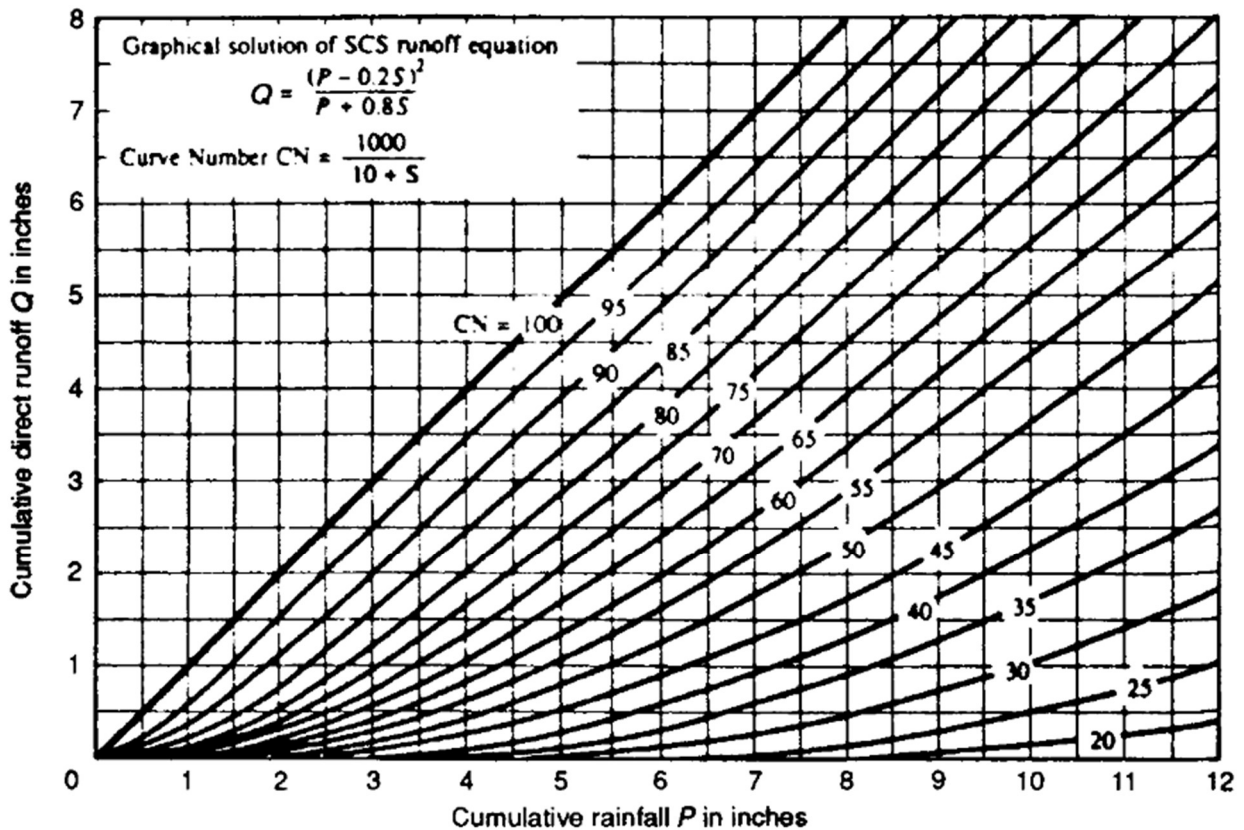


Figure 3-2: Variation du comportement asymptotique théorique du SCS selon la valeur du Curve Number

3.2.1.2. Adaptation du SCS à la modélisation dynamique

Dans leur forme première, les équations du SCS ne sont adaptées qu'à la modélisation globale d'événements, au sens des cumuls de pluie et d'écoulement. En dérivant les équations par rapport au temps, il est possible de relier le ruissellement instantané i_e à un instant donné t à la pluie brute instantanée i_b . La relation obtenue est la suivante (Gaume et al., 2004) :

$$i_e(t) = i_b(t) \cdot \left(\frac{P(t) - \lambda S}{P(t) + (1 - \lambda)S} \right) \left(2 - \frac{P(t) - \lambda S}{P(t) + (1 - \lambda)S} \right) \quad (13)$$

Le coefficient de ruissellement instantané $\frac{i_e(t)}{i_b(t)}$ dépend du cumul de pluie depuis le début de l'événement $P(t)$ et il ne peut donc pas décroître une fois la pluie terminée. Si l'événement à modéliser est composé de deux averses séparées par une période d'intermittence, le coefficient de ruissellement ne fera qu'augmenter au cours de l'événement sans tenir compte du ressuyage des sols lors de la première décrue. Pour tenir compte de la décroissance potentielle du coefficient de ruissellement entre les crues, Coustau et al. (2012) considèrent $P(t)$ comme le niveau d'un réservoir de capacité infinie et y appliquent une vidange linéairement dépendante du niveau $P(t)$:

$$\frac{dP(t)}{dt} = i_b(t) - ds.P(t) \quad (14)$$

Où ds [T^{-1}] est le coefficient linéaire de décroissance. Ce réservoir pluie permet d'étendre la modélisation SCS à des événements plus longs et composés de plusieurs pics d'averse successifs.

En plus du réservoir pluie, Coustau et al. (2012) modifient une seconde fois les équations du SCS dynamique pour introduire un écoulement retardé prenant en compte le drainage des sols. Cet aménagement consiste à :

- 1) Introduire un réservoir sol de capacité S , alimenté par la pluie infiltrée et drainé par une vidange modulée par le même coefficient ds que pour le réservoir pluie :

$$\frac{d \text{stoc}(t)}{dt} = i_b(t) - i_e(t) - ds.\text{stoc}(t) \quad (15)$$

Où $\text{stoc}(t)$ [mm] est le niveau du réservoir sol au temps t . Le stock initial (à $t=0$) est supposé nul, et le niveau du réservoir est censé varier de 0 à S , représentant les différentes valeurs possibles du déficit en eau du sol au cours de l'événement.

- 2) Considérer que l'écoulement retardé est égal à une fraction de cette vidange, soit :

$$i_d(t) = \omega.ds.\text{stoc}(t) \quad (16)$$

où ω est un coefficient d'exfiltration adimensionnel.

Le modèle comprend donc 2 réservoirs : l'un virtuel, représentant le cumul de pluies soumis à une vidange pour réduire le coefficient de ruissellement entre 2 averses ; l'autre, physique, représentant une quantité infiltrée dans le sol, soumis également à une vidange dont une partie est susceptible d'être drainée vers l'exutoire. Le coefficient de vidange est identique pour les deux réservoirs afin d'assurer la cohérence entre le coefficient de ruissellement instantané et le niveau de saturation du réservoir sol. Les deux réservoirs doivent être vides au début de l'événement et leurs vidanges simultanées doivent être proportionnelles au cours de l'épisode. Le ruissellement instantané total au temps t est alors la somme du ruissellement direct et de l'exfiltration :

$$i_t(t) = i_e(t) + i_d(t) \quad (17)$$

La Figure 3-3 résume les écoulements tels que modélisés dans cette version augmentée du SCS.

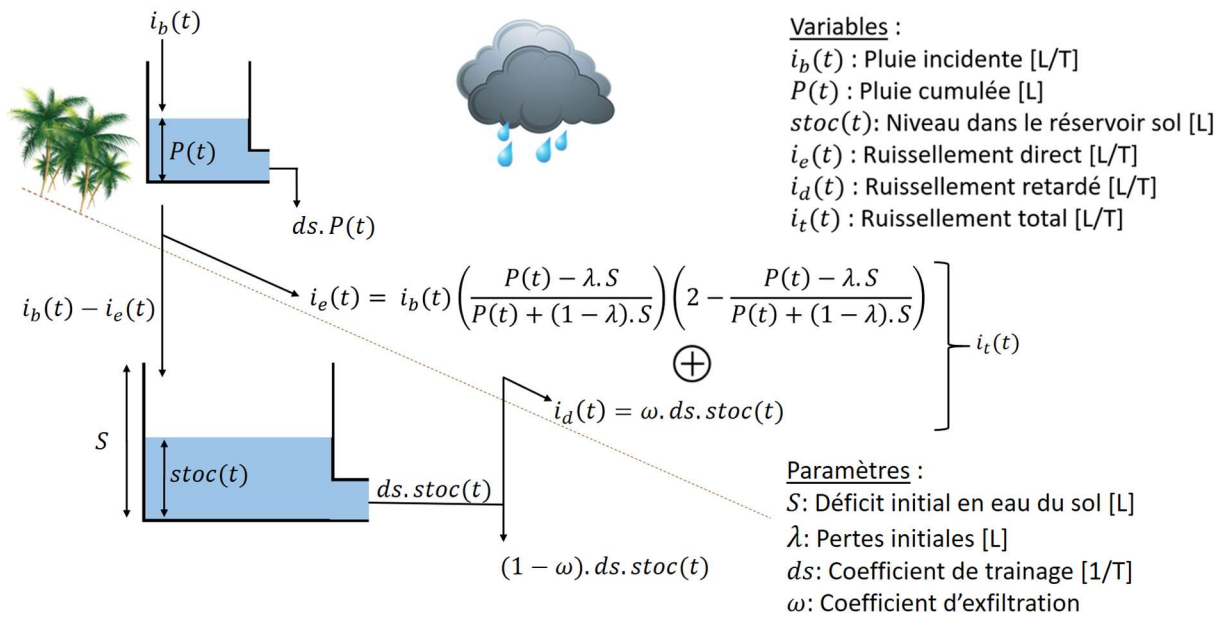


Figure 3-3 : Fonctionnement en dynamique du modèle SCS (d'après Coustau et al., 2012)

En somme, l'introduction des vidanges des réservoirs pluie et sol est une amélioration nécessaire du SCS. En effet, elle autorise son utilisation en dynamique pour 1) modéliser la réponse à des événements de pluie plus longs et plus complexes, comprenant plusieurs pics d'intensité entrecoupés de périodes d'intermittence, et 2) restituer un écoulement retardé provenant du ressuyage des sols.

3.2.1.3. Restitution de la variabilité temporelle et représentation des conditions initiales d'humidité

Une autre contrainte sur le choix d'un modèle adapté à Tahiti était son aptitude à restituer la variabilité temporelle des crues sur un bassin versant donné. Cette contrainte concerne la condition initiale du modèle : le paramètre choisi doit s'apparenter autant que possible aux conditions d'humidité initiale (CIH) dans le bassin. La structure du modèle doit être suffisamment cohérente et adaptée pour assurer qu'aucune incertitude ne se répercute sur cette condition initiale.

Dans la formulation initiale du SCS, la condition initiale est le Curve Number ou bien directement le paramètre S qui représente le déficit hydrique initial du sol. Ce paramètre S n'est pas uniquement relié aux CIH mais dépend également de l'occupation du sol, de la nature et de la densité du couvert végétal et de la nature et du type de sol (Maidment, 1992). Ses valeurs sont également susceptibles d'accommoder la variabilité spatiale et temporelle de la pluie, ainsi que des défauts de qualité dans la mesure de pluie et de débit (Ponce et Hawkins, 1996). Les gammes de CN adaptées à la variabilité hydrologique sont donc différentes d'un bassin à l'autre. Pour initialiser le modèle, les valeurs du CN sont tirées de tables issues du National Engineering Handbook – section 4 (U.S. Department of Agriculture, 1954). La dépendance du CN aux CIH s'y traduit par une classification à trois niveaux - sec, normal et humide - soit en fonction du cumul de précipitations antérieures à l'événement sur 5 jours, soit selon la probabilité cumulée de

dépassement d'un volume de ruissellement pour une pluie donnée (Hjemfelt, Kramer, et Burwell, 1982). La variabilité événementielle de la condition initiale n'est donc pas continue dans la version initiale du SCS.

Jugeant cette détermination de S trop discontinue pour être réaliste, un certain nombre d'auteurs en ont proposé des estimations alternatives (Coustau et al., 2012 ; Huang et al., 2007 ; Nguyen et Bouvier, 2019 ; Tramblay et al., 2012 ; Tramblay et al., 2010). Par exemple, Huang et al. (2007) montrent que des CN issus de mesures *in situ* de l'humidité volumique dans les 15cm les plus superficiels du sol donnaient de meilleures simulations pluie-débit que des CN tirés des précipitations antérieures selon la méthode classique. Tramblay et al. (2010) comparent la corrélation d'une série de valeurs de S calibrées sur 20 événements pluie-débit avec différents indicateurs des CIH. Ils montrent que les précipitations antérieures ne sont pas les meilleurs prédicteurs de S , et que sa relation est de meilleure qualité avec des mesures d'humidité locales par des sondes de réflectométrie, avec l'humidité modélisée par le module SIM de Météo France (Habets et al., 2008), ou bien avec le logarithme du débit de base initial. Nguyen and Bouvier (2019) tentent eux aussi d'initialiser le paramètre S du modèle SCS dynamique, sur le bassin versant du Réal Colobrier, de 70 km², situé dans le département du Var dans le Sud de la France, et sur lequel la pluie est enregistrée par un réseau de 17 pluviomètres. Ils parviennent eux aussi à établir des relations affines robustes pour calibrer S d'après le logarithme du débit de base initial ($R^2 = 0.85$) et d'après l'humidité modélisée par le modèle SIM ($R^2 = 0.77$).

En s'inspirant de ces différentes études, il est possible d'améliorer le réalisme de la calibration de S par la recherche d'une relation empirique avec les CIH. Cependant, la formulation de la vidange du réservoir sol fait émerger une incohérence dans la structure du SCS qui peut décourager son utilisation. Ainsi, lorsque les CIH sont faibles sur le bassin, le déficit initial en humidité doit être élevé donc la capacité du réservoir sol S est importante, et la vidange sera potentiellement importante pour des niveaux élevés dans le réservoir sol. A l'inverse, lorsque les CIH sont élevées, le déficit initial en humidité doit être faible ce qui entraîne de faibles valeurs de S , et une vidange du réservoir sol potentiellement limitée. Ceci est incohérent avec le fait qu'un sol initialement humide devrait être drainé davantage qu'un sol initialement sec.

La définition du paramètre de pertes initiales I_a est elle aussi ambiguë. Il pourrait éventuellement être impliqué dans la variabilité temporelle de la réponse hydrologique puisqu'il doit représenter à la fois l'infiltration et le stockage de surface sous forme de flaques ainsi que l'interception par la canopée (Mishra et Singh, 2003), autrement dit toutes les pertes antérieures au ruissellement. C'est parce qu'il représente en partie l'infiltration qu'il intervient dans l'expression du coefficient de ruissellement instantané (Equation 13). Bien que toujours utilisée par défaut, la relation empirique $I_a = \lambda S$ avec $\lambda = 0.2$ du SCS initial fixée dans le National Engineering Handbook (U.S. Department of Agriculture, 1954) a été constamment remise en question dans la littérature (Ajmal et al., 2020 ; Bosznay, 1989 ; Hawkins, 2009 ; Mishra et al., 2006 ; Shi et al., 2009). Hawkins (2009) critique le protocole de calibration mis en œuvre par le Département d'Agriculture par lequel a été établie la relation $I_a = 0.2S$. Dans ce protocole, le modèle a été appliqué à 112 événements pluie-débit de façon à ajuster autant de couples (I_a , S). Hawkins (2009), souligne que très peu d'informations sont prodiguées dans le Handbook sur les caractéristiques de ces 112 événements, le nombre et la description des bassins versants dont ils sont tirés, ainsi que sur les

méthodes utilisées pour accéder à I_a et à S_r . Il remarque également l'importante dispersion des points autour de la droite d'ajustement.

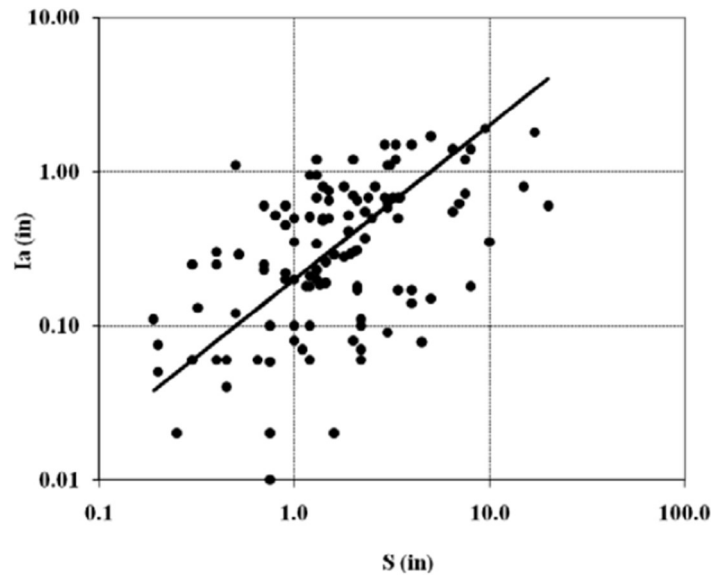


Figure 3-4 : Relation empirique $\log(I_a) = f(\log(S))$ ajustée sur 112 événements pluie-débit par le USDA (U.S. Department of Agriculture, 1954).

Jiang (2001) consacre une vaste étude à redéterminer le paramètre λ , ajustant des relations à partir de 28 301 événements pluie-débit tirés de 307 bassins versants. Les résultats montrent que la valeur de 0.2 pour λ est surestimée et qu'une valeur moyenne de 0.05 est plus appropriée. Shi et al. (2009) exploitent 6 ans de données pluie-débit d'un bassin versant de la région des Trois Gorges en Chine pour réajuster λ . Eux aussi améliorent les performances du SCS en choisissant un λ égal à 0.05. S'appuyant sur l'analyse de 1779 événements issus de 39 bassins de la péninsule Coréenne, Ajmal et al. (2020) préconisent une valeur de 0.01 pour λ . Il semble en réalité qu'il n'existe pas de valeur de λ valable universellement et que ce paramètre est dépendant des caractéristiques des bassins (Bosznay, 1989 ; Ponce et Hawkins, 1996) et varie d'un site d'étude à l'autre (Hawkins, 2009). L'île de Tahiti appartient au groupe particulier des îles volcaniques sous climat tropical. Pour adapter le SCS à ce contexte hydrologique particulier, il est raisonnable de vérifier et adapter la valeur du λ lors de la phase de calibration.

De nombreuses variantes de la structure et des équations du SCS sont disponibles dans la littérature (Jain et al., 2006 ; Michel, Andréassian, et Perrin, 2005 ; Mishra et al., 2006 ; Mishra et al., 2003 ; Upreti et Ojha, 2020). Deux d'entre elles attirent notre attention par le traitement alternatif de la condition initiale qu'elles proposent : le SCS-MS de Mishra et al. (2003) et le SCS-SMA de Michel et al. (2005).

La version modifiée SCS-MS repose sur une reformulation de l'hypothèse de proportionnalité (Equation 9) qui introduit explicitement les conditions antécédentes d'humidité sous la forme d'un paramètre supplémentaire M . Le concept exploité est celui de l'égalité entre le coefficient de ruissellement et le degré de saturation du sol S_r qui s'exprime par :

$$S_r = \frac{V_w}{V_v} \quad (18)$$

Où V_v [L] est le volume total de la porosité dans le sol et V_w [L] est le volume occupé par l'humidité réelle. Lorsque le sol est initialement saturé par un volume M , V_v et V_w s'expriment respectivement par :

$$V_v = S + M \quad (19)$$

Et

$$V_w = F + M \quad (20)$$

Où S est le déficit en eau du sol au début de l'événement et F est la quantité infiltrée au cours de l'événement.

L'équation (2) est alors reformulée par :

$$\frac{Q}{P - I_a} = \frac{F + M}{S + M} \quad (21)$$

Après substitution dans l'équation (1), le débit Q peut être exprimé par :

$$Q = \frac{(P - I_a)(P - I_a + M)}{P - I_a + M + S} \quad (22)$$

La taille totale du réservoir $S_i = S + M$ est une caractéristique invariante pour un bassin donné donc on peut remplacer S par $S_i - M$ dans l'équation (15). Dans cette structure, M est la condition initiale du modèle, le seul paramètre variable d'un événement à l'autre.

$$Q = \frac{(P - I_a)(P - I_a + M)}{P - I_a + S_i} \quad (23)$$

Pour appliquer ce modèle en dynamique et sur des événements plus longs et complexes, on décide d'introduire comme pour le SCS classique une vidange de la pluie cumulée et du sol. La structure du modèle obtenu est détaillée sur la Figure 3-5.

Deux options existent pour initialiser le niveau du stock dans le réservoir sol mais chacune d'entre elles engendre une incohérence :

- Stock($t=0$) = 0 : Dans ce cas, on retrouve l'incohérence évoquée plus haut dans le cas du SCS classique. Plus les CIH sont élevées, plus le déficit initial en humidité $S_i - M$ diminue et donc plus le volume potentiel de vidange pour le ressuyage des sols à la décrue est faible.
- Stock($t=0$) = M : Dans ce cas, les vidanges de la pluie et du réservoir sol ne sont plus proportionnelles et donc le coefficient de ruissellement instantané ne découle plus du taux de remplissage du sol, ce qui fait perdre en cohérence. Les deux vidanges ne sont plus

simultanées non plus car la vidange du réservoir sol s'applique dès le début sur le volume M tandis que la vidange du réservoir pluie est initialement nulle.

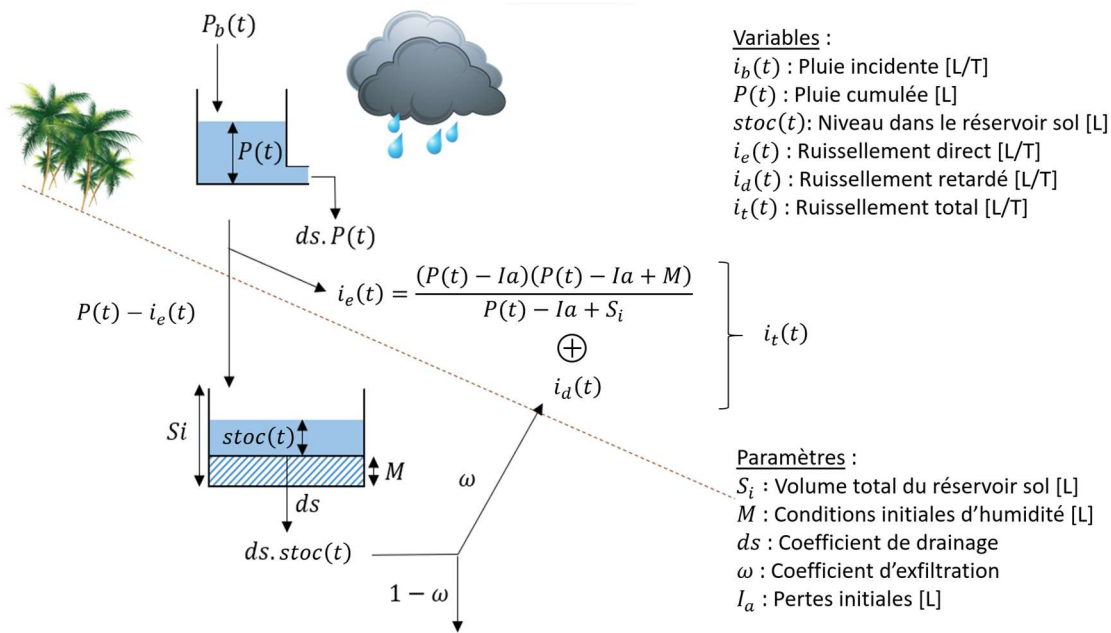


Figure 3-5 : Fonctionnement en dynamique du modèle SCS-MS

Pour appliquer le SCS-MS aux averses à Tahiti, la première option est jugée moins dommageable que la seconde.

Michel et al. (2005) mettent le doigt sur une incohérence dans la formulation classique du SCS lorsqu'ils introduisent le niveau initial d'humidité dans le sol :

$$V = H_0 + P - Q \quad (24)$$

Où P [L] et Q [L] sont les cumuls de pluie et de ruissellement à la fin de l'événement, V [L] est le niveau du réservoir à la fin de l'événement et H_0 [L] est le niveau initial du réservoir. En remplaçant Q par son expression obtenue dans l'équation (4), ils obtiennent :

$$V = H_0 + \frac{(S + I_a)P - I_a^2}{P + S - I_a} \quad (25)$$

En dérivant par rapport au temps, puis en remplaçant P par son expression obtenue issue de l'équation (18), le débit instantané i_e s'exprime en fonction de la pluie brute instantanée i_b par :

$$i_e = i_b \frac{V - (H_0 + I_a)}{S} \left(2 - \frac{V - (H_0 + I_a)}{S} \right) \text{ si } V > H_0 + I_a, \quad (26)$$

$$i_e = 0 \text{ sinon}$$

Cette formulation fait apparaître que le débit instantané i_e est arbitrairement lié à l'état initial du réservoir H_0 alors qu'il ne devrait dépendre que de son niveau instantané V . Pour corriger cette incohérence, Michel et al. (2005) considèrent un seuil de saturation S_a tel que :

$$S_a = I_a + H_0 \quad (27)$$

S_a est une caractéristique intrinsèque du bassin qu'on peut physiquement assimiler à la capacité au champ du sol, c'est-à-dire le volume d'eau lié dans le sol. Le volume drainable du sol est l'excédent d'eau par rapport à ce seuil de rétention, et donc le ruissellement ne peut s'appliquer qu'au volume $V - S_a$. En remplaçant I_a par $S_a - H_0$, l'équation (26) devient :

$$i_e = i_b \frac{V - S_a}{S} \left(2 - \frac{V - S_a}{S} \right) \text{ si } V > S_a, \quad (28)$$

$$i_e = 0 \text{ sinon}$$

Le coefficient de ruissellement instantané i_e/i_b est ici positivement lié au niveau V dans le réservoir, ce qui signifie que cette formulation simule bien la décroissance du Cr_i associée au ressuyage des sols lors de la décrue. Cette décroissance du Cr_i nécessaire à la modélisation dynamique est déjà incorporée dans les équations du SCS-SMA, ce qui n'était pas le cas dans la formulation du SCS-CN. Pour utiliser ce modèle en dynamique, le réservoir pluie et sa vidange introduits par Coustau et al. (2012) n'ont plus lieu d'exister. La suppression du réservoir pluie dans le modèle SCS-SMA est une simplification appréciable de la structure du SCS.

La vidange du réservoir sol formulée par Coustau et al. (2012) peut améliorer la structure du SCS-SMA en y ajoutant la simulation de l'écoulement retardé. Comme le ruissellement direct, la vidange du sol ne s'applique qu'au volume d'eau excédant le seuil S_a . La vidange du sol s'exprime par la formule suivante :

$$\frac{dV(t)}{dt} = i_b(t) - i_e(t) - ds \cdot (V(t) - S_a) \text{ si } V(t) > S_a$$

$$0 \text{ sinon} \quad (29)$$

Où ds [T^{-1}] est le coefficient linéaire de décroissance. Le stock initial ($V(t)$ à $t=0$) est égal à H_0 . L'écoulement retardé $i_d(t)$ est une fraction de la vidange, soit :

$$i_d(t) = \omega \cdot ds \cdot (V(t) - S_a) \text{ si } V(t) > S_a$$

$$0 \text{ sinon} \quad (30)$$

Où ω est un coefficient d'exfiltration adimensionnel.

Avec cette formulation, les incohérences détectées pour les modèles SCS classique et SCS-MS en instantané disparaissent. La vidange de la pluie n'existe plus donc le risque de désynchroniser la vidange du sol de celle de la pluie disparaît. Le niveau du réservoir sol peut donc être initialisé à la valeur H_0 qui est la condition initiale du modèle et peut être non nulle. Le volume vidangé sera alors plus important pour des événements avec des H_0 élevés, ce qui cette fois est bien cohérent.

La Figure 3-6 donne la structure de la fonction de production SCS-SMA appliquée en dynamique.

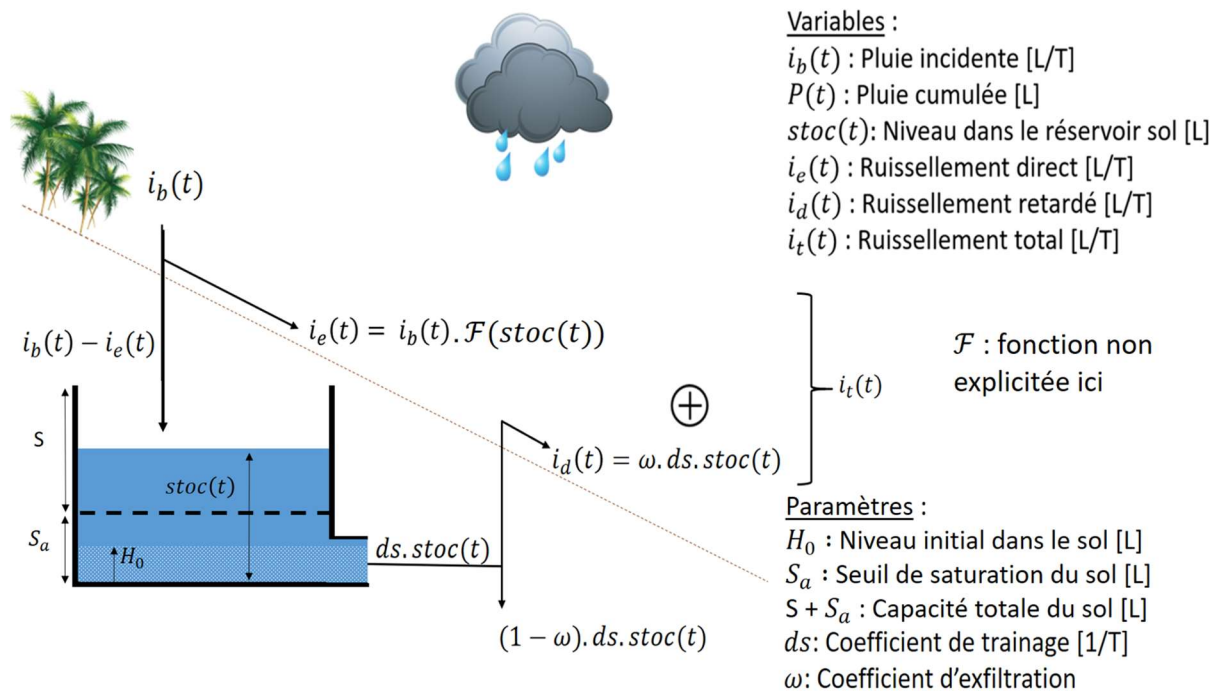


Figure 3-6 : Fonctionnement en dynamique du modèle SCS-SMA

3.2.1.4. Bilan

La théorie du SCS apparaît adaptée à la problématique de modélisation des crues sur Tahiti pour la régionalisation. Le modèle s'adapte seulement aux différents comportements hydrologiques observés sur les bassins jaugés selon les valeurs prises par le paramètre S qui caractérise le sol. Selon cette théorie, il existe un seuil de pluie à partir duquel le bassin se comporte comme une surface totalement imperméable. Ce comportement asymptotique est sécurisant par rapport à un fonctionnement contraint par un coefficient de ruissellement constant quel que soit la pluie incidente. Des ajustements formalisés par Coustau et al. (2012) permettent d'appliquer la formule du SCS en dynamique sur des longs événements complexes, mais peuvent engendrer des incohérences fonctionnelles dans le schéma classique du modèle SCS.

Deux variantes du SCS classique ont été présentées : le SCS-MS et le SCS-SMA, qui proposent deux façons alternatives d'isoler l'humidité préexistante dans le bassin lors de la crue. Parmi les trois formulations du SCS, celle de Michel et al. (2005) paraît être la plus cohérente une fois ajustée en dynamique. En effet, adapter l'équation du SCS-MS à la modélisation en dynamique implique d'ajouter un réservoir pluie et de vidanger le sol. Cela conduit soit à la désynchronisation les deux vidanges, soit à une vidange du sol inversement reliée aux conditions initiales d'humidité (paragraphe 3.2.1.3), selon que le niveau du réservoir sol est initialisé à M ou à 0 . Cela conduit dans les deux cas à des incohérences théoriques. Adapter la fonction SCS-SMA en dynamique est plus simple car la vidange du cumul de pluie n'est pas nécessaire puisque le coefficient de ruissellement instantané dépend explicitement du contenu en eau dans le réservoir sol.

Cette comparaison théorique suffit à justifier le choix du modèle SCS-SMA comme fonction de production. Cependant le choix s'est également appuyé sur la confrontation des équations bilans des trois modèles avec les cumuls observés de pluie et de ruissellement. Ce travail a été reporté en 5.8. Annexe E : Réalisé sur trois bassins jaugés représentatifs de la diversité des coefficients de ruissellement observés, cet ajustement graphique est également une première étape de calibration de la fonction de production, qui prépare la calibration du modèle en dynamique. L'objectif n'est pas de déterminer les valeurs optimales et définitives des paramètres, mais de vérifier la souplesse des modèles à s'adapter aux données des différents bassins. Les résultats montrent que sous leur forme statique d'équation bilans, les fonctions de production du SCS-MS et du SCS-SMA représentent bien les cumuls événementiels observés, alors que l'équation classique du SCS manque de souplesse car il comporte un paramètre de moins. D'autre part, pour les fonctions SCS et SCS-MS, le meilleur ajustement graphique est obtenu lorsque les pertes initiales I_a sont nulles.

Plus souple que le SCS classique et plus cohérent théoriquement que le SCS-MS, le modèle SCS-SMA est donc retenu pour modéliser les crues en dynamique à Tahiti.

3.2.2. Fonction de transfert

La fonction de production permet de calculer la pluie efficace ou hauteur de ruissellement direct pour chaque cellule du MNT. Acheminer la pluie efficace de chaque cellule vers le point exutoire du bassin est le rôle de la fonction de transfert. Le transfert est l'étape à laquelle doit être incorporée l'influence de la topographie si on souhaite que la réponse hydrologique simulée puisse être modulée par la morphologie des bassins. Il convient donc de choisir une méthode basée sur le Modèle Numérique de Terrain (MNT). Les chemins empruntés par l'eau peuvent être calculés par des logiciels de traitement du MNT comme QGIS (www.qgis.org) ou le module VICAIR d'ATHYS (www.athys-soft.org). Ils comprennent un algorithme qui calcule les directions d'écoulement associées à chaque pixel, c'est-à-dire l'orientation de la plus forte pente locale en chaque pixel. Ces directions d'écoulement sont codées par 8 valeurs qui correspondent aux 8 pixels voisins de chaque maille. Suivies de pixel en pixel, ces directions d'écoulement dessinent les chemins empruntés par les flux de ruissellement selon la topographie. Lorsque plusieurs flux se rejoignent en un pixel, ils s'additionnent. Un second algorithme calcule l'accumulation des flux en chaque pixel, c'est-à-dire le nombre de pixels en amont. L'accumulation à l'exutoire permet de délimiter automatiquement les contours du bassin versant associé.

La fonction Lag-and-Route combine un module de translation (Route) avec un module de stockage de type réservoir linéaire (Lag) (U.S. Department of Agriculture, 1954). Ces deux opérations reposent sur les équations suivantes :

$$\frac{dV_s(t)}{dt} = Q_e(t) - Q_s(t) \quad (31)$$

$$V_s(t) = K * Q_s(t) \quad (32)$$

Et

$$Q_{ex}(t) = Q_s(t - t_0) \quad (33)$$

Où $V_s(t)$ [L^3] est le volume stocké dans le bassin versant au temps t , Q_e [L^3T^{-1}] est le débit de pluie nette et Q_s [L^3T^{-1}] est le débit calculé par le Lag, K [T] un coefficient linéaire dit lag-time, Q_{ex} [L^3T^{-1}] est le débit à l'exutoire calculé par le Route et $t-t_0$ représente le temps de transfert à l'exutoire par le Route. La première équation traduit la continuité du stockage, c'est-à-dire la conservation de la masse dans le bassin versant. La seconde traduit la linéarité du stockage vis-à-vis du débit restitué à l'exutoire.

L'application qui en est faite par Bouvier and Delclaux (1996) exploite les chemins de l'eau calculés par l'algorithme de directions d'écoulement. Ils construisent un modèle spatialisé : la fonction de production est appliquée sur chaque maille avec les mêmes paramètres et la fonction de transfert est appliquée également sur chaque maille, mais le temps de transfert varie d'une maille à l'autre selon sa distance à l'exutoire. La fonction Lag-and-Route a été associée au SCS dans un certain nombre de travaux de modélisation (Coustau et al., 2012 ; Diémé et al., 2022 ; Lhomme, Bouvier, et Perrin, 2004 ; Maidment, 1992 ; Nguyen et Bouvier, 2019). Cette fonction suit un mode de transfert par mailles indépendantes c'est-à-dire que les écoulements produits par chaque maille sont directement conduits à l'exutoire sans tenir compte de ceux produits par les autres mailles. Ce mode de transfert est moins lourd en calculs qu'un transfert par mailles interactives qui calcule le bilan des écoulements de proche en proche pour chaque maille de l'amont vers l'aval. La fonction Lag and Route a été retenue pour notre étude pour cet ensemble de raisons.

La contribution de chaque maille m à la réponse hydrologique du bassin à l'instant t_0 se traduit à l'exutoire par un hydrogramme unitaire dont l'équation est la suivante :

$$\begin{cases} Q_m(t) = 0 & \text{si } t < t_0 + T_m \\ Q_m(t) = \frac{R(t_0)}{Km} * \exp\left(-\frac{(t - (t_0 + T_m))}{Km}\right) * A & \text{sinon} \end{cases} \quad (34)$$

Où $R(t_0)$ [L] est la hauteur de ruissellement produite par la maille m au temps t_0 , K_m [T] est le temps de diffusion, et A est la superficie de la maille. T_m représente le temps de propagation de la contribution produite par la maille m jusqu'à l'exutoire. Il s'exprime par :

$$T_m = \sum_{k=1}^n \frac{l_k}{V_k} \quad (35)$$

Où n est le nombre de mailles qui composent le chemin séparant la maille m de l'exutoire. l_k [L] est la longueur de la trajectoire traversant la maille k et V_k [LT^{-1}] est la vitesse atteinte par le flux sur cette maille k . Cette équation peut être simplifiée en considérant que les vitesses relatives à chaque maille sont uniformes sur tout le bassin versant. Cette simplification découle du fait que, d'après une formule telle que celle de Manning la vitesse dépend à la fois de la pente et du rayon hydraulique. Or, la pente tend à décroître de l'amont vers l'aval, tandis que le rayon hydraulique croît de l'amont vers l'aval. Ces deux variables tendent à se compenser et à uniformiser la vitesse.

T_m s'exprime alors par :

$$T_m = \sum_{k=1}^n \frac{l}{V_0} \quad (36)$$

Où l est le pas du MNT et V_0 est une constante. Par ailleurs, T_m [T] et K_m [T] sont liés par la constante K_0 [-] selon l'équation suivante :

$$K_m = K_0 * T_m \quad (37)$$

Les contributions de toutes les mailles du bassin versant à tous les pas de temps sont additionnées pour reconstituer l'hydrogramme de la crue à l'exutoire (Figure 3-7).

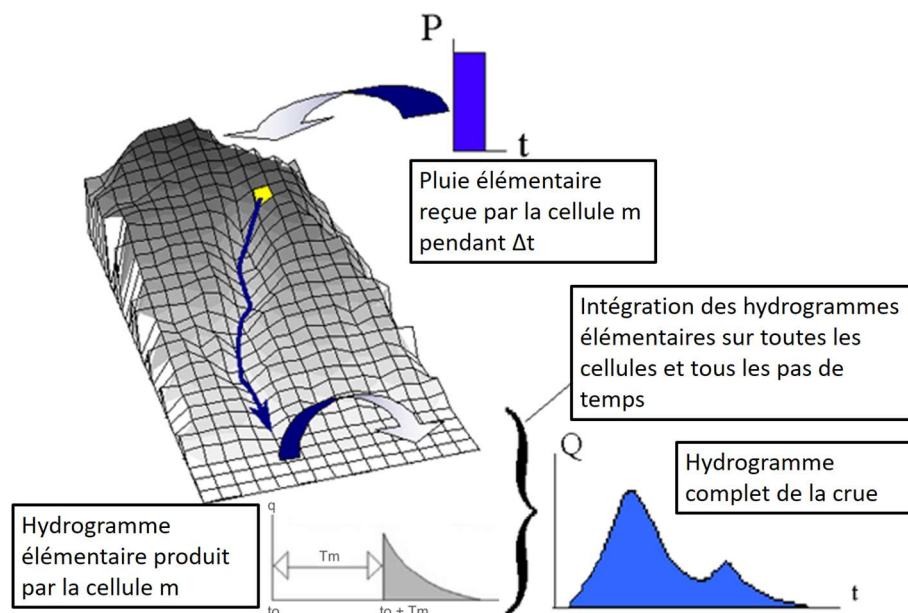


Figure 3-7 : Fonction de transfert Lag-and-Route (modifié d'après Maidment (1992))

3.3. Calibration dynamique du modèle – exemple du bassin de Hitiaa

Ce chapitre présente la procédure de calibration du modèle SCS-SMA-LR dans sa version dynamique, c'est-à-dire pour restituer les débits instantanés. La calibration du modèle sur les événements observés à Hitiaa est présentée comme exemple. Cette procédure pourra être appliquée à tous les bassins donneurs, avant de régionaliser le modèle.

3.3.1. Stratégie générale de calibration

L'objectif de la calibration est de déterminer le jeu de paramètres pour lequel le modèle SCS-SMA-LR restitue la réponse hydrologique observée le plus fidèlement possible. Afin de préparer l'étape de régionalisation, il s'agit également de caractériser la sensibilité du modèle à chacun des

paramètres et de détecter d'éventuelles relations entre paramètres pour diminuer leur nombre total. Les événements pluie-débit sur le bassin de Hitiaa ont été choisis pour calibrer le modèle car leurs coefficients de ruissellement C_r présentent une forte amplitude de variation avec un écart-type de 0.19 autour d'une moyenne de 0.7. Au nombre de 116, ces événements ont été extraits des chroniques de pluie et de débit au pas de temps 5min. Les précipitations sont calculées pour chaque pas de temps par une moyenne de Thiessen entre les précipitations observées aux postes Hitiaa P7 et Hitiaa P1 (Figure 3-8). Le MNT utilisé en entrée présente une résolution spatiale de 25m, mais les fonctions de production et de transfert sont appliquées à des mailles de côté 250m pour améliorer la vitesse de calcul. On a vérifié que les résolutions de 25m et de 250m conduisent à des résultats équivalents. La simulation du débit de base n'est pas explicitement incluse dans les calculs de la fonction de production ; il est donc ajouté au débit simulé à l'exutoire sous la forme suivante (<file:///C:/Athys2/ATHYS/aide/intro.html>) :

$$Q_b(t) = Q_0 \cdot \exp(-\alpha(t - t_0)) \quad (38)$$

Où $Q_b(t)$ [L^3T^{-1}] est le débit de base instantané à l'instant t , Q_0 [L^3T^{-1}] est le débit au début de l'événement, t_0 est l'instant initial et α [T^{-1}] est un coefficient de tarissement exponentiel. Les paramètres Q_0 et α sont ajustés sur la portion de la courbe des débits qui précède la première montée de crue.

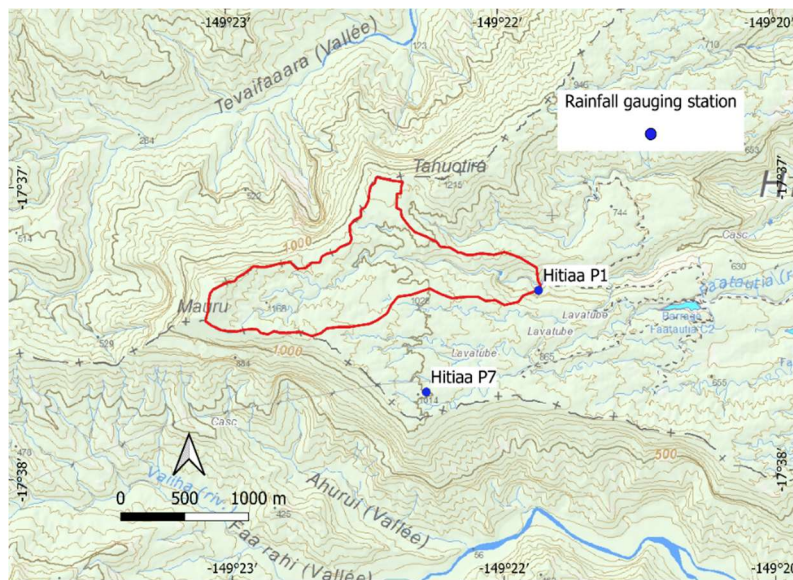


Figure 3-8 : Limites du bassin Hitiaa et emplacement des pluviomètres

La performance du modèle est évaluée de deux façons :

- Qualitativement sur un petit nombre d'événements, par appréciation de l'adéquation entre crue simulée et crue observée.
- Quantitativement grâce au calcul du critère de Nash médian sur l'ensemble des 116 événements. Le critère de Nash ou efficacité de Nash-Sutcliffe (Nash et Sutcliffe, 1970) s'exprime par :

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{cal,i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (39)$$

Où $Q_{obs,i}$ et $Q_{cal,i}$ sont les débits observé et simulé au pas de temps t , respectivement, n est le nombre de pas de temps pour lesquels le débit observé est non nul et $\overline{Q_{obs}}$ est la moyenne du débit observé non nul sur toute la durée de l'événement, débit étant entendu comme étant la différence entre débit total et débit de base. Ce critère varie de $-\infty$ à 1, où 1 indique une correspondance parfaite entre débit simulé et débit observé, et une valeur négative indique que la moyenne de débit observé pendant l'événement donne une meilleure prévision que le modèle.

Les paramètres de la fonction de production SCS-SMA et de la fonction de transfert LR sont ajustés de façon à ce que le débit simulé par le modèle soit le plus proche possible du débit observé. Le Tableau 4 donne un récapitulatif des 7 paramètres à calibrer. Cependant chaque paramètre a un rôle différent dans l'architecture du modèle, duquel dépend l'échelle de ses variations : le paramètre peut être fixe pour tous les bassins, varier d'un bassin à l'autre, ou varier d'un événement à l'autre pour un même bassin. De même la méthode de calibration choisie pourra dépendre du sens physique attribué à chaque paramètre.

Tableau 4 : Récapitulatif des paramètres à calibrer pour le modèle SCS-SMA-LR

Paramètres à caler	Description	Unités
S	Déficit initial en eau du sol	[mm]
Sa	Seuil de saturation du sol	[mm]
Ho	Niveau initial de remplissage du sol	[mm]
ds	Coefficient de drainage	[j-1]
w	Coefficient d'exfiltration	adimensionnel
Vo	Vitesse uniforme de transfert	[m/s]
Ko	Constante de diffusion	adimensionnel

La fonction de transfert Lag-and-Route comporte 2 paramètres à ajuster : la constante V_0 qui s'apparente à la vitesse maximale de l'écoulement à l'exutoire, et la constante K_0 qui lie le temps de propagation T_m au temps de diffusion K_m . Ces deux constantes caractérisent la cinétique de l'écoulement : la vitesse du front de crue pour V_0 et la diffusion de la crue en arrière du front de crue pour K_0 . Ce second paramètre permet aussi d'assouplir le modèle pour éviter qu'il ne considère la vitesse de transfert comme constante dans le temps. Même si on peut s'attendre à ce que les vitesses se stabilisent à partir d'un certain seuil de débit, les paramètres V_0 et K_0 sont susceptibles de varier d'un événement à l'autre selon l'état du bassin, le cumul et la durée de la pluie. Cependant ces deux paramètres sont fortement dépendants l'un de l'autre (Coustau et al., 2012 ; Nguyen et Bouvier, 2019) ce qui conduit à fixer l'un d'entre eux. Le sens de K_0 étant plus ambigu que celui de V_0 , nous l'avons fixé arbitrairement à 0.7 quel que soit le bassin versant. V_0 sera quant à lui ajusté séparément sur chaque événement, ce qui permettra d'examiner ses variations d'un événement à l'autre.

La fonction de production SCS-SMA comporte 5 paramètres qui peuvent être répartis en trois groupes selon leur rôle fonctionnel : S et S_a dimensionnent la capacité de stockage de l'eau par le sol et règlent le coefficient de ruissellement instantané ; d_s et ω décrivent le drainage latéral des eaux infiltrées en subsurface ; H_0 est le niveau de remplissage du réservoir au début de l'événement. S et S_a comme d_s et ω décrivent des caractéristiques intrinsèques du sol, ils sont amenés à varier d'un bassin à l'autre mais restent fixes d'un événement à l'autre pour un bassin donné. Par contre H_0 décrit l'état d'humidité du sol au début de l'événement, c'est une condition initiale qui doit être ajustée sur chaque événement.

Les paramètres fixes sur les 116 événements sont calibrés dans un premier temps par exploration des champs de valeurs envisageables selon la performance du modèle. Partant d'un jeu de paramètres initial, des simulations successives sont réalisées en faisant varier les valeurs des paramètres à calibrer de façon à couvrir la gamme des valeurs envisageables. Deux explorations sont engagées séparément pour calibrer les paramètres de vidange (d_s et ω) puis les dimensions du sol (S et S_a) qui contrôlent respectivement le ruissellement direct et l'écoulement retardé et forment deux groupes *a priori* indépendants. Lors des simulations, les valeurs des paramètres H_0 et V_0 sont ajustées séparément pour chaque événement par l'algorithme d'optimisation SIMPLEX (Nelder et Mead, 1965). Cet algorithme explore l'espace des paramètres et retient le couple de valeurs (H_0 , V_0) qui maximise le critère NSE sur l'événement. SIMPLEX est une méthode d'exploration locale qui doit être initialisée et dont les sorties sont susceptibles d'être des extrema locaux influencés par les valeurs initiales des paramètres. Cependant avec seulement deux paramètres à optimiser simultanément, il est raisonnable de considérer que le risque d'équifinalité lié au choix du SIMPLEX est limité.

Une fois calés les paramètres fixes, il est nécessaire soit de pouvoir relier les paramètres variables à des descripteurs physiques de l'état du bassin soit d'évaluer la possibilité de maintenir ces paramètres à une valeur fixe. Pour H_0 , on cherchera à établir une relation avec des proxys de l'humidité du sol au début de l'épisode, permettant de prédéterminer H_0 sans calibration du modèle. Cette relation sera calibrée à partir des 116 valeurs optimisées de H_0 sorties de l'algorithme SIMPLEX. Plusieurs descripteurs de l'état initial d'humidité dans le bassin sont comparés et la relation la plus efficace est alors retenue. Pour V_0 , il s'agira de mesurer l'amplitude de ses variations pour vérifier sa stabilité.

3.3.2. Calibration des paramètres fixes

3.3.2.1. Calibration de d_s et de ω

La performance du modèle selon les valeurs des paramètres d_s et ω est étudiée dans un premier temps. En plus de moduler la réduction du coefficient de ruissellement instantané lors des périodes d'intermittence, d_s règle avec ω l'intensité de la vidange du réservoir sol et la part du volume vidangé qui est récupérée par exfiltration. Ils permettent d'ajuster la participation de l'écoulement de subsurface à la formation de l'hydrogramme de crue. Cet écoulement est retardé par rapport au ruissellement direct et module le retour du débit à sa valeur initiale lors de la décrue. L'influence de l'écoulement retardé sur l'écoulement total est plus importante pour les

événements longs, composés de plusieurs pics d'intensité pluviométrique séparés par des périodes d'intermittence. C'est pourquoi 5 événements parmi les plus longs sont sélectionnés pour ajuster les valeurs de ds et de ω . Comme les deux paramètres sont susceptibles d'être inversement dépendants (Coustau et al., 2012), ils sont ajustés l'un après l'autre, tandis que V_0 et H_0 sont laissés libres et optimisés d'un événement à l'autre par le SIMPLEX. Pour cette première phase de calibration, les paramètres S et S_a sont fixés respectivement à 100 et 10. Le Tableau 5 reporte les médianes des critères NSE obtenus sur la série pour ω fixé à 0.4 et différentes valeurs de ds comprises entre 0.1 et $2j^{-1}$.

Tableau 5 : Valeurs de NSE pour caractériser la sensibilité du modèle à différentes valeurs du paramètre ds sur 5 événements longs.

$ds (j^{-1})$	0.1	0.4	0.7	0.9	1.2	1.5	2.0
05/02/2005 10 :00 - 06/02/2005 06 :35	0.81	0.81	0.81	0.82	0.82	0.82	0.82
08/09/2006 01 :45 - 10/09/2006 11 :55	0.81	0.82	0.83	0.81	0.83	0.83	0.83
12/10/2010 06 :40 - 14/10/2010 07 :20	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.88	0.87
22/10/2013 12 :00 - 23/10/2013 17 :00	0.87	0.86	0.85	0.85	0.84	0.83	0.82
18/01/2017 00 :00 - 19/01/2017 18 :55	0.92	0.92	0.91	0.91	0.9	0.89	0.87

Le critère NSE calculé sur l'ensemble de l'événement apparaît très peu sensible à l'intensité de la vidange du réservoir sol. Graphiquement, le paramètre ds a une double influence sur les hydrogrammes simulés (Figure 3-9) :

- Il module les débits atteints lors des pics de crue : plus ds augmente, plus les débits de pointe sont sous-estimés.
- Il module l'accentuation de la courbe de décrue : plus ds augmente, plus le retour au débit de base est rapide, et plus le volume d'écoulement retardé est augmenté. Des valeurs élevées de ds permettent de mieux restituer la décrue observée.

0.7 est choisie pour ds comme valeur compromis : elle assure la constitution d'un volume de réserve pour l'écoulement retardé duquel une fraction pourra être extraite par exfiltration, et cela sans dégrader outre mesure les pics de débit simulés.

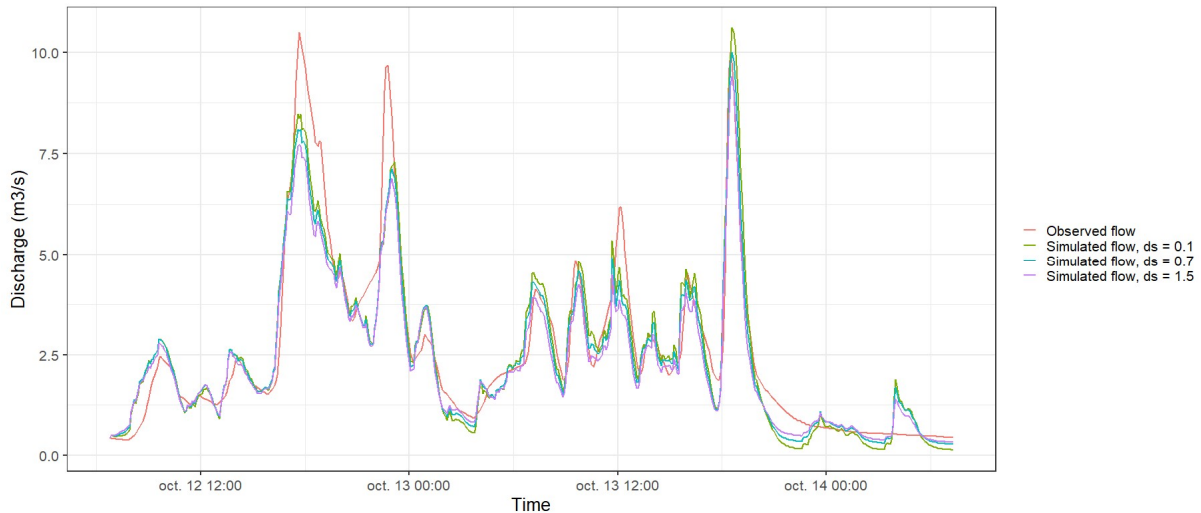


Figure 3-9 : Débit observé et simulé pour différentes valeurs du paramètres ds , entre le 12/10/2010 06 :40 et le 14/10/2010 07 :20.

ds fixé à 0.7, la sensibilité du débit simulé au paramètre ω est également étudiée graphiquement et du point de vue des critères NSE (Tableau 6, Figure 3-10) :

Tableau 6 : Valeurs de NSE pour caractériser la sensibilité du modèle à différentes valeurs du paramètre ω sur 5 événements longs.

ω	0.1	0.4	0.55	0.7	0.95
05/02/2005 10 :00 – 06/02/2005 06 :35	0.83	0.81	0.8	0.79	0.76
08/09/2006 01 :45 – 10/09/2006 11 :55	0.84	0.83	0.82	0.81	0.79
12/10/2010 06 :40 – 14/10/2010 07 :20	0.88	0.9	0.9	0.91	0.9
22/10/2013 12 :00 – 23/10/2013 17 :00	0.84	0.85	0.86	0.86	0.87
18/01/2017 00 :00 – 19/01/2017 18 :55	0.9	0.91	0.91	0.91	0.9

Comme pour ds , le modèle est faiblement sensible aux valeurs prises par le paramètre ω : le critère NSE reste relativement stable sur toute la gamme de variations de ω .

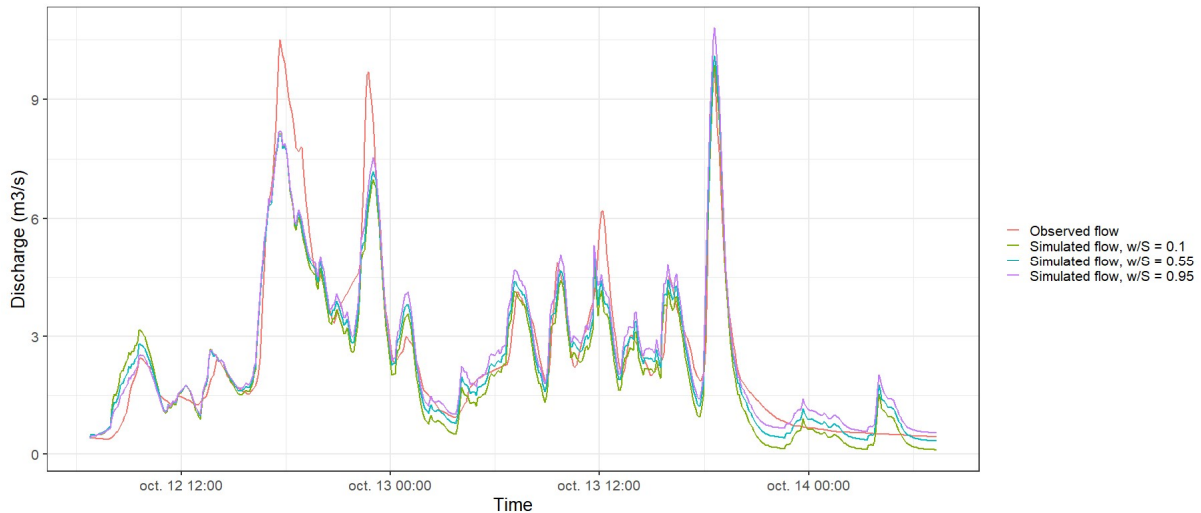


Figure 3-10 : Débit observé et simulé pour différentes valeurs du rapport de paramètres ω/S , entre le 12/10/2010 06 :40 et le 14/10/2010 07 :20.

Graphiquement, la courbe de l'hydrogramme simulé épouse mieux celle de l'hydrogramme observé pour des valeurs élevées de ω . Un paramètre ω fixé à 0.95 entraîne cependant une dégradation relative du critère NSE pour les événements du 05/02/2005 et du 08/09/2006 : le volume d'écoulement simulé est surestimé. On décide de fixer ω à 0.7.

3.3.2.2. Calibration des paramètres S et S_a

La sensibilité du modèle aux paramètres S et S_a est étudiée dans un second temps, sur l'ensemble des épisodes. Les valeurs des paramètres d_s et ω sont fixées à $0.7j^{-1}$ et à 0.7. Les valeurs initiales fournies à SIMPLEX sont $1m.s^{-1}$ pour V_0 et S_a pour H_0 . Les NSE médians obtenus sont rassemblés dans le Tableau 7.

Tableau 7 : Valeurs du NSE sur la série d'événements à Hitiaa selon les valeurs des paramètres S et S_a . S_a est exprimé en fonction de S

$S_a/S \downarrow S(\text{mm}) \rightarrow$	10	50	100	200	500	700	1000	1500	2000
0.01	0.67	0.81	0.82	0.82	0.79	0.79	0.63	0.69	0.73
0.05	0.68	0.79	0.82	0.82	0.79	0.79	0.63	0.69	0.74
0.1	0.68	0.79	0.83	0.81	0.78	0.79	0.63	0.69	0.74
0.2	0.70	0.81	0.83	0.81	0.78	0.78	0.54	0.69	0.73
0.4	0.75	0.81	0.82	0.80	0.77	0.77	0.54	0.68	0.57
0.5	0.74	0.78	0.78	0.77	0.75	0.75	0.53	0.65	0.59
0.7	0.63	0.64	0.62	0.62	0.59	0.62	0.53	0.47	0.42
0.9	-0.07	-0.07	-0.07	-0.08	-0.08	-0.07	0.02	-0.11	-0.1

La performance du modèle apparaît peu sensible aux valeurs de S et de S_a , qui apparaissent par ailleurs reliées entre elles : plusieurs couples (S, S_a) conduisent à la performance optimale. Cherchant à intégrer les équations du SCS-SMA dans un modèle continu, Michel et al. (2005) étaient parvenus à réduire le nombre de paramètres à calibrer en déduisant S_a de la valeur de S . La relation retenue était $S_a=0.3S$ et la perte de performance du modèle jugée négligeable par

rapport à une calibration indépendante des deux paramètres. Pour Hitiaa, on choisit de fixer le S_a à une valeur de 0.1S, car ce taux conduit aux meilleurs NSE pour la plupart des valeurs de S. On retient la valeur de 100mm pour S car elle permet d'atteindre un NSE médian de 0.83. Notons que le NSE médian reste supérieur à 0.78 tant que S varie entre 50 et 700mm.

3.3.3. Calibration des paramètres variables

L'objectif ici est de calibrer les paramètres événementiels du modèle, H_0 et V_0 , pour la construction de relations de prédétermination ou pour le choix d'une valeur constante pour tous les événements. La variabilité temporelle des crues s'explique soit par celle des caractéristiques des averses qui les provoquent, soit par celle de l'état d'humidité du bassin (cf. paragraphe 1.2). Le modèle doit théoriquement prendre en charge les effets de la pluie et de sa variabilité sur les crues, donc seul l'état d'humidité du bassin doit expliquer les variations de H_0 . L'impact des conditions initiales est le plus fort pour le premier pic de crue des événements, c'est pourquoi les relations de prédétermination seront calibrées sur une sélection de 20 événements courts et monopics.

3.3.3.1. Choix d'un proxy pour représenter les CIH

Parmi les descripteurs envisageables pour représenter les conditions initiales d'humidité (CIH) associées à chaque événement (cf. paragraphe 1.2.3.), trois proxys ont été retenus : l'indice des pluies antérieures (IPA), le débit de base initial (Q_0) et le niveau de remplissage du réservoir de production du modèle continu journalier GR4J (Perrin, Michel, et Andréassian, 2003).

La première série de proxy pour représenter les CIH est formée par les IPA des jours correspondants au début de chaque événement. Pour l'obtenir, cet indice a été calculé au pas de temps journalier à partir des cumuls journaliers enregistrés aux postes Hitiaa P1 et Hitiaa P7. Utilisée par Brocca (2008) et par Zhao et al. (2019), la formule proposée par Fedora (1987) permet de calculer l'indice chaque jour (IPA_j) à partir de l'indice du jour précédent (IPA_{j-1}) :

$$IPA_j = k IPA_{j-1} + P_j \quad (40)$$

Où P_j est le cumul de pluie journalier enregistré au jour j, et k est une constante sur toute la durée d'enregistrement. La constante k est estimée d'après l'aire a du bassin en miles carrés selon la formule empirique suivante (Fedora, 1987):

$$k = 1 - 0.0773e^{-0.0158.a} \quad (41)$$

Soit un k de 0.92 pour le bassin de Hitiaa ($a = 1.42 \text{ km}^2 = 0.39 \text{ miles}^2$).

La seconde série de proxy est celle des débits de base Q_0 observés au début de chaque événement.

Le niveau de remplissage du réservoir de production du modèle GR4J appliqué en journalier constitue un troisième proxy pour les CIH. GR4J doit être alimenté par des chroniques continues de pluie, de température et d'évapotranspiration potentielle (ETP). La pluie journalière est obtenue par la moyenne de Thiessen des cumuls journaliers enregistrés aux postes P1 et P7. La

chronique obtenue est continue entre le 25/12/1986 et le 19/02/2018. La température et l'ETP sont tirées des enregistrements à la station météorologique de Faa'a sur la même période. Située sur la côte Ouest sous le vent, la station de Faa'a enregistre des variables météorologiques peu représentatives de la côte au Vent où se situe Hitiaa. L'ETP mesurée à Faa'a reste cependant la seule référence de l'île, c'est pourquoi elle est utilisée ici. La chronique des volumes ruisselés journaliers est obtenue par calcul des volumes d'écoulement cumulés à l'exutoire sur chaque jour. Elle comporte des lacunes (cf. Annexe B sur l'étalonnage de Hitiaa) qui représentent 12.7% de la durée totale de la période, ce qui reste acceptable pour calibrer correctement le modèle (Coron et al., 2017).

La structure du modèle GR4J est composée d'un réservoir de production et d'un réservoir de transfert. 4 paramètres suffisent à l'ajuster : X1 et X3 sont les capacités maximales des réservoirs, X2 règle les échanges volumiques avec la nappe souterraine lors du transfert, et X4 est une constante temporelle qui dimensionne les hydrogrammes unitaires utilisés pour le transfert. La première année de données est dédiée au warm up du modèle, c'est-à-dire au réglage des paramètres indépendamment des conditions initiales, grâce à l'algorithme d'optimisation développé par Michel (1991) pour l'IRSTEA. Les valeurs optimales des paramètres sont données dans le Tableau 8, la performance du modèle évaluée par un critère NSE de 0.24. Plusieurs hypothèses peuvent expliquer cette faible performance. L'inadéquation des données d'évapotranspiration journalières de la station de Faa'a avec le climat de la côte Est est une première explication. D'autre part, GR4J est un modèle parcimonieux, qui peut se révéler inapte à performer à la fois sur les hautes eaux et sur les basses eaux. Il est enfin possible que cette performance décevante reflète l'inadéquation d'un modèle journalier pour la restitution des crues rapides à Hitiaa. En effet les temps de concentration observés sur les événements monopics sont toujours inférieurs à 5h, ce qui est bien inférieur au pas de temps journalier du modèle. Si le faible NSE du GR4J à Hitiaa traduit sa faible performance sur les pics de crue, il n'est pas discrédité pour estimer l'humidité du sol au début de chaque événement. Plutôt que de se fier au NSE pour calibrer les paramètres, on préfère juger graphiquement l'aptitude du modèle à simuler le débit de basses eaux. Avec les paramètres optimisés, le débit de base est surestimé par le modèle (Figure 3-11 (a)). Les paramètres sont alors ajustés à la main dans les gammes de valeurs acceptables pour le GR4J (Perrin et al., 2003) pour que le débit simulé épouse les variations du débit de base et les courbes de décrue le mieux possible (Figure 3-11 (b), Tableau 8).

Tableau 8: Calibration des paramètres du modèle GR4J

Paramètre	Valeur optimale	Valeur ajustée
X1 (mm)	368.4	628
X2 (mm.j ⁻¹)	0.01	1
X3 (mm)	0.009	90
X4 (j)	1.141	1.145

Le niveau atteint dans le réservoir de production est enfin extrait pour les dates correspondant à chaque début d'événement. Ce sont ces valeurs qui constituent la dernière série de proxy pour représenter les CIH.

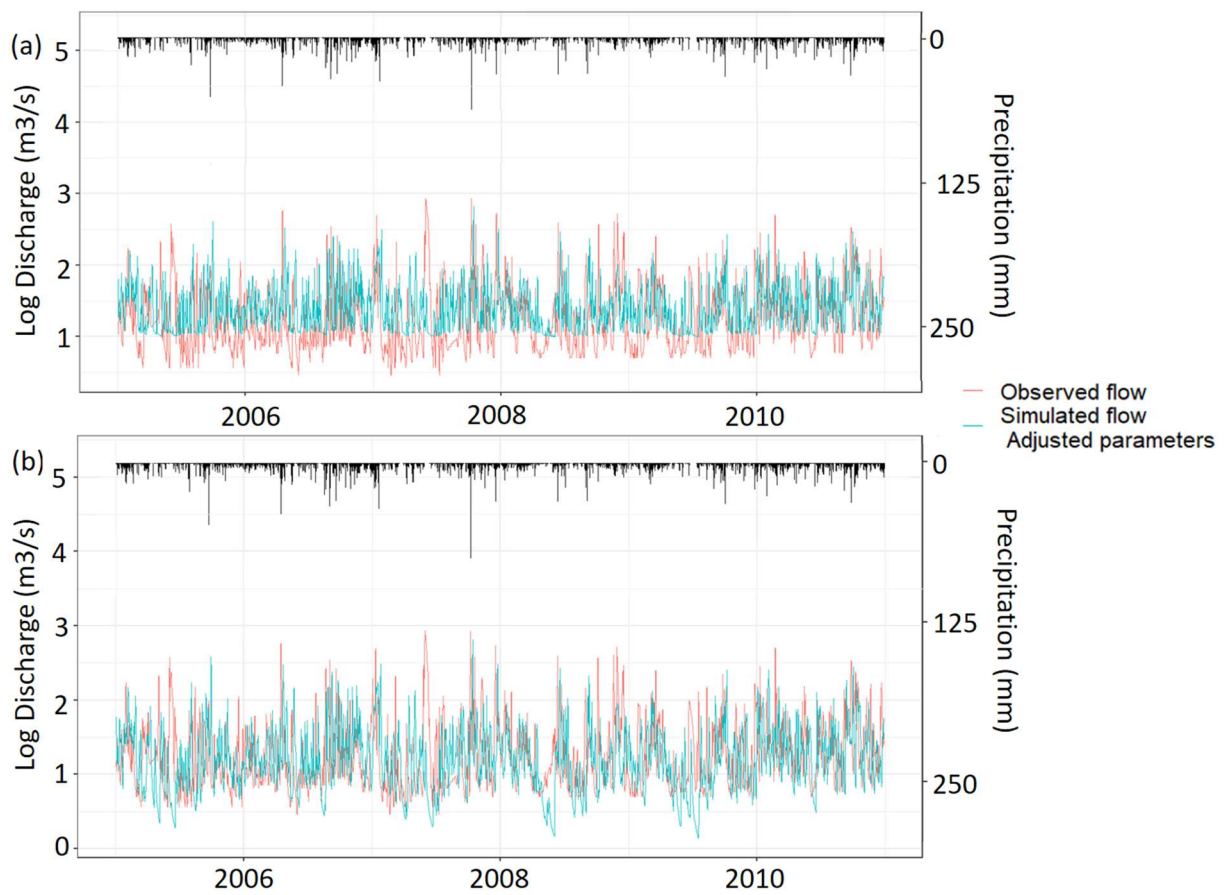


Figure 3-11 : Simulation du débit journalier à Hitiaa par le modèle GR4J avec les paramètres optimisés (a) et ajustés (b)

3.3.3.2. Calibration de H_0 et V_0

3.3.3.2.1. Prédétermination de H_0

Les relations linéaires ajustées entre les trois séries de proxys de CIH et la condition initiale du modèle H_0 sont présentées en

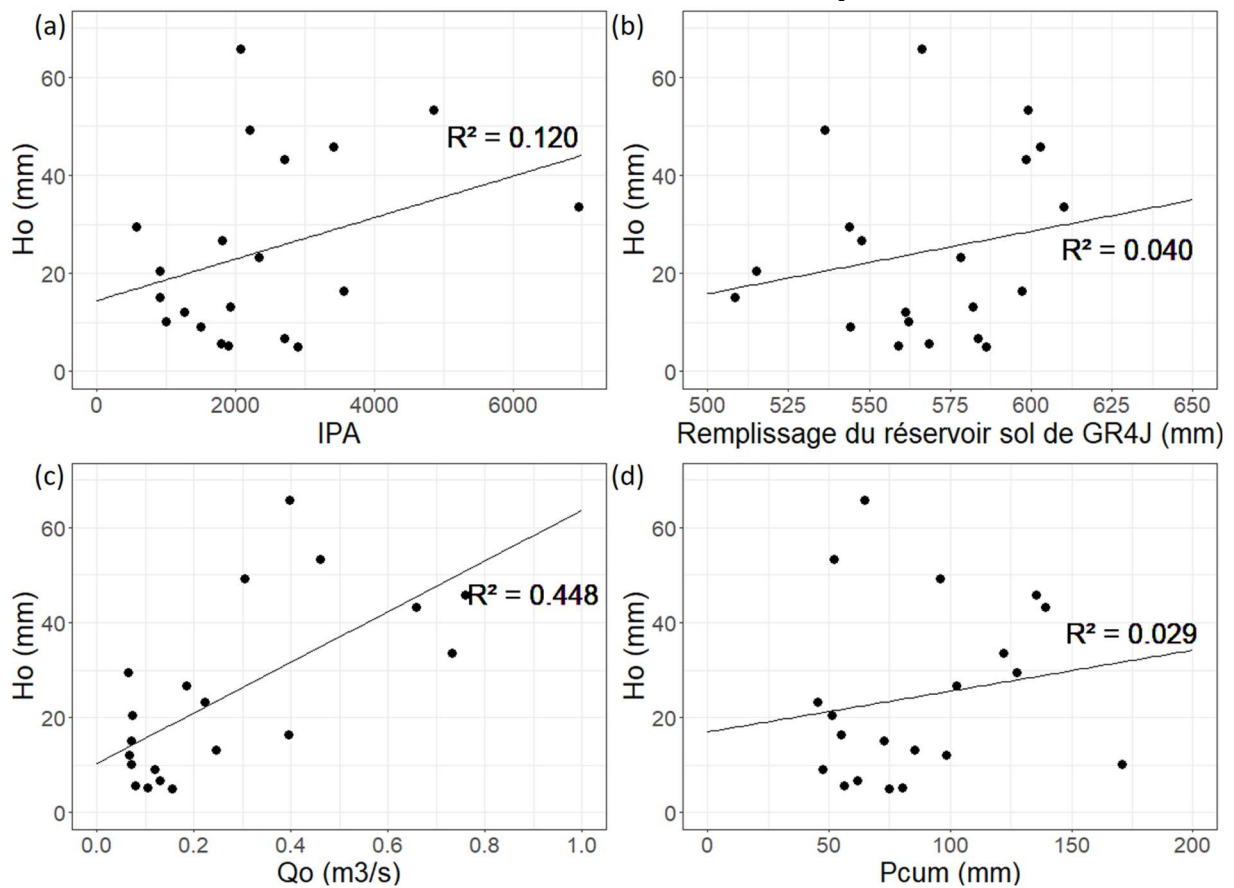


Figure 3-12. La corrélation entre H_0 et le cumul de pluie est également mesurée afin de vérifier que H_0 ne compense pas l'influence de la pluie sur la réponse hydrologique.

La condition initiale H_0 présente une corrélation quasi nulle (R^2 de 0.029) avec la pluie cumulée, ce qui rassure sur la robustesse du modèle. L'effet des variations de pluie cumulée sur le volume de ruissellement est totalement restitué par le modèle SCS-SMA, si bien que la compensation résiduelle de la pluie cumulée, éventuellement accommodée lors de l'optimisation de H_0 , est négligeable.

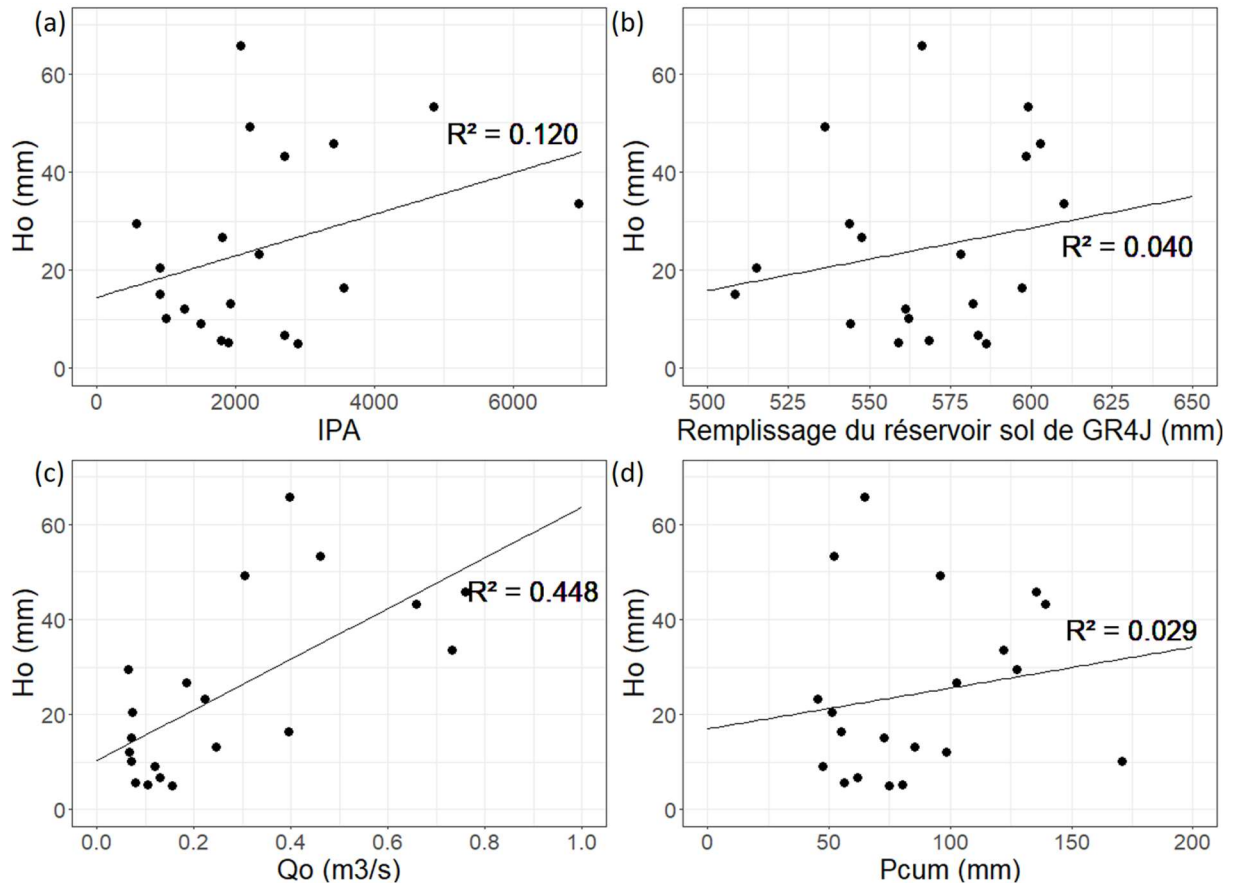


Figure 3-12: Comparaison de trois proxys pour les conditions initiales d'humidité (a : Indice des Pluies Antérieures, b : Débit de base initial, c : Niveau de remplissage du réservoir sol du modèle GR4J) selon leur relation avec le paramètre H_0 du modèle. d : Corrélation entre H_0 et le cumul de pluie sur l'événement.

Si Q_0 présente la meilleure corrélation avec H_0 - R^2 atteint 0.45 -, la qualité de la relation ajustée n'est pas suffisante pour en tirer une calibration fiable de H_0 . Plusieurs hypothèses permettent d'expliquer le manque de robustesse de cette relation de prédétermination.

- Les proxys choisis sont de mauvais indicateurs des CIH. En effet chaque proxy porte une interprétation biaisée du concept d'humidité initiale. Choisir l'IPA revient à considérer l'humidité du bassin comme découlant directement des pluies antérieures sans regard pour le rôle de la géologie, du sol ou de la végétation dans la modulation de cette humidité. De même, le modèle GR4J est conceptuel voire empirique (cf. paragraphe 1.1.3.2.) ce qui rend discutable l'aptitude de son réservoir de production à représenter le sol réel. De ce point de vue, choisir Q_0 comme proxy d'humidité est moins risqué. C'est un indicateur mesuré sur le terrain d'un processus résultant : il intègre les effets de toutes les variables intervenant dans l'humidité - température, pluviométrie, évapotranspiration, percolation - sur la surface entière du bassin versant et à différentes échelles de temps. Utiliser Q_0 ne permet cependant pas d'identifier précisément l'origine de l'humidité ni les horizons pédologiques et lithologiques impliqués dans le stockage et la restitution de cette humidité.

- La structure du modèle n'est pas adaptée aux processus et les conditions initiales optimisées compensent cette inadéquation (Moges et al., 2020). Ce risque est cependant limité par le choix d'un modèle conceptuel dont la structure simplifiée est connue pour pouvoir s'adapter à toutes sortes de fonctionnements hydrologiques.
- Les valeurs optimisées de H_0 sont altérées par des incertitudes sur les entrées pluviométriques qu'elles compensent. Si les pluviomètres fournissent des données à haute résolution temporelle, la structure spatiale de la pluie est beaucoup moins fiable. En effet, la pluie à Hitiaa n'est accessible que par deux pluviomètres et l'un d'entre eux est situé en dehors des limites du bassin (Figure 3-8). La moyenne de Thiessen utilisée comme méthode de spatialisation est susceptible de sous-estimer la variabilité réelle des champs de pluie incidents, d'autant plus que cette variabilité spatiale est particulièrement forte à Tahiti (Benoit et al., 2022a). La méthode de spatialisation des pluies génère des incertitudes sur les entrées du modèle. Ces incertitudes peuvent se répercuter sur l'estimation des paramètres optimaux qui les compensent pour assurer malgré tout la bonne adéquation entre hydrogrammes observés et simulés.

3.3.3.2.2. Calibration de V_0

Les valeurs de V_0 optimisées varient de 0.62 à 2.23 m.s⁻¹ pour les 20 épisodes de l'échantillon. Cette variabilité semble montrer qu'utiliser une même vitesse V_0 pour l'ensemble des épisodes est une simplification excessive. Une relation entre V_0 et les débits de pointe Q_{\max} observés existe clairement, caractérisée par un R^2 de 0.58 (Figure 3-13). Ceci montre que la valeur de V_0 devrait dépendre de l'intensité de la crue, ce qui est logique compte tenu de la physique de l'écoulement, où les vitesses augmentent avec les hauteurs d'eau et les débits. V_0 aurait pu avoir une valeur constante au cas où les vitesses se stabilisent à partir d'un certain seuil de débit, mais ça ne semble pas être le cas.

Il faudrait donc moduler V_0 en fonction du débit maximum de la crue, mais ceci est assez difficile quand on veut utiliser le modèle en mode projet, en prévision ou en prédétermination, vu qu'on ne connaît pas à l'avance la valeur que va prendre le débit maximum simulé par le modèle. Moduler V_0 dans le modèle Lag and Route est clairement une limitation du modèle, qui doit conduire à lui chercher une alternative (voir les perspectives).

Ceci étant, V_0 contrôle surtout le timing de la relation pluie-débit c'est-à-dire le temps de réponse et de concentration du bassin. Pour la prévision et la prédétermination des crues éclair, restituer le timing de la réponse hydrologique n'est d'importance que secondaire vis-à-vis de la prévision du volume de ruissellement et des débits de pointe. Il est donc envisageable de sacrifier la précision temporelle et de fixer V_0 à condition de vérifier l'impact de ce réglage sur les débits et volumes simulés. Les 20 événements monopics sont donc simulés d'une part avec V_0 optimisé par l'algorithme SIMPLEX, et d'autre part avec V_0 fixé à 1.1m.s⁻¹, la médiane des valeurs optimisées. Les volumes ruisselés, les débits de pointe et les coefficients de NSE obtenus sont comparés dans les deux cas (Figure 3-14). Pour la simulation des volumes ruisselés, la différence entre le volume simulé pour V_0 fixe ($V_r V_{0,fix}$) et V_0 optimisé ($V_r V_{0,opt}$) est inférieure à 15% du $V_r V_{0,opt}$ pour 18 événements sur 20. L'augmentation du volume atteint 24.7% et 25.3% du $V_r V_{0,opt}$ pour les

événements du 28/04/2012 et du 13/05/2012. Fixer V_0 conduit également à faire augmenter le débit de pointe de $11.8 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ à $14.8 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ pour l'événement du 28/04/2012, ce qui représente 26% de la valeur de Q_{max} obtenue avec V_0 optimisé. Cette différence atteint -30% pour l'événement du 16/10/2013, expliquant une perte de 36% sur la valeur du critère NSE optimal. Pour les autres événements, la différence sur les débits de pointe simulés ne dépasse pas 10% de la valeur obtenue par optimisation de V_0 . Si on fait exception du cas problématique de l'événement du 16/10/2013, l'impact de la valeur de V_0 sur les volumes ruisselés et les débits de pointe est raisonnable, et les NSE obtenus dans les deux cas sont très proches. On retient donc la valeur fixe de $1.1 \text{ m}.\text{s}^{-1}$ pour V_0 à Hitiaa.

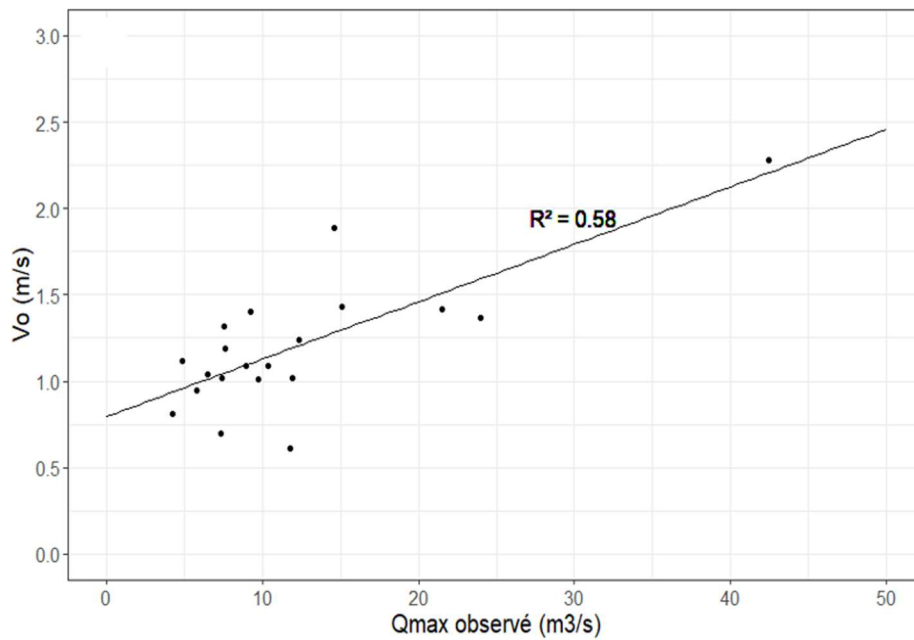


Figure 3-13 : Relation entre V_0 et le débit maximum observé sur les événements.

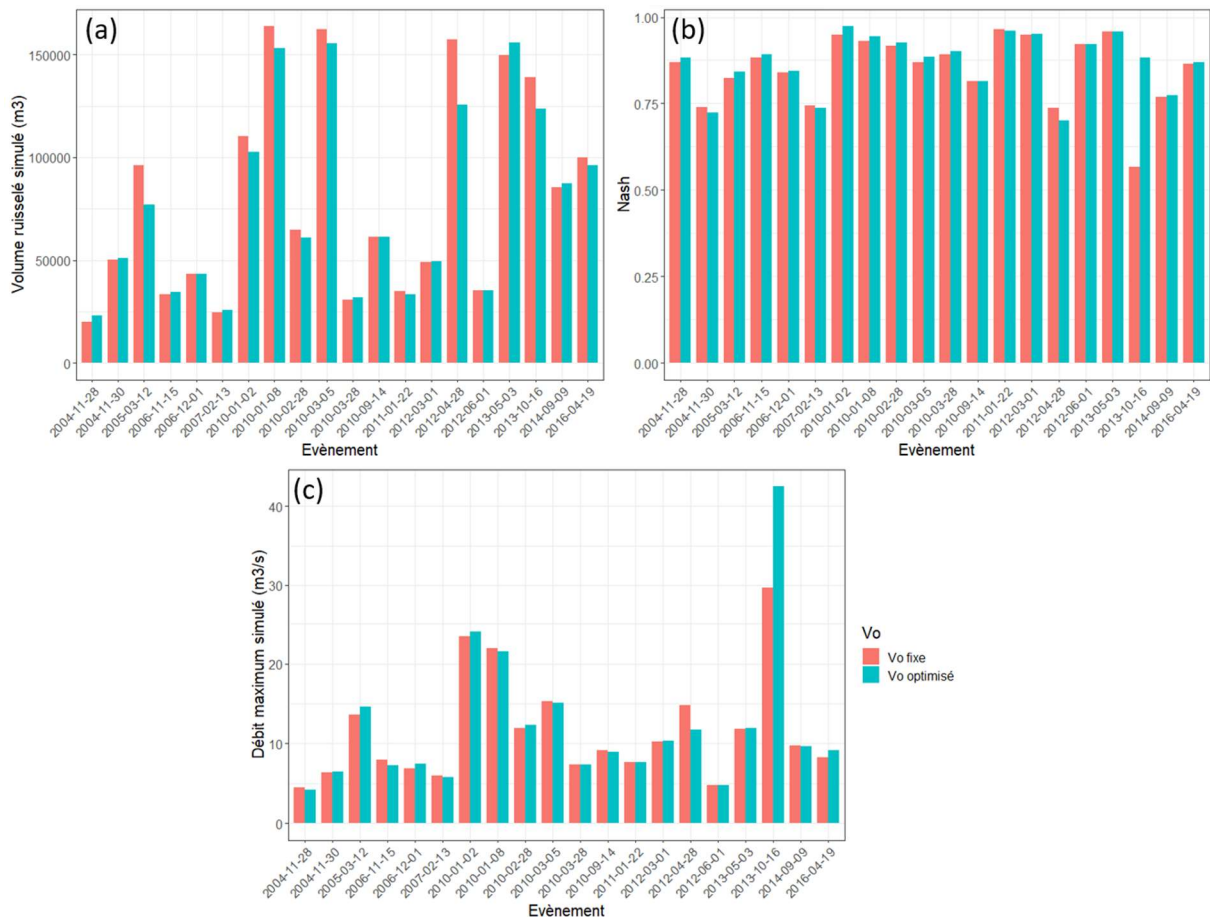


Figure 3-14 : Comparaison des volumes de ruissellement simulés (a), des débits de pointe simulés (b) et des coefficients NSE associés aux simulations (c) pour V_0 fixé à $1.1m.s^{-1}$ et pour V_0 optimisé, sur la série de 20 événements monopics à Hitiaa

3.3.4. Performance du modèle

Les performances du modèle SCS-SMA sont comparées sur la série longue de 116 événements et sur la série de 20 événements monopics dans deux cas de figure :

- H_0 et V_0 optimisés par l'algorithme du SIMPLEX
- V_0 fixé à $1.1m.s^{-1}$, la valeur médiane des valeurs optimisées, et H_0 estimé d'après Q_0 par la relation linéaire ajustée au paragraphe 3.3.3.2.1. :

$$H_0 = 53.360. Q_0 + 10.305 \quad (43)$$

Sur la série d'événements monopics, la médiane des coefficients NSE obtenue est de 0.92 pour H_0 et V_0 optimisés et reste relativement élevée (0.80) pour H_0 et V_0 estimés. La différence relative sur les débits de pointe entre les deux paramétrages est de 18% en médiane. La Figure 3-15 permet de comparer les simulations obtenues sur 4 événements avec H_0 et V_0 optimisés et estimés.

Sur la série de 116 événements confondant monopics et multipics, cette différence sur les débits de pointe tombe à 11%. La perte de performance évaluée par le critère NSE médian est également moindre sur la série longue, puisqu'il passe de 83% avec les paramètres optimisés à 76% avec les paramètres estimés. Les incertitudes sur l'estimation de V_0 et sur la relation de calibration de H_0 dégradent davantage les débits estimés sur la série d'événements courts que sur la longue série mêlant événements courts et longs. Cela conforte l'idée selon laquelle l'impact de l'état initial d'humidité du bassin sur la crue diminue à mesure que l'ampleur de la pluie incidente augmente, en durée et en cumul. Pour les pluies et crues extrêmes, la saturation du bassin est rapidement atteinte relativement à la durée totale de l'événement, et la dynamique de la crue dépend alors de celle de la pluie incidente pour la majeure partie de l'événement. Les incertitudes sur les débits liés à l'estimation de H_0 sont susceptibles de s'amenuiser pour les événements extrêmes. Si c'est le cas, le modèle reste adapté à la prédétermination des crues extrêmes pour lesquelles les incertitudes sur H_0 peuvent être négligées.

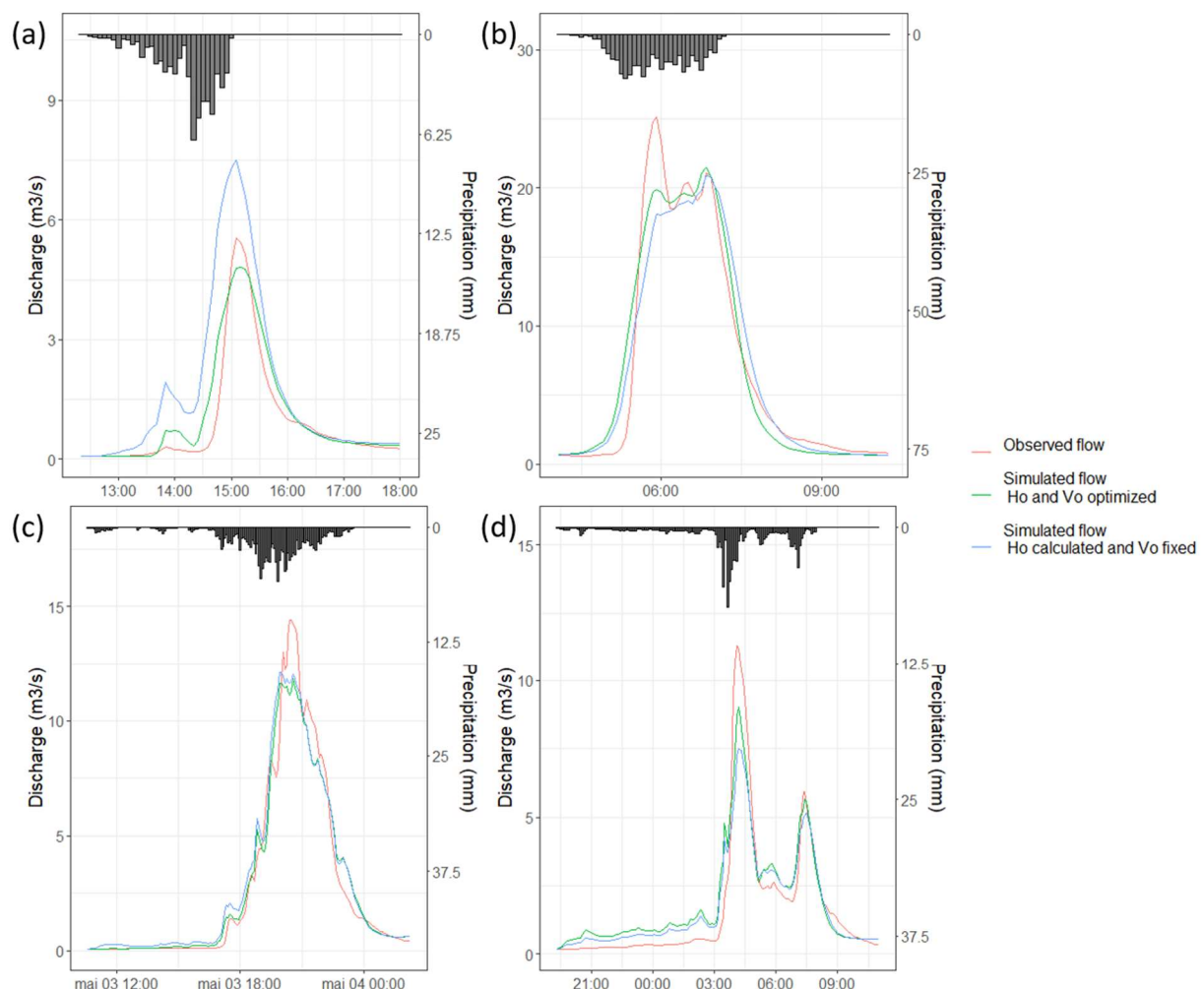


Figure 3-15 : Exemples d'événements monopics observés et simulés par SCS-SMA avec V_0 et H_0 optimisés (vert) et avec V_0 fixé à $1.1.m.s^{-1}$ et H_0 calculé d'après Q_0 . a : événement du 13/02/2007 ; b : événement du 08/01/2010 ; c : événement du 03/05/2013 ; d : événement du 20/04/2016.

3.3.5. Bilan

Le modèle SCS-SMA-LR restitue les événements observés à Hitiaa avec une bonne performance du point de vue de l'adéquation entre débits observés et simulés. Le paramètre K_0 de la fonction de transfert et le paramètre S_a de la fonction de production ont été fixés respectivement à 0.7 et à 0.1S pour limiter les risques d'équifinalité avec les paramètres V_0 et S respectivement. Les études de sensibilité du modèle aux différents paramètres préparent l'étape de régionalisation. Par exemple, comme le modèle apparaît peu sensible à la valeur du paramètre S, il est envisageable de rechercher une valeur commune convenable à plusieurs bassins voire aux 9 bassins jaugés. Ajuster les valeurs de ds et de ω améliore la qualité des simulations en particulier pour les événements les plus longs. Cependant les valeurs de NSE médianes obtenues restent satisfaisantes même lorsque ces deux paramètres sont fixés arbitrairement, ce qui signifie que la contribution du ressuyage des sols à la totalité de l'écoulement de crue est négligeable. ds et ω ne sont pas pressentis comme étant des vecteurs de régionalisation, porteurs de la variabilité spatiale de la réponse hydrologique. Ces résultats, valables à Hitiaa, devront cependant être confirmés sur les huit autres bassins donneurs présentés au paragraphe 2.4.1., par application du même protocole de calibration. Restent les conditions initiales du modèle, H_0 et V_0 , comme clés potentielles de la régionalisation. L'impact de la variation de V_0 sur les débits simulés est négligeable, si bien qu'il peut être ajusté à une valeur constante pour tous les événements. Cependant, la faible robustesse des relations de prédétermination ajustées entre H_0 et les CIH laisse craindre que des incertitudes soient liées à l'estimation de H_0 par optimisation. L'origine de ces incertitudes reste inconnue. Malgré la faible performance de la relation Q_0 - H_0 , les débits simulés restent proches des débits observés lorsqu'elle est utilisée pour estimer H_0 . La dégradation des débits simulés concerne surtout les événements courts et monopics, mais le modèle reste *a priori* approprié pour la prédétermination des crues extrêmes.

3.4. Conclusion

Le choix du modèle pluie-débit a été arrêté dans ce chapitre sur la version SMA du modèle SCS en fonction de production, associée à la fonction de transfert Lag-and-Route. Ce choix est appuyé par des arguments théoriques (paragraphe 3.2.1.4) qui mettent en valeur l'absence d'incohérence entre les équations bilan du SCS-SMA et la vidange du sol introduite pour appliquer le modèle en dynamique. Comme le modèle SCS-MS, SCS-SMA présente une souplesse supplémentaire par rapport au SCS classique qui le rend pertinent pour représenter toute la gamme des cumuls pluie-débit observés. Le comportement asymptotique qu'il propose est aussi plus fiable car mieux fondé sur les événements de faible cumul. Appliqué en dynamique, il atteint de bonnes performances selon le critère NSE, mais la calibration de la condition initiale H_0 d'après les indicateurs de CIH n'est pas satisfaisante. Avant de régionaliser le modèle, il est crucial de comprendre l'origine de la faible robustesse de ces relations pour améliorer leur qualité et ainsi maintenir la bonne performance du modèle lors de la régionalisation. Fixer V_0 à une valeur unique pour tous les événements conduit à une perte de performance négligeable pour Hitiaa, qui pourrait être éventuellement évitée en choisissant un autre modèle.

Pour H_0 l'explication de la mauvaise relation avec les proxys d'humidité ne semble pas tenir à la structure du modèle SCS-SMA : parmi les possibilités énumérées, la plus évidente est l'existence d'incertitudes liées à la spatialisation des pluies et leur répercussion sur l'estimation des conditions initiales lors de l'optimisation. Le chapitre suivant est dédié à la vérification de cette hypothèse.

Chapitre 4 - Propagation des incertitudes spatiales des pluies sur la prédétermination du modèle hydrologique

4.1. Résumé	148
4.2. Article : Sensitivity of an event based rainfall-runoff model to spatial uncertainty in precipitation : a case study of the Hitiaa catchment, island of Tahiti.	150
4.2.1. Introduction	150
4.2.2. Materials and Methods	152
4.2.3. Results	162
4.2.4. Discussion	166
4.2.5. Conclusions	170

4.1. Résumé

Ce chapitre est dédié à l'étude approfondie de la prédétermination de la condition initiale du modèle hydrologique à partir d'un proxy des conditions initiales d'humidité. Dans le chapitre précédent, il s'agit de la relation entre le paramètre H_0 du modèle SCS-SMA et le débit de base Q_0 mesuré au début des événements. Devant la faible robustesse de cette relation - R^2 de 0.45-, la précision des données pluviométriques en entrée est questionnée. Il est envisageable que la densité du réseau de pluviomètres soit insuffisante pour capter justement la structure spatiale de la pluie, autrement dit les interpolations spatiales ne restituent pas la variabilité des champs de pluie réels. Lors de la calibration du modèle hydrologique, ces incertitudes spatiales sur les pluies sont susceptibles de se répercuter sur l'optimisation des conditions initiales : pour assurer la meilleure adéquation entre débit observé et débit simulé, les valeurs optimisées compensent les incertitudes sur la pluie. L'objectif de ce chapitre est de vérifier cette hypothèse.

Dans la chronologie des travaux de thèse, l'étude de la propagation des incertitudes spatiales de pluie sur la prédétermination du modèle a été menée antérieurement au choix définitif du modèle hydrologique. Le bassin de Hitiaa a été choisi comme site d'étude, et le modèle hydrologique calibré était un modèle conceptuel événementiel simple appelé Réservoir-1. Les équations du Réservoir-1 sont moins élaborées que celles du SCS : la pluie commence par remplir un réservoir sol dont la capacité totale STO constitue la condition initiale du modèle ; une fois rempli, la totalité de la pluie excédentaire contribue au ruissellement direct. Performant à Hitiaa, ce modèle a été abandonné par la suite car peu apte à restituer les événements sur les autres bassins, où les coefficients de ruissellement observés sont plus faibles. La méthodologie et les résultats obtenus ont fait l'objet d'un article soumis à la revue *Hydrological Sciences Journal* pour publication. La méthode présentée implique des opérations lourdes et chronophages, et les conclusions tirées de cette étude sont indépendantes des équations choisies pour la fonction de production. Il n'a donc pas été jugé utile de mener cette démonstration une seconde fois sur le modèle SCS-SMA. L'expérience décrite dans l'article reste pertinente à la présente étape de la démonstration, nous avons donc fait le choix de l'y incorporer telle quelle.

L'article présenté est le fruit d'un travail d'équipe. Lydie Sichoix, investigatrice principale de ce projet de recherche, s'est chargée de l'obtention de son financement et a en assuré la responsabilité administrative et scientifique. De manière déterminante, Christophe Bouvier a contribué à sa conceptualisation, sa méthodologie et son investigation avec Garance Tanguy. Etienne Leblois a formé Garance Tanguy à l'utilisation de son simulateur stochastique SAMPO. Garance Tanguy a été responsable du traitement des données et de l'élaboration de la version originale du manuscrit. Tous les auteurs ont contribué à la révision et à l'édition et l'amélioration du document.

La stratégie choisie peut être résumée en trois étapes :

1. Elaborer un modèle parfaitement calibré vis-à-vis des conditions initiales d'humidité
2. Perturber les entrées du modèle par introduction d'incertitudes spatiales sur les pluies

3. Recalibrer le modèle pour évaluer à quel point ces incertitudes ont dégradé la relation entre condition initiale du modèle et conditions initiales d'humidité observées.

La calibration du modèle est étudiée sur une série de 20 événements monopics extraits des chroniques pluie-débit d'Hitiaa. Comme avec le modèle SCS-SMA, la relation linéaire ajustée entre la série de conditions initiales optimisées (STO) et la série des débits initiaux observés (Q_0) est peu robuste – R^2 de 0.37. La prédétermination de la condition initiale du modèle devient artificiellement parfaite si on substitue aux débits observés les débits simulés pour des conditions initiales calculées à partir de Q_0 par cette relation peu robuste; le R^2 de la relation de prédétermination devient alors 1. La simulation conditionnée est le procédé choisi pour calculer les incertitudes associées aux pluies avant de les introduire dans le modèle hydrologique. Pour chaque événement de pluie, le simulateur stochastique SAMPO (Leblois et Creutin, 2013) génère une série de champs de pluie équiprobables et alternatifs qui coïncident localement avec les observations au droit des emplacements des pluviomètres. Le nombre des champs simulés est de 400 par événement, un nombre jugé suffisant pour que leur ensemble couvre l'étendue probable des incertitudes spatiales sur les pluies. Chacun des champs de pluie générés sert d'entrée au modèle hydrologique dont la condition initiale STO est de nouveau calibrée, par rapport aux hydrogrammes calculés par le modèle parfaitement initialisé. 1000 séries alternatives de STO sont ensuite construites par tirages aléatoires successifs dans les séries de 400 STO équiprobables associées à chaque événement. L'ajustement d'une relation entre chacune de ces séries de STO et celle des Q_0 permet d'évaluer statistiquement l'impact des incertitudes spatiales des pluies sur la robustesse de la relation de prédétermination.

De parfaitement robuste (R^2 de 1), la relation entre STO et Q_0 devient significativement dégradée par l'introduction d'incertitudes spatiales sur les pluies : l'efficacité de la relation tombe à 0.17 en médiane. L'optimisation de la condition initiale du modèle est donc sensible à la structure spatiale de la pluie en entrée car les erreurs générées lors de l'interpolation sont compensées par les valeurs de STO. En l'absence de données de pluies plus précises dans l'espace comme celles que pourraient fournir des radars de pluie, il est vain de chercher à construire une relation de calibration fiable entre STO et Q_0 . En effet, même si cette relation existait et était parfaitement robuste, les incertitudes liées à l'interpolation spatiale de la pluie perturbent l'optimisation de STO jusqu'à masquer cette relation et empêcher sa détection. En revanche, l'estimation du H_0 moyen est relativement stable, en tant que valeur centrale et parce que les intervalles de confiance des régressions sont relativement réduits autour de cette valeur. Démontrés sur le modèle Reservoir-1, ces résultats peuvent s'étendre au SCS-SMA.

Plusieurs conclusions peuvent être tirées en ce qui concerne les possibilités d'application du modèle pour estimer les crues sur les bassins jaugés et non jaugés:

- Pour la prévision des crues en temps réel, l'incertitude sur la prédétermination du modèle génère une erreur qui reste difficile à évaluer, et qui pourra être caractérisée par un complément d'étude. Il s'agit notamment de rejouer la calibration du modèle par rapport aux hydrogrammes observés, à partir de la gamme des pluies possibles, et de caractériser le R^2 médian qui servira de base à la détermination d'un intervalle de prévision.

- La prédétermination des crues est une notion statistique qui s'appuie principalement sur une pluie de projet et un état d'humidité initiale moyen ou médian. Dans la mesure où l'estimation de cet état moyen ou médian est robuste, on peut considérer que le modèle fournira des résultats satisfaisants pour la prédétermination des crues
- La régionalisation du modèle, c'est-à-dire la comparaison du modèle sur l'ensemble des bassins et l'extrapolation aux bassins non jaugés, pourra exploiter, à défaut de la connaissance complète de la relation de prédétermination du modèle, les états moyens ou médians de l'humidité initiale, qui pourront être retenus comme l'un des descripteurs de la variabilité des conditions de production de l'écoulement.

4.2. Article : Sensitivity of an event based rainfall-runoff model to spatial uncertainty in precipitation : a case study of the Hitiaa catchment, island of Tahiti.

4.2.1. Introduction

For flood estimation, a widely accepted solution is to use hydrological models (Devia, Ganasri, et Dwarakish, 2015 ; Hrachowitz et al., 2013) which can be continuous (Blöschl, Reszler, et Komma, 2008 ; Boughton et Droop, 2003 ; Formetta et al., 2018 ; Winter et al., 2019) or event-based (Braud et al., 2010 ; Yu et al., 2018 ; Yuan, Liu, et Wan, 2019). Compared to continuous models, event-based models do not require extensive precipitation records and evapotranspiration can be neglected, but the moisture state of the catchment at the beginning of each event must be known and set as the initial condition (IC). To address this issue, authors such as Braud et al. (2010), Brocca (2008), Gräff (2011), Nguyen and Bouvier (2019), Tramblay et al. (2012, 2010) compared the correlation of different proxies of antecedent soil moisture conditions (AMC) with the calibrated IC of hydrological models.

The performance of event-based models lies not only on the match between simulated and observed runoff, but also on the fit between the model IC and the AMC (Coustau et al., 2012 ; Huang et al., 2007 ; Nguyen et Bouvier, 2019 ; Tramblay et al., 2012 ; Tramblay et al., 2010) . The latter relationship was shown to be sensitive to the spatial variability of rainfall as a major source of uncertainty (Arnaud et al., 2002 ; Gara et al., 2020 ; Renard et al., 2011). Nguyen and Bouvier (2019) studied the sensibility of the performance of the SCS-LR (Soil Conservation Service – Lag and Route) model to the density of the raingauge network. This sensibility analysis was conducted on the Réal Colobrier catchment – 70 km² – located in the south of France and instrumented by a network of 17 raingauges. They showed that the correlation between the model IC and the AMC proxy was $R^2 = 0.85$ when all raingauges were involved in the precipitation measurement, but ranged between $R^2 = 0.39$ to $R^2 = 0.91$ when using only one of them. These results clearly highlight that spatial uncertainty in rainfall can degrade the initialization relationship.

. The latter relationship was shown to be sensitive to the spatial variability of rainfall as a major source of uncertainty (Arnaud et al., 2002 ; Gara et al., 2020 ; Renard et al., 2011). Nguyen and

Bouvier (2019) studied the sensibility of the performance of the SCS-LR (Soil Conservation Service – Lag and Route) model to the density of the raingauge network. This sensibility analysis was conducted on the Réal Colobrier catchment – 70 km² – located in the south of France and instrumented by a network of 17 raingauges. They showed that the correlation between the model IC and the AMC proxy was $R^2 = 0.85$ when all raingauges were involved in the precipitation measurement, but ranged between $R^2 = 0.39$ to $R^2 = 0.91$ when using only one of them. These results clearly highlight that spatial uncertainty in rainfall can degrade the initialization relationship.

Tahiti is a volcanic island, located in the middle of the South Pacific Ocean, and subject to flood hazard that regularly generates human and material damages (Lamaury et al., 2021 ; Pheulpin, 2016b ; Pheulpin et al., 2016 ; Wotling, 2000). Rainfall measurements approach world records, especially in the mountainous eastern part of the island, where the annual average cumulative rainfall exceeds 14,000 mm (Laurent et al., 2019). The steepness of river valleys, combined with the rainfall hazard, causes devastating flash floods that challenge the design of hydraulic infrastructure and the implementation of warning systems (Lamaury et al., 2021 ; Wotling, 2000). There is a strong need for accurate operational tools adapted to the geomorphological and climatic context of Tahiti.

In Tahiti, modelling studies have privileged the event-based approach, because the quality and completeness of available rainfall and evapotranspiration data do not meet the requirements of continuous modelling (Pheulpin, 2016b ; Wotling, 2000). Using models as hypothesis testers, Wotling (2000) improved the understanding of hydrological processes for three leeward catchments. He developed a conceptual event-based distributed model inspired by TOPMODEL (Ambroise, Beven, et Freer, 1996 ; Saulnier, Beven, et Obled, 1997) that aimed to infer inter-catchment variability from intra-catchment heterogeneity in geology and land use, but did not account for initial catchment saturation. Pheulpin (2016) applied the semi-distributed, event-based, conceptual Soil Conservation Service Curve Number (SCS-CN) model to the southern Titaaviri catchment and noted that the initial losses in the model were correlated with the duration of dry weather prior to the rainfall-runoff event. While her work is a step towards initializing the model from AMC, the semi-distributed structure across six subcatchments was responsible for a high number of parameters, and equifinality issues did not allow for a fair determination of the initial condition. Both authors preferred parsimonious conceptual models to physical models that require distributed land cover and hydrologic property data for calibration, which are still unavailable today. In both cases, the event-based model did not benefit from proper calibration from AMC that would have allowed it to capture the temporal variability of the hydrologic response.

As a high tropical island, Tahiti is expected to be affected by highly variable rainfall patterns, and Benoit et al. (2022) recently prove that precipitation is imbued with spatial heterogeneity including on a daily scale. Therefore, the initialization relationship between IC and AMC in Tahiti is expected to be altered by rainfall spatial uncertainties as well. However, the extent of potential degradation of IC calibration remains unknown.

This study dedicates to study the IC-AMC relationship of an event-based model in Tahiti, and to quantify the impact of the rainfall uncertainties on the goodness of this relationship. The study was conducted on Hitiaa catchment using a simple bucket model, but the method could be applied to any other catchment and any other event-based model which could represent properly the local hydrological behaviour. To focus on rainfall spatial uncertainties, we designed a perfectly initialized model, meaning that reference flood events were built by the model when using a perfect relationship between IC and AMC proxy $-R^2 = 1$ for a set of observed rainfall (here 20 events). Next, the rainfall input of the model was scrambled using the stochastic simulator SAMPO (Leblois et Creutin, 2013), and the initial condition of the model was recalibrated against the reference flood events, considering these new rainfall inputs. New relationships between IC and AMC were designed for the set of 20 events, and their performance were evaluated in terms of linear determination coefficient (R^2). The measured decrease in R^2 assesses the extent to which rainfall spatial uncertainties have reduced the efficiency of the absolute IC-AMC relationship, and the extent to which rainfall spatial uncertainties may hinder the role of initial moisture in the hydrologic response of the catchment.

The Hitiaa catchment and the rainfall-runoff events are described in section 2.1. The building of the artificial model is presented in section 2.2 and section 2.3. The rainfield generator SAMPO is presented in section 2.4., then the introduction of rainfall spatial uncertainties in the artificial model and the method used to analyze their propagation are respectively exposed in Section 2.5. Results are respectively presented, discussed and summarized in section 3, section 4 and section 5.

4.2.2. Materials and Methods

4.2.2.1. Study site and data

The Hitiaa catchment (17°37'32.9"S, 149°21'49.5"W) is situated in Tahiti, which is the largest and most populous of the French Polynesian islands in the South Pacific. The morphology of the island results from erosional processes on two Hawaiian-type conical shield volcanoes, Tahiti-Nui and Tahiti-Iti, which formed between 200000 and 250000 years ago (Hildenbrand, Gillot, et Le Roy, 2004). Tahiti Nui, literally "Tahiti the big", culminates at 2241m at Mount Orohena; the south-eastern Tahiti-Iti, "Tahiti the little", culminates at 1332m.

The oldest rainfall records in Tahiti date back to 1922 for the first climatological station at the capital Papeete. In 1957, the Faa'a weather station was installed at the international airport by the French national meteorology service, now Météo France (Laurent et al., 2019). Between 1957 and 1975, 12 other gauges were added, building a network to provide daily rainfall data. In the 1970s, the Direction de l'Équipement and the institute ORSTOM (former IRD) deployed a quite dense network of totalizer rain gauges measuring seasonal rain amounts. From 1989 and the creation of the Groupement d'Études et de Gestion du Domaine Public (GEGDP), tipping bucket rain gauges were gradually integrated into the network (Laurent et al., 2019). 27 of these rain gauges now provide data with a time precision of 1 minute. The location of these rain gauges and their recording periods are presented in Figure 4-1.

Like all the islands of the Society archipelago, Tahiti is subject to a southern tropical climate characterized by a hot and humid season from November to April followed by a cooler and drier season from May to October. The combined influence of the northeasterly trade winds and the South Pacific Convergence Zone causes significant depressions during the wet season every year, which are sometimes accentuated by the El Niño Southern Oscillation and the Interdecennial Pacific Oscillation cyclonic events (Pheulpin, 2016b; Wotling, 2000). The resulting rainfall measurements approach world records, especially in the eastern mountainous part of the Island, where average annual rainfall exceeds 10000 mm (Laurent et al., 2019). While the entire island is subject to rainfall hazard, strong contrasts are recorded between these high windward regions and the leeward West coast, where annual records average less than 2000mm.

Hitiaa is a small catchment – 1.37 km² – located in a high-elevated and windward region of Tahiti Nui (Figure 4-1). The relief is mainly composed of planèzes, inclined plateaus which are the remains of the slopes of the oldest shield volcano (Hildenbrand, Gillot, et Le Roy, 2004). These planèzes with gentle slopes are cut by a very steep canyon in which the main river flows. The soils of the planezes are ferrallitic to podzolized, witnessing an accentuated alteration under tropical climate. They are occupied by a low altitude ombrophilous forest dominated by ferns. Two tipping bucket rain gauges measure precipitation at Hitiaa: one installed in 1985 at the outlet of the catchment and the other installed in 2004 in the adjacent southern valley. According to the extreme rainfall models of Pheulpin (2016) and Wotling (2000), Hitiaa is in the region most exposed to the rainfall hazard, both in terms of volume during rainfall event and in terms of frequency and soil moisture. Indeed, 66% of daily rainfall were measured above 3mm, and the maximum of daily rainfall reached 850mm over the 36-year record.

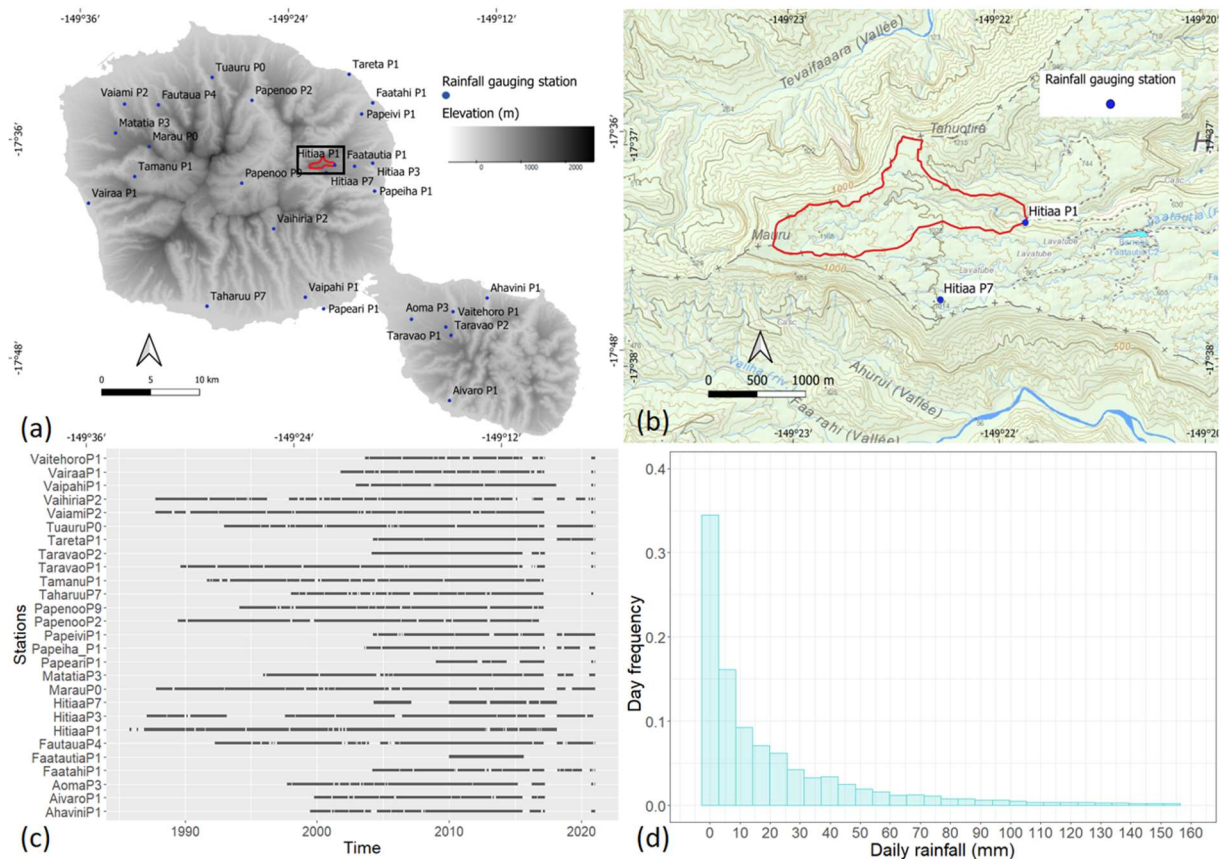


Figure 4-1: Presentation of the study site and data. (a): Map of the 27 rain gauges of the GEGDP pluviometric network. Location of the Hitiaa catchment is highlighted in the black box. (b): Zoom on the Hitiaa catchment on a topographic map. Catchment boundaries and location of the rain gauges are respectively indicated by red line and blue dots. (c): Observation periods of the 27 GEGDP rain gauges. (d): Distribution of the daily rainfall at Hitiaa P1 station from 1985 to 2021.

Water level has been recorded at the outlet since 1984; the initial OTT 20 probe was replaced by a CHLOE B probe in 1998, then a PL92 probe in 1999 and finally an OCTOPUS LX probe in 2011. 464 gage points measured from 1985 to present, including 9 points for high water level, document the rating curve. Rainfall-runoff events were extracted at a 15-minute time step from rainfall and runoff time-series according to the following 3 criteria: (1) two events must be separated by a duration of at least 3 hours with a rainfall intensity less than $6\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ for each 5-minute time step; (2) event cumulated rainfall must exceed 50mm and (3) peak flow must exceed $5\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. The VISHYR module of ATHYS environment (<http://www.athys-soft.org>) was used for this preprocessing step. 20 single peak events were selected to be used as sample test in this study.

The mean areal rainfall was first computed by applying the Thiessen polygon method to observations from the two rain gauges around Hitiaa. However, a correction was applied to the observed rainfall so that the Thiessen areal mean of the cumulated corrected rainfall over Hitiaa equals the areal mean of the actual cumulated rainfall interpolated by a Kriging method.

Ordinary covariance kriging method was used using exponential covariance with parametric length of 200m. With this value, the covariance approaches zero for a distance close to that between Hitiaa P1 and Hitiaa P7:

$$C(h) = e^{-\frac{h}{200}} \quad (44)$$

Basin-mean of the Kriging interpolated rainfall was calculated using HydroDem software (Leblois et Sauquet, 2000) over Hitiaa catchment. The correction factor C_i applied to observed rainfall is then:

$$C_i = \frac{\overline{P_{cum,k}}}{\overline{P_{cum,T}}} \quad (45)$$

Where $\overline{P_{cum,k}}$ and $\overline{P_{cum,T}}$ are the spatial mean of cumulated rainfall over Hitiaa catchment, respectively calculated by Kriging and Thiessen methods.

After correction of observed rainfall values according to interpolated cumulated rainfall, the 20 selected events presented cumulated rainfall ranging from 35.1 to 151.4 mm, with an average of 72.9mm. Peak flow ranged from 4.8 to 53.7 m³.s⁻¹, with an average of 13.9 m³.s⁻¹ and runoff coefficient ranged from 0.31 to 1.12 with an average of 0.68. Some runoff coefficients exhibited values exceeding 1, and this is a clear warning that the mean areal cumulated rainfall is not perfectly known over Hitiaa catchment.

4.2.2.2. Hydrological model

The selected model has a very simple structure and combines initial losses and constant runoff coefficient when initial losses are satisfied (Figure 4-2). Parameters are chosen invariant on the whole catchment area, but the initial losses are dependent on a variable IC. To account for the important spatial variability of rainfall over the catchment, the model operates on a regular grid of 25-m squared cells. The runoff height $R(t)$ [L.T⁻¹] produced by a cell at time t can be expressed as follows:

$$R(t) = R_{dir}(t) + R_{del}(t) \quad (46)$$

where $R_{dir}(t)$ and $R_{del}(t)$ are respectively the direct and the delayed runoff at time t [L.T⁻¹]. The direct runoff produced by each cell is generated from the input rainfall after satisfying the initial losses, as filling a soil reservoir. The precipitation intensity at time t $P(t)$ [L.T⁻¹] is split between direct runoff and infiltration according to the following equations:

$$\begin{cases} R_{dir}(t) = P(t) \text{ if } H(t) > STO \\ R_{dir}(t) = 0 \text{ otherwise} \end{cases} \quad (47)$$

Where STO [L] is the maximum water capacity of the soil reservoir and $H(t)$ [L] is the water level in the soil reservoir. At the beginning of the event, H is set to 0, so that STO can also be formulated as the initial water deficit. The reservoir is drained according to the following equation :

$$Dr(t) = H(t) * ds \quad (48)$$

where $D_r(t)$ [L.T⁻¹] is the intensity of water drainage from the soil reservoir at time t . ds [T⁻¹] is a constant that expresses the linearity between drainage and water height in the reservoir. A part of these losses is returned to the outlet of the catchment, as delayed runoff:

$$R_{del}(t) = \omega . Dr(t) \quad (49)$$

where ω [-] is a constant; the other fraction $(1 - \omega)$ is deemed deep infiltrated and does not contribute to the runoff.

The level of the reservoir $H(t)$ is computed by:

$$\frac{dH(t)}{dt} = P(t) - ds * H(t) \quad (50)$$

Thus, 3 parameters are to be indicated: STO , ds and ω . ds and ω modulate the lateral drainage of infiltrated water whose dynamics depend intrinsically on the hydrological properties of the soil and subsurface layers. These two parameters are being fixed for all events. On the other hand, STO describes the soil water deficit at the beginning of the event, which has to be adjusted separately for each event as an initial condition.

Reservoir-1 production function

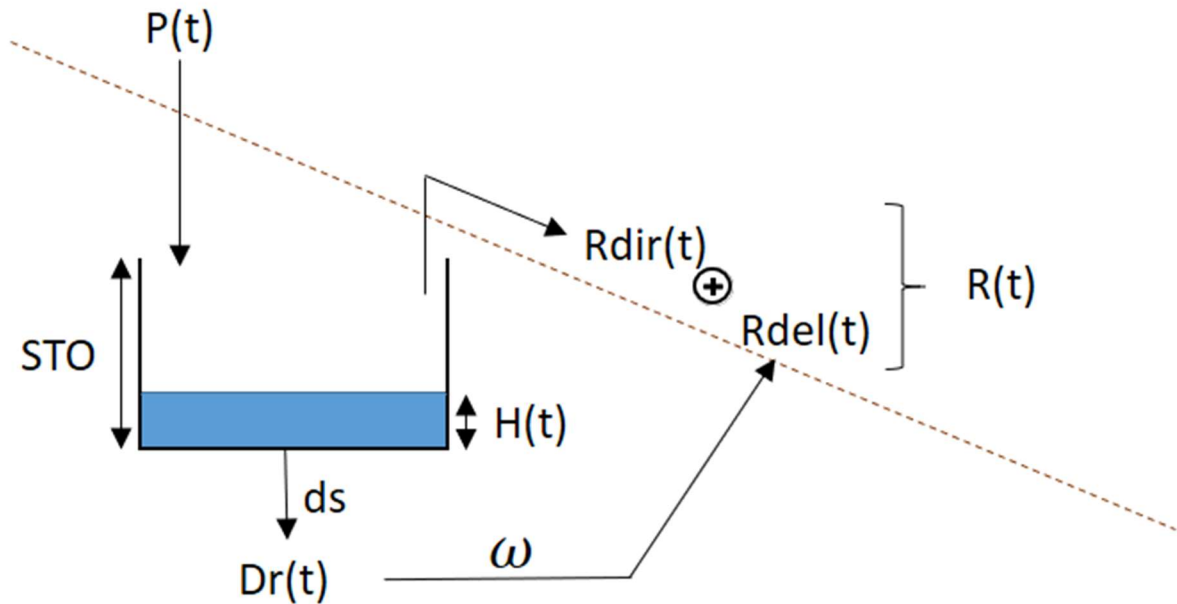


Figure 4-2 : Structure of the Reservoir-1 production function

The Lag and Route (LR) transfer function was chosen to simulate the routing of production runoff from each cell to the outlet, and the aggregation of all cell contributions to obtain the total hydrograph (Bouvier et Delclaux, 1996).

The contribution of cell m to the catchment response at time t is represented by an elementary hydrograph with the following equation:

$$\begin{cases} Q_m(t) = 0 & \text{if } t < t_o + T_m \\ Q_m(t) = \frac{R(t_o)}{K_m} * \exp\left(-\frac{(t - (t_o + T_m))}{K_m}\right) * A & \text{otherwise} \end{cases} \quad (51)$$

where $R(t_o)$ [L] is the runoff height produced by the m cell at time t_o . T_m [T] and K_m [T] are respectively the propagation time (route) and the diffusion time (lag) from the m cell to the catchment outlet, and A [L²] is the cell area.

T_m is expressed by:

$$T_m = \sum_{k=1}^n \frac{l}{V_0} \quad (52)$$

where n is the number of cells of length l [L] separating the cell m from the outlet and V_0 [L.T⁻¹] relates to the velocity of water transfer and is recognized constant for the entire catchment area.

T_m and K_m are assumed to be proportional, linked by the K_0 [-] constant as follows:

$$K_m = K_0 * T_m \quad (53)$$

2 parameters are thus to be input to the transfer function: V_0 and K_0 . These parameters will be the same for all cells.

Hydrological modelling was performed on the ATHYS environment (www.athys-soft.org), with the Reservoir-1 production function coupled to the Lag and Route transfer function.

4.2.2.3. Calibration of the model

As a first step of building the artificial model with perfect IC predetermination, SCS-LR was calibrated on the selection of 20 observed rainfall-runoff events. 3 parameters must be calibrated for the Reservoir-1 runoff model (STO , w , ds), and 2 parameters (V_0 and K_0) for the routing LR model. K_0 was arbitrarily fixed to 0.7 because highly dependant on V_0 (Coustau et al., 2012 ; Nguyen et Bouvier, 2019). ds and ω were calibrated by trial and error paying attention to the median value of the NSE criterion (Nash and Sutcliffe Efficiency, Nash and Sutcliffe, 1970) over the 20 events. The values retained were 2.8 d^{-1} for ds and 0.2 for ω .

Two parameters are left to be adjusted from one event to the other: STO and V_0 . They were optimized using the SIMPLEX algorithm (Nelder et Mead, 1965) in order to reduce as much as possible the difference between simulated and observed flow with regards to the NSE criterion value. Over the 20 simulated events, the NSE coefficients ranged from 0.77 to 0.97, which means that the structure of the model is correct; optimized values of the STO parameter ranged from 2.9 to 38.1 mm with an average of 19.3mm; optimized values of the V_0 parameter ranged from 0.68 to 2.66 m.s^{-1} with an average of 1.15 m.s^{-1} . Two examples are shown in Figure 4-3.

Several types of proxies were compared to represent the antecedent moisture conditions, including the initial baseflow Q_0 , different formulas of the Antecedent Precipitation Index (Brocca, Melone, et Moramarco, 2008 ; Huang et al., 2007 ; Zhao et al., 2019), and the water level of the soil reservoir of the GR4J continuous hydrological model (Perrin, Michel, et Andréassian, 2003) run on the Hitiaa rainfall-runoff time-series at a daily time step. Q_0 was retained, as its relationship to STO performed better – linear coefficient of determination R^2 at 0.37 (Figure 4-4) - than relationships fitted with API (R^2 at 0.03) or with the GR4J soil reservoir level (R^2 at 0.05).

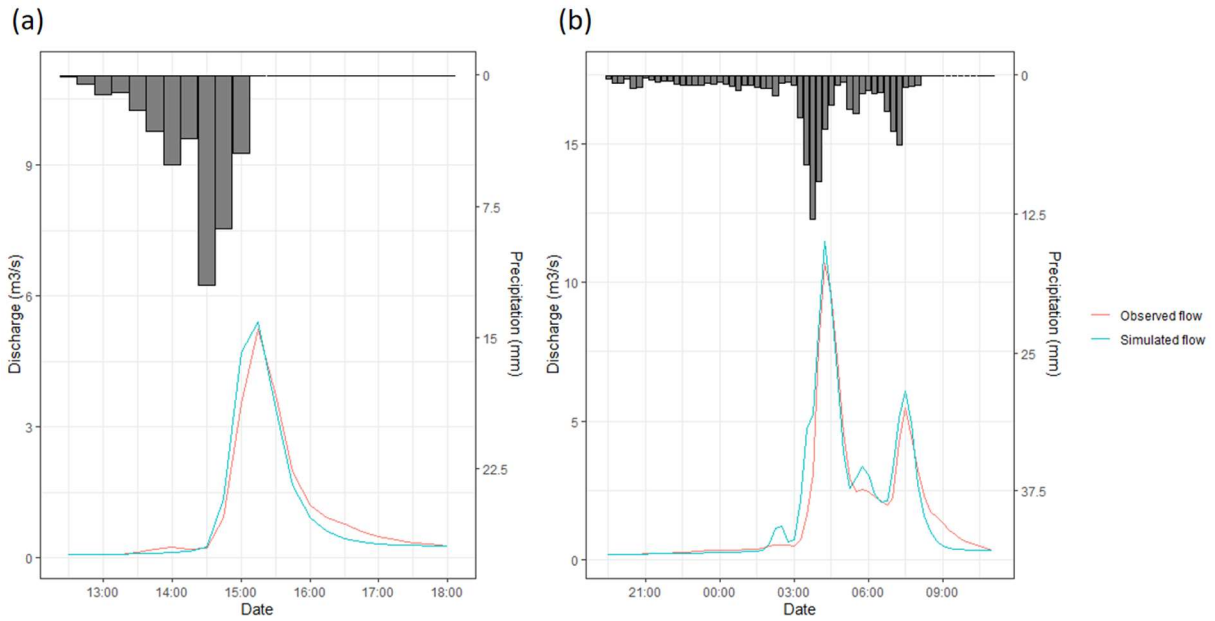


Figure 4-3 : Examples of Reservoir-1 outputs for two rainfall-runoff events: (a): Event of 2007_02-13 and (b): Event of 2016-04-19.

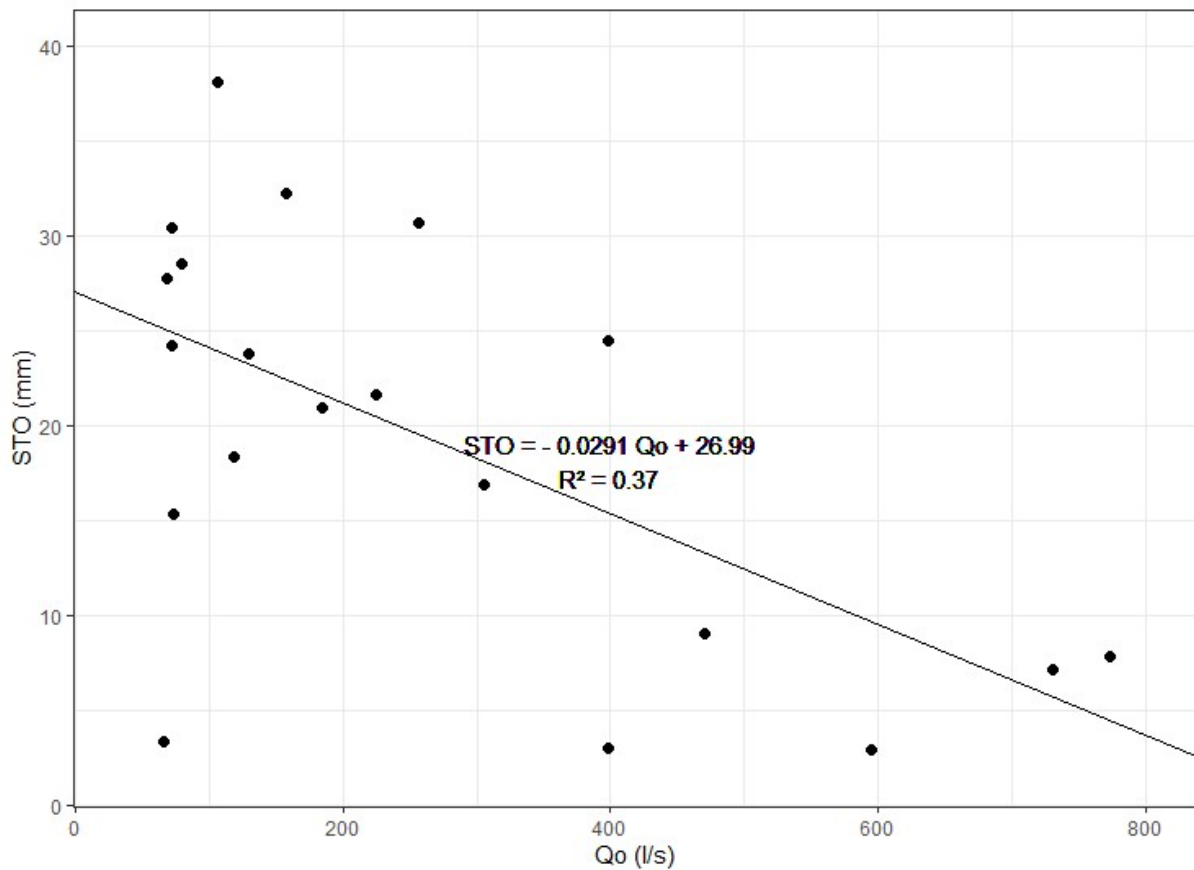


Figure 4-4 : Adjustment of an initialization relationship between optimized values of STO parameter over a series of 20 single peak rainfall-runoff events and the initial baseflow at the beginning of the event.

Equation of the found relationship was:

$$STO = -0.0291 * Q_0 + 26.99 \quad (54)$$

Linear relationships were adjusted between AMC proxies and STO parameter although a logarithmic relationship should be more realistic. The erraticity of the scatter plot was too pronounced to detect the logarithmic character of the relationship, and we preferred to retain the simplest relationship. Although the model performs well with regards to the adequation between observed and simulated runoff (Figure 4-3), the initialization relationship is weak, and the model performs quite worse than in other catchments (Nguyen et Bouvier, 2019 ; Trambly et al., 2010). We want to demonstrate that the weak R^2 value is mainly due to rainfall uncertainties.

So in the following, we will make the model become artificially perfect by exchanging observed events with reference fictive events. Those reference events are simulated by the model with STO values calculated from Q_0 by equation 54, so that the R^2 of this initialization relationship becomes equal to 1. Then section 2.4 refers to the construction of rainfall events that capture the spatial uncertainties of the rainfall. Finally, section 2.5. deals with the impact of these uncertainties on the calibration of the STO parameter and with the building of new STO- Q_0 relationships potentially impacted by rainfall spatial uncertainties.

4.2.2.4. Generation of equiprobable rain-fields for each event

SAMPO (Simulation of Advanced Mesoscale Precipitations and their Occurrence) is a stochastic rain field generator developed by Leblois and Creutin (2013). In line with previous stochastic simulators (Amorocho et Wu, 1977 ; Bell, 1987 ; Mejía et Rodríguez-Iturbe, 1974), SAMPO uses the statistical properties of observed rainfall to generate probable spatio-temporal rainfall fields. Like Bellin and Rubin (1996) and Emery and Lantuéjoul (2006), Leblois and Creutin (2013) adopted the turning band method (Mantoglou et Wilson, 1982 ; Matheron, 1973) to simulate rainfall. The interest of their method lies in the realism of generated rain-fields, which respect the spatiotemporal structure of the observed rainfall data as well as the intermittency property and the non-Gaussian distribution of physical rainfall. In this study, SAMPO was run in conditional mode, meaning that the simulated rain-fields corresponded to the observed data at gauge locations.

SAMPO was used to generate pools of alternative spatialized rain-fields for each of the 20 rainfall events in the series. A number of 400 simulations per pool at a spatial resolution of 250 m was considered enough to characterize the natural spatial variability of rainfall, and thus to give account of the spatial uncertainty associated to the measurements.

For each event, the SAMPO input was the rainfall data from all the gauges of Tahiti Nui that were operational at the time of the event. The proportion of non-zero rainfall to the total number of observations was also to be specified for each event. SAMPO combines two variograms, one for the non-zero rainfall and the other for the intermittency. The distribution of non-zero rainfall was initially assumed to be spatially homogeneous. However, this assumption had to be modified when applying SAMPO to Tahitian rainfall data due to the huge variations in observed rainfall from one gauge to its neighbors. As Hitiaa is located in the rainiest area of Tahiti Nui, rainfall

characteristics of the whole island could not be naturally downscaled to Hitiaa catchment, and the classical simulations showed a tendency to locally underestimate the rainfall compared to the kriged means.

A more flexible version of SAMPO was set up, that normalizes observed values of rainfall so that the average intensity for non-zero rainfall areas will be spatially constant. This is done multiplying observations at each raingauge i by a local factor C_i expressed as:

$$C_i = \frac{\overline{Pnz}}{\overline{Pnz}_i} \quad (55)$$

Where \overline{Pnz}_i is the local mean of observed non-zero rainfall values at gauge i , and \overline{Pnz} is the mean of local means from all gauges. The inverse of correction factors $\frac{1}{C_i}$, is interpolated by kriging, and the spatial field of denormalizing factor will be used to transform back the simulated fields and hence honour variable local rain intensity averages.

The spatial and temporal structure of rains needs two spatiotemporal variograms for its description, one for the non-zero rainfall, and one for the intermittency. Given the limited amount of data to substantiate other choices, the structure was deemed exponential in all cases and only parametric lengths and durations were tuned by least squares (4 parameters per rain event). With contrast to Leblois and Creutin (2013), no advection was considered, because the orographic fixation of rain dominates the rainfall pattern that is not moving with the wind as it would do over flat landscape or sea.

4.2.2.5. Impact of the rainfall uncertainties on the STO parameter and the STO-Qo relationship

The propagation of rainfall uncertainty through hydrological modeling was achieved by running the Reservoir-1-LR model with each SAMPO simulated rain field as input rainfall. Consequently, for each rainfall event, 400 hydrological simulations were performed. The non-optimized production - ω and ds - and transfer - K_0 - parameters were kept at the values determined at section 2.3. The parameters STO and V_0 were calibrated from each generated rainfall input using the SIMPLEX algorithm, for minimizing the NSE criterion, like in 2.3.

For each of the 20 events in the series, 400 equiprobable values of the STO parameter were generated by re-calibration from SAMPO outputs (section 4.2.2.3.; Figure 4-3). These sets capture uncertainty on STO parameter stemming from the spatial uncertainty of the rainfall input. To assess how this uncertainty weakens the efficiency of the initialization relationship, 1000 equiprobable series of 20 STO values were constructed by random draw and compared to the series of 20 AMC proxy values corresponding to the 20 events. For each STO series, a linear relationship was fitted with the AMC series, the efficiency of which was evaluated by its linear coefficient of determination R^2 . The distribution of the 1000 values of R^2 provided an estimate of

the degradation attributed to rainfall spatial uncertainty from a perfect initialization relationship – $R^2 = 1$.

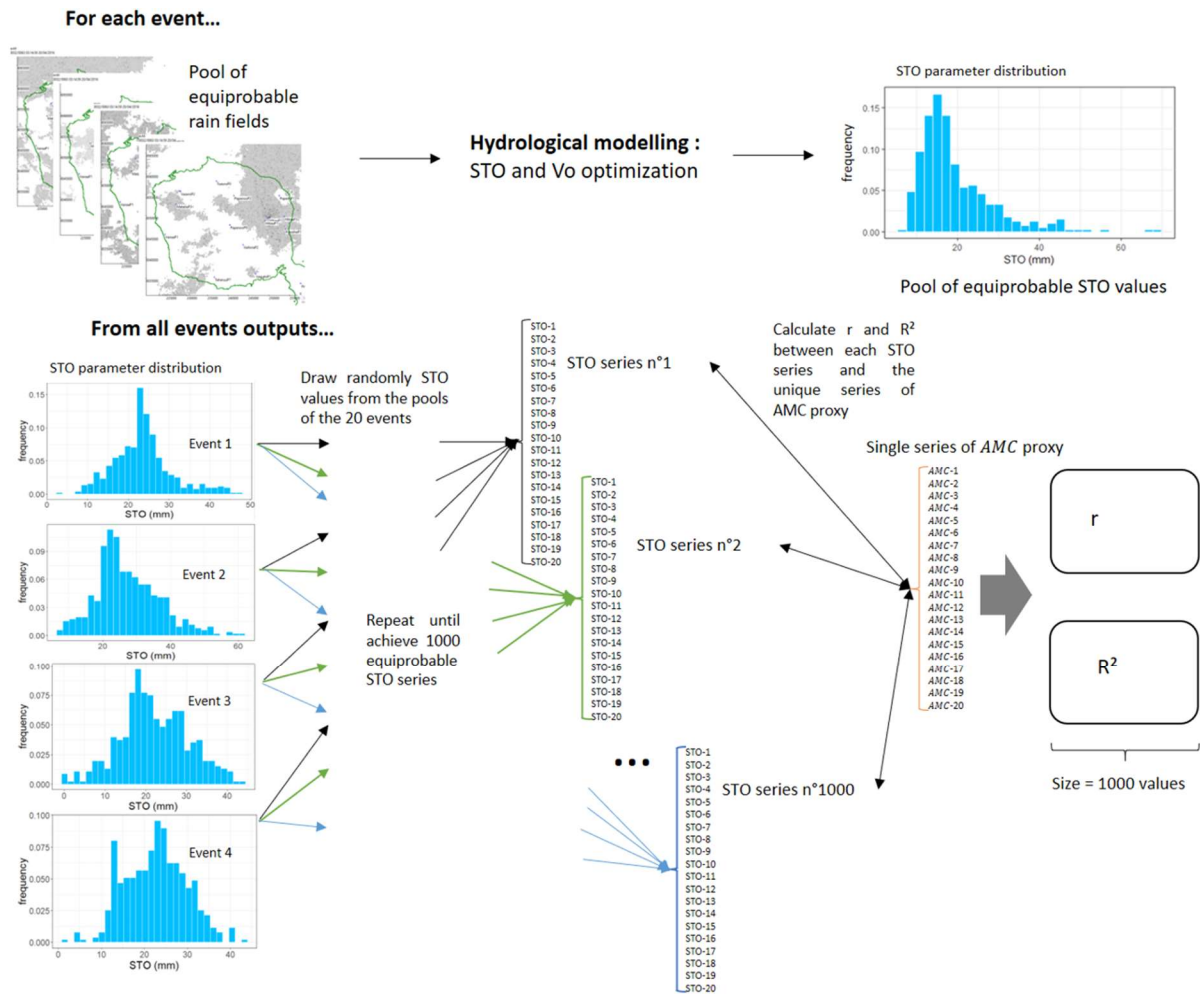


Figure 4-5 : Scheme of propagation of the SAMPO spatial rainfall uncertainty to STO optimization for each event. Impact of STO uncertainty on the quality of the initialization relationship with Q_0 proxy.

4.2.3. Results

4.2.3.1. Rainfall spatial uncertainties

Observed proportion of the non rainfall duration to the total rainfall duration varied from 34.4 to 87.1% over the 20 rainfall events at the scale of the whole island. Regarding the calculated parameters of the SAMPO variograms, the spatial correlation lengths ranged from 886 to 19441 m for non-zero rainfall, and from 5964 to 64984 m for intermittency. The temporal correlation lengths ranged from 464 to 3822 s for non-zero rainfall and from 1460 to 22572 s for intermittency.

Figure 4-6 provides an overview of the SAMPO outputs for two examples events. Each set of 400 simulations provided an estimate of the spatial uncertainty associated with the input rainfall, and the variation of the rain-fields cumulative rainfall was used as an indicator for this uncertainty. The cumulative rainfall over the duration of the event was calculated for each simulated rain-field of the set, allowing comparison of their distribution across events. Cumulated rainfall distribution is symmetrical for all events and the standard deviations are short enough to distinguish events from one another based on their cumulated rainfall input.

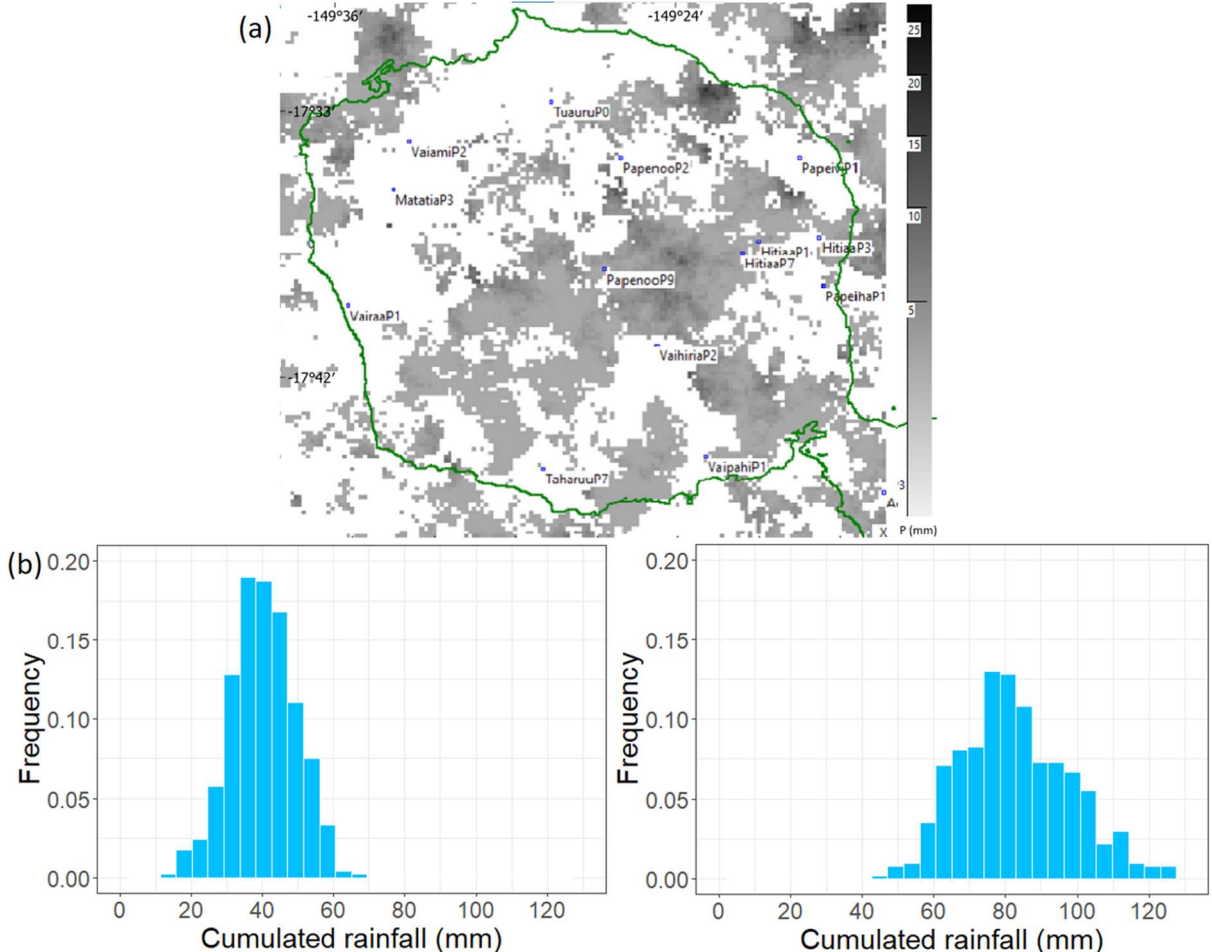


Figure 4-6 : Examples of SAMPO outputs. (a): Simulated rainfall field of the event of 2016-04-19 at 02:45:00. (b): Distribution of event-cumulated rainfall over the Hitiaa catchment, calculated from sets of equiprobable SAMPO rain fields for the event of 2007-02-13 (left) and 2016-04-19 (right).

Figure 4-7 enables to compare the spatial uncertainty of cumulated rainfall over the 20 events. Decile ratio of cumulated rainfall is comparable within the 20 events series and encompass the interpolated spatial mean of cumulated rainfall for all events. Differences of decile ratio observed from one event to the other is related to the variation of observed rainfall between the two rain gauges Hitiaa P1 and Hitiaa P7.

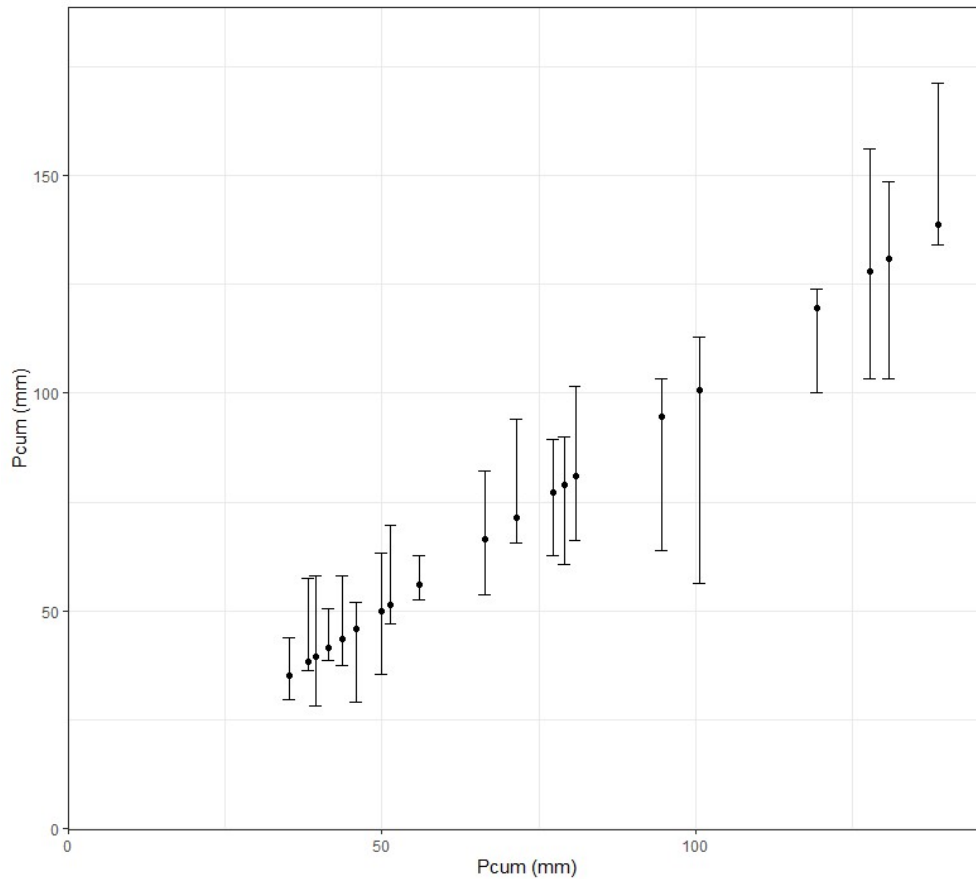


Figure 4-7 : Estimation of cumulated rainfall uncertainties for the 20 events of the series. Black dots give the interpolated spatial mean of rainfall, and limits of the error bars correspond to the 10th and 90th percentiles of cumulated rainfall distribution from the sets of equiprobable SAMPO rain fields for each event. Realizations of SAMPO were used to obtain the error bars.

4.2.3.2. Impact of rainfall spatial uncertainties on STO- Q_0 relationship

The impact of rainfall spatial uncertainties on the effectiveness of the $Q_0 - STO$ relationship can be appreciated in Figure 4-8. It provides the distribution of the coefficients of determination (R^2) of the fitted linear relationships between the single series of Q_0 proxy and each of the 1000 equiprobable series of STO values constructed by random draw. The width of the error bars associated with the distribution of equiprobable STO values reveals how degraded the initialization relationship can be, once spatial uncertainties on rainfall are taken into account. Seven examples of equiprobable STO series, constructed by random draw (colored dots, 4-Figure 8) can be compared with the starting STO series that was calculated from the perfect initialization relationship (black dots, Figure 4-8). While the starting initialization relationship was perfectly robust by construction (with a R^2 of 1), only 1% of the 1000 equiprobable R^2 exceed 0.56 and the median falls to 0.17. It is therefore clear that STO optimization was affected by rainfall spatial uncertainties. The level of degradation of the STO- Q_0 relationship is high enough to make its detection confusing: the relationship is so blurred that one may not have guessed that a link existed between STO and Q_0 .

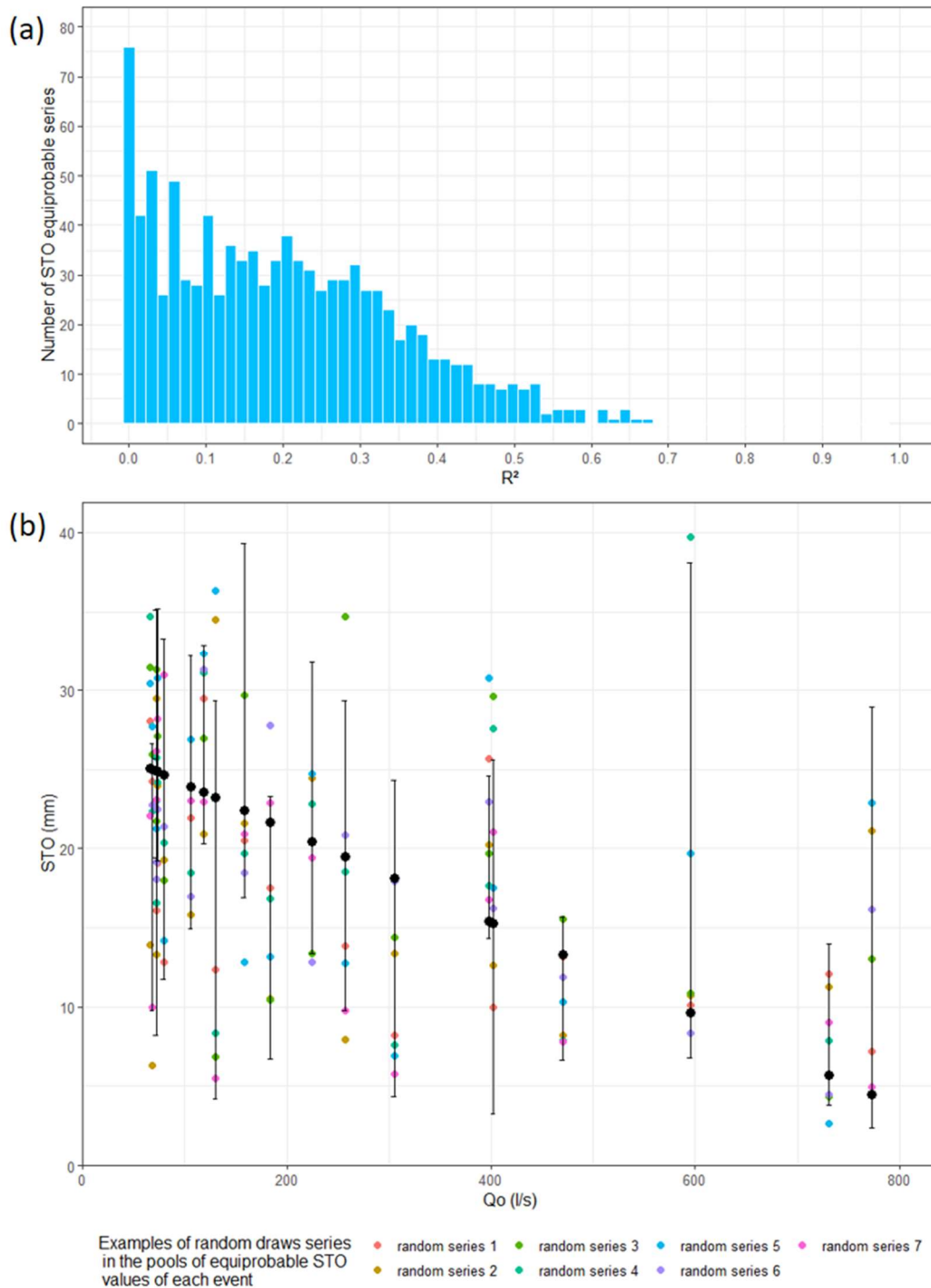


Figure 4-8 : (a): Distribution of linear determination coefficients (R^2) characterizing relationships between the Q_0 series and every of the 1000 equiprobable series of STO that were built by random draw. (b): Uncertainties on STO optimization stemming from rainfall spatial uncertainties. Black dots give the STO values calculated from the "perfect" initialization relationship. Ends of the error bars correspond to the Q10 and Q90 percentiles of equiprobable STO values distribution adjusted from the sets of SAMPO equiprobable rain fields for each event. Series of colored points correspond to series of STO extracted by successive random draws in the equiprobable STO distributions of each event.

In other words, the hydrological model compensates for the rainfall spatial uncertainties on STO optimization and the resulting STO variations are large enough to mask the existence of an initialization relationship even if this relationship exists and is perfectly robust. The establishment of a meaningful initialization relationship is therefore unlikely even in the case where hydrological processes are truly dependent on Antecedent Moisture Conditions.

4.2.4. Discussion

This study demonstrates how rainfall uncertainties degrade the quality of the relationship to initialize the STO parameter from Antecedant Moisture Conditions. It is worth noting that the results we obtained are associated to a given model and a given catchment, but the same method can be applied for any model or any catchment. Another runoff model could lead to better correlations with the AMC and less sensitivity to rainfall spatial uncertainties. However, other runoff models available on the ATHYS environment, notably the Soil Conservation Service function (Ponce et Hawkins, 1996 ; U.S. Department of Agriculture, 1954) were tested instead of the Reservoir-1 function, but none of them achieved a stronger correlation between AMC and their optimized initial conditions.

In this study, we focus on the impact of the spatial rainfall uncertainties on the calibration of a given model in a given catchment, and that's why we used a perfect model, which filters out any additional source of uncertainty relative to the input data (for example, Q_0 uncertainties, which could be due to defaults in the low flows rating curves along time). However, input data is not the only source of uncertainty that is likely to disturb STO calibration. Other sources of uncertainties may come into play, and have to be examined before asserting that spatial rainfall uncertainties are the actual cause of Q_0 -STO relationship degradation.

A first point to examine is the eventual generation of biases or randomized errors on STO values when calibrating the model, which would amplify the effect of rainfall spatial uncertainties on STO values. For example, the chosen method for calibration is likely to introduce additional bias as well as equifinality issues between the parameters having to be calibrated together (here STO and V_0). Among existing optimization methods, SIMPLEX is a local search strategy that must be initialized. The output values of its algorithm are likely to be influenced by the input initial values of the parameters, and may be local extrema. As a control, the calibration of the model was run multiple times with different starting values of STO and V_0 to ensure that SIMPLEX converged to unique sets of parameters for each event. Global methods like the Shuffled Complex Evolution (SCE) algorithm (Duan, Sorooshian, et Gupta, 1992) or the Simulated Annealing (Sumner, Mick Fleming, et C. Bates, 1997) are considered more robust than local ones because they explore a larger parameter space (Blasone, Madsen, et Rosbjerg, 2007). However, the SIMPLEX method was preferred to global methods due to its simplicity and fast computation time. Concerning equifinality between STO and V_0 , the probability of equifinality increases with the number of parameters to be optimized. We reduced this risk by choosing a parsimonious model with only two parameters to optimize, and both parameters STO and V_0 were proved to be independent, in the sense that setting one of them does not change the calibrated value of the other.

A second point consists in the skill of SAMPO to generate a realistic range of possible spatial rainfall fields and to grab the actual spatial variability of rainfall. The parametrization of SAMPO depends on the observed rainfall values, which were also used for forcing the rainfall fields. In order to check SAMPO ability to take freedom from forcing values, we controlled the point values of simulated rainfall far from the gauging stations. For each event and each simulation of the SAMPO set, point cumulative rainfall was calculated at 3 locations within the Hitiaa catchment (control points A in the West, B in the center, and C in the North of the catchment – Figure 4-9). The interpolated cumulative rainfall, calculated by the Kriging interpolation method (Section 4.2.2.1), could then be compared with the distributions of simulated point cumulative rainfall. For all events, point cumulative rainfall of simulated rain fields was well distributed above and below the interpolated cumulated rainfall, at the three locations (example Figure 4-9).

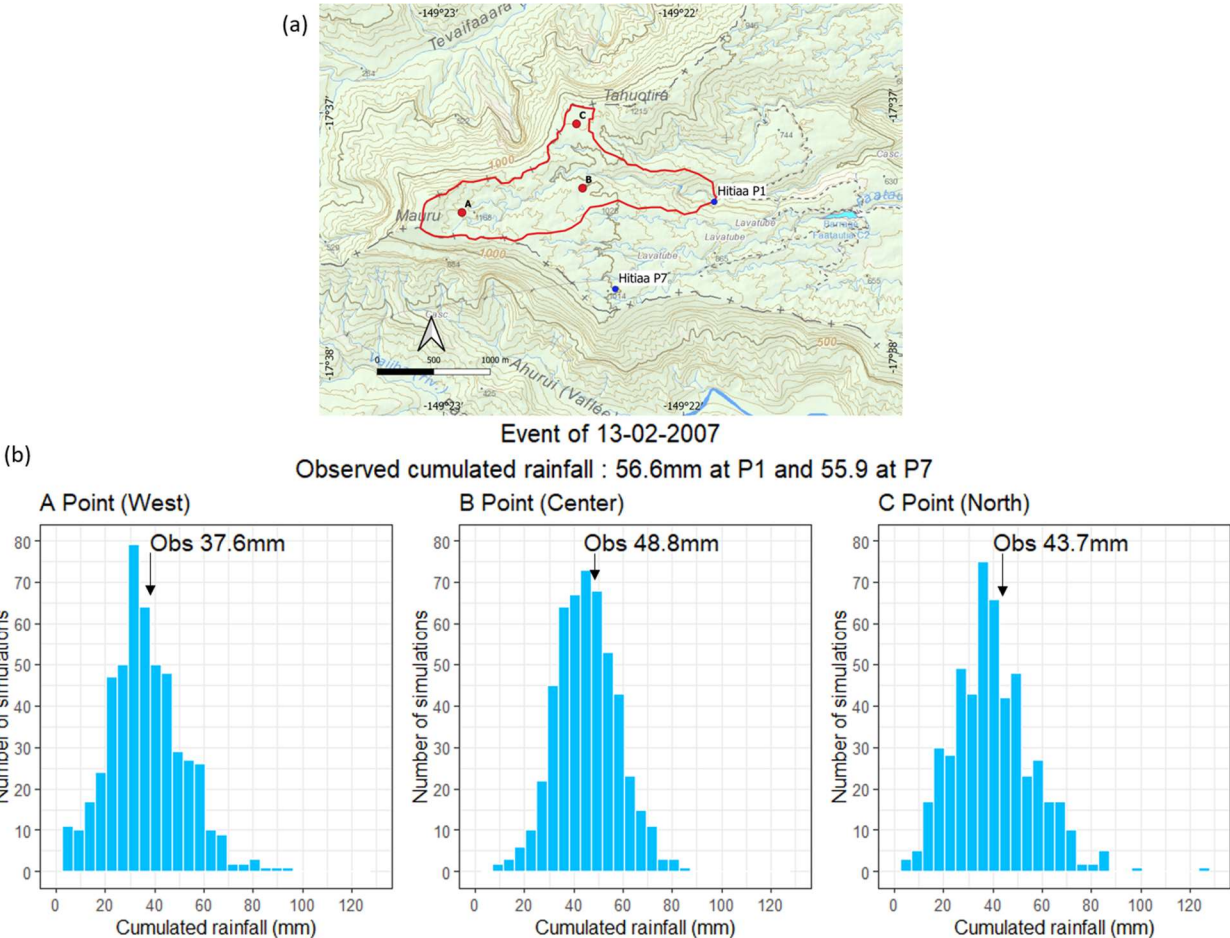


Figure 4-9 : (a) : Locations of the 3 control points A, B and C. HitiaaP1 and HitiaaP7 are the two rain gauges. (b): Distributions of point cumulated rainfall from the 400 SAMPO simulated rain fields of 13-02-2007 event. Arrows give the values of point cumulated rainfall in A, B and C extracted from the rainfall field kriged from observations.

It is comforting to see that the SAMPO rainfall is realistic with regards to available rainfall data. However, this does not guarantee that the SAMPO field sets cover the full range of rainfall uncertainties, as the forcing rainfall values are not sufficient to represent the spatial variability.

As pointed out by Wotling (2000), the rainfall hazard in Tahiti is more likely to occur near crests than in the valleys. For reasons of access, no rain gauges could be installed at the top of the crests in Hitiaa, and observations are therefore likely to underestimate actual rainfall. As SAMPO does not consider orographic effects, the sets of simulations capture the random spatial variability of rainfall but neglect the physical constraint on this variability.

As a perspective of this study, the question arises as to how and for what type of application this kind of hydrologic model could be used for flood estimation. As a matter of fact, poor efficiency of the AMC-STO relationship in case of such low density of rain gauges is prone to affect the efficiency of the hydrological model for predicting floods, whether it would be for real-time flood forecasting, or for design flood estimation. However, the consequences are not the same for either types of estimation.

Design flood, i.e. flood associated with a given return period, is a statistical concept associated to a design rainfall with poor consideration for the catchment initial moisture state that is usually set as a median or mean value. To estimate a design flood, one possibility is to apply the rainfall-runoff model to a design rainfall of similar return period. The initial condition \overline{STO} of the model should be either the mean value of a set of observed events or the result of the actual IC-AMC relationship applied to the average AMC. As a mean value, \overline{STO} is expected to be much less variable than any deterministic value of STO calculated from Q_0 . Indeed, the mean catchment behaviour to AMC is limited within the range of the confidence interval associated with the adjusted STO- Q_0 relationship for instance (Figure 4-9a). This interval is narrower than the predictive interval characterizing STO uncertainty from a given Q_0 value, and the narrowest part of this confidence interval corresponds to the mean value of STO. This lesser variability potentially minimizes the error in predicting flood projects. Moreover, runoff uncertainties due to STO calibration uncertainties may vary according to the magnitude of events, and might decrease for extreme events. This is because the impact of the initial wetness condition on the total runoff volume is expected to decrease as the duration and accumulation of rainfall increase. For extreme rainfall events, saturation of the catchment may be reached quickly relative to the total duration of the event, so runoff dynamics may become more dependent on dynamics of rainfall than on the initial state of the catchment. Thus, the error made on STO when initializing the model should be less damaging to model performance when it comes to simulate extreme rainfall-runoff events.

Performing with the model a deterministic run for a new event, as it can be for real-time forecasting, requires a correct estimation of the initial condition of the model according to the actual Q_0 . In this case, we could use values of STO within a predictive interval with confidence level $(1 - \alpha)$ and generate multiple flood predictions with corresponding STO values to get the possible range of floods associated with level $(1 - \alpha)$. Figure 4-10a exhibits such predictive interval of STO with confidence level 90%, for the experimental relationship we obtained when calibrating the model from observed floods ($R^2=0.37$), and Figure 4-10b shows the resulting range of simulated hydrographs deriving from STO values.

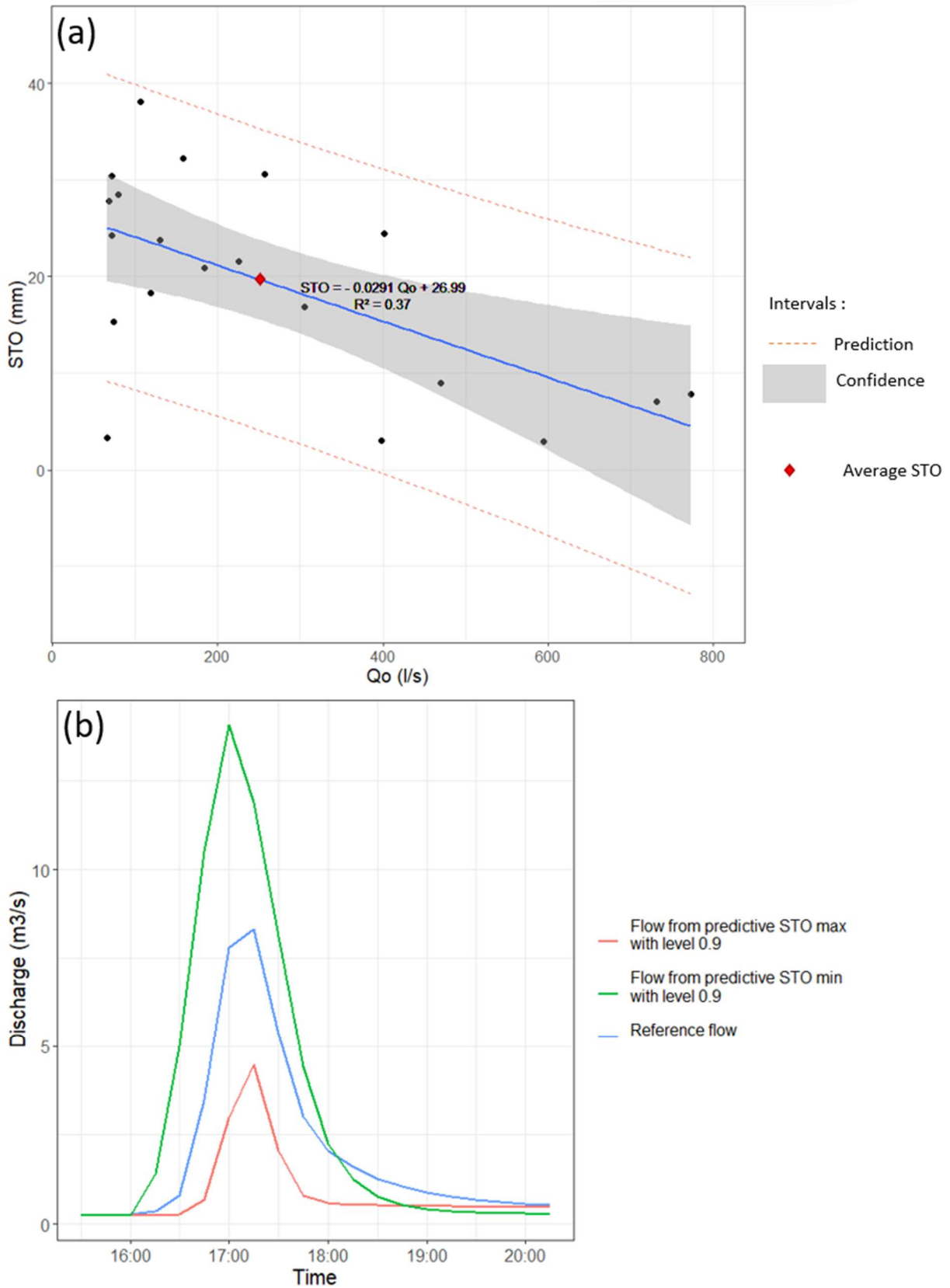


Figure 4-10: Confidence and prediction intervals associated with STO- Q_o relationship (a), and resulting envelope on the simulated flows for the example event of 28-03-2010 (b).

But the experimental relationship is only a possible one among many others, and other SAMPO rainfalls could have led to R^2 closer to 0, instead of 0.37. The main result of our study is that the actual Q_0 -STO remains unknown due to the rainfall uncertainties, and could be possibly no significant in regard of our knowledge of the rainfall. Which would be the relationship to use, and how large would be the predictive interval? There is no answer to these questions (within the scope of this paper), but the method of uncertainty propagation developed in this study can be relevant as well to this matter.

Note that the relevance of this question expands to regionalization studies, which dedicate to compare parameters or behaviours from a catchment to another. Unknown or poorly determined Q_0 -STO relationships will affect the knowledge of the actual behaviour of the catchments, and will be an obstacle to an efficient comparison. However, the mean behaviour of the catchment can be partly identified by the pair of mean Q_0 and mean STO values associated together. This couple can be considered as robust enough to characterize the mean hydrological behaviour of the catchment, and can be used as a first guess to compare its response with that of other catchments.

4.2.5. Conclusions

Based on sets of equiprobable SAMPO rainfall fields, we evaluated the spatial uncertainty of rainfall associated with 20 events over the Hitiaa catchment. We then investigated the propagation of this uncertainty through the optimization of the initial condition of a conceptual event-based rainfall-runoff model. Starting from a hypothetical situation where the initial condition of the hydrological model is perfectly related to the initial moisture state of the catchment ($R^2=1$), it was shown that the introduction of the rainfall spatial uncertainty led to a median R^2 of 0.17 when recalibrating STO by using the SAMPO rainfall fields.

Even in a small catchment such as Hitiaa, the rainfall spatial uncertainties were large enough to impede the detection of a relationship between the optimized initial condition of the model and the Q_0 proxy accounting for the antecedent moisture conditions. To keep on using event-based models as flood estimation tools in Tahiti, the search for a robust relationship to calibrate their initialization now appears troublesome, as the rainfall spatial uncertainties propagate to the model until confusion. Impact of these uncertainties on simulated runoff depends on the intended use of the model and may also depend on the magnitude of the event to be simulated. In Hitiaa, the low density of the rain gauge network results in a wide range of possible initial conditions, leading to poor reliability of the model as a flood warning system tool. Rainfall data are the critical information needed to build more robust initialization relationship and reduce this range of uncertainties. Our study is therefore an argument for Tahitian institutions to acquire rainfall data with greater spatial accuracy, and rainfall radars should fill the gap and hold promise.

The result of this study is of interest for flash flood modeling studies in contexts similar to Tahiti, where the spatial variability of rainfall is large relative to catchment size. The Hitiaa case study serves as a warning when event-based models are being implemented when the spatial accuracy of the rainfall data is questionable. Hydrologists can apply a similar method to check whether the spatial accuracy of the rainfall data provided by their raingauge network is enough to allow temporal calibration of event-based models from AMC. If not, then efforts should be invested in

rainfall acquisition before focusing on the hydrologic model or the accuracy of the proxy used for AMC.

However, hydrological modelling research in Tahiti should not be put on hold pending finer spatial rainfall data. If the event-based models cannot be initialized without introducing a bias on the results, it is always possible to find an average setting of its parameters for a given catchment. Thus, rainfall-runoff models can still be used in Tahiti to calculate design floods, also to characterize the hydrological behavior of each catchment, and to compare the mechanisms of flood occurrence from one catchment to the other. When using the model for flood forecasting, uncertainties deriving from rainfall input should be propagated to the simulated runoff and associated with the flood estimation.

Chapitre 5 – Régionalisation du modèle hydrologique

5.1.	Introduction	173
5.2.	Calibration de SCS-SMA-LR sur 9 bassins jaugés	174
5.2.1.	Ajustement des paramètres ds et ω	174
5.2.2.	Sensibilité du modèle à S et à S_a	179
5.3.	Ajustement d'un modèle commun	183
5.3.1.	Uniformisation du couple de paramètres (S , S_a)	183
5.3.2.	Uniformisation du couple de paramètres (ω , ds)	184
5.4.	Régionalisation des paramètres	185
5.4.1.	Régionalisation de H_0	186
5.4.2.	Régionalisation de V_0	193
5.4.3.	Performance du modèle et évaluation des relations de régionalisation	195
5.4.4.	Bilan	198
5.5.	Validation du modèle sur les grands bassins de la Papeiha et de la Punaruu	199
5.5.1.	Validation des régionalisations de H_0 et de V_0	200
5.5.2.	Validation du modèle régionalisé en calibration moyen et uniforme	202
5.5.3.	Apport de la spatialisation des paramètres sur la qualité des simulations.	203
5.6.	Discussion	204
5.7.	Conclusion	207

5.1. Introduction

Le modèle SCS-SMA-LR a été retenu comme la méthode la mieux adaptée pour restituer les crues sur les bassins versants tahitiens. La procédure de calibration de ses 7 paramètres a été mise au point et éprouvée sur le bassin de Hitiaa (Chapitre 3). Il comporte une condition initiale dont la calibration s'est révélée altérée par les incertitudes sur la spatialisation des pluies, ce qui explique sa faible performance (Chapitre 4). Si la faible robustesse de sa relation de prédétermination compromet l'utilisation du modèle comme outil de prévision en temps réel, SCS-SMA-LR n'est pas disqualifié pour estimer le comportement médian ou moyen des bassins. Le modèle reste notamment valable pour la prédétermination des crues extrêmes qui sont les moins dépendantes de l'état d'humidité initial du bassin.

L'ultime étape de cette étude vise à élaborer un modèle régional susceptible de fonctionner sur n'importe lequel des bassins versants non jaugés de Tahiti. Sans suivi historique du débit à l'exutoire, la fiabilité du modèle doit être assurée malgré l'absence de calibration locale de ses paramètres. La calibration régionale du modèle SCS-SMA-LR repose sur l'ajustement de relations entre certains paramètres dits vecteurs de régionalisation, et des descripteurs physiques du milieu. Ces descripteurs doivent donner la mesure des forçages physio-climatiques qui expliquent la variabilité spatiale de la réponse hydrologique. Tahiti est un territoire contrasté sous bien des points de vue : climat, nature et occupation des sols, végétation, géomorphologie (Chapitre 2). Cependant la traduction de ces variabilités physio-climatiques par des descripteurs cartographiés n'est pas toujours évidente car les propriétés hydrologiques du sol et de la végétation restent méconnues. Devant le nombre limité des descripteurs physio-climatiques, il est nécessaire de limiter autant que possible le nombre des vecteurs de régionalisation. Dans cette visée, la calibration séparée sur chacun des 9 bassins jaugés donneurs telle que présentée en partie 5.1. n'est pas suffisante pour passer à la régionalisation proprement dite. Les paramètres du modèle sont uniformisés autant que possible d'un bassin à l'autre en veillant à ce que cette uniformisation ne se fasse pas au détriment de la performance. L'ajustement du modèle commun à tous les bassins donneurs est exposé en partie 5.2. Les paramètres qui n'auront pu être ajustés à une unique valeur pour tous les bassins deviennent les vecteurs de régionalisation. Dans la partie 5.3., ils sont mis en relation avec des descripteurs physio-climatiques choisis en cohérence avec le sens physique intuitif des paramètres dans le schéma conceptuel. En accord avec les performances du modèle, la régionalisation devra s'appuyer sur un état médian d'humidité initiale comme descripteur, et ne pas chercher à restituer l'effet de la variabilité temporelle de l'humidité sur la réponse hydrologique. Le modèle désormais régionalisé est ensuite appliqué aux bassins de la Papeiha et de la Punaruu pour être validé, dans la partie 5.4. Ce modèle régional n'est pas un aboutissement en soi, mais plutôt un modèle de base à améliorer. Les différentes étapes d'uniformisation des paramètres pour la régionalisation entraînent en effet des pertes de performances dont les causes doivent être élucidées. Dans la partie 5, la discussion sera engagée à propos de ces pertes de performances : des hypothèses sur leur origine seront formulées ainsi que des propositions méthodologiques pour les surmonter. Les améliorations suggérées concernent autant le modèle lui-même que les relations de régionalisation.

5.2. Calibration de SCS-SMA-LR sur 9 bassins jaugés

Le modèle SCS-SMA-LR est appliqué à chacun des 9 bassins du groupe dédié à la calibration (paragraphe 2.4.). Ces bassins ont été choisis pour leur petite taille -superficie inférieure à 6km^2 - qui doit garantir l'homogénéité spatiale de leurs caractéristiques physio-climatiques. Celles-ci sont décrites et comparées dans le paragraphe 2.4.1. et l'Annexe E qui détaille également les séries d'événements extraits des données hydro-pluviométriques pour chacun d'entre eux et propose une comparaison de leurs coefficients de ruissellement événementiels. Les paramètres sont d'abord ajustés de façon indépendante pour chaque bassin. La procédure d'ajustement est la même que celle appliquée à Hitiaa (paragraphe 3.3.) et seuls les résultats sont discutés ici.

5.2.1. Ajustement des paramètres d_s et ω

Comme pour le bassin Hitiaa, les paramètres d_s et ω sont ajustés les premiers, successivement, sur une sélection des 5 événements les plus longs de chaque série. S , S_a/S et K_0 sont alors fixés respectivement à 700, 0.3 et 0.7 ; H_0 et V_0 sont déterminés pour chaque événement par l'algorithme SIMPLEX. La sensibilité des simulations à ces deux paramètres est évaluée selon le critère NSE, puis par appréciation graphique de l'adéquation entre débit observé et simulé sur les phases de décrue.

De même qu'à Hitiaa, les critères NSE apparaissent peu sensibles aux valeurs prises par d_s et par ω . Pour la plupart des bassins, le critère NSE reste supérieur à 90% de sa valeur optimale lorsque d_s varie entre 0.4 et 0.9, et lorsque ω varie entre 0.1 et 0.55 une fois d_s fixé. Ces plages de sensibilité peuvent être encore plus étendues, c'est le cas pour les bassins de Faatahi et de Tareta qui apparaissent très peu sensibles à d_s et ω (Tableau 9).

Deux bassins font toutefois exception :

- Le bassin de Vaipahi, pour lequel le critère optimal est atteint lorsque d_s et ω sont tous deux égaux à 0.1. L'augmentation du paramètre d_s entraîne une dégradation modérée du critère : pour 3 événements sur les 5, le NSE reste supérieur à 90% de sa valeur optimale quand d_s est choisi égal à 0.4. La variation de ω a quant à elle un effet négligeable sur le NSE.
- Le bassin de Vaitehoro, pour lequel la performance du modèle est clairement améliorée lorsque d_s et ω sont tous deux égaux à 0.1. Les critères NSE sont inférieurs à 90% des valeurs optimales pour tous les événements lorsque d_s est supérieur ou égal à 0.7, et 0.4 reste une valeur acceptable pour 3 événements sur les 5. Le modèle est également sensible à ω : le critère est dégradé pour 3 événements sur les 5 lorsque ω prend des valeurs égales ou supérieures à 0.4.

Tableau 9 : Résultats de l'analyse de sensibilité du modèle SCS-SMA-LR aux paramètres ds et ω pour les 5 événements les plus longs des séries des bassins Faatahi (haut) et Tareta (bas). Les valeurs correspondent aux coefficients NSE pour chaque événement et couple (ds , ω).

		Faatahi				
Date événement		13/11/2007	19/11/2014	12/12/2015	03/06/2016	25/05/2019
ds variable w fixé à 0.4	ds=0.1	0.78	0.85	0.88	0.74	0.83
	0.4	0.8	0.81	0.9	0.83	0.86
	0.7	0.78	0.8	0.88	0.85	0.88
	0.9	0.76	0.78	0.86	0.85	0.89
	1.2	0.72	0.74	0.84	0.83	0.9
	1.5	0.67	0.71	0.82	0.82	0.9
	2	0.59	0.67	0.79	0.79	0.91
w variable ds fixé à 0.7	w=0.1	0.85	0.84	0.88	0.8	0.82
	0.4	0.8	0.81	0.9	0.83	0.86
	0.55	0.67	0.75	0.84	0.81	0.9
	0.7	0.51	0.68	0.75	0.72	0.92
	0.95	0.2	0.59	0.58	0.52	0.95

		Tareta				
Date événement		24/05/2006	14/04/2007	03/05/2007	07/01/2010	25/04/2012
ds variable w fixé à 0.4	ds=0.1	0.86	-0.44	0.74	0.66	0.65
	0.4	0.85	0.36	0.74	0.66	0.66
	0.7	0.84	0.36	0.76	0.66	0.66
	0.9	0.83	0.36	0.76	0.49	0.67
	1.2	0.8	0.36	0.77	0.48	0.67
	1.5	0.78	0.39	0.75	0.47	0.68
	2	0.73	0.3	0.79	0.65	0.7
w variable ds fixé à 0.7	w=0.1	0.84	0.36	0.76	0.66	0.66
	0.4	0.85	0.36	0.76	0.66	0.66
	0.55	0.84	0.36	0.76	0.66	0.66
	0.7	0.84	0.36	0.76	0.66	0.66
	0.95	0.84	0.36	0.76	0.66	0.66

Tableau 10 : Résultats de l'analyse de sensibilité du modèle SCS-SMA-LR aux paramètres ds et ω pour les 5 événements les plus longs des séries des bassins Faatahi (haut) et Tarete (bas). Les valeurs correspondent aux coefficients NSE pour chaque événement et couple (ds , ω).

		Vaipahi				
Date événement		21/10/2006	15/11/2006	14/03/2007	18/08/2007	14/10/2007
ds variable w fixé à 0.4	ds=0.1	0.76	0.69	0.53	0.88	-0.22
	0.4	0.69	0.44	0.52	0.86	-0.44
	0.7	0.6	0.58	0.49	0.83	-0.64
	0.9	0.54	0.54	0.47	0.81	-0.76
	1.2	0.45	0.46	0.43	0.77	-0.91
	1.5	0.36	0.39	0.39	0.73	-0.89
	2	0.24	0.29	0.33	0.66	-0.97
w variable ds fixé à 0.1	w=0.1	0.78	0.69	0.35	0.89	-0.1
	0.4	0.69	0.44	0.52	0.86	-0.44
	0.55	0.76	0.69	0.26	0.88	-0.28
	0.7	0.74	0.68	0.53	0.88	-0.34
	0.95	0.72	0.67	0.53	0.88	-0.45

		Vaitehoro				
Date événement		03/02/2005	13/07/2006	24/01/2007	11/09/2010	21/02/2013
ds variable w fixé à 0.4	ds=0.1	0.37	-0.18	-0.07	0.8	0.82
	0.4	0.01	-0.34	-0.08	0.72	0.78
	0.7	-0.33	-1.13	-0.11	0.65	0.73
	0.9	-0.48	-1.08	-0.14	0.63	0.7
	1.2	-0.62	-1.01	-0.17	0.61	0.65
	1.5	-0.7	-0.95	-0.21	0.6	0.61
	2	-0.77	-0.86	-0.26	0.61	0.56
w variable ds fixé à 0.1	w=0.1	0.48	-0.09	0	0.83	0.82
	0.4	0.37	-0.18	-0.07	0.8	0.82
	0.55	0.32	-0.43	-0.06	0.78	0.82
	0.7	0.26	-0.27	-0.06	0.76	0.81
	0.95	0.14	-0.32	-0.07	0.72	0.8

Si le critère NSE se révèle peu sensible aux paramètres ds et ω qui règlent l'écoulement retardé, leur variation modifie cependant la qualité de la restitution des basses eaux qui peut être appréciée graphiquement. Les Figure 5-1, Figure 5-2 et Figure 5-3 permettent d'apprécier par exemple la sensibilité de la décrue aux valeurs de ds et ω pour les bassins Faatahi, Papeivi et Vaitehoro. Une fois ajustés ces paramètres (Tableau 11), deux groupes de bassins peuvent être distingués du point de vue de l'écoulement retardé :

- Vaipahi et Vaitehoro sont caractérisés par de faibles valeurs de ds et de ω , traduisant une participation restreinte de l'écoulement retardé vis-à-vis de l'hydrogramme total.
- Les autres bassins sur lesquels les valeurs optimales des paramètres sont comprises entre 0.4 et 0.9 pour ds et entre 0.4 et 0.55 pour ω .

Tableau 11 : Valeurs des paramètres ds et ω retenues par ajustement graphique sur les 9 bassins de calibration.

Bassin	ds	ω
Faatahi	0.7	0.4
Nymphea	0.4	0.4
Atiue	0.4	0.4
Vaipahi	0.1	0.1
Tareta	0.7	0.55
Papeivi	0.4	0.4
Hitiaa	0.7	0.7
Vaiami	1.2	0.4
Vaitehoro	0.1	0.1

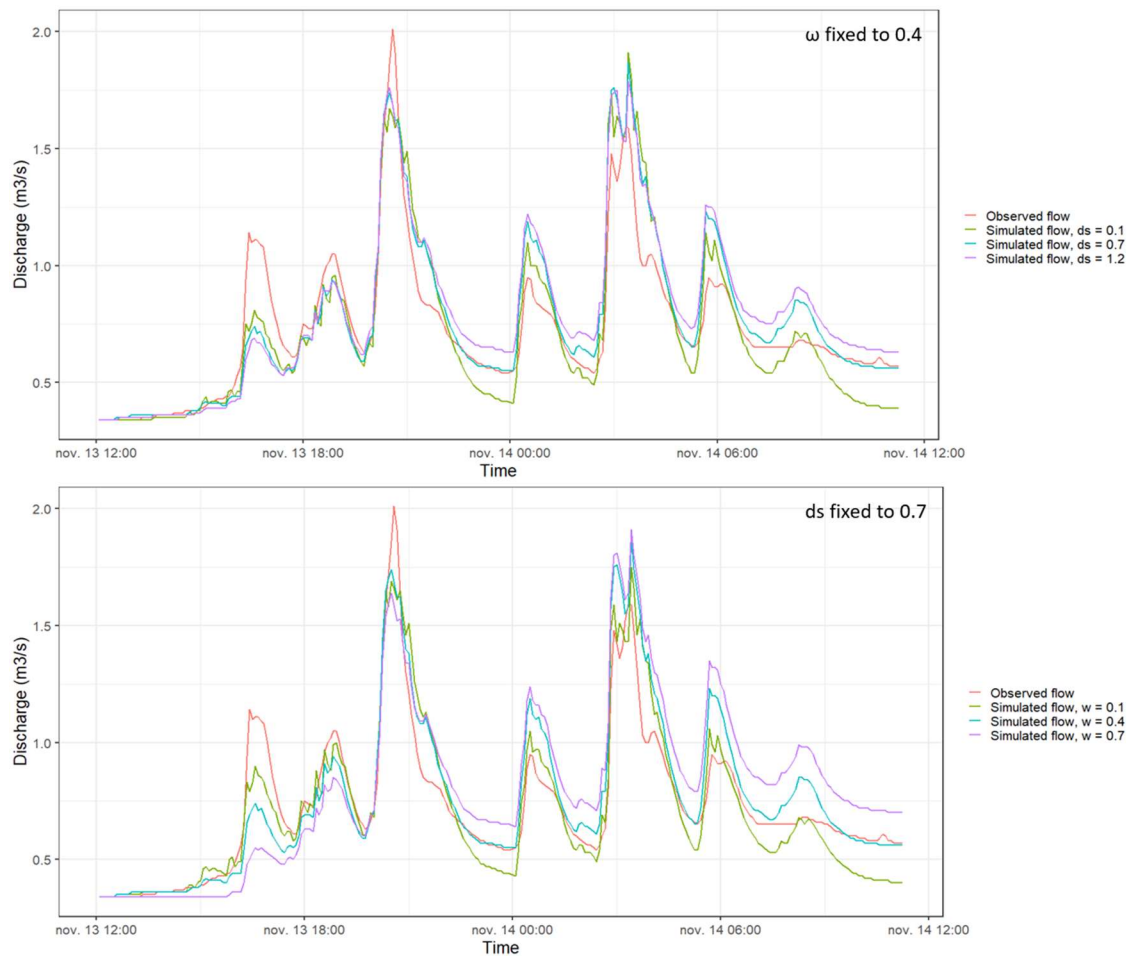


Figure 5-1 : Débit observé à Faatahi et simulé pour différentes valeurs des paramètres ds (haut) et ω (bas), entre le 13/11/2007 12 :00 et le 14/11/2007 11 :15.

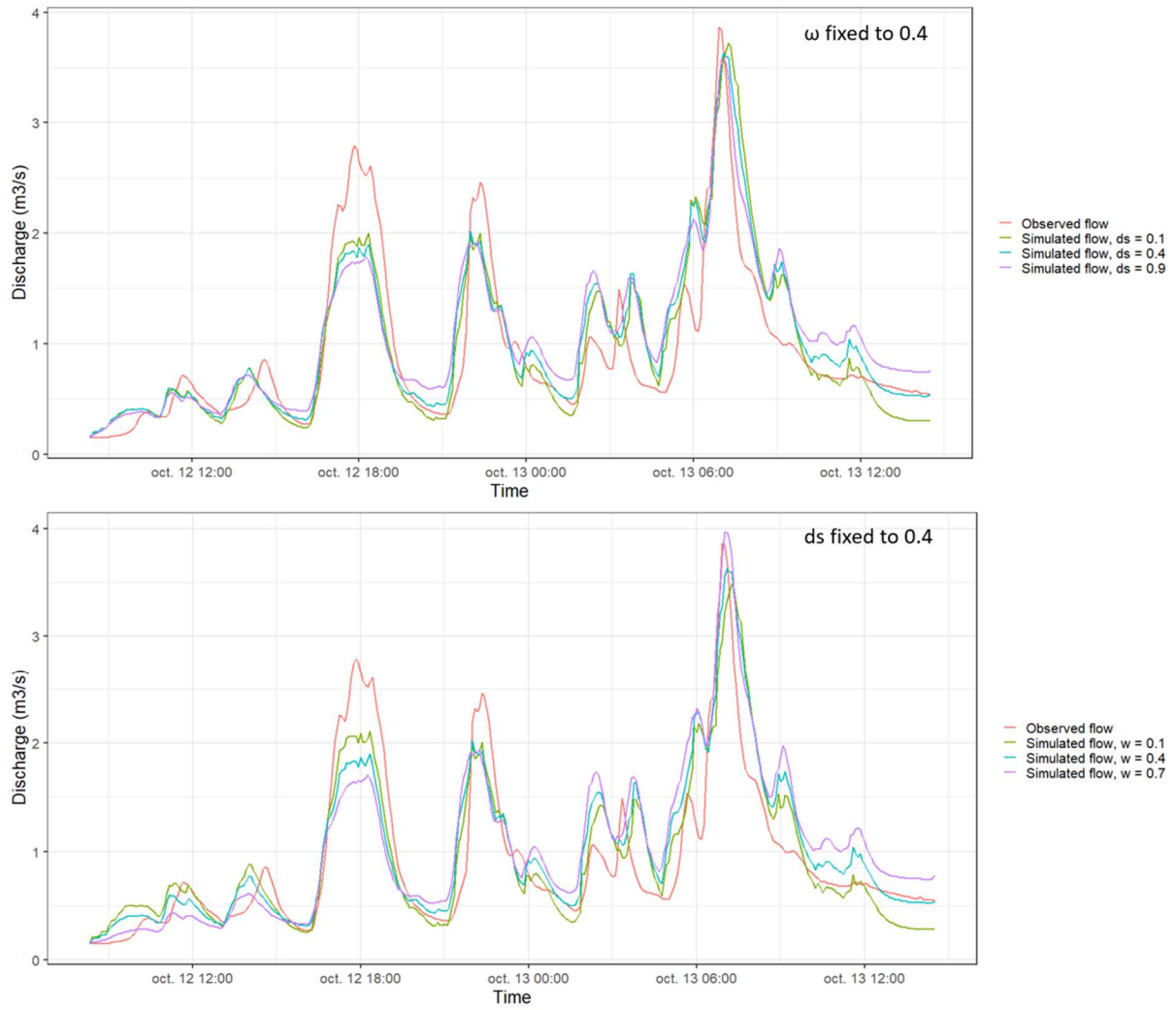


Figure 5-2 : Débit observé à Papeivi et simulé pour différentes valeurs des paramètres ds (haut) et ω (bas), entre le 12/10/2010 08:15 et le 13/10/2010 14:30.

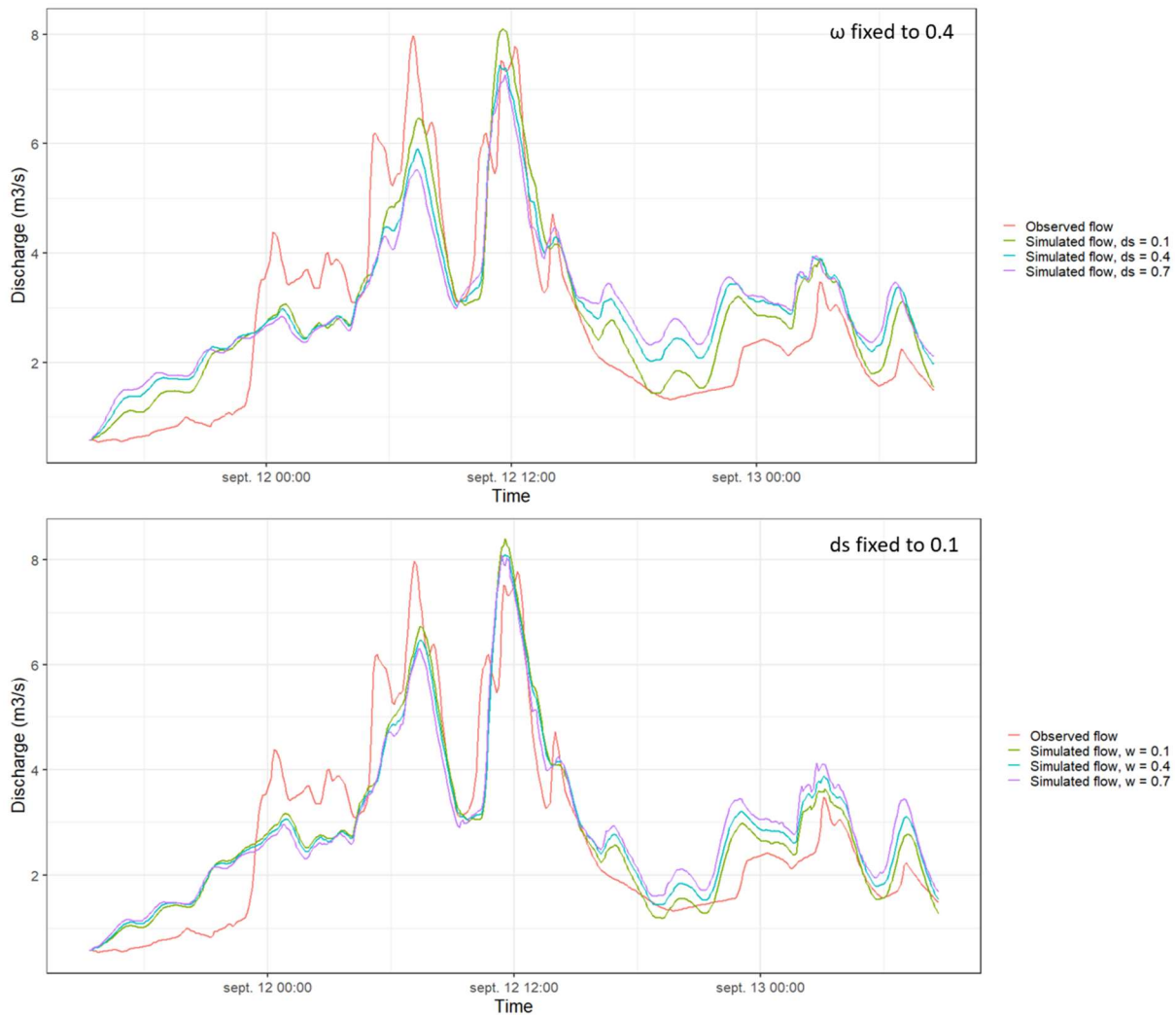


Figure 5-3 : Débit observé à Vaitehoro et simulé pour différentes valeurs des paramètres ds (haut) et ω (bas), entre le 11/09/2010 15:15 et le 13/09/2010 08:40.

5.2.2. Sensibilité du modèle à S et à S_a

Une fois fixées les valeurs de ds et ω pour chaque bassin, le modèle fait l'objet d'une analyse de sensibilité aux paramètres S et S_a , fondée sur la valeur médiane du critère NSE. Celle-ci est calculée sur la série la plus large d'événements, incluant monopics et multipics. K_0 est toujours fixé à 0.7 et H_0 et V_0 toujours optimisés séparément pour chaque événement.

Le modèle est performant sur tous les bassins du point de vue du critère NSE : sa valeur médiane optimale est comprise entre 0.72 et 0.86, valeurs respectivement obtenues sur les séries d'événements des bassins Atiue et Faatahi.

Comme sur Hitiaa, le paramètre S_a doit être fixé car sa variation est systématiquement compensée par celle de la condition initiale optimisée H_0 . La valeur du rapport S_a/S n'a quasiment aucune influence sur la performance du modèle tant qu'il reste strictement inférieur à 0.9. On décide de le fixer arbitrairement à 0.3, en accord avec la valeur proposée par Michel et al. (2005).

Pour la majorité des bassins, les valeurs optimales du NSE sont obtenues pour des valeurs de S supérieures ou égales à 500mm. La sensibilité à S est variable d'un bassin à l'autre (Tableau 12). Les bassins de Faatahi, Vaitehoro, Tareta et Vaipahi sont les moins sensibles à S qui peut atteindre 2000mm avec un NSE toujours supérieur à 90% de sa valeur optimale. Vaiami est le bassin le plus sensible à S : les valeurs du NSE sont dégradées dès que S atteint 1000mm. Le bassin Hitiaa est celui qui est le moins sensible à S : le modèle y est performant sur une très large gamme de valeurs, incluant 100, 50 et même 10mm. Sur le bassin de Nymphaea, la valeur optimale du NSE (0.77) est atteinte pour un S égal à 200mm. Toutefois, les valeurs de S peuvent atteindre 700mm sans dégrader significativement la valeur du NSE, qui reste supérieure à 90% du NSE optimal.

La sensibilité du NSE aux paramètres est doublée d'une étude de sensibilité de la relation de prédétermination à ces mêmes paramètres. Le R^2 de la relation entre les valeurs optimisées de la condition initiale H_0 et du débit de base initial Q_0 est ainsi évalué pour chaque couple (S, S_a) . La performance de cette relation est faible pour tous les bassins, comprise entre 0.01 en R^2 à Atiue et 0.52 à Vaipahi. Nymphaea présente des R^2 supérieurs à 0.9 mais ce bassin est celui pour lequel la série d'événements est la plus réduite avec seulement 15 événements, ce qui n'est pas suffisant pour conclure sur la robustesse du lien entre H_0 et Q_0 . Pour tous les bassins excepté Nymphaea, la plage de couples (S, S_a) associée à une robustesse optimale du lien H_0 - Q_0 est incluse dans celle des couples optimaux du point de vue des NSE. Lorsque le R^2 n'est pas proche de 0, une variation significative du R^2 permet de restreindre la plage des valeurs acceptables de S. C'est le cas par exemple à Tareta ou à Faatahi.

La Figure 5-4 présente les NSE médians et les R^2 des relations H_0 - Q_0 pour chacun des bassins, les valeurs de S retenues sont celles du Tableau 13.

Tableau 12 : Sensibilité du modèle SCS-SMA-LR aux paramètres S et S_a évaluée pour les bassins de Vaiami (haut), Faatahi (milieu) et Nyphea (bas) par la valeur du NSE médian et celle du R^2 de la relation de prédétermination liant H_o et Q_o

		Vaiami								
		10	50	100	200	500	700	1000	1500	2000
0.01		-0.569	-0.521	-0.272	0.462	0.728	0.671	0.646	0.642	0.526
		0.007	0.014	0.006	0.001	0.084	0.049	0.041	0.049	0.033
0.05		-0.517	-0.410	-0.496	0.579	0.728	0.671	0.646	0.642	0.526
		0.014	0.016	0.015	0.001	0.084	0.052	0.042	0.049	0.033
0.1		-0.537	-0.410	-0.046	0.582	0.728	0.671	0.646	0.642	0.526
		0.024	0.015	0.002	0.001	0.084	0.052	0.041	0.049	0.034
0.2		-0.537	-0.379	0.073	0.582	0.728	0.671	0.646	0.642	0.498
		0.030	0.013	0.001	0.002	0.084	0.053	0.042	0.048	0.033
0.4		-0.537	-0.379	0.046	0.582	0.728	0.671	0.646	0.642	0.526
		0.044	0.011	0.000	0.002	0.084	0.030	0.041	0.043	0.033
0.5		-0.517	-0.379	0.051	0.582	0.728	0.671	0.646	0.642	0.526
		0.026	0.009	0.027	0.002	0.088	0.054	0.042	0.043	0.033
0.7		-0.507	-0.315	0.296	0.572	0.728	0.665	0.638	0.616	0.526
		0.017	0.006	0.002	0.000	0.099	0.055	0.042	0.029	0.032
0.9		0.516	0.527	0.545	0.551	0.723	0.631	0.561	0.552	-0.525
		0.017	0.061	0.108	0.092	0.093	0.096	0.008	0.000	0.000

		Faatahi								
		10	50	100	200	500	700	1000	1500	2000
0.01		-0.902	-0.297	-0.101	0.736	0.861	0.855	0.851	0.833	0.826
		0.004	0.070	0.046	0.004	0.164	0.154	0.058	0.080	0.021
0.05		-0.509	-0.592	-0.044	0.772	0.861	0.855	0.851	0.833	0.826
		0.001	0.086	0.046	0.002	0.159	0.154	0.058	0.080	0.021
0.1		-0.690	-0.592	0.135	0.800	0.861	0.855	0.851	0.833	0.826
		0.003	0.090	0.036	0.001	0.154	0.154	0.058	0.080	0.021
0.2		-0.683	-0.592	0.356	0.800	0.861	0.855	0.851	0.833	0.826
		0.003	0.093	0.018	0.001	0.156	0.154	0.058	0.080	0.021
0.4		-0.679	-0.604	0.395	0.800	0.861	0.855	0.851	0.833	0.826
		0.008	0.086	0.008	0.004	0.156	0.154	0.059	0.080	0.021
0.5		-0.672	-0.530	0.411	0.800	0.861	0.855	0.851	0.833	0.826
		0.008	0.073	0.005	0.003	0.156	0.154	0.059	0.080	0.021
0.7		0.091	0.454	0.630	0.813	0.861	0.855	0.851	0.833	0.826
		0.097	0.048	0.000	0.001	0.156	0.154	0.059	0.051	0.025
0.9		0.736	0.736	0.736	0.733	0.745	0.735	0.735	0.698	0.706
		0.071	0.013	0.047	0.029	0.004	0.085	0.000	0.004	0.002

		Nyphea								
		10	50	100	200	500	700	1000	1500	2000
0.01		-0.350	0.330	0.670	0.770	0.710	0.720	0.470	0.100	0.140
		0.597	0.143	0.700	0.759	0.858	0.929	0.330	0.433	0.494
0.05		-0.390	0.670	0.680	0.770	0.710	0.680	0.470	0.120	0.140
		0.015	0.302	0.552	0.760	0.858	0.929	0.331	0.432	0.494
0.1		-0.460	0.670	0.690	0.770	0.710	0.680	0.470	0.100	0.140
		0.002	0.303	0.534	0.759	0.858	0.929	0.335	0.433	0.494
0.2		-0.310	0.670	0.760	0.770	0.710	0.680	0.470	0.100	0.140
		0.034	0.304	0.519	0.760	0.858	0.929	0.334	0.433	0.494
0.4		-0.310	0.670	0.760	0.770	0.710	0.680	0.470	0.100	0.140
		0.040	0.304	0.519	0.760	0.858	0.929	0.330	0.433	0.494
0.5		-0.110	0.670	0.760	0.770	0.710	0.680	0.470	0.100	0.140
		0.049	0.304	0.519	0.760	0.858	0.929	0.330	0.433	0.494
0.7		-0.030	0.670	0.760	0.770	0.710	0.680	0.370	0.100	0.140
		0.059	0.304	0.519	0.760	0.858	0.929	0.369	0.433	0.494
0.9		-0.030	0.670	0.760	0.770	0.710	0.680	0.060	0.100	0.140
		0.052	0.304	0.519	0.759	0.858	0.252	0.379	0.432	0.494

0.582 NSE value < 90%*NSE max
 0.671 NSE value > 90%*NSE max
 0.092 R^2 (Ho-Qo) value < 90%* R^2 (Ho-Qo) max
 0.093 R^2 (Ho-Qo) value > 90%* R^2 (Ho-Qo) max

Tableau 13 : Valeurs du paramètre S retenues comme optimales après analyse de sensibilité des 9 bassins de calibration.

Bassin	S (mm)
Faatahi	500
Nymphaea	200
Atiue	1000
Vaipahi	1000
Tareta	700
Papeivi	1000
Hitiaa	100
Vaiami	500
Vaitehoru	1000

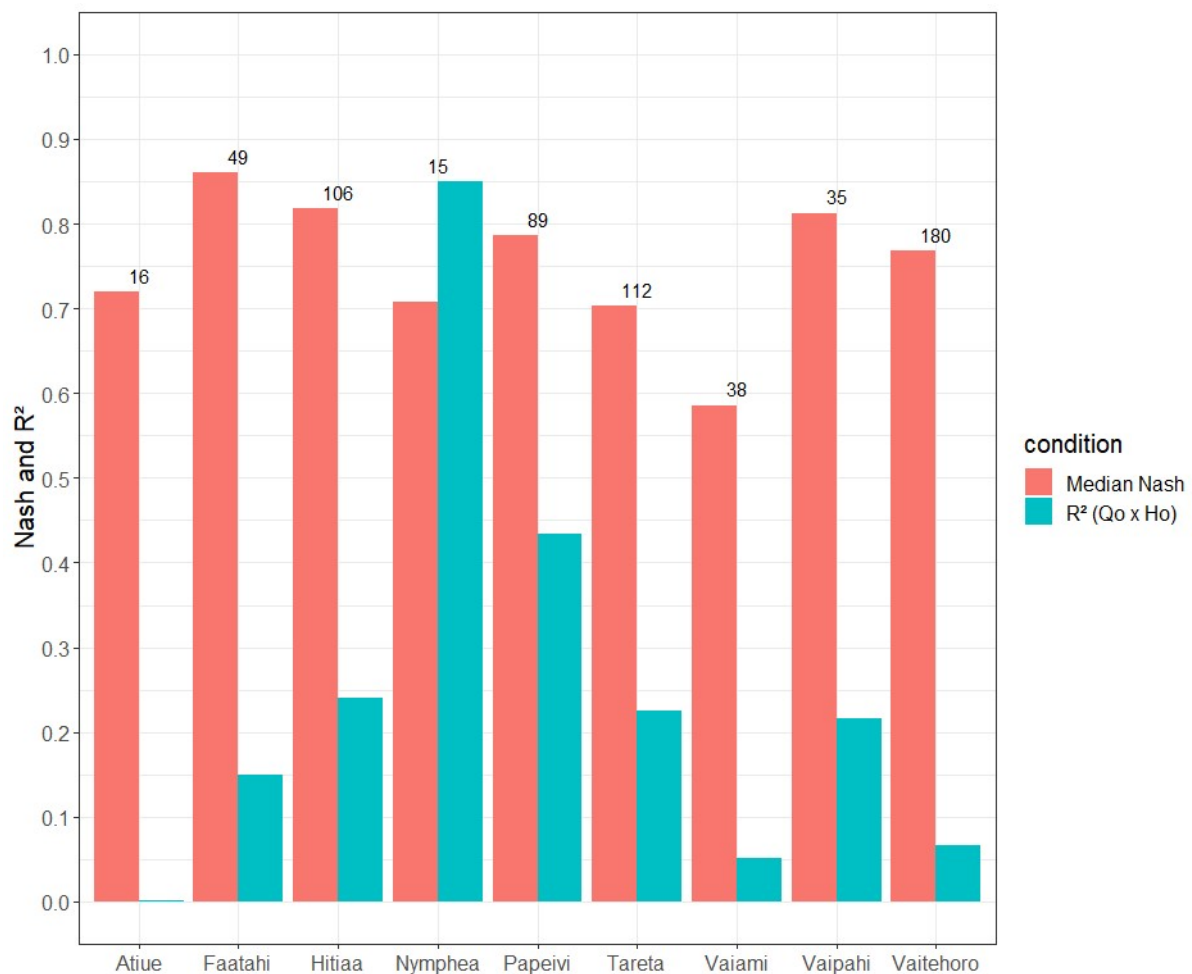


Figure 5-4 : Performance du modèle SCS-SMA-LR calibré séparément sur 9 bassins selon le NSE médian et R^2 de la relation H_0-Q_0 associés à chaque série d'événements.

Dans l'ensemble, les résultats de calibration du SCS-SMA-LR sur les 8 nouveaux bassins confirment les résultats obtenus à Hitiaa. Le modèle est performant du point de vue du critère NSE et peu sensible aux dimensions du réservoir sol. La restitution de l'écoulement retardé peut être améliorée par ajustement des paramètres ds et ω , mais l'impact de leur réglage sur le NSE

médian est négligeable. La qualité de la relation H_0-Q_0 est relativement médiocre, avec des R^2 compris entre 0.05 et 0.45, à l'exception du bassin Nymphaea.

5.3. Ajustement d'un modèle commun

Pour réduire le nombre de paramètres du modèle à régionaliser, les paramètres sont uniformisés d'un bassin à l'autre lorsque la sensibilité du modèle le permet. L'objectif est d'homogénéiser spatialement la paramétrisation du modèle dans les limites imposées par le maintien de sa performance médiane.

5.3.1. Uniformisation du couple de paramètres (S, S_a)

Le paramètre S_a est déjà fixé arbitrairement à 30% de S pour tous les bassins pour éviter l'introduction d'équifinalité avec H_0 .

La valeur de 700mm comme dimension du sol drainable peut être retenue pour tous les bassins. Elle est comprise dans la gamme de S pour laquelle le critère NSE reste supérieur à 90% de sa valeur optimale (Figure 5-5).

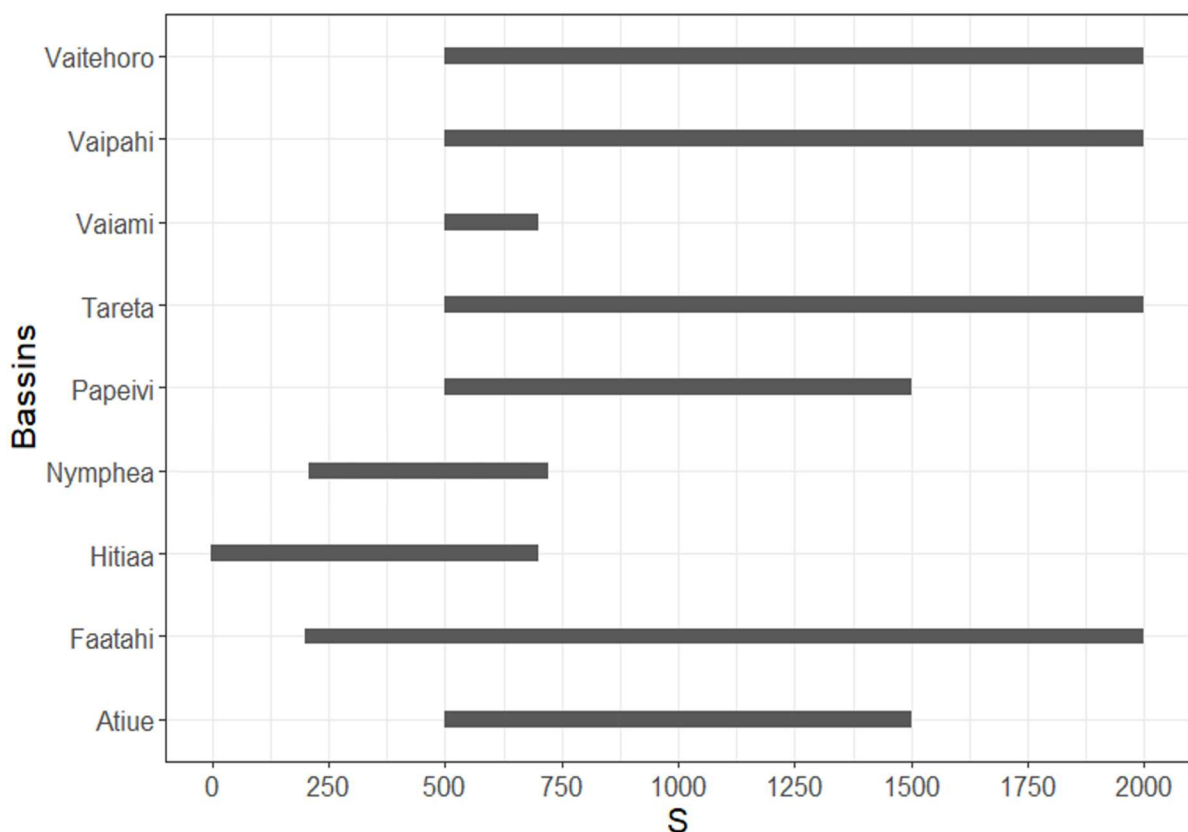


Figure 5-5 : Comparaison inter bassin-versants des plages de valeurs acceptables du paramètre S . Ces plages sont associées aux valeurs du NSE médian supérieures ou égales à 90% du NSE optimal pour chaque bassin.

5.3.2. Uniformisation du couple de paramètres (ω , d_s)

Dans un souci de simplification du modèle, on décide de fixer les paramètres d_s et ω à 0.4 et 0.4 qui sont les valeurs médianes obtenues sur l'ensemble des 9 bassins de calibration. Si le réglage de ces paramètres améliore le réalisme des simulations, son impact sur le NSE est négligeable même pour les événements les plus longs. Cela signifie que sur les bassins Tahitiens, la contribution de l'écoulement retardé au débit total à l'exutoire est négligeable devant celle de l'écoulement direct. Il est vrai que le NSE calculé sur la totalité de l'hydrogramme est davantage influencé par les débits de hautes eaux que par ceux de basses eaux, mais le choix de ce critère est en accord avec nos attentes de modélisation : que ce soit pour la prévision ou pour la prédétermination des crues, la restitution des hautes eaux est privilégiée.

La performance du modèle SCS-SMA-LR ainsi uniformisé est évaluée de nouveau sur chaque bassin selon le critère NSE médian obtenu sur les séries d'événements observés et selon la qualité de la relation de prédétermination ajustée entre H_0 et le débit initial observé Q_0 (Figure 5-6).

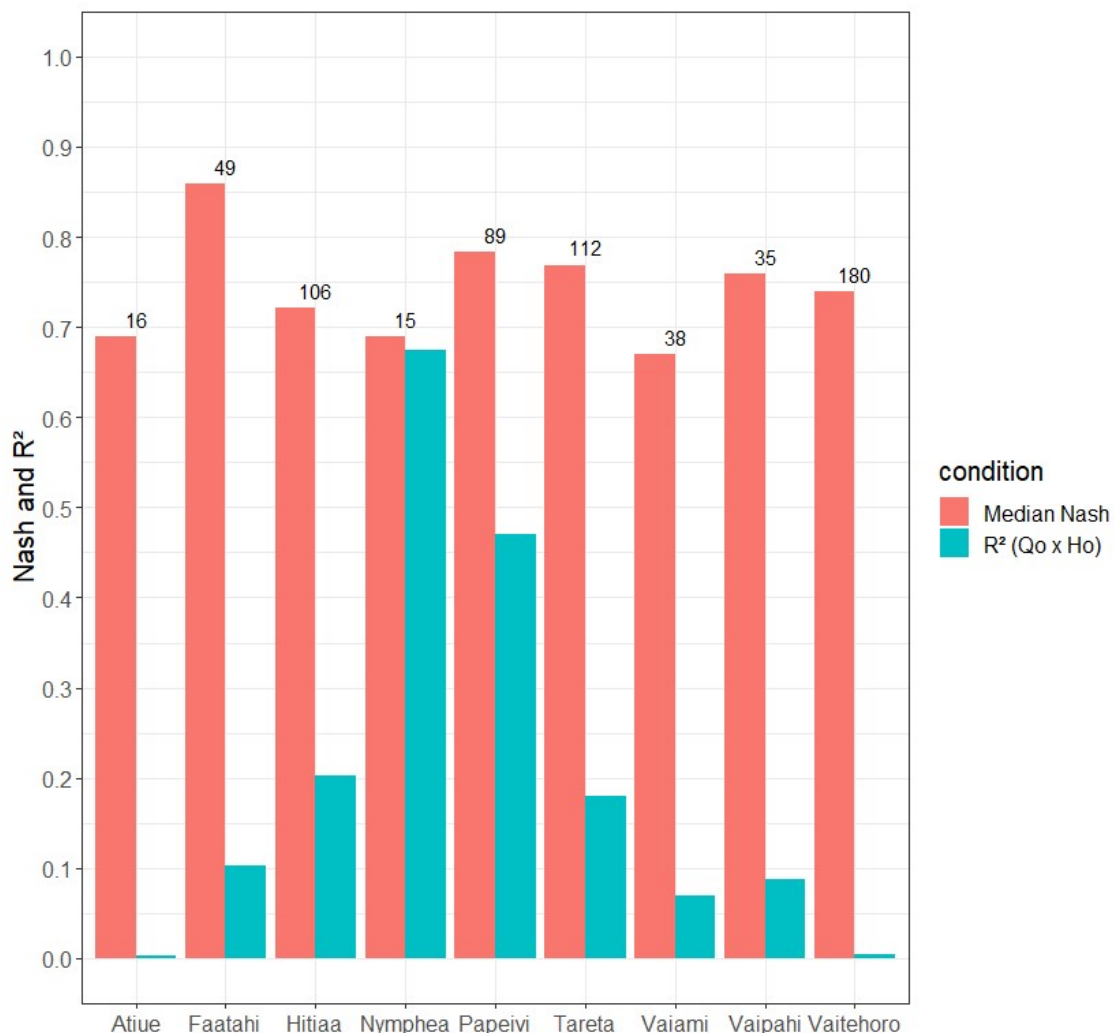


Figure 5-6 : Performance du modèle SCS-SMA-LR après uniformisation spatiale des paramètres fixes sur 9 bassins selon le NSE médian et le R^2 de la relation H_0 - Q_0 associés aux séries d'événements.

La performance du modèle reste globalement stable vis-à-vis des deux indicateurs qu'il soit calibré séparément sur chaque bassin (Figure 5-4) ou après homogénéisation spatiale des paramètres S , ω et ds (Figure 5-6). La dégradation du NSE ne dépasse pas 0.1 en valeur absolue, enregistrée sur le bassin de Hitiaa. L'homogénéisation spatiale des paramètres fixes conduit même à augmenter le critère NSE pour les bassins de Tareta et de Vaiami. Il est possible que cette augmentation traduise l'inadéquation des valeurs de ds et ω ajustées graphiquement sur les longs événements, une fois celles-ci appliquées aux séries complètes d'événements regroupant monopics et multipics. La dégradation la plus importante du R^2 de la relation H_0 - Q_0 est enregistrée à Vaipahi où il passe de 0.22 à 0.09. Sur ce bassin, le volume d'écoulement retardé est amplifié puisque les paramètres ds et ω sont tous deux passés de 0.1 à 0.4. Cette augmentation forcée du débit retardé est possiblement compensée par l'ajustement de H_0 lors de son optimisation : cette compensation explique alors la stabilité du NSE qui diminue seulement de 0.05.

5.4. Régionalisation des paramètres

La régionalisation du modèle repose désormais sur deux vecteurs : les paramètres H_0 et V_0 .

Les vecteurs de régionalisation H_0 et V_0 sont également censés porter la variabilité temporelle de la réponse hydrologique. Cependant, les tentatives d'élaboration de relations de prédétermination à partir de descripteurs physiques des bassins se sont soldées par des résultats décevants. Ainsi, les valeurs de V_0 se sont révélées corrélées aux débits maximum observés, ce qui ne permet pas de l'initialiser (paragraphe 3.3.3.2.2.). Quant à la relation entre H_0 et le débit de base initial, elle est peu robuste car elle encaisse les répercussions des incertitudes spatiales sur les pluies. La régionalisation passe par l'ajustement de relations entre les paramètres calibrés sur les bassins jaugés et des descripteurs des bassins qui portent la variabilité spatiale de la réponse hydrologique. Pour être en mesure de détecter ces relations de régionalisation, il faut empêcher que les incertitudes sur les relations de prédétermination ne se répercutent sur les relations de régionalisation. Les relations de prédétermination de H_0 à partir de Q_0 sont donc délaissées pour la régionalisation qui ne concerne alors plus que des valeurs centrales de H_0 et de V_0 pour chaque bassin. On choisit les valeurs médianes de H_0 et V_0 calculées à partir des séries optimisées issues de la calibration du modèle sur les sélections d'événements associées à chaque bassin jaugé (Tableau 14).

Tableau 14 : Médianes de H_0 et de V_0 calculées sur les bassins donneurs.

Bassin	H_0 médian (mm)	V_0 médian ($m.s^{-1}$)
Faatahi	256.6	0.96
Nymphea	75.3	1.27
Atiue	218.6	0.99
Vaipahi	212.7	1.83
Tareta	242.2	1.21
Papeivi	238.3	1
Hitiaa	418.2	1.01
Vaiami	224.0	1.72
Vaitehoro	235.1	1.16

Quant aux descripteurs physiques des bassins desquels doit découler la variabilité spatiale des vecteurs de régionalisation, leur choix est orienté par deux critères :

- Ils doivent être des indicateurs des forçages physio climatiques susceptibles d'expliquer la variabilité spatiale des crues sur l'île (paragraphes 1.2 et 2.2).
- Ils doivent refléter le sens physique des paramètres dans le schéma de formation des crues proposé par le modèle.

SCS-SMA-LR est un modèle conceptuel : sa structure procède d'une schématisation de la réponse hydrologique *a priori* peu fondée sur la compréhension physique des écoulements. Le sens de ses paramètres n'est donc pas physiquement arrêté et l'ambiguïté de leur définition autorise une certaine souplesse dans leur interprétation. Néanmoins la nature des forçages physio-climatiques associés à H_0 et à V_0 est intuitive. Ainsi H_0 représente le niveau de remplissage du réservoir de production au début de l'événement. Il détermine l'espace de stockage initialement disponible dans le sol et doit donc être mis en relation avec un indicateur de l'état de saturation du bassin. Le paramètre V_0 s'apparente à la vitesse maximale atteinte par l'onde de crue à l'exutoire. Pour expliquer les variations du timing de la réponse hydrologique, des critères géomorphologiques caractérisant l'escarpement des versants doivent être considérés. On cherche alors à mettre V_0 en relation avec un indicateur traduisant la pente des bassins.

La qualité des relations de régionalisation établies sera évaluée par mesure du NSE médian sur chaque bassin avec des paramètres tirés de ces relations. Ces critères seront comparés à ceux obtenus pour H_0 et V_0 fixés aux valeurs médianes obtenues séparément sur chaque bassin lors de la calibration. Ainsi, la perte de performance due à leur régionalisation pourra être évaluée de façon indépendante de celle associée à leur uniformisation temporelle.

5.4.1. Régionalisation de H_0

Le paramètre H_0 est obtenu sur chaque bassin donneur par la médiane des niveaux initiaux du réservoir sol optimisés séparément sur chaque événement. Il représente le taux de saturation médian du bassin et doit donc être mis en relation avec un descripteur caractérisant l'humidité médiane de chaque bassin. Pour pouvoir comparer les bassins entre eux, le vecteur utilisé est le rapport de paramètres $\frac{H_0}{S}$ qui caractérise le taux de saturation dans le volume drainable du sol.

Parmi les proxys représentant l'humidité des bassins, l'indice des pluies antérieures (IPA) est le plus accessible pour les bassins non jaugés. En effet, son calcul nécessite uniquement des données de pluviométrie journalières pour lesquelles peut être exploité à Tahiti un réseau de mesure relativement dense et ancien (cf. paragraphe 2.3.1.). Le débit de base médian spécifique peut également faire office de descripteur, mais sa détermination sur un bassin non jaugé exige la mise en place de mesures régulières de débit sur une année hydrologique au moins.

Avant de mettre en relation le vecteur H_0 avec l'IPA médian, ce dernier doit être cartographié sur toute l'île de Tahiti.

5.4.1.1. Cartographie de l'IPA

Sont présentés ici la méthode de cartographie de l'IPA médian journalier et les résultats obtenus pour chacun des bassins donneurs.

Les données de pluie journalière de 32 stations du GEGDP ont été exploitées pour calculer l'IPA. En plus des 27 stations encore en activité, les données des 5 postes désarmés suivants ont été ajoutés :

- Vaiami P0
- Vaiami P1
- Nympha P1
- Nympha P2
- Atiue P1

Les périodes d'enregistrement et localisation de chacun des postes sont indiquées dans le paragraphe 2.3.1. consacré au réseau de mesures pluviométriques.

Pour chaque station, les périodes de lacunes ont été retirées, puis l'IPA a été calculé de proche en proche pour chaque jour d'enregistrement par les équations 31 et 32 présentées au paragraphe 3.3.3.1. La médiane de cet indice est ensuite calculée pour chaque poste, et c'est cet indice médian qui doit être cartographié.

L'interpolation spatiale de l'IPA journalier médian est réalisée par krigeage simple ponctuel grâce au logiciel HydroDem développé par Leblois and Sauquet (2000). Mais les valeurs observées de l'IPA médian présentent de fortes variations d'une station à l'autre, et leur distribution marginale présente une forte asymétrie positive (Figure 5-7, a). D'autre part, ajuster un variogramme expérimental sur ces valeurs paraît difficile sans fixer un seuil de variance très important (Figure 5-7, b).

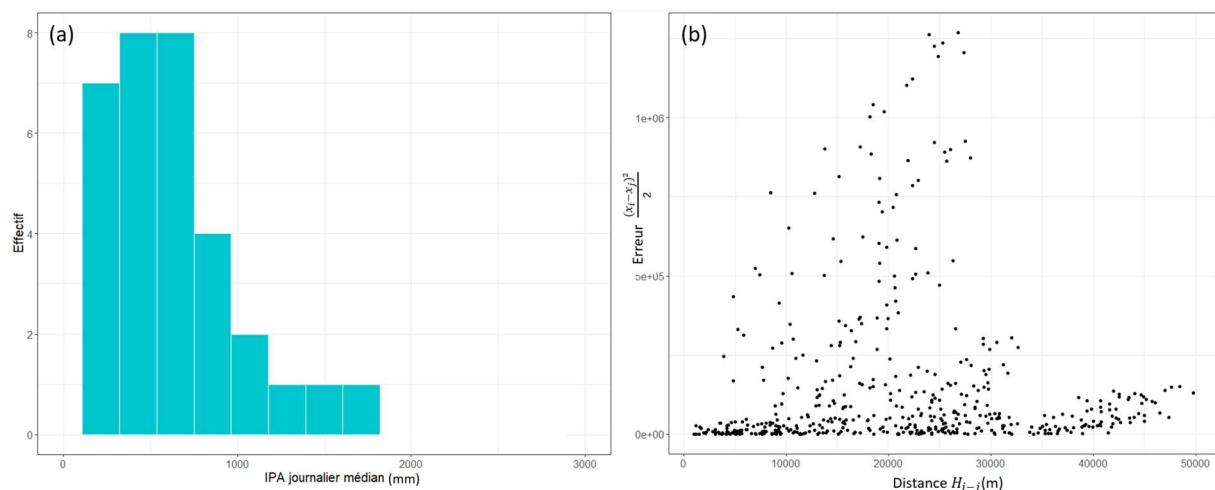


Figure 5-7 : Distribution (a) et variogramme expérimental (b) des valeurs de l'IPA médian calculées pour la sélection de postes pluviométriques.

Il est préférable de ne pas appliquer le krigeage directement aux IPA observés, ce qui est évitable en transformant le jeu d'observations pour modifier sa distribution. Pour relier une variable observée à une distribution gaussienne, il est possible de procéder par anamorphose gaussienne. Le traitement se décline alors en trois étapes :

- Normalisation de la distribution marginale de la variable à kriger : La fonction de répartition de la loi inverse gaussienne est appliquée aux observations des IPA médians pour calculer leur fréquence théorique. Sa formule est la suivante :

$$F(x, \mu, \lambda) = \Phi \left[\sqrt{\frac{\lambda}{x}} \left(\frac{x}{\mu} - 1 \right) \right] + e^{-\frac{2\lambda}{\mu}} \Phi \left[\sqrt{\frac{\lambda}{x}} \left(\frac{x}{\mu} - 1 \right) \right]$$

$$\text{avec } \lambda = \frac{\mu^3}{\sigma^2} \quad (56)$$

Où x est la valeur à normaliser, dans notre cas les observations d'IPA médian journalier ; μ et σ sont la moyenne et l'écart type des valeurs x calculés sur l'échantillon ; Φ est la fonction de répartition de la loi normale.

Puis les quantiles x_G de distribution de la loi normale centrée réduite $N(0,1)$ correspondant à ces fréquences sont substitués aux observations x .

- Krigeage des valeurs normalisées x_G : Les paramètres du variogramme utilisés sont ceux du variogramme expérimental ajusté sur les observations (Figure 5-8). Il s'exprime par la formule suivante :

$$\gamma(h) = 1.34 * \left(1 - e^{-\frac{h}{20000}} \right) \quad (57)$$

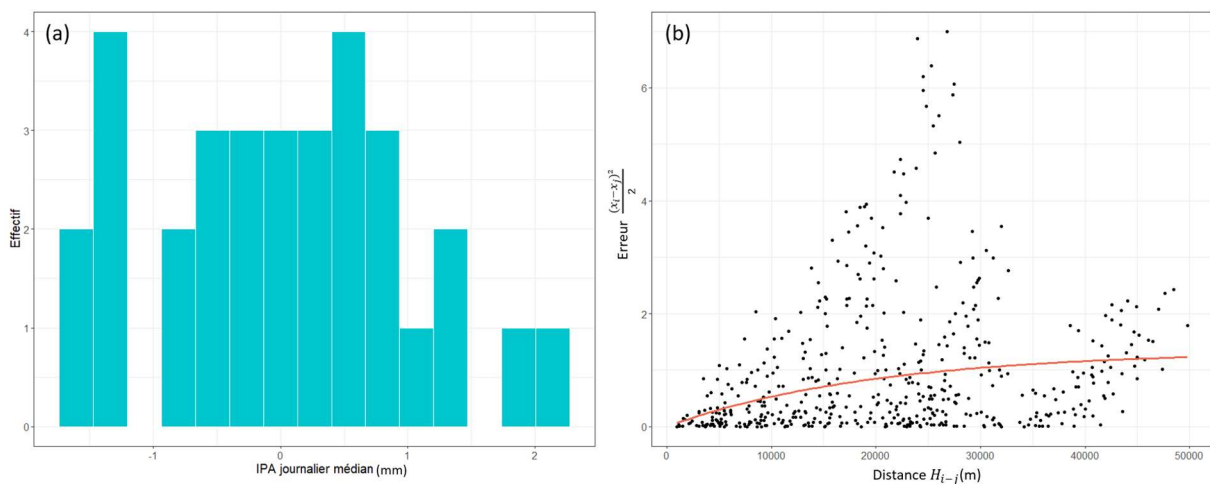


Figure 5-8 : Distribution (a) et variogramme expérimental (b) des valeurs de l'IPA médian calculées pour la sélection de postes pluviométriques puis transformées par anamorphose gaussienne.

- A l'issue de cette étape, les IPA médians normalisés sont interpolés sur tout le domaine d'étude, c'est-à-dire la surface de l'île de Tahiti.

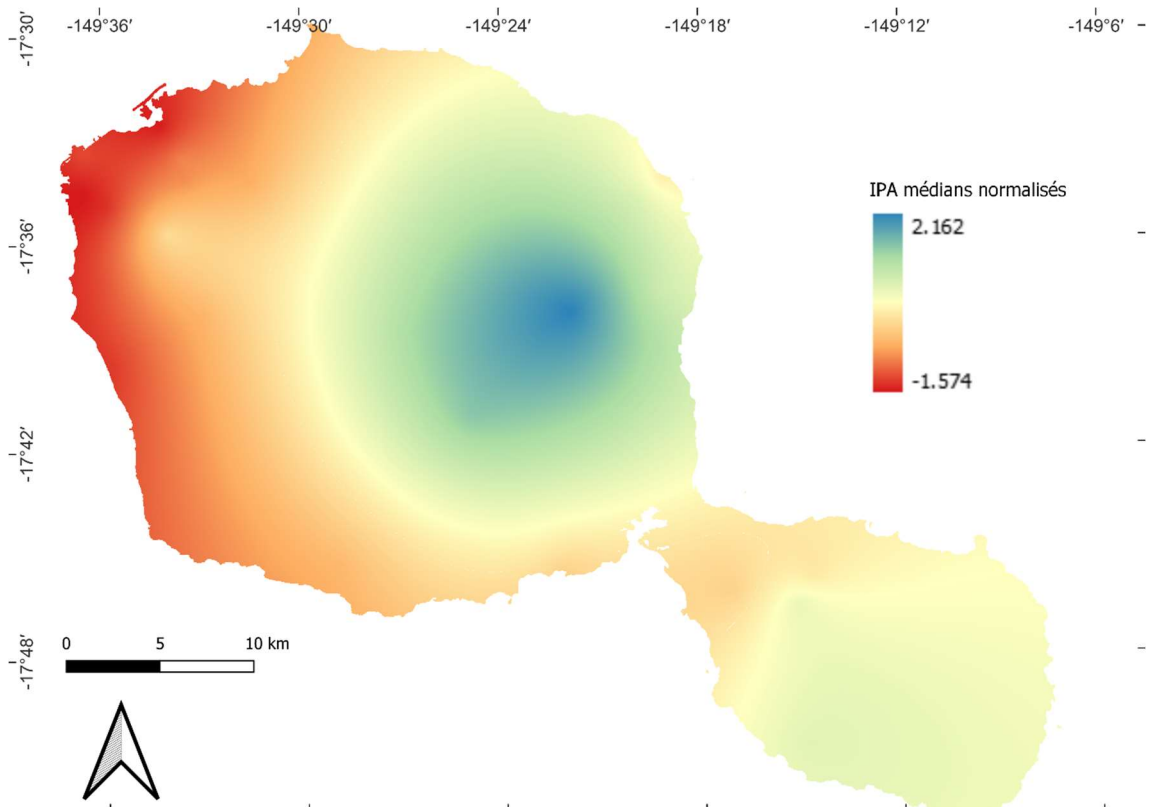


Figure 5-9 : Krigeage des IPA médians normalisés

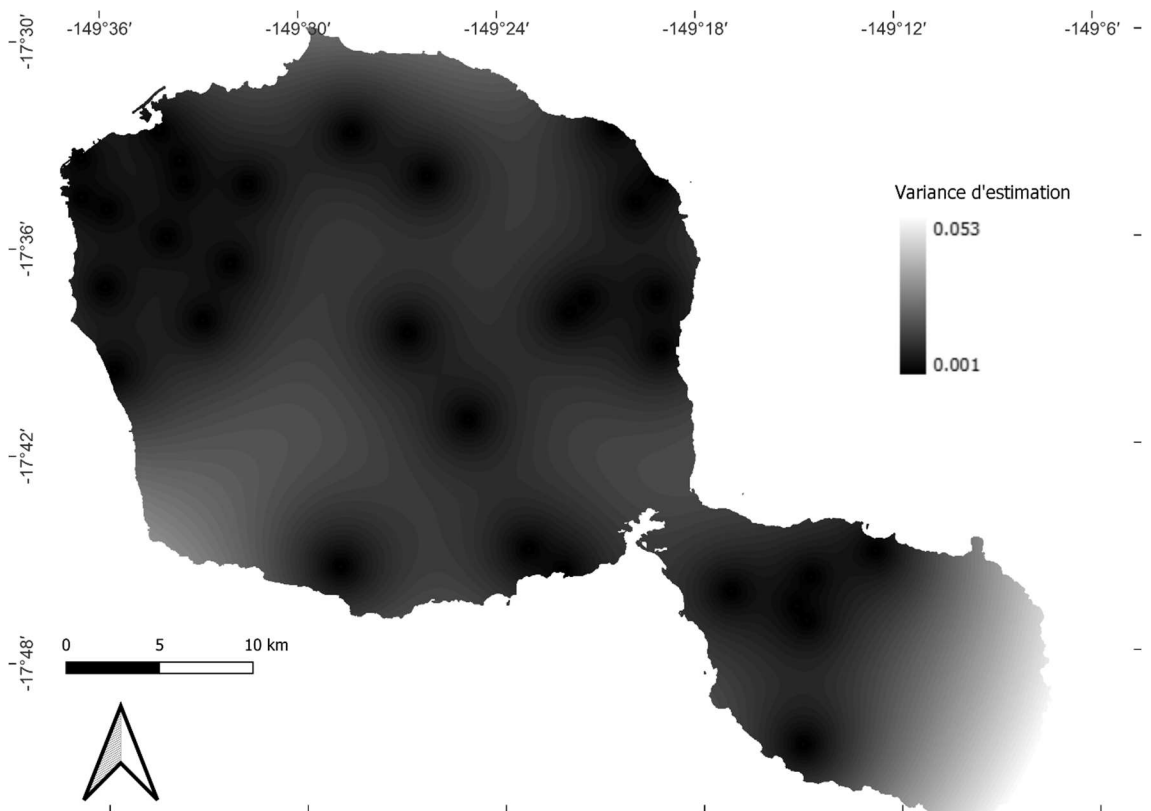


Figure 5-10 : Variance d'estimation associée au krigeage des IPA médians normalisés.

- Rétromorphose des valeurs krigées : les valeurs interpolées sont transposées dans leur distribution d'origine. Leur fréquence selon la loi $N(0,1)$ est utilisée comme entrée de la fonction inverse à la répartition de la loi Gaussienne inverse, ce qui permet de calculer la valeur x de l'IPA médian journalier en tout point de Tahiti (Figure 5-11).

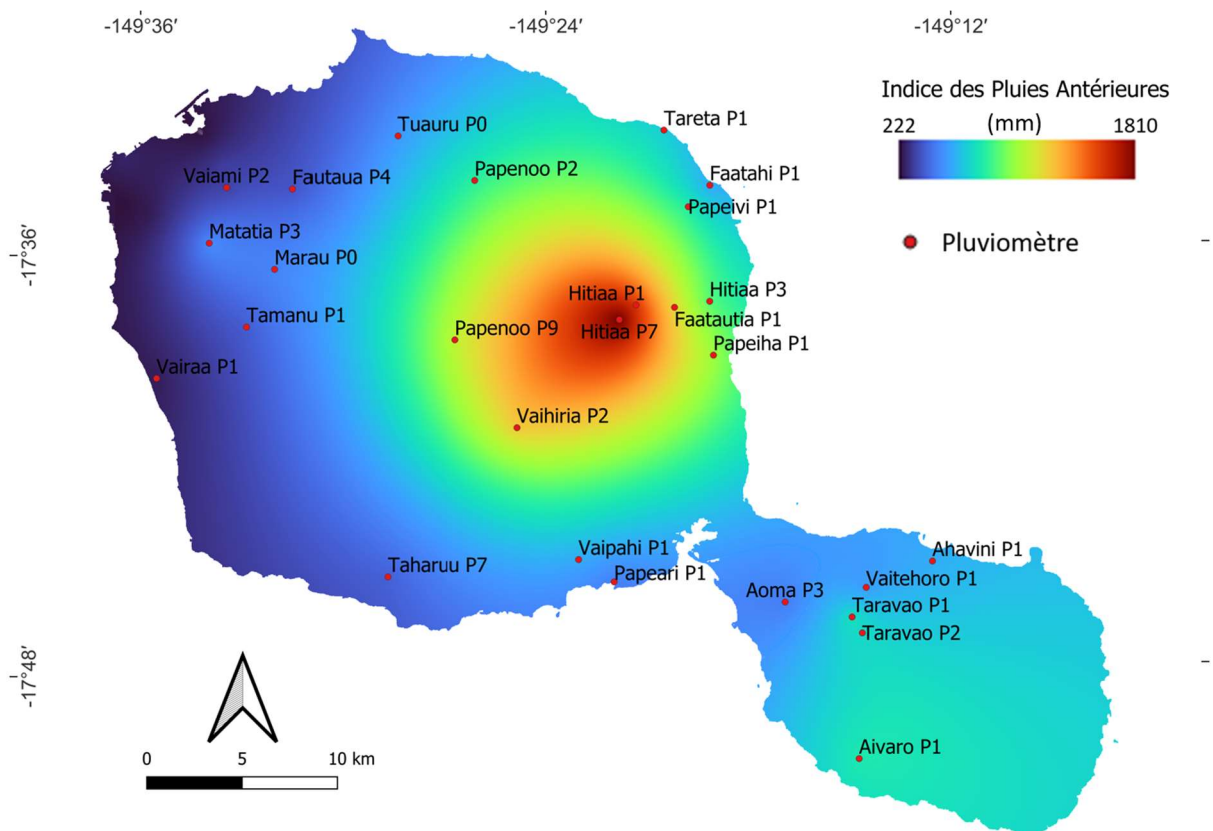


Figure 5-11 : Indice des Pluies Antérieures médian interpolé sur l'île de Tahiti

Enfin le descripteur attendu n'est pas une valeur ponctuelle mais doit être représentative de l'état d'humidité de l'ensemble de chaque bassin. Une dernière étape est donc nécessaire pour agréger les valeurs krigées sur la surface des bassins versants. Ce calcul est également réalisé par HydroDem et permet d'obtenir les moyennes de bassin des IPA médians journaliers, rassemblés dans le Tableau 15.

Tableau 15 : Valeurs de l'IPA médian journalier agrégées sur les bassins donneurs.

Bassin	IPA médian journalier (mm)
Faatahi	692
Nymphea	239
Atiue	323
Vaipahi	586
Tareta	735
Papeivi	723
Hitiaa	1662
Vaiami	302
Vaitehoro	663

5.4.1.2. Régionalisation de H_0

Les variations spatiales de l'IPA journalier médian apparaissent bien corrélées à celles du rapport $\frac{H_0}{S}$ à l'exception du bassin Nymphaea. En mettant de côté le point correspondant à ce bassin, il a été possible d'identifier une relation claire entre vecteur et descripteur de régionalisation (Figure 5-12). L'augmentation de l'état d'humidité médian du bassin mesuré par l'IPA se traduit par une augmentation du niveau initial médian dans les réservoirs des différents bassins.

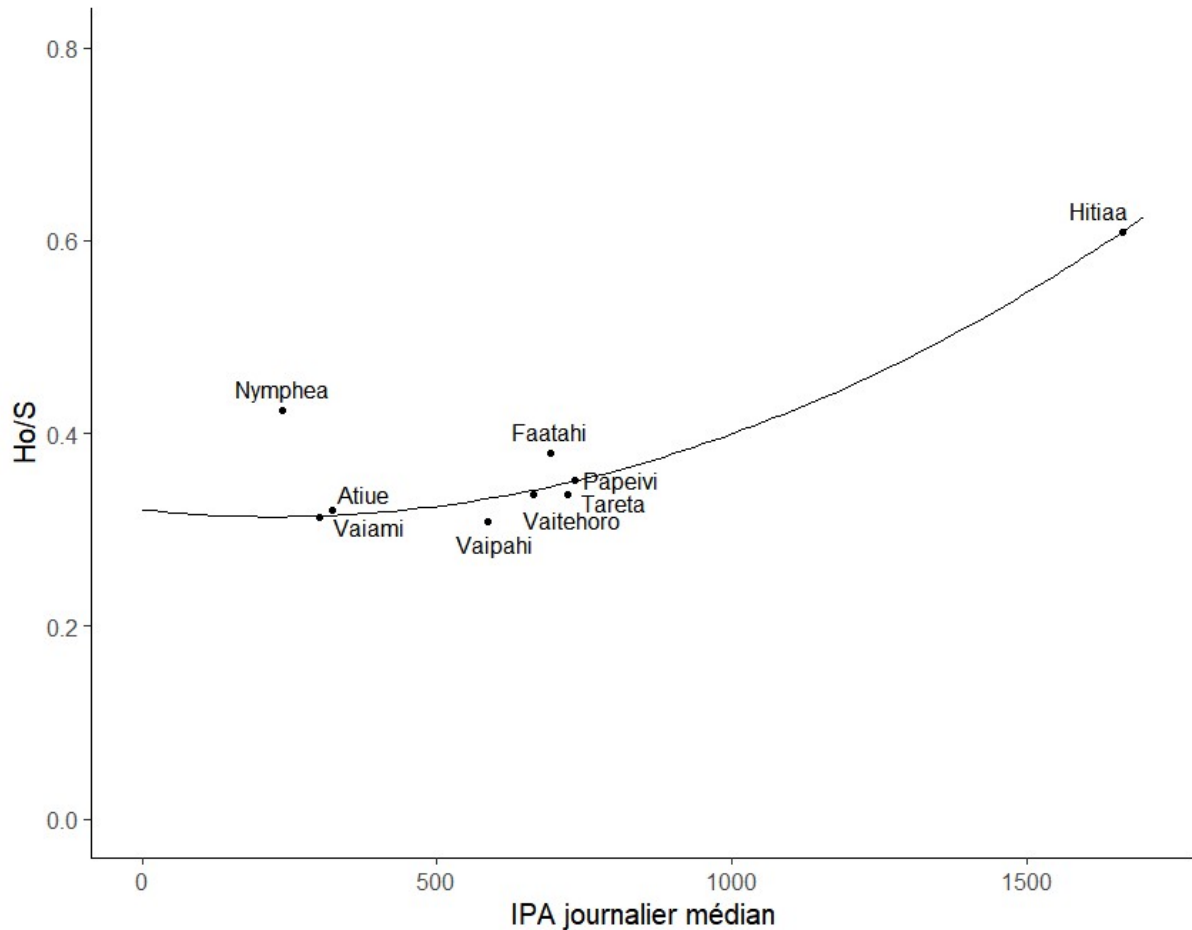


Figure 5-12 : Ajustement d'une relation de régionalisation entre le vecteur H_0/S et l'IPA journalier médians associés à chaque bassin du groupe de donneurs.

La relation de régionalisation ajustée s'exprime par la formule suivante :

$$\frac{H_0}{S} = 0 \text{ si } IPA < 222$$

$$\frac{H_0}{S} = 1.427 \cdot 10^{-7} IPA^2 - 6.396 \cdot 10^{-5} IPA + 3.206 \cdot 10^{-1} \text{ sinon} \quad (58)$$

Soit :

$$\frac{H_0}{S} = 0 \text{ si } IPA < 222$$
$$H_0 = S(1.427 \cdot 10^{-7} IPA^2 - 6.396 \cdot 10^{-5} IPA + 3.206 \cdot 10^{-1}) \text{ sinon} \quad (59)$$

Cette relation ne suffit pas à régionaliser le paramètre H_0 , puisque le point de Nymphaea n'a pas été pris en compte pour l'ajuster : le rapport $\frac{H_0}{S}$ de Nymphaea est supérieur de 0.1 à la valeur prévue par la relation d'après les IPA. En d'autres termes, les variations de l'état de saturation du sol ne suffisent pas à expliquer celles du paramètre H_0 . H_0 détermine le remplissage initial du réservoir sol, c'est-à-dire l'espace de stockage disponible au début de l'événement. La majoration du rapport $\frac{H_0}{S}$ pour le bassin de Nymphaea se traduit par une diminution de cet espace de stockage.

L'occupation des sols, particulière sur le bassin Nymphaea, peut expliquer cette différence de paramétrage. En effet, Nymphaea est le seul bassin dont la totalité de la surface est urbanisée contre seulement 15 et 21% de celles des bassins Vaiami et Atiue (paragraphe 2.4.1.), et une proportion quasiment nulle pour les autres bassins. L'anthropisation est plus marquée à Nymphaea, occupé par les routes, les bâtiments de l'Université et un lotissement, qu'à Atiue et Vaiami où l'habitat est plus espacé. Augmenter le rapport $\frac{H_0}{S}$ pour les bassins urbains est cohérent puisque les surfaces artificielles sont majoritairement imperméables. Le ruissellement de surface y est favorisé par rapport aux bassins naturels où une capacité de production augmentée autorise davantage l'infiltration, le stockage et les écoulements de subsurface.

Le type de végétation ou la nature du sol n'ont pu être reliés aux variations du rapport $\frac{H_0}{S}$, c'est pourquoi ils ont été écartés de la liste des descripteurs physio-climatiques potentiellement reliés à $\frac{H_0}{S}$.

Si le rapport $\frac{H_0}{S}$ semble devoir varier selon l'urbanisation du bassin, ce lien reste difficile à quantifier, car l'échantillon de bassins donneurs manque de bassins urbains. En l'attente de nouvelles données sur les bassins urbains permettant d'affiner cette relation, la majoration du $\frac{H_0}{S}$ s'appuie sur une classification des bassins entre bassins urbains et naturels, par similarité avec les bassins de calibrage. Ainsi les bassins présentant une occupation des sols similaire à celle observée sur Nymphaea seront classés parmi les bassins urbains, pour lesquels le rapport $\frac{H_0}{S}$ sera augmenté de 0.1. Les bassins présentant un taux d'artificialisation des sols similaire à ceux des bassins Atiue et Vaiami seront classés parmi les bassins naturels. La définition des classes gagnera à être affinée par l'ajout de bassins urbains au groupe de donneurs. En attendant, le classement d'un bassin receveur non jaugé parmi les bassins urbains ou naturels relève de l'appréciation subjective de sa similarité soit avec Nymphaea soit avec l'un des autres bassins donneurs.

5.4.2. Régionalisation de V_0

Dans le schéma conceptuel proposé par le modèle SCS-SMA-LR, le paramètre V_0 s'apparente à la vitesse maximale du front de l'onde de crue et peut varier d'une crue à l'autre sur un bassin donné. Calculée sur toute la série d'événements, la médiane des V_0 porte une information plus générale sur le timing des crues dans ce bassin versant ; elle caractérise la réactivité de la réponse hydrologique sur ce bassin. Les V_0 médians obtenus sur la sélection de bassins donneurs sont compris entre 0.96 m.s^{-1} pour Faatahi et 1.83 m.s^{-1} pour Vaipahi.

L'origine de la variabilité spatiale du V_0 médian fait l'objet de deux hypothèses qui peuvent être combinées :

- Elle procède de la variabilité géomorphologique des bassins, autrement dit la temporalité des crues est modulée par le relief et notamment les pentes des versants. Cette hypothèse concerne surtout le ruissellement direct, donc l'influence de la géomorphologie sera d'autant plus importante que la part de ce ruissellement à l'écoulement total augmentera.
- Cette variabilité procède de celle des processus hydrologiques, autrement dit les chemins empruntés par l'eau ne sont pas les mêmes d'un bassin à l'autre, ce qui explique les variations de dynamique des écoulements. La variation des processus est liée à l'occupation des sols mais surtout à la géologie (paragraphe 1.2.2.3.).

Des descripteurs géomorphologiques des bassins sont faciles à calculer à partir du MNT, qui permettent de tester l'effet de la géomorphologie sur les valeurs de V_0 . Le plus évident de ces indices est la pente moyenne des bassins, calculée sur HydroDem à partir du raster des pentes locales dérivé du MNT.

L'absence de corrélation ($R^2 = 0$) entre vecteur et descripteur ne permet pas d'établir une relation de régionalisation, même peu robuste (Figure 5-14).

Sans relation de régionalisation satisfaisante avec les descripteurs géomorphologiques, on cherche à expliquer les variations spatiales du V_0 médian par celles des processus d'écoulements dominants. Les processus hydrologiques locaux étant peu documentés, nous sommes réduits à élaborer des hypothèses de fonctionnement hydrogéologique fondées sur la carte géologique de Tahiti (Hildenbrand, 2002) et sur les connaissances hydrogéologiques générales en milieu volcanique insulaire et tropical.

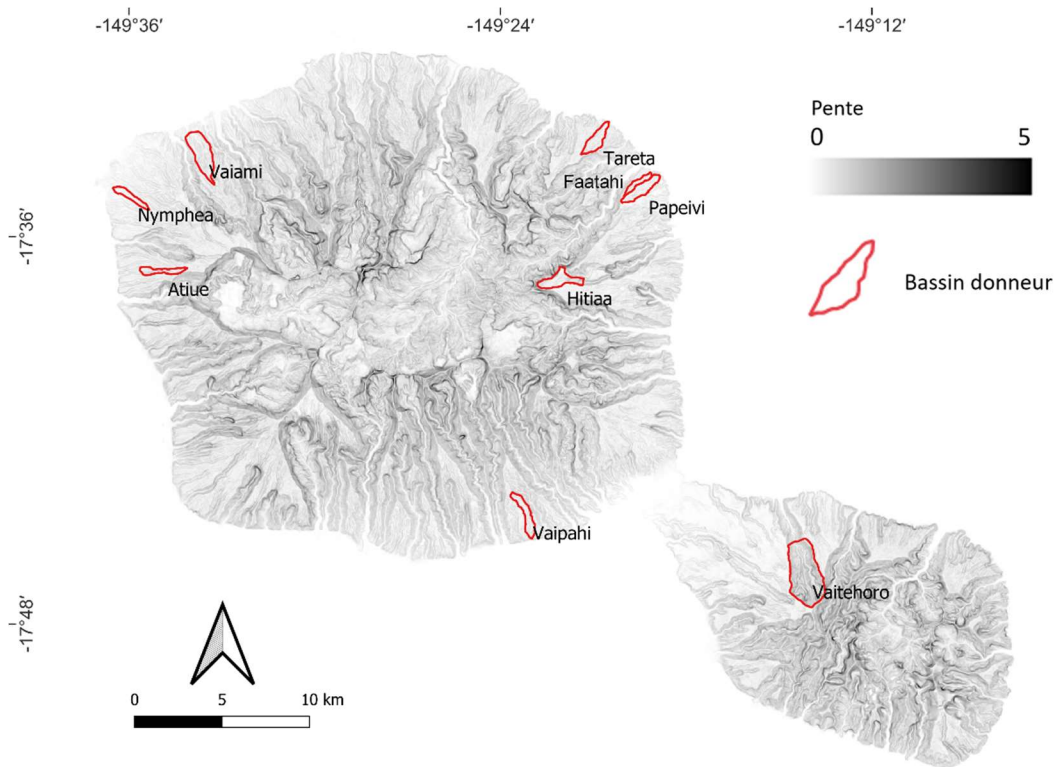


Figure 5-13 : Pentés locales à Tahiti et position des bassins versants donneurs. Les pentés sont exprimées par la tangente du dénivelé maximal sur chaque maille.

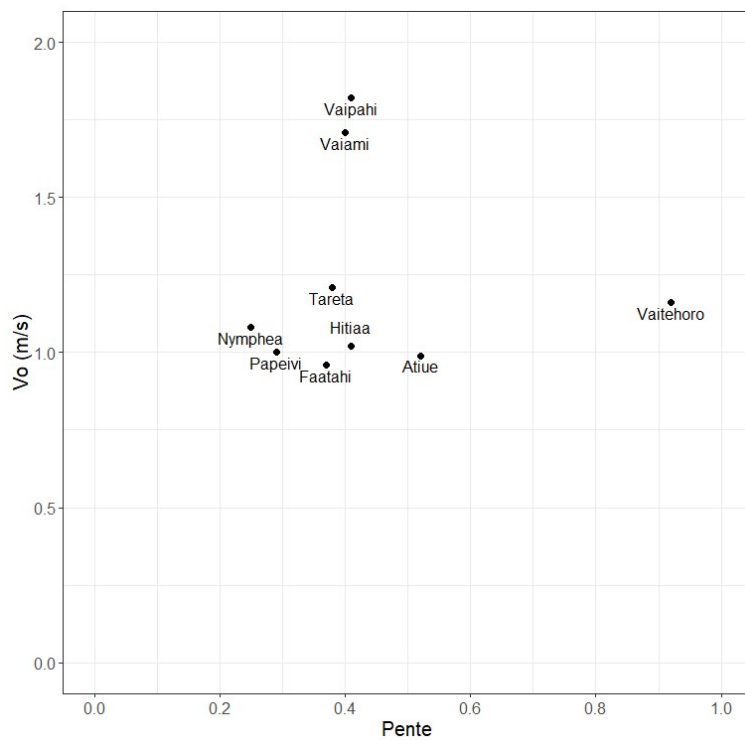


Figure 5-14 : Recherche d'une relation de régionalisation entre la pente moyenne des bassins et le paramètre V_0 médian.

Les bassins Vaipahi et Vaiami présentent des V_0 médians nettement plus élevés, respectivement $1.72\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ et $1.83\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ que ceux obtenus sur les autres bassins qui sont compris entre $0.96\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ à Faatahi et $1.21\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ à Tareta. Les pentes moyennes n'y sont pas particulièrement élevées, c'est pourquoi l'argument géologique est examiné pour expliquer ces valeurs importantes. Il apparaît alors que Vaiami et Vaipahi sont avec Hitiaa les seuls bassins situés dans les formations de laves pahoehoe émises tardivement, de 75 ka à 45 ka, quand tous les autres bassins sont situés dans les formations de laves aa du premier bouclier, datées de 1.37 Ma à 0.87 Ma (cf. paragraphe 2.2.1.). Les laves du premier bouclier sont imperméables car plus anciennes et altérées, tandis que les laves pahoehoe tardives sont susceptibles d'être encore perméables car plus récentes, saines et homogènes, parcourues de fractures de refroidissement non encore comblées par l'altération. En considérant cette différence géologique, deux types de processus peuvent être distingués :

- Le ruissellement de l'eau de pluie sur la surface des laves anciennes et altérées
- L'infiltration de l'eau de pluie dans les fissures et fractures des laves saines et leur circulation dans la perméabilité de ces roches jusqu'à l'exutoire.

Les bassins Vaiami et Vaipahi seraient donc concernés par ce deuxième type d'écoulement. Hitiaa est également situé sur des formations de laves pahoehoe récentes, mais sa position en altitude et très exposée aux pluies laisse envisager un état d'altération avancé par rapport à ceux de Vaipahi et de Vaiami qui sont plus protégés. Cette altération accrue expliquerait une composante de ruissellement importante à Hitiaa, et donc une dynamique d'écoulement plus proche de celle des autres bassins que de celle de Vaiami et Vaipahi.

Reste à comprendre pourquoi le ruissellement de surface est plus lent que l'écoulement dans la porosité des laves. Une explication possible est que l'onde de crue enregistrée à l'exutoire n'est pas le résultat d'un transfert de masse mais de la propagation d'une onde de pression au sein des roches puis de son exfiltration en bas de versant. Ce processus de subsurface a été suggéré par Bouvier et al. (2021) sur une parcelle expérimentale d'un bassin granitique dans les Cévennes, et permet d'expliquer des vitesses de transmission supérieures à celles du ruissellement de surface. A Vaipahi et Vaiami, ce processus de formation des crues est envisageable dans la mesure où les laves saines reposent sur les formations altérées du premier bouclier qui joue le rôle de mur imperméable de l'aquifère sur lequel l'eau infiltrée peut s'écouler. En attendant que des mesures de terrain confirment cette hypothèse, on décide de classer V_0 selon le type de lave sous-jacente : V_0 est donc fixé à $1.77\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ pour les bassins de faible altitude situés sur les formations de lave pahoehoe récentes, et à $1.01\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ pour les autres bassins, ces deux valeurs étant les médianes des V_0 calculées pour chacun des deux groupes géologiques de bassins

5.4.3. Performance du modèle et évaluation des relations de régionalisation

Pour évaluer la qualité de la régionalisation de H_0 et de V_0 , l'effet de leur uniformisation temporelle sur la performance du modèle est mesuré au préalable. Le modèle est donc appliqué à chaque

bassin avec H_0 fixé aux médianes des valeurs optimisées sur chaque série, et V_0 optimisé, puis avec H_0 et V_0 fixés aux médianes des valeurs optimisées (Tableau 15).

Par rapport aux NSE médians mesurés avec H_0 et V_0 optimisés (Figure 5-6), les pertes de performances liées à l'uniformisation temporelle des paramètres sont comprises entre 0.07 à Hitiaa et 0.35 à Nymphaea (Figure 5-15).

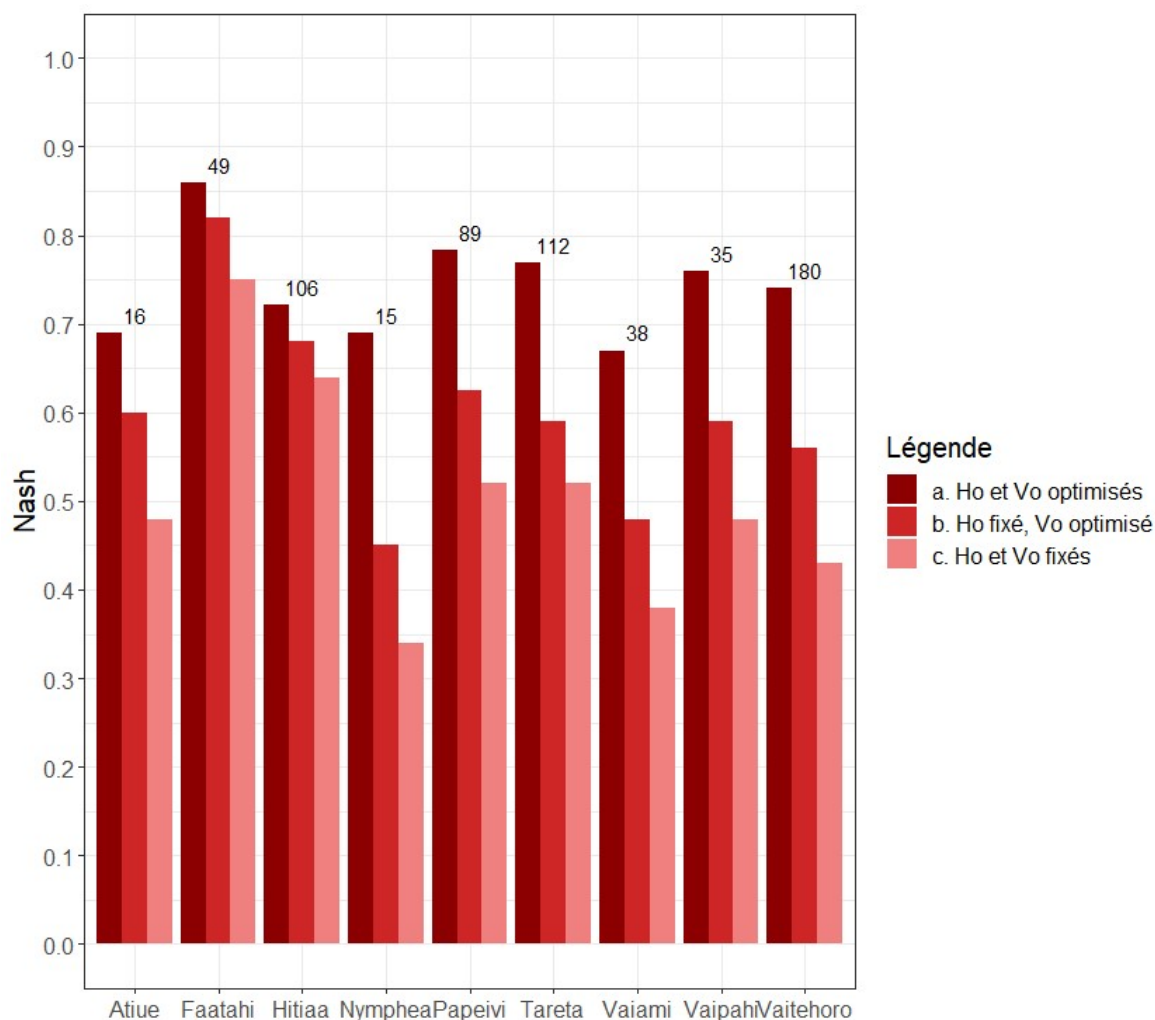


Figure 5-15 : NSE médian obtenu sur chacun des bassins avec H_0 fixé puis H_0 et V_0 fixés, en comparaison avec les performances obtenues lorsque les deux paramètres sont optimisés.

Les pertes les plus importantes sont enregistrées sur les bassins pour lesquels la période de suivi pluie-débit est la plus courte (cf. chapitre 2 tableau 2) : ainsi les événements extraits des chroniques sur Nymphaea, Atiue, et Vaiami couvrent des périodes de suivi inférieures à 4 ans. Par rapport aux autres séries, couvrant des périodes de durées comprises entre 12 et 19 ans, on s'attend à ce que les événements échantillonnés soient moins représentatifs des conditions extrêmes et comprennent davantage d'événements relativement mineurs. Cela expliquerait alors pourquoi la performance du modèle dépend de l'intégration de la variabilité temporelle davantage sur ces bassins que sur les autres. Cette différence de sensibilité permet de nuancer les

performances décevantes du modèle sur certains bassins une fois H_0 et V_0 fixés : celles-ci devraient être meilleures sur les événements extrêmes. D'ailleurs sur Nymphaea et Vaiami, 70% et 67 % des pertes totales sur le NSE sont liées à l'uniformisation de H_0 , condition initiale à laquelle la modélisation des crues courantes est théoriquement plus sensible que celle des crues extrêmes. Sur tous les bassins, la perte globale de performance est à la fois liée à l'uniformisation temporelle de H_0 et à celle de V_0 qui y contribuent dans des proportions comparables.

Pour évaluer la justesse de la relation de régionalisation IPA- H_0 , la performance médiane du modèle a été testée en remplaçant les valeurs de H_0 issues de la calibration sur chaque bassin par des valeurs calculées à partir de l'IPA par la relation de régionalisation. Ensuite le modèle a été de nouveau appliqué avec V_0 classifié selon les processus hydrologiques dominants pour évaluer l'impact de la régionalisation de V_0 sur la performance du modèle. Par rapport à la dégradation de performance liée à l'uniformisation temporelle de H_0 et V_0 , celle engendrée par leur régionalisation est négligeable, comme en atteste la Figure 5-16. La perte de performance la plus importante est de -0.11 liée à la régionalisation de H_0 à Faatahi, bassin pour lequel le point (IPA, H_0) est le plus éloigné de la relation de régionalisation. Une autre dégradation importante du NSE est liée à la régionalisation de V_0 sur le bassin de Nymphaea où elle atteint -0.07. Cependant ce cas de Nymphaea est un peu particulier : étant donné le faible nombre d'événements -15- utilisés pour la calibration, la valeur médiane de V_0 est moins étayée par les données et donc plus incertaine que sur les autres bassins. Il est donc peu raisonnable de chercher une explication à cette perte de performance qui reste relative par ailleurs.

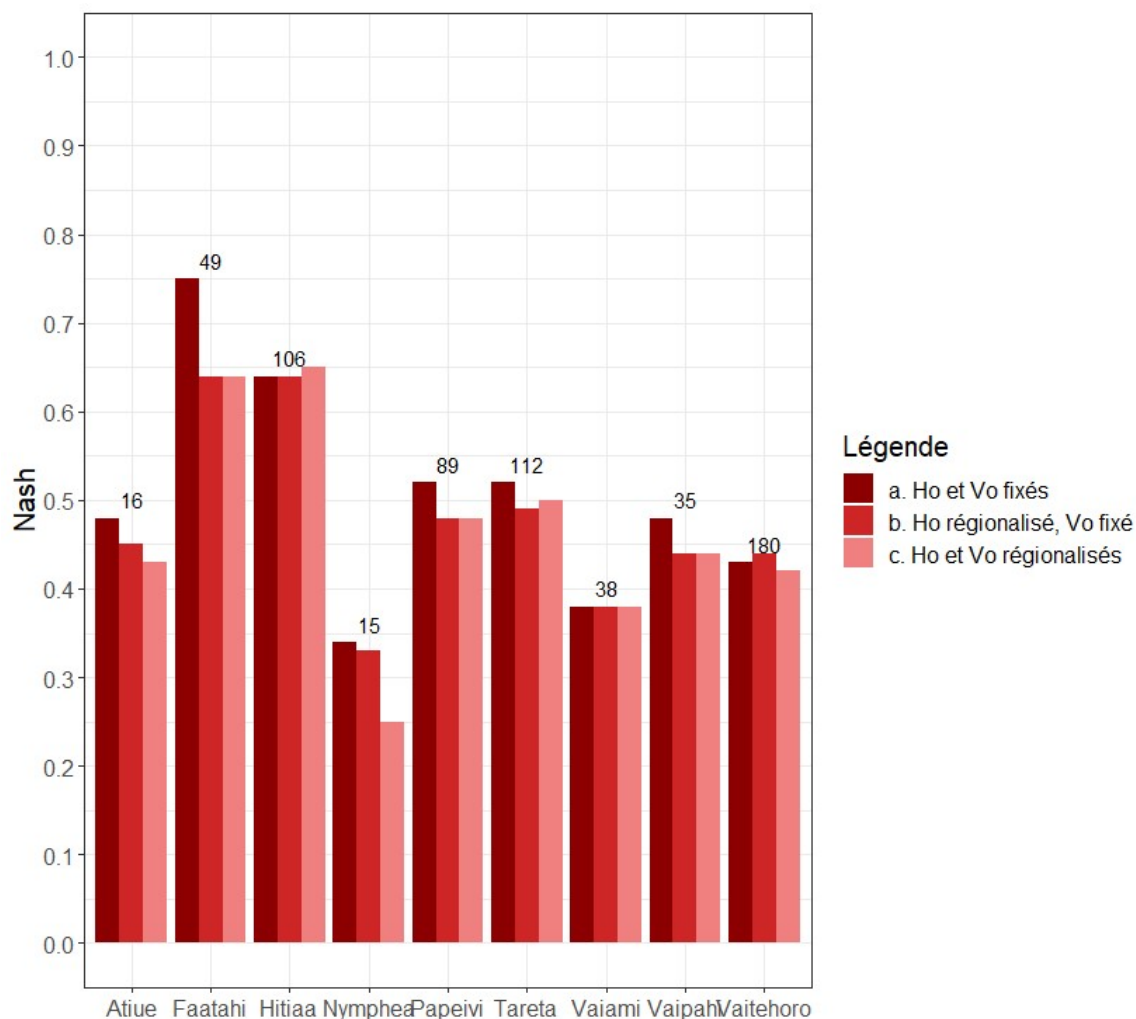


Figure 5-16 : NSE médian obtenu sur chacun des bassins avec H_0 régionalisé puis H_0 et V_0 régionalisés, en comparaison avec les performances obtenues lorsque les deux paramètres sont fixés aux valeurs médianes issues de la calibration séparée.

5.4.4. Bilan

La régionalisation du modèle SCS-SMA-LR repose sur celle des paramètres H_0 et V_0 . Pour l'appliquer à un bassin non jaugé de l'île, le paramétrage à retenir dépend :

- De la nature des formations volcaniques sous-jacentes : V_0 est fixé à 1.01m.s^{-1} pour les bassins situés sur les formations altérées surplombées du premier bouclier volcanique par une couche de Mamu imperméable, et à 1.77m.s^{-1} pour les bassins situés sur les laves récentes et préservées du second bouclier volcanique. La position du bassin sur la carte géologique de Hildenbrand et al. (2008) (cf. paragraphe 2.2.1.) sert de repère, mais la classification qui en découle doit être modulée selon l'exposition des bassins aux processus d'altération c'est-à-dire aux précipitations.

- De l'état de saturation médian des bassins : l'IPA médian moyenné sur la surface du bassin receveur donne accès à la valeur du paramètre H_0 pour les bassins naturels par la relation exprimée par l'équation 4.
- Du degré d'urbanisation du bassin : $\frac{H_0}{S}$ est augmenté de 0.1 pour les bassins urbains comme Nymphaea.

Ainsi, la régionalisation de SCS-SMA-LR repose sur deux classifications exprimant la similarité géologique et d'occupation des sols entre les bassins, et sur une régression. L'utilisation de ces classifications et relations de régionalisation entraînent une dégradation négligeable des NSE obtenus sur les bassins, ce qui étaye leur robustesse. Les performances décevantes du modèle SCS-SMA-LR régional sur certains bassins sont donc majoritairement dues à l'uniformisation temporelle des paramètres.

5.5. Validation du modèle sur les grands bassins de la Papeiha et de la Punaruu

Deux grands bassins sont choisis pour valider le modèle SCS-SMA-LR régional : la Papeiha et la Punaruu, situés à l'Est et à l'Ouest de Tahiti Nui (Figure 2-17, paragraphe 2.5.1). De par leur grande taille – 30.81 km² et 33.57 km² respectivement- ces deux bassins présentent une large gamme d'amplitude – ils culminent respectivement à 2241m et à 1494m - et ils englobent des milieux hétérogènes. L'exposition à la pluie est très variable à l'intérieur de ces bassins : les précipitations varient entre 3 et 11m annuels au sein de la Papeiha et entre 2 et 6m annuels au sein de la Punaruu. Tous deux sont entièrement naturels mais les types de végétations (Florence J., 1993) et de sols (Jamet, 1987) présentent des contrastes qui miment ceux de la géomorphologie et du climat. Les séries utilisées pour la validation comptent 104 événements pour la Punaruu et 91 événements pour la Papeiha dont les caractéristiques hydrologiques sont données dans l'Annexe E. Les événements couvrent une large gamme d'amplitude, avec des pluies cumulées événementielles comprises entre 18.3mm et 818.3mm sur la Punaruu et entre 35.8mm et 1195.3mm sur la Papeiha. Les coefficients de ruissellements événementiels varient entre 0.13 et 1.12 sur la Punaruu et entre 0.16 et 1 sur la Papeiha. Le choix de deux grands bassins pour la validation permettra de tester la spatialisation des paramètres à régionaliser.

Trois tests de nature différente sont mis en œuvre pour évaluer différents aspects du modèle. Dans un premier temps, les paramètres H_0 et V_0 du modèle sont laissés libres pour calculer leur médiane et y confronter les relations et classifications de régionalisation établies sur les petits bassins. Puis la performance du modèle régional est évaluée pour H_0 et V_0 fixés par le calcul à partir des descripteurs de régionalisation. Enfin, l'apport de la spatialisation des paramètres sur la qualité des simulations est évalué en autorisant la variation des paramètres d'une maille à l'autre lorsque cette variation est jugée pertinente.

5.5.1. Validation des régionalisations de H_0 et de V_0

Le modèle est appliqué aux séries d'événements des bassins Punaruu et Papeiha, avec le paramétrage suivant :

- S , S_a , w et ds sont fixées comme pour les bassins précédents, soit $S = 700\text{mm}$, $S_a/S = 0.3$, $w = 0.4$ et $ds = 0.4 \text{ j}^{-1}$.
- H_0 et V_0 sont optimisés événement par événement.

Les résultats sont consignés dans le Tableau 16:

Tableau 16 : Résultats du modèle SCS-SMA-LR avec H_0 et V_0 libres sur les bassins Papeiha et Punaruu, et IPA journaliers médians moyennés sur la surface des deux bassins

Bassin	Papeiha	Punaruu
NSE médian	0.81	0.72
$R^2(H_0-Q_0)$	0.31	0.09
H_0 médian (mm)	345	241
V_0 médian (m.s^{-1})	2.32	2.45
IPA journalier médian	1455	526.5

Les performances du modèle sont satisfaisantes du point de vue du critère NSE. Comme sur les petits bassins de calibration, la robustesse des relations ajustées entre H_0 et Q_0 est décevante, ce qui n'est pas étonnant car la densité du réseau de mesures pluviométriques (2 postes pour une superficie supérieure à 30 km^2) est encore plus faible que pour les petits bassins de calibration (1 ou 2 postes pour des superficies inférieures à 6 km^2).

Par ailleurs, on constate que les valeurs médianes des séries de V_0 optimisés – 2.32m.s^{-1} pour Papeiha et 2.45m.s^{-1} pour Punaruu - sont sensiblement supérieures aux résultats obtenus sur les 9 bassins donneurs. Ces valeurs sont supérieures à 2m.s^{-1} alors que les deux bassins sont situés sur les formations rocheuses anciennes correspondant au premier volcan bouclier, pour lesquelles la vitesse préconisée était 1.01m.s^{-1} . Deux hypothèses peuvent être formulées pour expliquer ce résultat :

- Le critère de régionalisation choisi, c'est-à-dire la géologie des formations sous-jacentes aux bassins, n'est pas bon. Il ne suffit pas à caractériser la variabilité spatiale de V_0 dès lors que des bassins de grande taille sont inclus dans l'échantillon des bassins de calibration. D'autres critères de régionalisation doivent être testés dans ce cas, tels que la distribution des pentes, des tirants d'eau ou des rayons hydrauliques caractéristiques de chaque bassin.
- Le biais vient de la structure du modèle de transfert, notamment du fait que l'hypothèse de linéarité entre le temps de diffusion K_m et le temps de propagation T_m de la fonction Lag-and-Route n'est pas appropriée pour les grands bassins. En effet T_m augmente avec la longueur de la trajectoire, ce qui fait augmenter K_m par la relation $K_m = K_0 * T_m$. Cette relation conduit à surestimer K_m pour les longues trajectoires, ce qui est compensé par

l'augmentation de V_0 . Choisir une relation de type $K_m = K_0 * \sqrt{T_m}$ permettrait de limiter la surestimation de K_m et donc de rattraper le biais généré par la relation linéaire (Figure 5-17).

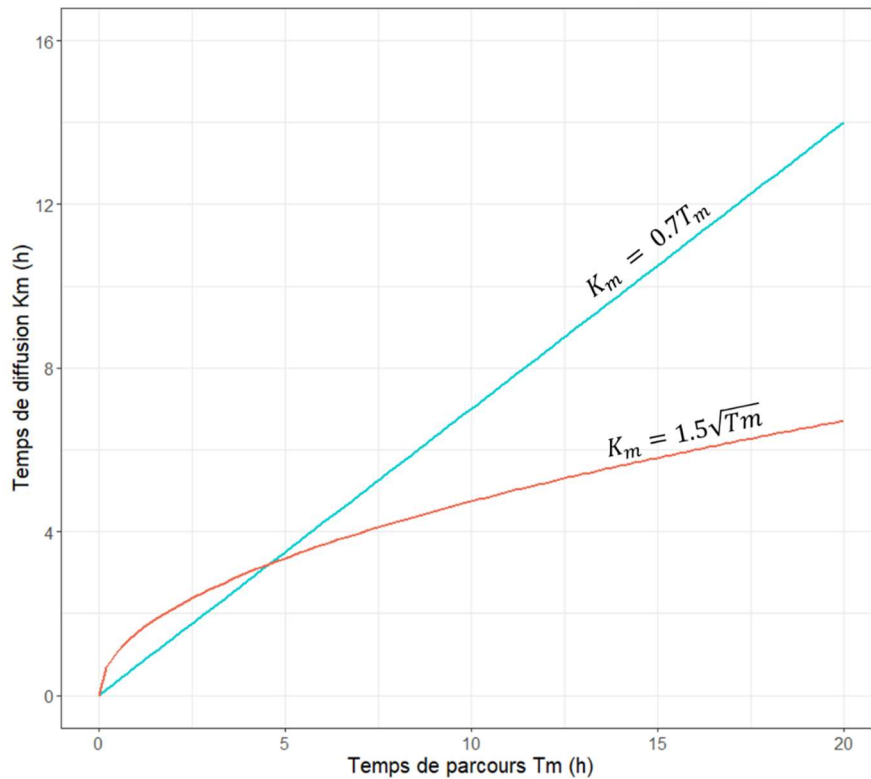


Figure 5-17 : Comparaison de deux types de relations entre T_m et K_m . Le coefficients K_0 de la relation racine carrée a été ajusté pour obtenir une relation réaliste sur les bassins Tahitiens.

A titre de référence, la longueur de parcours maximale est comprise entre 2 et 4.2 km ce qui donne des temps de parcours de 30min à 1h10 pour les petits bassins pour une vitesse moyenne de $1m.s^{-1}$. Avec cette même valeur de vitesse moyenne, le temps de parcours atteint 3h50 à Papeiha où la distance la plus longue mesure 13.6km, et 2h55 à Punaruu où cette distance est mesurée à 10.5km.

Dans le cas de la seconde hypothèse, les valeurs de V_0 sont amplifiées sur les grands bassins par un artefact numérique. Si ce défaut empêche de vérifier sur les grands bassins la régionalisation de V_0 fondée sur la nature géologique et l'altération des formations, celle-ci n'est pas remise en question sur les petits bassins.

Enfin, les valeurs médianes de H_0 sont comparées aux IPA médians journaliers moyennés sur les deux bassins. L'objectif est de confronter la relation de régionalisation IPA- H_0/S établie sur les 9 bassins donneurs avec les résultats tirés de ces deux nouveaux bassins. Les points (IPA, H_0/S) correspondants à Papeiha et Punaruu sont situés à proximité de la relation ajustée, ce qui confirme sa validité (Figure 5-18).

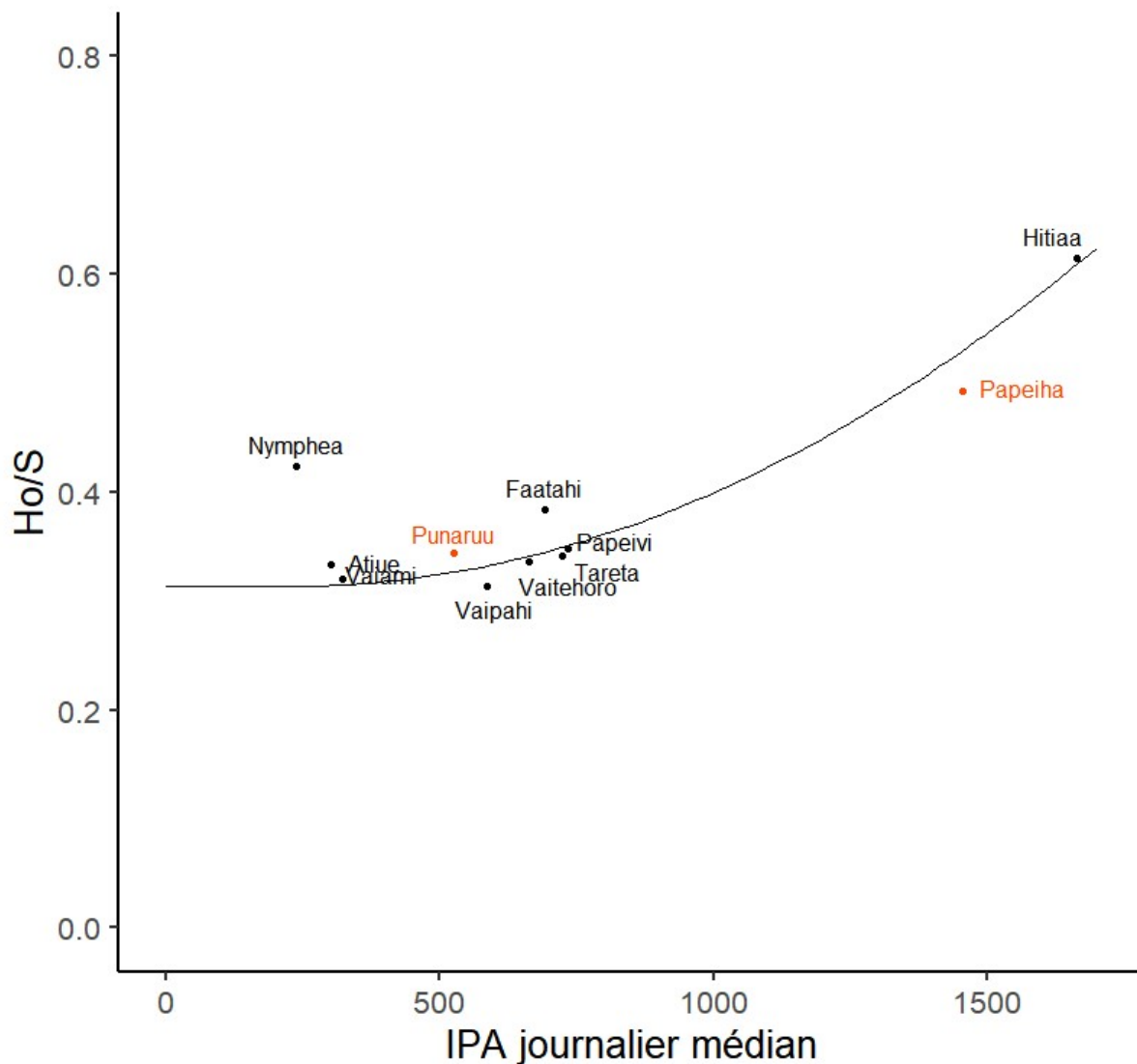


Figure 5-18 : Confrontation de la relation de régionalisation du rapport H_0/S d'après l'IPA médian avec les paramètres calibrés sur les bassins Papeiha et Punaruu.

5.5.2. Validation du modèle régionalisé en calibration moyen et uniforme

Le modèle et ses relations de régionalisation sont testés sur les deux bassins. Le paramètre H_0 est fixé uniformément sur toute la surface aux valeurs de 228.5 mm et de 370.8 mm respectivement pour la Punaruu et la Papeiha, qui sont les résultats de la relation de régionalisation IPA- H_0 (Equation 59). La régionalisation du paramètre V_0 étant d'ores et déjà invalidée sur ces deux grands bassins, notre ambition se résume à évaluer l'impact de son uniformisation temporelle sur la performance du modèle. C'est pourquoi V_0 sera simplement fixé à 2.32 m.s⁻¹ pour Papeiha et à

2.45m.s⁻¹ pour Punaruu pour tous les événements, ces valeurs étant les médianes calculées à partir des séries de V_0 optimisés.

Les critères NSE obtenus sont de 0.52 pour la Papeiha et de 0.49 pour la Punaruu, ce qui correspond à une perte de 0.29 pour la Papeiha et de 0.23 pour la Punaruu par rapport à la performance obtenue en optimisant H_0 et V_0 pour chaque événement. Pour préciser l'origine de cette perte de performance le modèle est appliqué aux événements avec seulement H_0 fixé par l'Equation 59 et V_0 laissé libre, et donc optimisé pour chaque événement. Les critères NSE obtenus sont de 0.71 pour la Papeiha et de 0.60 pour la Punaruu. L'uniformisation temporelle de V_0 explique donc 65.5% de la dégradation du NSE médian pour la Papeiha et 49.7% de cette dégradation pour la Punaruu.

5.5.3. Apport de la spatialisation des paramètres sur la qualité des simulations.

Papeiha et Punaruu sont 6 à 15 fois plus étendus que les bassins choisis comme base de calibration et de régionalisation du modèle. La petite taille des bassins de calibration les rend représentatifs des contextes physio-climatiques qu'ils occupent ; c'est ce qui a permis de régionaliser les paramètres du modèle. Acceptable pour les bassins donneurs, l'hypothèse d'uniformité spatiale des paramètres de SCS-SMA-LR doit être questionnée pour Papeiha et Punaruu qui englobent des milieux variés. L'altitude au sein des deux bassins est très variable, comprise entre 2m et 1472m pour Papeiha et entre 132m et 2212m pour Punaruu. De fait leur exposition aux précipitations est variable dans l'espace (cf. Figure 2-7 paragraphe 2.3.2) et donc l'état de saturation médian des terrains l'est également. Par contre, ces deux bassins présentent un taux de surfaces artificialisées quasi nul ce qui les classe parmi les bassins naturels : le paramètre S peut rester fixé à la valeur de 700mm de façon uniforme sur toutes les mailles du bassin.

Il est possible d'intégrer la variabilité spatiale de l'humidité du sol dans la modélisation par SCS-SMA-LR : elle se traduit par la variabilité spatiale du paramètre H_0 . Pour évaluer l'apport de la spatialisation de H_0 sur les simulations, la relation de régionalisation est appliquée non plus à la moyenne spatiale du descripteur mais à ses valeurs locales sur chacune des mailles du bassin. H_0 est donc cartographié en appliquant à la carte des IPA (Figure 5-9) la relation 60 entre IPA et H_0/S puis en multipliant par S (700mm sur les deux bassins) les résultats obtenus sur chaque maille. Les cartes obtenues du paramètres H_0 sont entrées dans le modèle qui simule les événements selon deux configurations :

1. Un coefficient α appliqué de façon uniforme à toutes les valeurs locales de H_0 , est ajusté pour chaque événement. Cette configuration autorise la variation temporelle de la moyenne spatiale du paramètre, d'un événement à l'autre mais la distribution spatiale relative du paramètre reste identique.
2. La carte de H_0 entrée dans le modèle est fixée à l'identique pour tous les événements.

Comparer les résultats du modèle selon ces deux configurations permet à nouveau de décomposer la variation de performance du modèle. Ainsi la perte de performance entraînée par

l'uniformisation temporelle de H_0 peut être distinguée du gain potentiel entraîné par sa spatialisation. Les résultats obtenus sont rassemblés dans le Tableau 17 :

Tableau 17 : Performance du modèle sur les séries d'événements de Papeiha et Punaruu pour différentes paramétrisations de H_0 , V_0 étant fixé dans tous les cas.

NSE médian	Papeiha	Punaruu
H_0 uniforme régionalisé	0.52	0.49
H_0 uniforme optimisé	0.76	0.69
H_0 cartographié fixe	0.52	0.51
H_0 cartographié optimisé	0.73	0.69

Que H_0 soit laissé libre d'un événement à l'autre ou qu'il soit fixé à une valeur unique pour tous les événements, spatialiser ses valeurs apporte des gains de performances négligeable : au maximum +0.02 pour la Punaruu en configuration fixe. Cela signifie que le modèle est peu sensible à la variabilité spatiale du paramètre H_0 : l'important est donc la justesse de la valeur globale de H_0 . Ce résultat est important pour la poursuite des recherches visant à améliorer la qualité du modèle : les efforts entrepris doivent affiner la restitution de la variabilité temporelle de H_0 et non sa variabilité spatiale.

5.6. Discussion

Etant donné les résultats obtenus à l'étape de validation, le modèle SCS-SMA-LR est potentiellement satisfaisant même si ses performances restent limitées. En effet, un défaut structurel de sa fonction de transfert rend ses performances insuffisantes pour garantir une restitution fiable de la réponse hydrologique sur les grands bassins. Cependant, le suivi de l'évolution des performances du modèle à chaque étape de sa calibration, de sa régionalisation puis de sa validation, permet d'identifier ses faiblesses. Comprendre l'origine des failles du modèle rend alors possible la rectification des défauts responsables des pertes de performance. Cette analyse des failles permet également de nuancer le jugement *a priori* pessimiste sur les performances du modèle, puis de définir les contours d'un domaine de validité au sein duquel son utilisation est recommandée en pratique.

Deux étapes clés de la construction du modèle régional sont susceptibles d'entraîner des pertes de performance : l'uniformisation temporelle des paramètres, puis leur régionalisation. Les pertes de performance doivent donc être considérées séparément selon leur origine entre ces deux étapes. De plus, l'amplitude de ces pertes et donc leurs conséquences sur l'utilisation du modèle pluie débit, doivent également être considérées séparément pour les différents paramètres.

Causes et effets de l'uniformisation temporelle des paramètres :

Fixer H_0 et V_0 à une valeur unique pour tous les événements d'un même bassin revient à négliger la modulation des crues respectivement par l'état initial du bassin et par les caractéristiques hydrauliques de l'écoulement. Cette simplification disqualifie d'ores et déjà le modèle pour la prévision en temps réel des crues, mais ne contrarie pas *a priori* son utilisation pour la prédétermination des crues de projet qui se base sur les conditions d'humidité médianes.

L'invariance temporelle de chacun des deux paramètres contribue dans des proportions comparables à dégrader les performances moyennes du modèle, même si les critères NSE médians restent supérieurs à 0.3 sur tous les bassins.

Les difficultés du modèle à appréhender les variations temporelles de H_0 et de V_0 découlent de deux causes distinctes, identifiées dans les chapitres 3 et 4 : pour H_0 , le réseau de mesure de la pluie n'est pas suffisamment dense pour établir des relations de prédétermination satisfaisantes sur les bassins jaugés ; pour V_0 , la fonction Lag-and-Route n'intègre pas suffisamment la dépendance de la vitesse aux conditions physiques de l'écoulement, variables d'une crue à l'autre, ce qui interfère sur les valeurs calibrées.

Les pistes d'amélioration du modèle sont donc différentes selon que l'on souhaite agir sur l'une ou l'autre des conditions initiales. Ainsi la réduction des incertitudes sur la calibration temporelle de H_0 passe d'abord par la densification spatiale de la mesure de la pluie sur les bassins donneurs. La structure du modèle ou le choix du proxy pour représenter les conditions initiales d'humidité ne sont donc pas remis en question *a priori*. Pour réintroduire la variabilité temporelle de V_0 , il est par contre nécessaire de changer la fonction de transfert. Des modèles de routage hydrodynamiques comme celui de l'onde cinématique intègrent explicitement la dépendance de la vitesse aux dimensions de l'onde de crue canalisée. Avec un tel modèle à la place du Lag-and-Route, la dépendance entre V_0 et Q_{\max} devrait être neutralisée. Par contre, le choix de l'onde cinématique apporte d'autres types de difficultés lors de sa calibration. En effet, ce modèle est adapté à des milieux géométriques homogènes comme des canaux, et pas à des versants sur lesquels l'écoulement n'est pas canalisé. Le choix de la rugosité et des caractéristiques de la section en travers pour la calibration promet d'être hasardeux, et ces incertitudes de calibration sont susceptibles de se répercuter sur la régionalisation du modèle lors de l'étape suivante. Une solution alternative consisterait à proposer un équilibre entre la simplification du Lag-and-Route et l'inadéquation potentielle de l'onde cinématique hors d'un milieu géométriquement homogène. Cette solution peut consister par exemple à combiner les deux : l'onde cinématique serait appliquée sur les sections canalisées du réseau dont les dimensions moyennes peuvent être estimées à partir de mesures de terrain, et le Lag-and-Route sur les versants peu accessibles dont la géométrie et la physique des écoulements est inconnue.

Causes et effets de la régionalisation des paramètres :

Les limites de nos connaissances sur les processus d'écoulements à Tahiti et les forçages de leur variabilité nous ont conduits à établir des lois de régionalisation qui sont des simplifications. Le degré de simplification est variable selon les paramètres : S , ω , ds et S_a sont uniformisés pour tous les bassins ; H_0 et V_0 sont classifiés selon des critères choisis sur les bassins ; H_0 est relié à l'IPA journalier médian par une relation continue. Ces simplifications engendrent des incertitudes dont les conséquences sur la qualité des crues simulées sont également variables. Ainsi l'uniformisation de S , ω , ds et de S_a , et l'utilisation de la relation IPA- H_0 engendrent des dégradations négligeables de la performance médiane du modèle sur les séries d'événements. Cela tient à la faible sensibilité du modèle hydrologique aux paramètres ω , ds , S_a et S , et à la justesse de la relation de régionalisation établie entre l'IPA médian et H_0 pour les bassins naturels.

Néanmoins, le critère NSE n'est qu'un indicateur parmi d'autres de la performance du modèle, et la comparaison graphique des hydrogrammes simulés et observés a notamment permis de déceler une certaine sensibilité aux paramètres ds et ω de l'écoulement retardé. Pour certains bassins comme Vaitehoro, l'adéquation du simulé à l'observé est améliorée lorsque la participation de l'écoulement retardé à l'hydrogramme total est négligée. Pour d'autres comme Vaiami et Hitiaa, la simulation est plus réaliste pour des valeurs élevées de ds et/ou de ω , laissant présager une participation plus importante de l'écoulement retardé. Les indices manquent pour caractériser la nature des processus hydrologiques sur les bassins donneurs : on ne peut que formuler des hypothèses au cas par cas, sans en déduire une loi portée par un descripteur commun. Ainsi Vaitehoro est le bassin donneur où la surface occupée par les sols d'érosion est la plus importante : ils représentent 88% de la surface totale du bassin contre 33% à Hitiaa et sont absents des autres bassins, d'après la carte et la classification des sols de Jamet (1987). Ces sols d'amplitude faible, combinés aux pentes importantes relativement à celles des autres bassins (Figure 5-14) laissent conjecturer un faible taux d'infiltration à mettre en relation avec les faibles valeurs de ds et ω . A l'inverse les fortes valeurs de ds et ω peuvent être expliquées à Vaiami et Hitiaa par la nature du sous-sol. Il est constitué de laves récentes d'après la carte géologique de Hildenbrand (2002), qui sont potentiellement perméables et propices aux écoulements de nappe. Cette hypothèse n'est pas vérifiée cependant à Vaipahi où les valeurs optimales de ds et ω sont faibles alors que le bassin est situé sur les mêmes types de laves que Vaiami et Hitiaa. Les cartes sont ici les indices à partir desquels sont élaborées des hypothèses sur la nature des processus à l'œuvre, mais aucune de ces études géologiques, botaniques ou pédologiques n'est spécifiquement orientée vers la compréhension des écoulements. Le projet de classer les bassins selon la participation relative de l'écoulement retardé se heurte pour l'instant aux lacunes de connaissances locales sur la physique des écoulements.

La régionalisation de V_0 est celle qui est la plus préoccupante du point de vue des conséquences. En effet, la classification proposée a été mise en échec lors de la validation sur les grands bassins de Papeiha et Punaruu : les valeurs médianes issues des séries de V_0 optimisés sont supérieures à toutes celles des bassins donneurs. Le critère de régionalisation choisi pour V_0 était la nature des processus hydrologiques dominants, eux-mêmes dérivant de la nature des formations géologiques et du degré d'exposition des bassins aux processus d'altération. Avant de remettre en cause ce critère, il est nécessaire de vérifier que les grandes valeurs de V_0 obtenues sur ces bassins ne sont pas les conséquences d'un artefact numérique induit par les équations de la fonction de transfert. Ainsi, la nature de la relation entre temps de propagation T_m et temps de diffusion K_m pourrait conduire à surestimer ce dernier pour les grands bassins. V_0 est alors amplifié lors de l'optimisation pour compenser la surestimation de K_m . Remplacer le Lag-and-Route par un modèle d'onde cinématique ou une combinaison des deux serait là encore une solution pour surmonter ce biais.

Sur les 9 bassins donneurs, tous inférieurs à 6km^2 en surface, l'utilisation de valeurs régionalisées de V_0 conduit à des pertes de performance négligeables devant celles associées à l'uniformisation temporelle de ce paramètre. Les NSE médians restent compris entre 0.39 et 0.65 après régionalisation sur ces 9 bassins. Sous réserve de validation de cette classification sur d'autres

bassins de petite taille, le modèle régional peut être appliqué pour la prédétermination des crues de projet.

En résumé, SCS-SMA-LR régional donne en l'état une restitution raisonnable de la réponse hydrologique médiane sur les petits bassins. Pour être appliqué aux grands bassins et gagner en performance, trois types de modifications sont à envisager :

- Modifier la fonction de transfert : changer la relation entre K_m et T_m du Lag-and-Route, et/ou combiner le modèle Lag-and-Route sur les versants avec celui de l'onde cinématique sur les tronçons canalisés afin d'intégrer davantage les caractéristiques hydrauliques des écoulements.
- Affiner la relation entre le degré d'urbanisation des bassins et le paramètre H_0 en ajoutant des bassins urbains au groupe de bassins utilisés pour la calibration.
- Rechercher des descripteurs de régionalisation qui soient étayés par une meilleure compréhension des processus hydrologique à l'œuvre sur les bassins tahitiens, pour ensuite affiner les classifications et relations de régionalisation.

Dans les deux cas, il s'agit de complexifier le modèle à mesure que progresse la compréhension physique des processus, afin de le faire progressivement gagner en réalisme et donc potentiellement en performance.

5.7. Conclusion

Le modèle SCS-SMA-LR a évolué vers une forme régionale susceptible de restituer les crues sur les bassins non jaugés de l'île. La mise au point de ce modèle régional a été progressive, un paramètre après l'autre, mais également concertée. Ainsi, la régionalisation de V_0 nous a amenés à questionner le choix de la fonction de transfert. Par ailleurs, la recherche de descripteurs associés à chacun des paramètres s'est faite de façon à élaborer un schéma de fonctionnement hydrologique physiquement cohérent, malgré les incertitudes sur la nature précise des processus d'écoulement.

Le modèle SCS-SMA-LR n'a pas en l'état une structure totalement satisfaisante, notamment sa fonction de transfert. Cependant ses performances restent acceptables en médiane sur les bassins de moins de 6km^2 pour lesquels il peut être appliqué pour la prédétermination des crues de projet. Elles ne sont pas suffisantes pour un usage déterministe du modèle, mais permettent de caractériser le comportement hydrologique moyen des bassins. Les points faibles du modèle qui limitent ses performances tiennent à l'uniformisation temporelle des paramètres H_0 et V_0 , simplifications contraintes par des incertitudes sur les données et sur la connaissance physique des écoulements. Le manque de précision spatiale sur les données pluviométriques est finalement responsable en grande partie des pertes de performances du modèle, en imposant l'utilisation d'une condition initiale unique pour tous les événements de chaque bassin.

Cependant, l'impact de la condition initiale sur la qualité des simulations est susceptible de diminuer à mesure que la durée et l'amplitude des événements pluvieux augmente. On peut donc espérer une meilleure performance du modèle sur les événements extrêmes que sur les séries utilisées pour la calibration, qui comprennent des événements d'amplitudes et de périodes de retour variées.

SCS-SMA-LR reste une bonne base conceptuelle adaptée à l'hydrologie des bassins tahitiens, qui gagnera à être améliorée. Les pistes d'amélioration évoquées dans la discussion visent à intégrer davantage de complexité et de réalisme physique dans la restitution de la réponse hydrologique. Comprendre les processus de formation des crues et incorporer cette compréhension dans le modèle permettra progressivement d'améliorer le réalisme des crues simulées.

Conclusion générale

Les cinq chapitres de cette étude apportent l'un après l'autre les fondations d'une méthode pour estimer les crues éclair sur l'île de Tahiti. La solution proposée est un modèle régional élaboré pour intégrer le maximum de données hydrologiques locales tout en restant le plus souple possible. Sa complexité reflète alors l'avancée des connaissances actuelles en hydrologie sur l'île. Ainsi, la représentation des processus qu'il propose est ajustée pour être à la fois pertinente et robuste sur tous les bassins de l'île. Par ailleurs, sa structure reste suffisamment schématique pour être affinée : elle pourra gagner en réalisme avec l'apport de nouvelles données et l'approfondissement de la compréhension des processus physiques.

L'élaboration du modèle régional SCS-SMA-LR s'est articulée de chapitre en chapitre, selon une démarche progressive :

La revue des méthodes d'estimations des crues – chapitre 1- a inspiré le choix d'un modèle déterministe, et posé le cadre des compromis à réaliser entre réalisme physique et souplesse conceptuelle dans une perspective de régionalisation. Les principaux forçages physio-climatiques de la réponse hydrologique à intégrer dans un modèle y ont aussi été évoqués, et leur recherche a sous-tendu la description de l'île de Tahiti – chapitre 2. Il s'agissait alors de faire le point sur l'état des données et des connaissances sur l'hydrologie des bassins versants de l'île mais également sur la géologie, la pédologie, la végétation, la géomorphologie et le climat identifiés comme les forçages potentiels de la réponse hydrologique.

La confrontation des connaissances disponibles avec les exigences des différents modèles a orienté notre choix vers les structures conceptuelles parcimonieuses du modèle SCS-LR et de ses dérivés. L'environnement de modélisation ATHYS offrait quant à lui la possibilité de distribuer la pluie et de moduler le transfert des écoulements selon la topographie des bassins. Trois structures différentes de la fonction de production, dérivées du SCS, ont été comparées théoriquement puis confrontées aux données –chapitre 3. Par rapport aux équations classiques du SCS et du SCS-MS, la fonction de production SCS-SMA présente un double avantage : elle s'est à la fois révélée robuste sur tous les bassins jaugés dans la restitution de la relation pluie-écoulement en cumuls événementiels, et cohérente théoriquement lors de la dérivation de ses équations. Sa structure basée sur la dynamique d'un réservoir sol (et non un cumul de précipitations) est propice à l'intégration d'une vidange simulant le ressuyage des sols et d'un écoulement retardé.

Après calibration du modèle SCS-SMA-LR sur le bassin Hitiaa, sa performance a été questionnée au regard de la difficulté d'expliquer ou de représenter la variabilité événementielle des paramètres H_0 et V_0 . Dans la structure du modèle, ces deux paramètres sont le support de la variabilité inter-événementielle de la réponse hydrologique. Le paramètre H_0 , niveau initial du réservoir sol, s'est avéré faiblement corrélé aux proxys de l'humidité initiale. La variation de V_0 est en relation avec les débits maximaux des crues observées à Hitiaa, et montre qu'une valeur de V_0 identique pour tous les épisodes n'est pas satisfaisante. Ceci dérive du manque de réalisme de la fonction Lag-and-Route, qui n'intègre pas la modulation de la vitesse de transfert par les conditions physiques de l'écoulement. Pour H_0 , la faible robustesse de la prédétermination de sa condition initiale dérive des incertitudes spatiales sur les pluies entrées dans le modèle, qui

perturbent sa calibration. Cette cause a été plus difficile à mettre en évidence – chapitre 4: la relation de prédétermination de la condition initiale a été artificiellement rendue parfaite pour écarter toute autre source d'incertitudes, puis le modèle ainsi initialisé a été appliqué à des champs de pluie alternatifs générés par le simulateur SAMPO. Ce dispositif expérimental a permis de mesurer les répercussions des incertitudes spatiales sur les valeurs optimales de la condition initiale du modèle, puis sur la relation de calibration entre celle-ci et le débit initial Q_0 .

Expliquer les faiblesses du SCS-SMA-LR a permis de définir les conditions de son utilisation en pratique : il ne peut être utilisé pour la prévision déterministe des crues à partir des prévisions de précipitations car les crues estimées doivent alors être modulées par l'état initial de saturation du bassin ; par contre le modèle reste un bon outil de prédétermination des crues de projet à partir des pluies de projet et de l'état d'humidité moyen ou médian du bassin.

Considérer un état médian d'humidité du bassin plutôt que ses variations dans le temps est une simplification du modèle. D'autres simplifications sont opérées lors de la régionalisation du modèle –chapitre 5- : la méconnaissance des processus physiques impliqués dans la formation des crues conduit à uniformiser pour tous les bassins les valeurs de certains paramètres notamment ds et ω qui règlent la participation de l'écoulement retardé à l'hydrogramme total de crue. La régionalisation des autres paramètres passe par l'élaboration de classifications ou de relations avec des descripteurs physio-climatiques des bassins, choisis en cohérence avec leurs rôles fonctionnels. Les uniformisations et régionalisations ont été contrôlées lors de leur élaboration sur les bassins donneurs, puis validées sur deux bassins receveurs. Elles conduisent à des pertes de performances dans la restitution des crues qui sont négligeables vis-à-vis de celles causées par l'uniformisation temporelle de H_0 et de V_0 . La régionalisation de V_0 a permis d'identifier un autre défaut du Lag-and-Route : la relation entre temps de parcours et temps de diffusion conduit à surestimer ce dernier pour les grands bassins. En l'attente de rectification, l'utilisation du modèle régional est donc limitée aux bassins de petite taille.

Cette étude a exploré à la fois la thématique de l'hydrologie locale à Tahiti et celle plus générale de la modélisation hydrologique. Son intérêt peut être résumé à trois avancées principales : la mise au point du modèle SCS-SMA-LR ; celle d'une méthode générique pour quantifier l'impact des incertitudes spatiales de pluie sur les performances d'un modèle événementiel ; et l'amélioration de la régionalisation hydrologique à Tahiti.

Modélisation hydrologique :

Le fil conducteur de cette étude est la réponse à un besoin local, celui d'une méthode d'estimation des crues de projet pour l'aménagement. Elle y répond par un modèle pluie-débit régional, adapté à l'hydrologie des bassins tahitiens, robuste aux variations spatiales des comportements hydrologiques, et applicable sur les petits bassins versants non jaugés de l'île pour l'estimation des crues de projet. Un modèle distribué, parcimonieux et événementiel a donc été mis à niveau. Trois fonctions de production ont été comparées sur le plan théorique, et les équations du SCS-SMA se sont révélées être les mieux adaptées à la modélisation des crues en dynamique. Ce modèle est potentiellement performant pour prendre en compte des changements globaux.

Impact des incertitudes spatiales sur les pluies :

Cependant, les retombées de ce travail ne se limitent pas à cette application pratique, car le modèle élaboré repose sur des avancées scientifiques en hydrologie. Ainsi, une méthode originale a été proposée pour représenter et propager les incertitudes spatiales sur les pluies dans un modèle conceptuel événementiel, pour évaluer leur impact sur la calibration de sa condition initiale. Cette méthode est générique ; elle permet de vérifier sur un bassin versant donné si la précision spatiale des données de pluie est suffisante pour espérer calibrer un tel modèle et donc restituer la variabilité temporelle des crues.

Régionalisation du modèle sur l'île de Tahiti :

Le succès de la régionalisation du modèle tient à la méthode d'appariement raisonné entre paramètres et descripteurs de régionalisation. En effet, le choix des vecteurs de régionalisation découle des analyses de sensibilité du modèle à chacun de ses paramètres, mais aussi de questionnements sur le rôle fonctionnel de chacun. Les descripteurs de régionalisation émanent quant à eux de l'étude générale des principaux facteurs de variabilité des crues et de celle des contrastes physio-climatiques sur Tahiti.

Identifier l'origine des faiblesses du modèle donne les clés de son amélioration et permet de préciser les orientations futures pour la recherche à Tahiti. Quatre axes de recherche principaux ont été identifiés pour améliorer les performances du modèle : modifier sa structure, améliorer les entrées pluviométriques, spatialiser les pluies de projet et approfondir la compréhension des processus physiques d'écoulement.

Amélioration du modèle :

Une partie des pertes de performances constatées sur le modèle découle de l'approximation sur V_0 : on est contraint de fixer ce paramètre à une valeur unique pour tous les événements (Figure 5-13). Cette approximation dérive de l'inadéquation de la fonction Lag-and-Route pour représenter le transfert des écoulements produits en chaque maille jusqu'aux exutoires des bassins. Les équations du Lag-and-Route sont trop simplifiées et doivent être complexifiées pour intégrer davantage la physique des écoulements canalisés. Combiner le Lag-and-Route sur les versants inaccessibles avec l'onde cinématique sur les portions canalisées apparaît comme une solution raisonnable, un compromis pour éviter la schématisation excessive du Lag-and-Route et la difficulté à calibrer l'onde cinématique en dehors du réseau hydrographique c'est-à-dire en versant. D'autre part, il est possible que la relation entre temps de propagation et temps de diffusion du Lag-and-Route devienne irréaliste dès que les bassins atteignent une certaine superficie. Modifier cette relation permettrait d'étendre la régionalisation de V_0 et donc du modèle aux grands bassins.

Amélioration de la régionalisation :

La régionalisation du modèle repose essentiellement sur le lien entre le paramètre H_0 et l'état d'humidité médian des bassins. Cette relation est majorée pour les bassins urbains, mais l'amplitude de la majoration n'a été basée que sur les paramètres ajustés sur un unique bassin

urbain : Nymphaea. La nature de l'influence du type d'occupation des sols sur le paramètre H_0 gagnera à être affinée en introduisant de nouveaux bassins urbains dans le groupe des bassins donateurs. Cela permettra d'affiner les critères de classification des bassins selon le type d'urbanisation, et éventuellement de modifier la nature de la majoration à appliquer sur H_0 . Les influences conjuguées et séparées des pluies antérieures et de l'occupation des sols sur H_0 pourront être mieux caractérisées et donc restituées par des critères et relations de régionalisations plus justes.

Amélioration des entrées pluviométriques :

La performance de la relation entre la condition initiale du modèle et les conditions initiales d'humidité mesurées sur les bassins dépend de la précision spatiale des champs de pluie événementiels utilisés pour la calibration. La densité des réseaux de pluviomètres est actuellement insuffisante pour élaborer des relations de prédétermination suffisamment robustes pour être transférées aux bassins receveurs. La précision spatiale de la mesure de la pluie est donc la condition *sine qua non* pour restituer la variabilité temporelle de la réponse hydrologique et ainsi améliorer la performance du modèle. Comment acquérir une donnée plus précise dans l'espace ? Installer des pluviomètres supplémentaires sur les bassins donateurs est une solution relativement peu coûteuse en matériel, mais elle alourdit le travail des équipes du GEGDP sur le terrain. Cette solution est limitée par l'accessibilité des sites, notamment sur les crêtes. D'autre part, on sait que la densité du réseau actuelle est insuffisante pour calibrer le modèle mais on ignore quelle densité serait suffisante pour interpoler des champs de pluie assez précis dans l'espace. Une expérience de densification temporaire du réseau de pluviographes déployés jusqu'à 1800m à Tahiti est menée actuellement par le laboratoire GEPASUD en collaboration avec l'INRAE et l'Université de Lausanne. L'installation d'un radar pour mesurer directement les champs de précipitation spatialisés ou l'élaboration d'un modèle climatique à fine résolution spatiale pour simuler la pluie sont d'autres solutions à envisager. Ce type de mesure de la pluie ne rend pas le réseau de pluviomètres obsolète, car celui-ci permet de vérifier localement voire de calibrer les champs de pluie.

Repenser l'acquisition des données de pluies doit se faire à la lumière des objectifs d'application du modèle pluie-débit. Pour la prévision des crues en temps réel et la mise en place d'un système d'alerte précoce aux inondations, la mesure de la pluie doit être disponible instantanément ce qui rend pertinente la télétransmission des données pluviométriques. Pour la prédétermination des crues de projet, cette acquisition de données en temps réel n'est pas nécessaire.

Spatialisation des pluies de projet :

Pour la prédétermination des crues de projet, la construction des pluies de projet utilisées en entrée du modèle pose problème. En effet, les modèles régionaux de pluie extrêmes proposés par Wotling (2000) puis par Pheulpin (2016) permettent d'élaborer des pluies de projet sur toute l'île mais ces pluies sont ponctuelles. Elles peuvent être considérées uniformes sur les petits bassins mais probablement pas sur des grands bassins comme la Papeiha ou la Punaruu. L'abattement spatial, qui consiste à passer d'une pluie ponctuelle de période de retour T à une pluie de bassin de même période de retour par utilisation d'un coefficient réducteur, conduit à construire des

pluies de projet spatialement uniformes, ce qui ne correspond probablement pas à la structure spatiale réelle de la pluie sur ces bassins. Proposer une méthode de construction de pluies de projet spatialisées est donc la prochaine étape pour pouvoir estimer proprement les crues de projet sur les grands bassins à l'aide du modèle hydrologique. Les pistes principales consistent à analyser les pluies extrêmes passées pour caractériser leur structure spatiale, et à utiliser des générateurs stochastiques spatio-temporels de précipitations si cette structure s'avère effectivement très variable.

Amélioration des connaissances sur les processus hydrologiques :

En l'état, la structure du modèle SCS-SMA-LR reste conceptuelle et schématique, et sa régionalisation reste simplifiée de façon à ce que les crues simulées restent justes indépendamment de la nature des processus d'écoulement à l'œuvre sur les bassins. Connaître les modes d'écoulement dominants et leur variabilité d'un bassin à l'autre améliorerait cependant le réalisme du modèle. Plus de réalisme physique signifie potentiellement une meilleure performance. Ainsi par exemple, la régionalisation des paramètres ω et ds qui règlent la participation de l'écoulement retardé à l'écoulement total, se heurte à la méconnaissance de la nature des chemins empruntés par l'eau. Quelle part des précipitations ruisselle à la surface du sol, et dans quel horizon du sol ou de la géologie sous-jacente transite la part restante ? Le transfert s'effectue-t-il par déplacement de masse ou par onde de pression ? Comment ces processus varient-ils selon le type de sol, la forme des bassins, la nature et le taux d'altération des laves ? Répondre à ces questions permettrait aussi de valider l'hypothèse sur laquelle est fondée la régionalisation du paramètre V_0 . Cela permettrait ensuite d'affiner la structure des fonctions de production et de transfert. De conceptuel, le modèle pourrait incorporer progressivement les éléments de compréhension et évoluer vers une forme physique adaptée à l'hydrologie spécifique de la région. La réponse à ces questions passe par l'observation, et le suivi des crues sur le terrain à l'échelle de petites parcelles homogènes instrumentées par des capteurs d'humidité et de pluie et par des caméras. L'hydrologie dépend de la géologie, de la pédologie et de la botanique, et la recherche dans ces différentes disciplines peut tout à fait contribuer à l'amélioration des méthodes d'estimation des crues. La caractérisation des sols, des roches et de la végétation doit pour cela intégrer le comportement de ces derniers vis-à-vis de l'eau. Etant donné l'enjeu crucial que représente la prévision des crues sur un territoire comme Tahiti, le jeu de l'interdisciplinarité en vaut la chandelle.

Références bibliographiques

- Abdelmounim B., Benaabidate L., Bouizrou I., Aqnoy M. « Implementation of distributed hydrological modeling in a semi-arid Mediterranean Catchment Azzaba, Morocco ». *Journal of Ecological Engineering*. 2019. Vol. 20, n°6.
- Abdi I., Meddi M. « Modélisation pluie-débit distribuée dans deux bassins versants de l'est de l'Algérie ». *LARHYSS Journal P-ISSN 1112-3680/E-ISSN 2521-9782*. 2015. n°23, p. 7-22.
- Ahattab J., Lakhali E. K., Serhir N. « Modeling of the Gradex values on the Tensift Basin (Morocco) ». In : *2016 5th International Conference on Systems and Control (ICSC)* [En ligne]. *2016 5th International Conference on Systems and Control (ICSC)*. [s.l.] : [s.n.], 2016. p. 43-48. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1109/ICoSC.2016.7507063> >
- Ajmal M., Waseem M., Kim D., Kim T.-W. « A Pragmatic Slope-Adjusted Curve Number Model to Reduce Uncertainty in Predicting Flood Runoff from Steep Watersheds ». *Water* [En ligne]. mai 2020. Vol. 12, n°5, p. 1469. Disponible sur : < <https://doi.org/10.3390/w12051469> >
- Alaoui A., Rogger M., Peth S., Blöschl G. « Does soil compaction increase floods? A review ». *Journal of hydrology*. 2018. Vol. 557, p. 631-642.
- De Almeida I. K., Almeida A. K., Steffen J. L., Alves Sobrinho T. « Model for estimating the time of concentration in watersheds ». *Water Resources Management*. 2016. Vol. 30, n°12, p. 4083-4096.
- Amante C. *ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis* [En ligne]. 2009. Disponible sur : < <https://doi.org/10.7289/V5C8276M> > (consulté le 26 juillet 2022)
- Ambrose B., Beven K., Freer J. « Toward a generalization of the TOPMODEL concepts: Topographic indices of hydrological similarity ». *Water Resources Research*. 1996. Vol. 32, n°7, p. 2135-2145.
- Amorocho J., Wu B. « Mathematical models for the simulation of cyclonic storm sequences and precipitation fields ». *Journal of Hydrology*. 1977. Vol. 32, n°3-4, p. 329-345.
- Anderson R. M., Koren V. I., Reed S. M. « Using SSURGO data to improve Sacramento Model a priori parameter estimates ». *Journal of Hydrology*. 2006. Vol. 320, n°1-2, p. 103-116.
- Andréassian V. « Waters and forests: from historical controversy to scientific debate ». *Journal of hydrology*. 2004. Vol. 291, n°1-2, p. 1-27.
- Archer N. A. L., Bonell M., Coles N., MacDonald A. M., Auton C. A., Stevenson R. « Soil characteristics and landcover relationships on soil hydraulic conductivity at a hillslope scale: A view towards local flood management ». *Journal of Hydrology* [En ligne]. 8 août 2013. Vol. 497, p. 208-222. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.05.043> >
- Archfield S. A., Pugliese A., Castellarin A., Skølash, Ien J. O., Kiang J. E. « Topological and canonical kriging for design flood prediction in ungauged catchments: an improvement over a traditional regional regression approach? ». *Hydrology and Earth System Sciences* [En ligne]. 23 avril 2013. Vol. 17, n°4, p. 1575-1588. Disponible sur : < <https://doi.org/10.5194/hess-17-1575-2013> >

Arnaud P., Bouvier C., Cisneros L., Dominguez R. « Influence of rainfall spatial variability on flood prediction ». *Journal of Hydrology*. 2002. Vol. 260, n°1-4, p. 216-230.

Arnaud P., Lavabre J. « La modélisation stochastique des pluies horaires et leur transformation en débits pour la prédétermination des crues ». *rseau* [En ligne]. 2000. Vol. 13, n°4, p. 441-462. Disponible sur : < <https://doi.org/10.7202/705402ar> >

Arnault J., Rummeler T., Baur F., Lerch S., Wagner S., Fersch B., Zhang Z., Kerandi N., Keil C., Kunstmann H. « Precipitation Sensitivity to the Uncertainty of Terrestrial Water Flow in WRF-Hydro: An Ensemble Analysis for Central Europe ». *Journal of Hydrometeorology* [En ligne]. 1 juin 2018. Vol. 19, n°6, p. 1007-1025. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1175/JHM-D-17-0042.1> >

Astagneau P. C., Bourgin F., Andréassian V., Perrin C. « When does a parsimonious model fail to simulate floods? Learning from the seasonality of model bias ». *Hydrological Sciences Journal*. 2021. Vol. 66, n°8, p. 1288-1305.

Ayral P.-A., Sauvagnargues S. « Contribution à la spatialisation du modèle opérationnel de prévision des crues éclair ALTHAÏR ». 1 janvier 2005. Vol. 32,.

Aziz K., Rai S., Rahman A. « Design flood estimation in ungauged catchments using genetic algorithm-based artificial neural network (GAANN) technique for Australia ». *Natural Hazards*. 2015. Vol. 77, n°2, p. 805-821.

Baiamonte G. « A rational runoff coefficient for a revisited rational formula ». *Hydrological Sciences Journal* [En ligne]. 2 janvier 2020. Vol. 65, n°1, p.112-126. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1080/02626667.2019.1682150> >

Ball J. E., Babister M. K., Nathan R., Weinmann P. E., Weeks W., Retallick M., Testoni I. *Australian Rainfall and Runoff-A guide to flood estimation*. 2016.

Ballais J.-L., Chave S., Dupont N., Masson É., Penven M.-J. « La méthode hydrogéomorphologique de détermination des zones inondables ». *Physio-Géo. Géographie physique et environnement*. 2011. n°Volume 5,.

Ballesteros-Cánovas J. A., Stoffel M., St George S., Hirschboeck K. « A review of flood records from tree rings ». *Progress in Physical Geography: Earth and Environment* [En ligne]. 1 décembre 2015. Vol. 39, n°6, p. 794-816. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1177/0309133315608758> >

Barnes H. H. *Roughness Characteristics of Natural Channels*. [s.l.] : U.S. Government Printing Office, 1967. 228 p.

Beck H. E., Roo A. De, Dijk A. I. J. M. Van. « Global Maps of Streamflow Characteristics Based on Observations from Several Thousand Catchments ». *Journal of Hydrometeorology* [En ligne]. 1 août 2015. Vol. 16, n°4, p. 1478-1501. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1175/JHM-D-14-0155.1> >

Bedient P. B., Huber W. C., Vieux B. E. *Hydrology and floodplain analysis*. [s.l.] : Prentice Hall Upper Saddle River, NJ, 2008.

Bell T. L. « A space-time stochastic model of rainfall for satellite remote-sensing studies ». *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 1987. Vol. 92, n°D8, p. 9631-9643.

Belle P., Aunay B., Lachassagne P., Ladouche B., Join J.-L. « Control of Tropical Landcover and Soil Properties on Landslides' Aquifer Recharge, Piezometry and Dynamics ». *Water* [En ligne]. octobre 2018. Vol. 10, n°10, p. 1491. Disponible sur : < <https://doi.org/10.3390/w10101491> >

Bellin A., Rubin Y. « HYDRO_GEN: A spatially distributed random field generator for correlated properties ». *Stochastic Hydrology and Hydraulics*. 1996. Vol. 10, n°4, p. 253-278.

Benoit L., Sichoix L., Nugent A. D., Lucas M. P., Giambelluca T. W. « Stochastic daily rainfall generation on tropical islands with complex topography ». *Hydrology and Earth System Sciences* [En ligne]. 27 avril 2022a. Vol. 26, n°8, p. 2113-2129. Disponible sur : < <https://doi.org/10.5194/hess-26-2113-2022> >

Benoit L., Sichoix L., Nugent A. D., Lucas M. P., Giambelluca T. W. « Stochastic daily rainfall generation on tropical islands with complex topography ». *Hydrology and Earth System Sciences*. 2022b. Vol. 26, n°8, p. 2113-2129.

Berthet L., Andréassian V., Perrin C., Javelle P. « How crucial is it to account for the antecedent moisture conditions in flood forecasting? Comparison of event-based and continuous approaches on 178 catchments ». *Hydrology and Earth System Sciences* [En ligne]. 18 juin 2009. Vol. 13, n°6, p. 819-831. Disponible sur : < <https://doi.org/10.5194/hess-13-819-2009> >

Bevacqua E., Maraun D., Hobæk Haff I., Widmann M., Vrac M. « Multivariate statistical modelling of compound events via pair-copula constructions: analysis of floods in Ravenna (Italy) ». *Hydrology and Earth System Sciences* [En ligne]. 8 juin 2017. Vol. 21, n°6, p. 2701-2723. Disponible sur : < <https://doi.org/10.5194/hess-21-2701-2017> >

Beven K. « Prophecy, reality and uncertainty in distributed hydrological modelling ». *Advances in water resources*. 1993. Vol. 16, n°1, p. 41-51.

Beven K. J., Kirkby M. J. « A physically based, variable contributing area model of basin hydrology/Un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant ». *Hydrological sciences journal*. 1979. Vol. 24, n°1, p. 43-69.

Bezak N., Brilly M., Šraj M. « Comparison between the peaks-over-threshold method and the annual maximum method for flood frequency analysis ». *Hydrological Sciences Journal* [En ligne]. 4 mai 2014. Vol. 59, n°5, p. 959-977. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1080/02626667.2013.831174> >

Bezak N., Mikoš M., Šraj M. « Trivariate frequency analyses of peak discharge, hydrograph volume and suspended sediment concentration data using copulas ». *Water resources management*. 2014. Vol. 28, n°8, p. 2195-2212.

Birhanu D., Kim H., Jang C., Park S. « Does the Complexity of Evapotranspiration and Hydrological Models Enhance Robustness? ». *Sustainability* [En ligne]. août 2018. Vol. 10, n°8, p. 2837. Disponible sur : < <https://doi.org/10.3390/su10082837> >

Blasone R.-S., Madsen H., Rosbjerg D. « Parameter estimation in distributed hydrological modelling: comparison of global and local optimisation techniques ». *Hydrology Research*. 2007. Vol. 38, n°4-5, p. 451-476.

Blöschl G., Blöschl G., Sivapalan M., Wagener T., Savenije H., Viglione A. *Runoff Prediction in Ungauged Basins: Synthesis Across Processes, Places and Scales*. [s.l.] : Cambridge University Press, 2013. 491 p. ISBN : 978-1-107-02818-0.

Blöschl G., Reszler C., Komma J. « A spatially distributed flash flood forecasting model ». *Environmental Modelling & Software*. 2008. Vol. 23, n°4, p. 464-478.

De Boor C. « A Practical Guide to Splines. » *Mathematics of Computation* [En ligne]. janvier 1980. Vol. 34, n°149, p. 325. Disponible sur : < <https://doi.org/10.2307/2006241> >

Bosznay M. « Generalization of SCS Curve Number Method ». *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* [En ligne]. 1 février 1989. Vol. 115, n°1, p. 139-144. Disponible sur : < [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(1989\)115:1\(139\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(1989)115:1(139)) >

Boudhraâ H., Cudennec C., Andrieu H., Slimani M. « Net rainfall estimation by the inversion of a geomorphology-based transfer function and discharge deconvolution ». *Hydrological Sciences Journal* [En ligne]. 25 janvier 2018. Vol. 63, n°2, p. 285-301. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1080/02626667.2018.1425801> >

Boughton W., Droop O. « Continuous simulation for design flood estimation—a review ». *Environmental Modelling & Software*. 2003. Vol. 18, n°4, p. 309-318.

Bouizrou I., Chahinian N., Perrin J.-L., Müller R., Rais N. « Network representation in hydrological modelling on urban catchments in data-scarce contexts: A case study on the Oued Fez catchment (Morocco) ». *Journal of Hydrology: Regional Studies*. 2021. Vol. 34, p. 100800.

Boumesseneh A., Dridi H. « Predetermination of flood flows by different methods: case of the catchment area of the Biskra Oued (North-East Algeria) ». *Modeling Earth Systems and Environment*. 2022. Vol. 8, n°1, p. 1321-1333.

Bouvier C., Adamovic M., Ayrat P.-A., Brunet P., Didon-Lescot J.-F., Domergue J.-M., Spinelli R. « Characterization of subsurface fluxes at the plot scale during flash floods in the Valescure catchment, France ». *Hydrological Processes* [En ligne]. 2021. Vol. 35, n°4, p. e14144. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1002/hyp.14144> >

Bouvier C., Delclaux F. « ATHYS: a hydrological environment for spatial modelling and coupling with GIS ». *IAHS Publications-Series of Proceedings and Reports-Intern Assoc Hydrological Sciences*. 1996. Vol. 235, p. 19-28.

Bouvier C., Denat L. « Estimation des crues rares sur les bassins de Tahiti et de Raietea : mise au point et application d'un modèle distribué pluie-débit- fdi:010047387- Horizon ». [s.l.] : [s.n.], 2006. Disponible sur : < <https://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:010047387> > (consulté le 8 août 2022)

Bradshaw C. J., Sodhi N. S., PEH K. S.-H., Brook B. W. « Global evidence that deforestation amplifies flood risk and severity in the developing world ». *Global Change Biology*. 2007. Vol. 13, n°11, p. 2379-2395.

Brath A., Montanari A. « The effects of the spatial variability of soil infiltration capacity in distributed flood modelling ». *Hydrological processes*. 2000. Vol. 14, n°15, p. 2779-2794.

Braud I., Breil P., Thollet F., Lagouy M., Branger F., Jacqueminet C., Kermadi S., Michel K. « Evidence of the impact of urbanization on the hydrological regime of a medium-sized periurban catchment in France ». *Journal of hydrology*. 2013. Vol. 485, p. 5-23.

Braud I., Roux H., Anquetin S., Maubourguet M.-M., Manus C., Viallet P., Dartus D. « The use of distributed hydrological models for the Gard 2002 flash flood event: Analysis of associated hydrological processes ». *Journal of Hydrology* [En ligne]. 17 novembre 2010. Vol. 394, n°1, p. 162-181. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.03.033> >

Brendel C. E., Dymond R. L., Aguilar M. F. « Integration of quantitative precipitation forecasts with real-time hydrology and hydraulics modeling towards probabilistic forecasting of urban flooding ». *Environmental Modelling & Software*. 2020. Vol. 134, p. 104864.

Brocca L. « On the estimation of antecedent wetness conditions in rainfall-runoff modelling ». *Hydrological processes* [En ligne]. 2008. Vol. v. 22, n°5, p. 629-642. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1002/hyp.6629> >

Brocca L., Melone F., Moramarco T. « On the estimation of antecedent wetness conditions in rainfall-runoff modelling ». *Hydrol. Process.* [En ligne]. 29 février 2008. Vol. 22, n°5, p. 629-642. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1002/hyp.6629> >

Brodie I. « Regional analysis of PROQ transforms for flood frequency estimation based on GRADEX principles ». *Australasian Journal of Water Resources* [En ligne]. 2 juillet 2020. Vol. 24, n°2, p. 183-198. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1080/13241583.2020.1824368> >

Brousse R. « La géologie des îles hautes ». *Atlas de la Polynésie Française. Editions de l'ORSTOM, Paris*. 1993. p. 25-30.

Brousse R., Lavest P., Léotot C. *Tahiti-Nui, carte géologique (1/25 000), carte des formations de surface (1/25 000), carte des instabilités et risques naturels (1/50 000), feuille Papara - Teva I Uta - Taravao*. 1990.

Brousse R., Léotot C. « Modèle d'édification de l'archipel de la Société (Polynésie Française) ». *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*. 1988. Vol. 307, n°5, p. 533-536.

Bruijnzeel L. A. *Hydrological and biogeochemical aspects of man-made forests in south-central Java, Indonesia*. [s.l.] : [s.n.], 1982.

Brunet P., Bouvier C. « Retour d'expérience sur la crue du 12 septembre 2015 à Lodève (Hérault, France) : influence du karst sur les débits de pointe de crue ». *La Houille Blanche* [En ligne]. 1 juin 2017. n°3, p. 39-46. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1051/lhb/2017020> >

Brunner G. W. « HEC-RAS River Analysis System Hydraulic Reference Manual (Version 3.1)(Report No. CPD-69). Davis, CA: US Army Corps of Engineers ». *Institute for Water Resources, Hydrologic Engineering Research Center*. 2002.

Brunner M. « Catchment- and event-type specific synthetic design hydrographs. Estimation, characterization, regionalization, and uncertainty ». p. 208.

Brunner M. *Catchment- and event-type specific synthetic design hydrographs. Estimation, characterization, regionalization, and uncertainty* [En ligne]. phdthesis. [s.l.] : Université Grenoble

Alpes ; Universität Zürich, 2018. Disponible sur : < <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01923130> > (consulté le 15 juillet 2022)

Brunner M. I., Furrer R., Sikorska A. E., Viviroli D., Seibert J., Favre A.-C. « Synthetic design hydrographs for ungauged catchments: a comparison of regionalization methods ». *Stochastic environmental research and risk assessment*. 2018. Vol. 32, n°7, p. 1993-2023.

Brunner M. I., Slater L., Tallaksen L. M., Clark M. « Challenges in modeling and predicting floods and droughts: A review ». *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*. 2021. Vol. 8, n°3, p. e1520.

Brunner M. I., Viviroli D., Sikorska A. E., Vannier O., Favre A.-C., Seibert J. « Flood type specific construction of synthetic design hydrographs ». *Water Resources Research* [En ligne]. 2017. Vol. 53, n°2, p. 1390-1406. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1002/2016WR019535> >

Burnash R. J. C., Ferral R. L., McGuire R. A. *A Generalized Streamflow Simulation System: Conceptual Modeling for Digital Computers*. [s.l.] : U. S. Department of Commerce, National Weather Service, and State of California, Department of Water Resources, 1973. 226 p.

Butler D., Davies J. W. « Urban Drainage ». 2017.

Cai W., Lengaigne M., Borlace S., Collins M., Cowan T., McPhaden M. J., Timmermann A., Power S., Brown J., Menkes C., Ngari A., Vincent E. M., Widlansky M. J. « More extreme swings of the South Pacific convergence zone due to greenhouse warming ». *Nature* [En ligne]. août 2012. Vol. 488, n°7411, p. 365-369. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1038/nature11358> >

Castellarin A., Botter G., Hughes D. A., Liu S., Ouarda T. B. M. J., Parajka J., Post D. A., Sivapalan M., Spence C., Viglione A., Vogel R. M. « Prediction of flow duration curves in ungauged basins ». In : Blöschl G, Sivapalan Murugesu, Wagener T, Viglione Alberto, Savenije H (éd.). *Runoff Prediction in Ungauged Basins* [En ligne]. [s.l.] : Cambridge University Press, 2013. p. 135-162. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1017/CBO9781139235761.010> > (consulté le 15 juillet 2022) ISBN : 978-1-139-23576-1.

Castiglioni S., Lombardi L., Toth E., Castellarin A., Montanari A. « Calibration of rainfall-runoff models in ungauged basins: A regional maximum likelihood approach ». *Advances in Water Resources* [En ligne]. 1 octobre 2010. Vol. 33, n°10, p.1235-1242. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2010.04.009> >

Catane S. G., Abon C. C., Saturay Jr R. M., Mendoza E. P. P., Futralan K. M. « Landslide-amplified flash floods—the June 2008 Panay Island flooding, Philippines ». *Geomorphology*. 2012. Vol. 169, p. 55-63.

Cayla O. « Probabilistic Calculation of Design Floods—SPEED ». In : *Engineering Hydrology*. [s.l.] : ASCE, 1993. p. 647-652.

Cea L., Fraga I. « Incorporating Antecedent Moisture Conditions and Intraevent Variability of Rainfall on Flood Frequency Analysis in Poorly Gauged Basins ». *Water Resources Research* [En ligne]. 2018. Vol. 54, n°11, p. 8774-8791. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1029/2018WR023194> >

Cerbelaud A., Lefèvre J., Genthon P., Menkes C. « Assessment of the WRF-Hydro uncoupled hydro-meteorological model on flashy watersheds of the Grande Terre tropical island of New Caledonia (South-West Pacific) ». *Journal of Hydrology: Regional Studies*. 2022. Vol. 40, p. 101003.

Chagas V. B. P., Chaffe P. L. B., Blöschl G. « Process Controls on Flood Seasonality in Brazil ». *Geophysical Research Letters* [En ligne]. 16 mars 2022. Vol. 49, n°5. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1029/2021GL096754> > (consulté le 12 juillet 2022)

Chambers G. K. « Genetics and the Origins of the Polynesians ». In : John Wiley & Sons, Ltd (éd.). *eLS* [En ligne]. [s.l.] : Wiley, 2008. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1002/9780470015902.a0020808> > (consulté le 26 juillet 2022) ISBN : 978-0-470-01617-6.

Charlier J.-B. « Fonctionnement et modélisation hydrologique d'un petit bassin versant cultivé en milieu volcanique tropical ». 2008. p. 247.

Choquette A. F. *Regionalization of peak discharges for streams in Kentucky*. [s.l.] : Department of the Interior, US Geological Survey, 1988. , 4209)

Choubin B., Solaimani K., Rezanezhad F., Habibnejad Roshan M., Malekian A., Shamshirband S. « Streamflow regionalization using a similarity approach in ungauged basins: Application of the geo-environmental signatures in the Karkheh River Basin, Iran ». *CATENA* [En ligne]. 1 novembre 2019. Vol. 182, p. 104128. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.104128> >

Chow V. T. « Open-channel hydraulics McGraw-Hill, 680 p ». *New York*. 1959.

Ciarapica L., Todini E. « TOPKAPI: a model for the representation of the rainfall-runoff process at different scales ». *Hydrol. Process.* [En ligne]. 15 février 2002. Vol. 16, n°2, p. 207-229. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1002/hyp.342> >

Clilverd H. M., Tsang Y.-P., Infante D. M., Lynch A. J., Strauch A. M. « Long-term streamflow trends in Hawai'i and implications for native stream fauna ». *Hydrological Processes* [En ligne]. 2019. Vol. 33, n°5, p. 699-719. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1002/hyp.13356> >

Clouard V. *Étude géodynamique et structurale du volcanisme de la Polynésie française de 84 MA à l'actuel* [En ligne]. These de doctorat. [s.l.] : Polynésie française, 2000. Disponible sur : < <https://www.theses.fr/2000POLF0003> > (consulté le 15 novembre 2022)

Coles S., Bawa J., Trenner L., Dorazio P. *An introduction to statistical modeling of extreme values*. [s.l.] : Springer, 2001.

Conte E. *Une histoire de Tahiti, des origines à nos jours*. [s.l.] : [s.n.], 2019.

Coron L., Thirel G., Delaigue O., Perrin C., Andréassian V. « The suite of lumped GR hydrological models in an R package ». *Environmental Modelling & Software* [En ligne]. 1 août 2017. Vol. 94, p. 166-171. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.05.002> >

Corradini C., Singh V. P. « Effect of spatial variability of effective rainfall on direct runoff by a geomorphologic approach ». *Journal of Hydrology*. 1985. Vol. 81, n°1-2, p. 27-43.

Cosandey C. « Formation des crues «cévenoles» dans des bassins élémentaires du Mont Lozère ». *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science*. 1994. Vol. 7, n°4, p. 377-393.

Costa J. E. « Hydraulics and basin morphometry of the largest flash floods in the conterminous United States ». *Journal of Hydrology* [En ligne]. 15 septembre 1987. Vol. 93, n°3, p. 313-338. Disponible sur : < [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(87\)90102-8](https://doi.org/10.1016/0022-1694(87)90102-8) >

Costa J. E., Cheng R. T., Haeni F. P., Melcher N., Spicer K. R., Hayes E., Plant W., Hayes K., Teague C., Barrick D. « Use of radars to monitor stream discharge by noncontact methods: NONCONTACT STREAMFLOW ». *Water Resour. Res.* [En ligne]. juillet 2006. Vol. 42, n°7,. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1029/2005WR004430> > (consulté le 8 août 2022)

Coustau M., Bouvier C., Borrell-Estupina V., Jourde H. « Flood modelling with a distributed event-based parsimonious rainfall-runoff model: case of the karstic Lez river catchment ». *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* [En ligne]. 20 avril 2012. Vol. 12, n°4, p.1119-1133. Disponible sur : < <https://doi.org/10.5194/nhess-12-1119-2012> >

Creager W. P., Justin J. D. W. « Hydroelectric handbook ». 1950.

Creutzfeldt B., Troch P. A., Güntner A., Ferré T. P., Graeff T., Merz B. « Storage-discharge relationships at different catchment scales based on local high-precision gravimetry ». *Hydrological Processes*. 2014. Vol. 28, n°3, p. 1465-1475.

Cuevas A., Febrero M., Fraiman R. « Robust estimation and classification for functional data via projection-based depth notions ». *Computational Statistics*. 2007. Vol. 22, n°3, p. 481-496.

Dakhlaoui H., Ruelland D., Tramblay Y., Bargaoui Z. « Evaluating the robustness of conceptual rainfall-runoff models under climate variability in northern Tunisia ». *Journal of hydrology*. 2017. Vol. 550, p. 201-217.

Daniell K. A. « Water management beyond the fortified COVID-19 world: considerations for the long-term ». *Australasian Journal of Water Resources* [En ligne]. 2 juillet 2020. Vol. 24, n°2, p. 85-90. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1080/13241583.2020.1844496> >

Danloux J. *Evaluation des maximums de crue sur l'île de Tahiti suivant une approche régionale à partir des données acquises sur les réseaux hydrologiques pendant la période 1969-2003*. 2003.

Danloux J., Ferry L. *Les crues et la saison cyclonique 1982-1983 en Polynésie Française*. [s.l.] : ORSTOM, 1985.

Darbandsari P., Coulibaly P. « Inter-comparison of lumped hydrological models in data-scarce watersheds using different precipitation forcing data sets: Case study of Northern Ontario, Canada ». *Journal of Hydrology: Regional Studies* [En ligne]. 1 octobre 2020. Vol. 31, p. 100730. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2020.100730> >

Darras T., Borrell Estupina V., Kong-A-Siou L., Vayssade B., Johannet A., Pistre S. « Identification of spatial and temporal contributions of rainfalls to flash floods using neural network modelling: case study on the Lez basin (southern France) ». *Hydrol. Earth Syst. Sci.* [En ligne]. 30 octobre 2015. Vol. 19, n°10, p. 4397-4410. Disponible sur : < <https://doi.org/10.5194/hess-19-4397-2015> >

De Lavenne A., Andréassian V., Thirel G., Ramos M.-H., Perrin C. « A regularization approach to improve the sequential calibration of a semidistributed hydrological model ». *Water Resources Research*. 2019. Vol. 55, n°11, p. 8821-8839.

De Roo A. P. J., Wesseling C. G., Van Deursen W. P. A. « Physically based river basin modelling within a GIS: the LISFLOOD model ». *Hydrological Processes*. 2000. Vol. 14, n°11-12, p. 1981-1992.

Delorme-Laurent V., Ballais J.-L. « Les problèmes de la détermination de la limite externe de la zone inondable dans le midi méditerranéen français (Problems of the determination of the external limit of the flood zone in the mediterranean french" midi") ». *Bulletin de l'Association de géographes français*. 2006. Vol. 83, n°4, p. 469-476.

Delta-T. « *ThetaProbe Soil Moisture Sensor _ type ML2x _ User Manual.* » *Manuel d'utilisation.* https://upgmbh.com/fileadmin/produkte/support/ML2x_Theta_ProbeUserManual_v1.21.pdf. 1999.

Demargne J., Javelle P. « Amélioration de l'approche AIGA par l'intégration des pluies prévues ». 2013. p. 72.

Deneufbourg G. « Carte géologique de Tahiti, notice explicative ». *BRGM, Orléans*. 1965. p. 97.

Denniston R. F., Luetscher M. « Speleothems as high-resolution paleoflood archives ». *Quaternary Science Reviews* [En ligne]. 15 août 2017. Vol. 170, p.1-13. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.05.006> >

Desclaux T., Lemonnier H., Genthon P., Soulard B., Le Gendre R. « Suitability of a lumped rainfall-runoff model for flashy tropical watersheds in New Caledonia ». *Hydrological Sciences Journal* [En ligne]. 18 août 2018. Vol. 63, n°11, p.1689-1706. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1080/02626667.2018.1523613> >

Devia G. K., Ganasri B. P., Dwarakish G. S. « A review on hydrological models ». *Aquatic procedia*. 2015. Vol. 4, p. 1001-1007.

Dhakal N., Fang X., Asquith W. H., Cleveland T. G., Thompson D. B. « Rate-Based Estimation of the Runoff Coefficients for Selected Watersheds in Texas ». *J. Hydrol. Eng.* [En ligne]. décembre 2013. Vol. 18, n°12, p.1571-1580. Disponible sur : < [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0000753](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000753) >

Di Baldassarre G., Montanari A. « Uncertainty in river discharge observations: a quantitative analysis ». *Hydrology and Earth System Sciences* [En ligne]. 25 juin 2009. Vol. 13, n°6, p. 913-921. Disponible sur : < <https://doi.org/10.5194/hess-13-913-2009> >

Diémé L. P., Bouvier C., Bodian A., Sidibé A. « Construction de la topologie de drainage à fine résolution spatiale en milieu urbain : exemple de l'agglomération de Dakar (Sénégal) ». *LHB* [En ligne]. 31 décembre 2022. Vol. 108, n°1, p.2061313. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1080/27678490.2022.2061313> >

Direction de l'Agriculture de Polynésie Française. *Schéma directeur « Agriculture » en Polynésie Française 2021-2030*. 2021.

Douinot A., Iffly J. F., Tailliez C., Meisch C., Pfister L. *Flood patterns in a catchment with mixed bedrock geology: causes for flashy runoff contributions during storm events* [En ligne]. [s.l.] : Catchment hydrology/Modelling approaches, 2022. Disponible sur : < <https://doi.org/10.5194/hess-2022-26> > (consulté le 4 juillet 2022)

Douinot A., Roux H., Garambois P.-A., Dartus D. « Using a multi-hypothesis framework to improve the understanding of flow dynamics during flash floods ». *Hydrol. Earth Syst. Sci.* [En ligne]. 16 octobre 2018. Vol. 22, n°10, p. 5317-5340. Disponible sur : < <https://doi.org/10.5194/hess-22-5317-2018> >

Drobinski P., Ducrocq V., Alpert P., Anagnostou E., Béranger K., Borga M., Braud I., Chanzy A., Davolio S., Delrieu G. « HyMeX: A 10-year multidisciplinary program on the Mediterranean water cycle ». *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2014. Vol. 95, n°7, p. 1063-1082.

Duan Q., Sorooshian S., Gupta V. « Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models ». *Water resources research*. 1992. Vol. 28, n°4, p. 1015-1031.

Dubreuil P. *Initiation à l'analyse hydrologique: dix exercices suivis des corrigés*. Paris : Masson, 1974. 216 p. ISBN : 978-2-225-40140-4.

Ecrepont S. *Analyse des effets d'échelle, d'organisation spatiale et de structuration géomorphologique pour la modélisation des débits et de flux hydrochimiques en bassins non jaugés* [En ligne]. These de doctorat. [s.l.] : Rennes 1, 2019. Disponible sur : < <https://www.theses.fr/2019REN1B007> > (consulté le 14 juillet 2022)

Eisenbies M. H., Aust W. M., Burger J. A., Adams M. B. « Forest operations, extreme flooding events, and considerations for hydrologic modeling in the Appalachians—A review ». *Forest Ecology and Management* [En ligne]. 30 avril 2007. Vol. 242, n°2, p. 77-98. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2007.01.051> >

Ek M. B., Mitchell K. E., Lin Y., Rogers E., Grunmann P., Koren V., Gayno G., Tarpley J. D. « Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model ». *J. Geophys. Res.* [En ligne]. 27 novembre 2003. Vol. 108, n°D22, p. 2002JD003296. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1029/2002JD003296> >

Elsenbeer H. « Hydrologic flowpaths in tropical rainforest soilscapes—a review ». *Hydrological Processes*. 2001. Vol. 15, n°10, p. 1751-1759.

Ely L. L., Webb R. H., Enzel Y. « Accuracy of Post-Bomb 137Cs and 14C in Dating Fluvial Deposits ». *Quaternary Research* [En ligne]. septembre 1992. Vol. 38, n°2, p. 196-204. Disponible sur : < [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(92\)90056-0](https://doi.org/10.1016/0033-5894(92)90056-0) >

Emery X., Lantuéjoul C. « TBSIM: A computer program for conditional simulation of three-dimensional Gaussian random fields via the turning bands method ». *Computers & Geosciences* [En ligne]. 1 décembre 2006. Vol. 32, n°10, p. 1615-1628. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2006.03.001> >

England J. F. « Flood Frequency and Design Flood Estimation Procedures in the United States: Progress and Challenges ». *Australasian Journal of Water Resources* [En ligne]. 1 janvier 2011. Vol. 15, n°1, p. 33-46. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1080/13241583.2011.11465388> >

Entekhabi D., Yueh S., O'Neill P. E., Kellogg K. H., Allen A., Bindlish R., Brown M., Chan S., Colliander A., Crow W. T., Das N., De Lannoy G., Dunbar R. S., Edelstein W. N., Entin J. K., Escobar V., Goodman S. D., Jackson T. J., Jai B., Johnson J., Kim E., Kim S., Kimball J., Koster R. D., Leon A., McDonald K. C., Moghaddam M., Mohammed P., Moran S., Njoku E. G., Piepmeier J. R., Reichle R., Rogez F., Shi J. C., Spencer M. W., Thurman S. W., Tsang L., Van Zyl J., Weiss B., West R. « SMAP Handbook—Soil

Moisture Active Passive: Mapping Soil Moisture and Freeze/Thaw from Space ». janvier 2014. Disponible sur : < <https://lirias.kuleuven.be/1741023> > (consulté le 13 juillet 2022)

Espey W. H. J., Morgan C. W., Masch F. D. « Study of Some Effects of Urbanization on Storm Runoff From A Small Watershed ». https://www.twdb.texas.gov/publications/reports/numbered_reports/doc/R23/R23.pdf [En ligne]. 1966. Disponible sur : < <https://doi.org/10.15781/T27W67P5R> > (consulté le 11 juillet 2022)

Fares A. « Overview of the hydrological modeling of small coastal watersheds on tropical islands ». *Coastal Watershed Management*. 2008. Vol. 13, n°1,.

Fares A., Awal R., Michaud J., Chu P.-S., Fares S., Kodama K., Rosener M. « Rainfall-runoff modeling in a flashy tropical watershed using the distributed HL-RDHM model | Elsevier Enhanced Reader ». [s.l.] : [s.n.], 2014. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.09.042> > (consulté le 15 août 2022)

Fares A., Temimi M., Morgan K., Kelleners T. J. « In-situ and remote soil moisture sensing technologies for vadose zone hydrology ». *Vadose Zone Journal*. 2013. Vol. 12, n°2, p. vjz2013-03.

Farr T. G., Rosen P. A., Caro E., Crippen R., Duren R., Hensley S., Kobrick M., Paller M., Rodriguez E., Roth L., Seal D., Shaffer S., Shimada J., Umland J., Werner M., Oskin M., Burbank D., Alsdorf D. « The Shuttle Radar Topography Mission ». *Rev. Geophys.* [En ligne]. 19 mai 2007. Vol. 45, n°2, p. RG2004. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1029/2005RG000183> >

Fedora M. A. « Simulation of storm runoff in the Oregon Coast Range ». 1987.

Fedora M. A., Beschta R. L. « Storm runoff simulation using an antecedent precipitation index (API) model ». *Journal of Hydrology* [En ligne]. 1 décembre 1989. Vol. 112, n°1, p. 121-133. Disponible sur : < [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(89\)90184-4](https://doi.org/10.1016/0022-1694(89)90184-4) >

Feldman A. D. *Hydrologic modeling system HEC-HMS: technical reference manual*. [s.l.] : US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center, 2000.

Fenicia F., Kavetski D., Savenije H. H., Clark M. P., Schoups G., Pfister L., Freer J. « Catchment properties, function, and conceptual model representation: is there a correspondence? ». *Hydrological Processes*. 2014. Vol. 28, n°4, p. 2451-2467.

Ferry L. *Contribution à l'étude des régimes hydrologiques de l'île de Tahiti*. PhD Thesis. [s.l.] : Paris 11, 1988.

Florence J. « La végétation de quelques îles de Polynésie Française - Planches 54-56. » In : *Atlas de la Polynésie Française*. [s.l.] : [s.n.], 1993.

Formetta G., Prosdocimi I., Stewart E., Bell V. « Estimating the index flood with continuous hydrological models: an application in Great Britain ». *Hydrology Research*. 2018. Vol. 49, n°1, p. 123-133.

Fouchier C., Saint Martin C., Javelle P., Mériaux P., Organde D., Demargne J. « Mises en œuvre opérationnelles de la méthode AIGA pour anticiper les crues sur les cours d'eau non surveillés ». *Sciences Eaux & Territoires*. 2017. n°23, p. 48-55.

Froehlich D. C. « Return Period-Dependent Rational Formula Coefficients for Two Locations in Texas ». *J. Irrig. Drain Eng.* [En ligne]. septembre 2016. Vol. 142, n°9, p. 04016035. Disponible sur : < [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)IR.1943-4774.0001054](https://doi.org/10.1061/(ASCE)IR.1943-4774.0001054) >

Ganora D., Claps P., Laio F., Viglione A. « An approach to estimate nonparametric flow duration curves in ungauged basins ». *Water resources research.* 2009. Vol. 45, n°10,.

Gao H., Hrachowitz M., Fenicia F., Gharari S., Savenije H. H. G. « Testing the realism of a topography-driven model (FLEX-Topo) in the nested catchments of the Upper Heihe, China ». *Hydrology and Earth System Sciences.* 2014. Vol. 18, n°5, p. 1895-1915.

Gara A., Gader K., Bergaoui M., Mahjoub M. R. « Assessment of the hydrological response of the watershed through a distributed physically-based modeling for extreme events: Application in the Raghay catchment (Medjerda) (Northern Tunisia) ». In : *2015 6th International Conference on Modeling, Simulation, and Applied Optimization (ICMSAO)* [En ligne]. *2015 6th International Conference on Modeling, Simulation, and Applied Optimization (ICMSAO)*. Istanbul, Turkey : IEEE, 2015. p. 1-6. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1109/ICMSAO.2015.7152233> > (consulté le 14 juillet 2022)ISBN : 978-1-4673-6601-4.

Gara A., Gader K., Khlifi S., Vanclooster M., Jendoubi D., Bouvier C. « The added value of spatially distributed meteorological data for simulating hydrological processes in a small Mediterranean catchment ». *Acta Geophys.* [En ligne]. 1 février 2020. Vol. 68, n°1, p. 133-153. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1007/s11600-019-00379-y> >

Garambois P. A., Roux H., Larnier K., Labat D., Dartus D. « Parameter regionalization for a process-oriented distributed model dedicated to flash floods ». *Journal of Hydrology* [En ligne]. 1 juin 2015. Vol. 525, p. 383-399. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.03.052> >

Garcin M., Poisson B., Pouget R. « High rates of geomorphological processes in a tropical area: the Remparts River case study (Réunion Island, Indian Ocean) ». *Geomorphology* [En ligne]. 30 avril 2005. Vol. 67, n°3, p. 335-350. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.11.002> >

Garry G., Ballais J.-L., Masson M. « La place de l'hydrogéomorphologie dans les études d'inondation en France méditerranéenne/The contribution of hydrogeomorphology in flood hazard assessment: a review of the situation in southern France ». *Géomorphologie: relief, processus, environnement.* 2002. Vol. 8, n°1, p. 5-15.

Gaume E. « Flood frequency analysis: The Bayesian choice ». *WIREs Water* [En ligne]. 2018. Vol. 5, n°4, p. e1290. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1002/wat2.1290> >

Gaume E., Borga M. « Etat des connaissances récentes acquises sur les crues éclair en Europe: bilan du projet de recherches européen HYDRATE (2006-2010) ». *La Houille Blanche.* 2013. n°2, p. 24-30.

Gaume E., Livet M., Desbordes M., Villeneuve J.-P. « Hydrological analysis of the river Aude, France, flash flood on 12 and 13 November 1999 ». *Journal of Hydrology* [En ligne]. 30 janvier 2004. Vol. 286, n°1, p. 135-154. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.09.015> >

Genest C., Favre A.-C. « Everything you always wanted to know about copula modeling but were afraid to ask ». *Journal of hydrologic engineering.* 2007. Vol. 12, n°4, p. 347-368.

Georgakakos K. P., Modrick T. M., Shamir E., Campbell R., Cheng Z., Jubach R., Sperflage J. A., Spencer C. R., Banks R. « The flash flood guidance system implementation worldwide: a successful multidecadal research-to-operations effort ». *Bulletin of the American Meteorological Society*. 2022. Vol. 103, n°3, p. E665-E679.

Ghadua Z., Bhattacharya B. « Improving flash flood forecasting with a Bayesian probabilistic approach: A case study on the Posina Basin in Italy ». *International Journal of Environmental and Ecological Engineering*. 2019. Vol. 13, n°5, p. 325-331.

Gharari S., Hrachowitz M., Fenicia F., Gao H., Savenije H. H. G. « Using expert knowledge to increase realism in environmental system models can dramatically reduce the need for calibration ». *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2015. p. 21.

Giambelluca T. W., DeLay J. K., Nullet M. A., Scholl M. A., Gingerich S. B. « Canopy water balance of windward and leeward Hawaiian cloud forests on Haleakalā, Maui, Hawai'i ». *Hydrological Processes* [En ligne]. 2011. Vol. 25, n°3, p. 438-447. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1002/hyp.7738> >

Giambelluca T. W., Martin R. E., Asner G. P., Huang M., Mudd R. G., Nullet M. A., DeLay J. K., Foote D. « Evapotranspiration and energy balance of native wet montane cloud forest in Hawai'i ». *agricultural and forest meteorology*. 2009. Vol. 149, n°2, p. 230-243.

Gillespie R., Gillespie R. G., Clague D. A. *Encyclopedia of Islands*. [s.l.] : University of California Press, 2009. 1110 p. ISBN : 978-0-520-25649-1.

Gilli A., Anselmetti F. S., Glur L., Wirth S. B. « Lake Sediments as Archives of Recurrence Rates and Intensities of Past Flood Events ». In : Schneuwly-Bollsweiler M, Stoffel M, Rudolf-Miklau F (éd.). *Dating Torrential Processes on Fans and Cones: Methods and Their Application for Hazard and Risk Assessment* [En ligne]. Dordrecht : Springer Netherlands, 2013. p. 225-242. Disponible sur : < https://doi.org/10.1007/978-94-007-4336-6_15 > (consulté le 4 juillet 2022) ISBN : 978-94-007-4336-6.

Godard J., Barriot J.-P. « Relationships between erosion rates and physiographic factors of drainage basins through a regression analysis: The case of Tahiti Nui Island ». *Geomorphology* [En ligne]. 1 mai 2022. Vol. 404, p. 108176. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108176> >

Golian S., Murphy C., Meresa H. « Regionalization of hydrological models for flow estimation in ungauged catchments in Ireland ». *Journal of Hydrology: Regional Studies*. 2021. Vol. 36, p. 100859.

Gomez C., Mangeas M., Curt T., Ibanez T., Munzinger J., Dumas P., Jérémy A., Despinoy M., Hély C. « Wildfire risk for main vegetation units in a biodiversity hotspot: modeling approach in New Caledonia, South Pacific ». *Ecology and Evolution*. 2015. Vol. 5, n°2, p. 377-390.

Gonzalez A., Fontaine F. R., Barruol G., Burtin A., Recking A., Join J.-L., Delcher E., Rindraharisaona E. « Seismic signature of a Réunion Island river flooding during the tropical cyclone Dumazile (March 2018). » In : *Geophysical Research Abstracts*. [s.l.] : [s.n.], 2019.

Gourley J. J., Flamig Z. L., Vergara H., Kirstetter P.-E., Clark R. A., Argyle E., Arthur A., Martinaitis S., Terti G., Erlingis J. M., Hong Y., Howard K. W. « The FLASH Project: Improving the Tools for Flash Flood Monitoring and Prediction across the United States ». *Bulletin of the American*

Meteorological Society [En ligne]. 1 février 2017. Vol. 98, n°2, p. 361-372. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00247.1> >

Gouyet R. « La crue du 13 décembre 1986 sur la Paraura D vers la côte 700 (plateau de Hitiaa) ». 1986. p. 29.

Gräff T. *Soil moisture dynamics and soil moisture controlled runoff processes at different spatial scales : from observation to modelling* [En ligne]. [s.l.] : Universität Potsdam, 2011. Disponible sur : < <https://publishup.uni-potsdam.de/frontdoor/index/index/docId/5339> > (consulté le 13 juillet 2022)

Grimaldi S., Petroselli A. « Do we still need the Rational Formula? An alternative empirical procedure for peak discharge estimation in small and ungauged basins ». *Hydrological Sciences Journal* [En ligne]. 2 janvier 2015. Vol. 60, n°1, p. 67-77. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1080/02626667.2014.880546> >

Grimaldi S., Schumann G. J.-P., Shokri A., Walker J. P., Pauwels V. R. N. « Challenges, Opportunities, and Pitfalls for Global Coupled Hydrologic-Hydraulic Modeling of Floods ». *Water Resources Research* [En ligne]. 2019. Vol. 55, n°7, p. 5277-5300. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1029/2018WR024289> >

Gruber A., Dorigo W. a., Zwieback S., Xaver A., Wagner W. « Characterizing Coarse-Scale Representativeness of in situ Soil Moisture Measurements from the International Soil Moisture Network ». *Vadose Zone Journal* [En ligne]. 2013. Vol. 12, n°2, p. vzj2012.0170. Disponible sur : < <https://doi.org/10.2136/vzj2012.0170> >

Gruntfest E., Handmer J., Handmer J. W. *Coping with flash floods*. [s.l.] : Springer Science & Business Media, 2001.

Guillot P., D D. « LA METHODE DU GRADEX POUR LE CALCUL DE LA PROBABILITE DES CRUES A PARTIR DES PLUIES. » 1967. Disponible sur : < <http://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=PASCALGEODEBRGM7720383856> > (consulté le 5 juillet 2022)

Guo Y., Zhang Y., Zhang L., Wang Z. « Regionalization of hydrological modeling for predicting streamflow in ungauged catchments: A comprehensive review ». *WIREs Water* [En ligne]. 2021. Vol. 8, n°1, p. e1487. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1002/wat2.1487> >

Habets F., Boone A., Champeaux J. L., Etchevers P., Franchistéguy L., Leblois E., Ledoux E., Le Moigne P., Martin E., Morel S., Noilhan J., Quintana Seguí P., Rousset-Regimbeau F., Viennot P. « The SAFRAN-ISBA-MODCOU hydrometeorological model applied over France ». *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* [En ligne]. 2008. Vol. 113, n°D6,. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1029/2007JD008548> > (consulté le 23 août 2022)

Hapuarachchi H. a. P., Wang Q. J., Pagano T. C. « A review of advances in flash flood forecasting ». *Hydrological Processes* [En ligne]. 2011. Vol. 25, n°18, p. 2771-2784. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1002/hyp.8040> >

Hawkins R. H. *Curve number hydrology: state of the practice*. Reston, Va : American Society of Civil Engineers, 2009. 106 p. ISBN : 978-0-7844-1004-2.

Hawley R. J., Bledsoe B. P. « How do flow peaks and durations change in suburbanizing semi-arid watersheds? A southern California case study ». *Journal of Hydrology*. 2011. Vol. 405, n°1-2, p. 69-82.

He Y., Bárdossy A., Zehe E. « A review of regionalisation for continuous streamflow simulation ». *Hydrol. Earth Syst. Sci.* [En ligne]. 23 novembre 2011. Vol. 15, n°11, p. 3539-3553. Disponible sur : < <https://doi.org/10.5194/hess-15-3539-2011> >

Hildenbrand A. *Etude géologique de l'île volcanique de Tahiti-Nui (Polynésie française): évolution morphostructurale, géochimique et hydrologique*. PhD Thesis. [s.l.] : Paris 11, 2002.

Hildenbrand A., Gillot P.-Y., Le Roy I. « Volcano-tectonic and geochemical evolution of an oceanic intra-plate volcano: Tahiti-Nui (French Polynesia) ». *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. Vol. 217, n°3-4, p. 349-365.

Hildenbrand A., Gillot P.-Y., Marlin C. « Geomorphological study of long-term erosion on a tropical volcanic ocean island: Tahiti-Nui (French Polynesia) ». *Geomorphology* [En ligne]. janvier 2008. Vol. 93, n°3-4, p. 460-481. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.03.012> >

Hildenbrand A., Marlin C., Conroy A., Gillot P.-Y., Filly A., Massault M. « Isotopic approach of rainfall and groundwater circulation in the volcanic structure of Tahiti-Nui (French Polynesia) ». *Journal of Hydrology* [En ligne]. février 2005. Vol. 302, n°1-4, p. 187-208. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.07.006> >

Hjermfelt A. T. J., Kramer L. A., Burwell R. E. *Curve numbers as random variables [Rainfall and runoff]* [En ligne]. [s.l.] : Water Resources Publications, 1982. Disponible sur : < https://scholar.google.com/scholar_lookup?title=Curve+numbers+as+random+variables+%5BRainfall+and+runoff%5D&author=Hjermfelt%2C+A.T.+Jr.&publication_year=1982 > (consulté le 23 août 2022)

Højberg A. L., Refsgaard J. C. « Model uncertainty-parameter uncertainty versus conceptual models ». *Water Science and Technology*. 2005. Vol. 52, n°6, p. 177-186.

Hood M. J., Clausen J. C., Warner G. S. « Comparison of Stormwater lag times for low impact and traditional residential development 1 ». *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*. 2007. Vol. 43, n°4, p. 1036-1046.

Hopuare M. « Changement climatique en Polynésie française détection des changements observés, évaluation des projections ». 2014. p. 149.

Hopuare M., Pontaud M., Céron J., Ortéga P., Laurent V. « Climate change, Pacific climate drivers and observed precipitation variability in Tahiti, French Polynesia ». *Clim. Res.* [En ligne]. 29 avril 2015. Vol. 63, n°2, p. 157-170. Disponible sur : < <https://doi.org/10.3354/cr01288> >

Horton R. E. « The role of infiltration in the hydrologic cycle ». *Eos, Transactions American Geophysical Union*. 1933. Vol. 14, n°1, p. 446-460.

Hosking J. R. M. « L-Moments: Analysis and Estimation of Distributions Using Linear Combinations of Order Statistics ». *Journal of the Royal Statistical Society: Series B (Methodological)* [En ligne]. 1990. Vol. 52, n°1, p. 105-124. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1111/j.2517-6161.1990.tb01775.x> >

Hostache R., Matgen P., Leuuwen P.-J. Van, Nichols N., Chini M., Pelich R., Delenne C. *A joint assimilation of satellite soil moisture and flood extent maps to improve a flood hazard modelling*. [En ligne]. [s.l.] : Copernicus Meetings, 2022. Disponible sur : < <https://meetingorganizer.copernicus.org/IAHS2022/IAHS2022-359.html> > (consulté le 13 juillet 2022)

Hrachowitz M., Savenije H. H. G., Blöschl G., McDonnell J. J., Sivapalan M., Pomeroy J. W., Arheimer B., Blume T., Clark M. P., Ehret U., Fenicia F., Freer J. E., Gelfan A., Gupta H. V., Hughes D. A., Hut R. W., Montanari A., Pande S., Tetzlaff D., Troch P. A., Uhlenbrook S., Wagener T., Winsemius H. C., Woods R. A., Zehe E., Cudennec C. « A decade of Predictions in Ungauged Basins (PUB)—a review ». *Hydrological Sciences Journal* [En ligne]. août 2013. Vol. 58, n°6, p. 1198-1255. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1080/02626667.2013.803183> >

Huang M., Gallichand J., Dong C., Wang Z., Shao M. « Use of soil moisture data and curve number method for estimating runoff in the Loess Plateau of China ». *Hydrological Processes* [En ligne]. 2007. Vol. 21, n°11, p. 1471-1481. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1002/hyp.6312> >

Ilich N. « An effective three-step algorithm for multi-site generation of stochastic weekly hydrological time series ». *Hydrological Sciences Journal*. 2014. Vol. 59, n°1, p. 85-98.

Ito G., McNutt M., Gibson R. L. « Crustal structure of the Tuamotu Plateau, 15 S, and implications for its origin ». *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1995. Vol. 100, n°B5, p. 8097-8114.

Jacobson C. R. « Identification and quantification of the hydrological impacts of imperviousness in urban catchments: A review ». *Journal of environmental management*. 2011. Vol. 92, n°6, p. 1438-1448.

Jain A., Indurthy S. P. « Comparative analysis of event-based rainfall-runoff modeling techniques—deterministic, statistical, and artificial neural networks ». *Journal of Hydrologic Engineering*. 2003. Vol. 8, n°2, p. 93-98.

Jain M. K., Mishra S. K., Suresh Babu P., Venugopal K., Singh V. P. « Enhanced Runoff Curve Number Model Incorporating Storm Duration and a Nonlinear Ia-S Relation ». *J. Hydrol. Eng.* [En ligne]. novembre 2006. Vol. 11, n°6, p. 631-635. Disponible sur : < [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(2006\)11:6\(631\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(2006)11:6(631)) >

Jain Sharad Kumar, Mani P., Jain Sanjay K., Prakash P., Singh V. P., Tullos D., Kumar S., Agarwal S. P., Dimri A. P. « A Brief review of flood forecasting techniques and their applications ». *International Journal of River Basin Management* [En ligne]. 3 juillet 2018. Vol. 16, n°3, p. 329-344. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1080/15715124.2017.1411920> >

Jamet R. *Pedogenese sur roches basaltiques en polynesie francaise: d'oxydisols a des podzols a gibbsite et anatase, genese des concentrations superficielles de titane*. PhD Thesis. [s.l.] : Orléans, 1997.

Jamet R. « Aptitudes culturales et forestières des sols de Tahiti : carte à 1/40.000 : notice explicative ». 1987. p. 78.

Jamet R., French Polynesia, Service de l'économie rurale, O.R.S.T.O.M. (Agency : France), Centre de Tahiti. *Les sols et leurs aptitudes culturales et forestières: Tahiti (Polynésie française)*. Paris :

L'ORSTOM, Institut français de recherche scientifique pour le développement en coopération, 1987. ISBN : 978-2-7099-0849-8.

Jay-Allemand M. *Estimation variationnelle des paramètres d'un modèle hydrologique distribué*. PhD Thesis. [s.l.] : Aix-Marseille, 2020.

Jennings M. E., Thomas W. O., Riggs H. C. *Nationwide summary of US Geological Survey regional regression equations for estimating magnitude and frequency of floods for ungaged sites, 1993*. [s.l.] : US Geological Survey, 1994. , 4002)

Jiang R. « Investigation of Runoff Curve Number Initial Abstraction Ratio. » 2001.

Jingyi Z., Hall M. J. « Regional flood frequency analysis for the Gan-Ming River basin in China ». *Journal of hydrology*. 2004. Vol. 296, n°1-4, p. 98-117.

Join J.-L., Folio J.-L., Robineau B. « Aquifers and groundwater within active shield volcanoes. Evolution of conceptual models in the Piton de la Fournaise volcano ». *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2005. Vol. 147, n°1-2, p. 187-201.

Jossot O., Mouron R., Pouget R. *Etude hydrologique et hydraulique de la rivière Bouyouni, commune de Bandraboua (Mayotte)*. 2003.

Jourdan C. « Approche mixte instrumentation-modélisation hydrologique multi-échelle d'un bassin tropical peu jaugé soumis à des changements d'occupation des sols: cas du bassin de la Méfou (Yaoundé, Cameroun) ». 2019. p. 449.

K. Ajami N., Gupta H., Wagener T., Sorooshian S. « Calibration of a semi-distributed hydrologic model for streamflow estimation along a river system ». *Journal of Hydrology* [En ligne]. 1 octobre 2004. Vol. 298, n°1, p. 112-135. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.03.033> >

Kagawa-Viviani A. K., Giambelluca T. W. « Spatial Patterns and Trends in Surface Air Temperatures and Implied Changes in Atmospheric Moisture Across the Hawaiian Islands, 1905–2017 ». *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* [En ligne]. 2020. Vol. 125, n°2, p. e2019JD031571. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1029/2019JD031571> >

Katz R. W., Parlange M. B., Naveau P. « Statistics of extremes in hydrology ». *Advances in water resources*. 2002. Vol. 25, n°8-12, p. 1287-1304.

Kaufman L., Rousseeuw P. J. *Finding groups in data: an introduction to cluster analysis*. [s.l.] : John Wiley & Sons, 2009.

Kayhanfard M. *Crues rares et extrêmes: quelques développements autour du modèle AGREGEE: recherche sur l'amélioration de l'option progressive: tests à l'échelle alpine et méditerranéenne*. PhD Thesis. [s.l.] : Université Joseph Fourier (Grenoble; 1971-2015), 1995.

Kerr Y. H., Waldteufel P., Wigneron J.-P., Martinuzzi J., Font J., Berger M. « Soil moisture retrieval from space: the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) mission ». *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* [En ligne]. août 2001. Vol. 39, n°8, p. 1729-1735. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1109/36.942551> >

Kim U., Kaluarachchi J. J. « Application of parameter estimation and regionalization methodologies to ungauged basins of the Upper Blue Nile River Basin, Ethiopia ». *Journal of Hydrology*. 2008. Vol. 362, n°1-2, p. 39-56.

Kingston D. G., Hannah D. M., Lawler D. M., McGregor G. R. « Regional classification, variability, and trends of northern North Atlantic river flow ». *Hydrological Processes*. 2011. Vol. 25, n°7, p. 1021-1033.

Kjeldsen T. R., Jones D. A. « An exploratory analysis of error components in hydrological regression modeling ». *Water resources research*. 2009. Vol. 45, n°2,.

Kostaschuk R., Terry J., Raj R. « Tropical cyclones and floods in Fiji ». *Hydrological Sciences Journal* [En ligne]. 1 juin 2001. Vol. 46, n°3, p. 435-450. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1080/02626660109492837> >

Koster R. D., Suarez M. J. « Energy and Water Balance Calculations in the Mosaic LSM ». 1996. p. 67.

Kosugi K., Katsura S., Katsuyama M., Mizuyama T. « Water flow processes in weathered granitic bedrock and their effects on runoff generation in a small headwater catchment ». *Water Resources Research* [En ligne]. 2006. Vol. 42, n°2,., Disponible sur : < <https://doi.org/10.1029/2005WR004275> > (consulté le 12 juillet 2022)

Krajewski W. F., Lakshmi V., Georgakakos K. P., Jain S. C. « A Monte Carlo study of rainfall sampling effect on a distributed catchment model ». *Water Resources Research*. 1991. Vol. 27, n°1, p. 119-128.

Kuentz A., Arheimer B., Hundscha Y., Wagener T. « Understanding hydrologic variability across Europe through catchment classification ». *Hydrology and Earth System Sciences* [En ligne]. 12 juin 2017. Vol. 21, n°6, p. 2863-2879. Disponible sur : < <https://doi.org/10.5194/hess-21-2863-2017> >

Kumar R., Samaniego L., Attinger S. « The effects of spatial discretization and model parameterization on the prediction of extreme runoff characteristics ». *Journal of Hydrology* [En ligne]. 5 octobre 2010. Vol. 392, n°1, p. 54-69. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.07.047> >

Laaha G., Blöschl G. « A comparison of low flow regionalisation methods—catchment grouping ». *Journal of Hydrology*. 2006. Vol. 323, n°1-4, p. 193-214.

Laaha G., Skøien J. o., Blöschl G. « Spatial prediction on river networks: comparison of top-kriging with regional regression ». *Hydrological Processes* [En ligne]. 2014. Vol. 28, n°2, p. 315-324. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1002/hyp.9578> >

Labrosse S. « Des îles hautes aux atolls : une histoire du plancher océanique ». 2010. p. 11.

Lachassagne P., Aunay B., Frissant N., Guilbert M., Malard A. « High-resolution conceptual hydrogeological model of complex basaltic volcanic islands: a Mayotte, Comoros, case study ». *Terra Nova* [En ligne]. août 2014. Vol. 26, n°4, p. 307-321. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1111/ter.12102> >

Lafforgue A. « L'hydrologie ». *Atlas de la Polynésie Française, ORSTOM éditions: planche*. 1993. Vol. 41,.

Lafforgue A. « Annales Hydrologiques de l'île de Tahiti de 1971 à 1986 ». *ORSTOM, Ministère de l'Équipement, de l'Aménagement de l'Énergie et des Mines*. 1987. p. 300.

Laing A. G. « Cases of Heavy Precipitation and Flash Floods in the Caribbean during El Niño Winters ». *Journal of Hydrometeorology* [En ligne]. 1 août 2004. Vol. 5, n°4, p. 577-594. Disponible sur : < [https://doi.org/10.1175/1525-7541\(2004\)005<0577:COHPAF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1525-7541(2004)005<0577:COHPAF>2.0.CO;2) >

Laio F., Ganora D., Claps P., Galeati G. « Spatially smooth regional estimation of the flood frequency curve (with uncertainty) ». *Journal of hydrology*. 2011. Vol. 408, n°1-2, p. 67-77.

Lamaury Y., Jessin J., Heinzlef C., Serre D. « Operationalizing Urban Resilience to Floods in Island Territories—Application in Punaauia, French Polynesia ». *Water*. 2021. Vol. 13, n°3, p. 337.

Lang M., Arnaud P., Carreau J., Deaux N., Dezileau L., Garavaglia F., Latapie A., Neppel L., Paquet E., Renard B. « Résultats du projet ExtraFlo (ANR 2009-2013) sur l'estimation des pluies et crues extrêmes ». *La Houille Blanche*. 2014. n°2, p. 5-13.

Lang M., Lavabre J. *Estimation de la crue centennale pour les plans de prévention des risques d'inondations*. [s.l.] : Editions Quae, 2007.

Latif S., Mustafa F. « Copula-based multivariate flood probability construction: a review ». *Arab J Geosci* [En ligne]. 30 janvier 2020. Vol. 13, n°3, p. 132. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1007/s12517-020-5077-6> >

Lau L. S., Mink J. F. *Hydrology of the Hawaiian Islands*. [s.l.] : University of Hawaii Press, 2006. 309 p. ISBN : 978-0-8248-6289-3.

Laurent V., Maamaatuaiahutapu K. *Atlas climatologique de la Polynésie française*. 2019.

Laurent V., Maamaatuaiahutapu K., Brodien I., Lombardo S., Tardy M., Varney P. *Atlas climatologique de la Polynésie française*. [s.l.] : Météo France, Délégation interrégionale de Polynésie française, 2019.

De Lavenne A., Skøien J. O., Cudennec C., Curie F., Moatar F. « Transferring measured discharge time series: Large-scale comparison of Top-kriging to geomorphology-based inverse modeling ». *Water Resources Research* [En ligne]. 2016. Vol. 52, n°7, p. 5555-5576. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1002/2016WR018716> >

De Lavenne Alban, Thirel G., Andréassian V., Perrin C., Ramos M.-H. « Spatial variability of the parameters of a semi-distributed hydrological model ». *Proc. IAHS* [En ligne]. 12 mai 2016. Vol. 373, p. 87-94. Disponible sur : < <https://doi.org/10.5194/piahs-373-87-2016> >

Le Bourgeois O., Bouvier C., Brunet P., Ayrat P.-A. « Inverse modeling of soil water content to estimate the hydraulic properties of a shallow soil and the associated weathered bedrock ». *Journal of Hydrology*. 2016. Vol. 541, p. 116-126.

Le Lay M., Saulnier G. M. « Exploring the signature of climate and landscape spatial variabilities in flash flood events: Case of the 8-9 September 2002 Cévennes-Vivarais catastrophic event: HYDROLOGICAL INTERACTIONS ON FLASH FLOOD ». *Geophys. Res. Lett.* [En ligne]. 16 juillet 2007. Vol. 34, n°13, p. n/a-n/a. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1029/2007GL029746> >

Lebecherel L., Andréassian V., Perrin C. « On evaluating the robustness of spatial-proximity-based regionalization methods ». *Journal of Hydrology* [En ligne]. 1 août 2016. Vol. 539, p. 196-203. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.05.031> >

Leblois E., Creutin J.-D. « Space-time simulation of intermittent rainfall with prescribed advection field: Adaptation of the turning band method ». *Water Resources Research*. 2013. Vol. 49, n°6, p. 3375-3387.

Leblois E., Sauquet E. « Grid elevation models in hydrology Part 1: Principles and a literature review; Part 2: HydroDem, Users manual ». *Cemagref, Technical Notes, Lyon*. 2000.

Lebouc L., Payrastre O. *Reconstitution des débits de pointe des crues des 23-24 novembre et 1er décembre 2019 dans les départements du Var et les Alpes-Maritimes*. PhD Thesis. [s.l.] : IFSTTAR-Institut Français des Sciences et Technologies des Transports, de l ..., 2020.

Leroux D. J., Pellarin T., Vischel T., Cohard J.-M., Gascon T., Gibon F., Mialon A., Galle S., Peugeot C., Seguis L. « Assimilation of SMOS soil moisture into a distributed hydrological model and impacts on the water cycle variables over the Ouémé catchment in Benin ». *Hydrology and Earth System Sciences* [En ligne]. 14 juillet 2016. Vol. 20, n°7, p. 2827-2840. Disponible sur : < <https://doi.org/10.5194/hess-20-2827-2016> >

Ley R., Casper M. C., Hellebrand H., Merz R. « Catchment classification by runoff behaviour with self-organizing maps (SOM) ». *Hydrology and Earth System Sciences*. 2011. Vol. 15, n°9, p. 2947-2962.

Lhomme J., Bouvier C., Perrin J.-L. « Applying a GIS-based geomorphological routing model in urban catchments ». *Journal of Hydrology* [En ligne]. 1 décembre 2004. Vol. 299, n°3, p. 203-216. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.08.006> >

Li Y., Grimaldi S., Walker J. P., Pauwels V. R. N. « Application of Remote Sensing Data to Constrain Operational Rainfall-Driven Flood Forecasting: A Review ». *Remote Sensing* [En ligne]. juin 2016. Vol. 8, n°6, p. 456. Disponible sur : < <https://doi.org/10.3390/rs8060456> >

Liang J., Melching C. S. « Experimental evaluation of the effect of storm movement on peak discharge ». *International Journal of Sediment Research* [En ligne]. 1 juin 2015. Vol. 30, n°2, p. 167-177. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.ijsrc.2015.03.004> >

Liang X., Lettenmaier D. P., Wood E. F., Burges S. J. « A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models ». *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* [En ligne]. 1994. Vol. 99, n°D7, p. 14415-14428. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1029/94JD00483> >

Liu Y., Weerts A. H., Clark M., Hendricks Franssen H.-J., Kumar S., Moradkhani H., Seo D.-J., Schwanenberg D., Smith P., Van Dijk A. I. J. M., Van Velzen N., He M., Lee H., Noh S. J., Rakovec O., Restrepo P. « Advancing data assimilation in operational hydrologic forecasting: progresses, challenges, and emerging opportunities ». *Hydrology and Earth System Sciences* [En ligne]. 29 octobre 2012. Vol. 16, n°10, p. 3863-3887. Disponible sur : < <https://doi.org/10.5194/hess-16-3863-2012> >

Liu Z., Zhao L., Xu T., Bu F., Liu X., Zhou D. « Quantification of potential flood inundation areas in the marsh wetland of Honghe National Natural Reserve, Northeast China ». *Ecohydrology &*

Hydrobiology [En ligne]. 1 décembre 2018. Vol. 18, n°4, p.355-364. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.ecohyd.2018.10.005> >

Lobligeois F., Andréassian V., Perrin C., Tabary P., Loumagne C. « When does higher spatial resolution rainfall information improve streamflow simulation? An evaluation using 3620 flood events ». *Hydrology and Earth System Sciences*. 2014. Vol. 18, n°2, p. 575-594.

Mackay R., Last E. « SWITCH city water balance: a scoping model for integrated urban water management ». *Reviews in Environmental Science and Bio/Technology*. 2010. Vol. 9, n°4, p. 291-296.

Maheu A., Anctil F., Gaborit É., Fortin V., Nadeau D. F., Therrien R. « A field evaluation of soil moisture modelling with the Soil, Vegetation, and Snow (SVS) land surface model using evapotranspiration observations as forcing data ». *Journal of Hydrology* [En ligne]. 1 mars 2018. Vol. 558, p. 532-545. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.01.065> >

Maidment D. R. *Handbook of hydrology*. McGraw-Hill, inc.[s.l.] : [s.n.], 1992.

Manning R. « On the flow of water in open channels and pipes: Institute of Civil Engineers of Ireland Transactions, v. 20 ». 1891.

Mantoglou A., Wilson J. L. « The turning bands method for simulation of random fields using line generation by a spectral method ». *Water Resources Research*. 1982. Vol. 18, n°5, p. 1379-1394.

Marapara T. R., Jackson B. M., Hartley S., Maxwell D. « Disentangling the factors that vary the impact of trees on flooding (a review) ». *Water and Environment Journal*. 2021. Vol. 35, n°2, p. 514-529.

Margoum M., Oberlin G., Lang M., Weingartner R. « Estimation des crues rares et extrêmes : principes du modèle AGREGEE ». *Hydrologie continentale*. 1994. Vol. 9, n°1, p. 85-100.

Marshall M. R., Francis O. J., Frogbrook Z. L., Jackson B. M., McIntyre N., Reynolds B., Solloway I., Wheeler H. S., Chell J. « The impact of upland land management on flooding: results from an improved pasture hillslope ». *Hydrol. Process*. [En ligne]. 30 janvier 2009. Vol. 23, n°3, p. 464-475. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1002/hyp.7157> >

Martins E. S., Stedinger J. R. « Generalized maximum-likelihood generalized extreme-value quantile estimators for hydrologic data ». *Water Resources Research* [En ligne]. 2000. Vol. 36, n°3, p. 737-744. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1029/1999WR900330> >

Masih I., Maskey S., Uhlenbrook S., Smakhtin V. « Assessing the impact of areal precipitation input on streamflow simulations using the SWAT Model 1 ». *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*. 2011. Vol. 47, n°1, p. 179-195.

Massari C., Brocca L., Moramarco T., Tramblay Y., Didon Lescot J.-F. « Potential of soil moisture observations in flood modelling: Estimating initial conditions and correcting rainfall ». *Advances in Water Resources* [En ligne]. 1 décembre 2014. Vol. 74, p.44-53. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2014.08.004> >

Massari C., Camici S., Ciabatta L., Penna D., Marra A. C., Panegrossi G. « Floods in the Mediterranean area: The role of soil moisture and precipitation ». In : *Water Resources in the Mediterranean Region* [En ligne]. [s.l.] : Elsevier, 2020. p. 191-218. Disponible sur : <

<https://doi.org/10.1016/B978-0-12-818086-0.00008-X> > (consulté le 4 juillet 2022) ISBN : 978-0-12-818086-0.

Masson M., Garry G., Ballais J.-L. *Cartographie des zones inondables. Approche hydrogéomorphologique*. [s.l.] : Les Editions Villes et Territoires, 1996.

Matheron G. « The intrinsic random functions and their applications ». *Advances in applied probability*. 1973. Vol. 5, n°3, p. 439-468.

McDonnell J. J., Sivapalan M., Vaché K., Dunn S., Grant G., Haggerty R., Hinz C., Hooper R., Kirchner J., Roderick M. L. « Moving beyond heterogeneity and process complexity: A new vision for watershed hydrology ». *Water Resources Research*. 2007. Vol. 43, n°7,.

McGrane S. J. « Impacts of urbanisation on hydrological and water quality dynamics, and urban water management: a review ». *Hydrological Sciences Journal*. 2016. Vol. 61, n°13, p. 2295-2311.

McIntyre N., Lee H., Wheeler H., Young A., Wagener T. « Ensemble predictions of runoff in ungauged catchments ». *Water Resources Research*. 2005. Vol. 41, n°12,.

McMillan H. K., Westerberg I. K., Krueger T. « Hydrological data uncertainty and its implications ». *WIREs Water* [En ligne]. 2018. Vol. 5, n°6, p. e1319. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1002/wat2.1319> >

McNutt M. K. « Superswells ». *Reviews of Geophysics* [En ligne]. 1998. Vol. 36, n°2, p. 211-244. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1029/98RG00255> >

Mejía J. M., Rodríguez-Iturbe I. « On the synthesis of random field sampling from the spectrum: An application to the generation of hydrologic spatial processes ». *Water Resources Research*. 1974. Vol. 10, n°4, p. 705-711.

Melsen L. A., Teuling A. J., Torfs P. J. J. F., Uijlenhoet R., Mizukami N., Clark M. P. « HESS Opinions: The need for process-based evaluation of large-domain hyper-resolution models ». *Hydrology and Earth System Sciences* [En ligne]. 9 mars 2016. Vol. 20, n°3, p. 1069-1079. Disponible sur : < <https://doi.org/10.5194/hess-20-1069-2016> >

Merz B., Basso S., Fischer S., Lun D., Blöschl G., Merz R., Guse B., Viglione A., Vorogushyn S., Macdonald E., Wietzke L., Schumann A. « Understanding Heavy Tails of Flood Peak Distributions ». *Water Resources Research* [En ligne]. 2022. Vol. 58, n°6, p. e2021WR030506. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1029/2021WR030506> >

Merz R., Miniussi A., Basso S., Petersen K.-J., Tarasova L. « More complex is not necessarily better in large scale hydrological modelling - A model complexity experiment across the contiguous United States ». *Bulletin of the American Meteorological Society* [En ligne]. 9 juin 2022. Vol. 1, n°aop,. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-21-0284.1> > (consulté le 8 juillet 2022)

Meylan P., Favre A.-C., Musy A. *Predictive Hydrology: A Frequency Analysis Approach*. [s.l.] : CRC Press, 2012. 226 p. ISBN : 978-1-57808-747-1.

Micevski T., Kuczera G. « Combining site and regional flood information using a Bayesian Monte Carlo approach ». *Water Resources Research*. 2009. Vol. 45, n°4,.

Michel C. *Hydrologie Appliquee Aux Petits Bassins Ruraux (Applied Hydrology for Small Catchments)*. [s.l.] : Internal Report, Cemagref, Antony, France, 1991.

Michel C., Andréassian V., Perrin C. « Soil conservation service curve number method: How to mend a wrong soil moisture accounting procedure? ». *Water Resources Research*. 2005. Vol. 41, n°2,.

Mishra S. K., Sahu R. K., Eldho T. I., Jain M. K. « An Improved I a S Relation Incorporating Antecedent Moisture in SCS-CN Methodology ». *Water Resour Manage* [En ligne]. octobre 2006. Vol. 20, n°5, p. 643-660. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1007/s11269-005-9000-4> >

Mishra S. K., Singh V. P. « SCS-CN Method ». In : *Soil conservation service curve number (SCS-CN) methodology*. [s.l.] : Springer, 2003. p. 84-146.

Mishra S. K., Singh V. P., Sansalone J. J., Aravamuthan V. « A modified SCS-CN method: characterization and testing ». *Water Resources Management*. 2003. Vol. 17, n°1, p. 37-68.

Moges E., Demissie Y., Larsen L., Yassin F. « Sources of hydrological model uncertainties and advances in their analysis ». *Water*. 2020. Vol. 13, n°1, p. 28.

Montané A., Vinet F., Buffin-Béranger T., Vento O., Masson M. « Cartographie hydrogéomorphologique : émergence d'utilisations règlementaires en France ». *Physio-Géo. Géographie physique et environnement* [En ligne]. 14 janvier 2015. n°Volume 9, p. 37-60. Disponible sur : < <https://doi.org/10.4000/physio-geo.4397> >

Montz B. E., Grunfest E. « Flash flood mitigation: recommendations for research and applications ». *Global Environmental Change Part B: Environmental Hazards*. 2002. Vol. 4, n°1, p. 15-22.

Mosavi A., Ozturk P., Chau K. « Flood Prediction Using Machine Learning Models: Literature Review ». *Water* [En ligne]. novembre 2018. Vol. 10, n°11, p. 1536. Disponible sur : < <https://doi.org/10.3390/w10111536> >

Motavita D. F., Chow R., Guthke A., Nowak W. « The comprehensive differential split-sample test: A stress-test for hydrological model robustness under climate variability ». *Journal of Hydrology*. 2019. Vol. 573, p. 501-515.

Moussa R. « On morphometric properties of basins, scale effects and hydrological response ». *Hydrological processes*. 2003. Vol. 17, n°1, p. 33-58.

Moussa R. « Geomorphological transfer function calculated from digital elevation models for distributed hydrological modelling ». *Hydrological processes*. 1997. Vol. 11, n°5, p. 429-449.

Moussa R., Voltz M., Andrieux P. « Impacts of various scenarios of agricultural management on the hydrological behaviour of a farmed catchment during flood events ». 2003. p. 83.

Msilini A., Masselot P., Ouarda T. B. « Regional frequency analysis at ungauged sites with multivariate adaptive regression splines ». *Journal of Hydrometeorology*. 2020. Vol. 21, n°12, p. 2777-2792.

Muhammad A., Evenson G. R., Stadnyk T. A., Boluwade A., Jha S. K., Coulibaly P. « Impact of model structure on the accuracy of hydrological modeling of a Canadian Prairie watershed ». *Journal of*

Hydrology: Regional Studies [En ligne]. 1 février 2019. Vol. 21, p. 40-56. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2018.11.005> >

Müller M. F., Thompson S. E. « TopREML: a topological restricted maximum likelihood approach to regionalize trended runoff signatures in stream networks ». *Hydrology and Earth System Sciences* [En ligne]. 24 juin 2015. Vol. 19, n°6, p. 2925-2942. Disponible sur : < <https://doi.org/10.5194/hess-19-2925-2015> >

Mulvaney T. J. « On the use of self-registering rain and flood gauges in making observations of the relations of rainfall and flood discharges in a given catchment ». *Proceedings of the institution of Civil Engineers of Ireland*. 1851. Vol. 4, p. 19-31.

Nalder I. A., Wein R. W. « Spatial interpolation of climatic normals: test of a new method in the Canadian boreal forest ». *Agricultural and forest meteorology*. 1998. Vol. 92, n°4, p. 211-225.

Nash J. E., Sutcliffe J. V. « River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles ». *Journal of hydrology*. 1970. Vol. 10, n°3, p. 282-290.

National Resources Conservation Service. « National Engineering Handbook Hydrology. Chapter 16 : Hydrographs. » 2007. p. 1.

Nelder J. A., Mead R. « A simplex method for function minimization ». *The computer journal*. 1965. Vol. 7, n°4, p. 308-313.

Nguyen S., Bouvier C. « Flood modelling using the distributed event-based SCS-LR model in the Mediterranean Real Collobrier catchment ». *Hydrological Sciences Journal*. 2019. Vol. 64, n°11, p. 1351-1369.

Nikolopoulos E. I., Anagnostou E. N., Borga M., Vivoni E. R., Papadopoulos A. « Sensitivity of a mountain basin flash flood to initial wetness condition and rainfall variability ». *Journal of Hydrology* [En ligne]. 25 mai 2011. Vol. 402, n°3, p. 165-178. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.12.020> >

Norbiato D., Borga M., Merz R., Blöschl G., Carton A. « Controls on event runoff coefficients in the eastern Italian Alps ». *Journal of Hydrology*. 2009. Vol. 375, n°3-4, p. 312-325.

Normand D. « Ajustement expérimental de la formule de Caquot en hydrologie urbaine ». *La Houille Blanche* [En ligne]. 1 juin 1974. Vol. 60, n°4-5, p. 357-361. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1051/lhb/1974029> >

Ntelekos A. A., Georgakakos K. P., Krajewski W. F. « On the uncertainties of flash flood guidance: Toward probabilistic forecasting of flash floods ». *Journal of Hydrometeorology*. 2006. Vol. 7, n°5, p. 896-915.

Nullet D., Ikawa H., Kilham P. « Local differences in soil temperature and soil moisture regimes on a mountain slope, Hawaii ». *Geoderma*. 1990. Vol. 47, n°1-2, p. 171-184.

Odry J. « Prédétermination des débits de crues extrêmes en sites non jaugés ». p. 277.

Odry J. *Prédétermination des débits de crues extrêmes en sites non jaugés. Régionalisation de la méthode par simulation SHYREG*. PhD Thesis. [s.l.] : Doctorat géosciences de l'environnement, Aix-Marseille Université, 2017.

- Onda Y., Komatsu Y., Tsujimura M., Fujihara J. « The role of subsurface runoff through bedrock on storm flow generation ». *Hydrological Processes* [En ligne]. 2001. Vol. 15, n°10, p. 1693-1706. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1002/hyp.234> >
- Organde D., Arnaud P., Fine J. A., Fouchier C., Folton N., Lavabre J. « Regionalization of a flood frequency estimation method over metropolitan France: the SHYREG method. » 2013.
- Otten A., Van Montfort M. A. J. « Maximum-likelihood estimation of the general extreme-value distribution parameters ». *Journal of Hydrology* [En ligne]. 1 mai 1980. Vol. 47, n°1, p. 187-192. Disponible sur : < [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(80\)90056-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(80)90056-6) >
- Ouarda T. B. M. J., Girard C., Cavadias G. S., Bobée B. « Regional flood frequency estimation with canonical correlation analysis ». *Journal of Hydrology* [En ligne]. 10 décembre 2001. Vol. 254, n°1, p. 157-173. Disponible sur : < [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00488-7](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00488-7) >
- Oudin L., Andréassian V., Perrin C., Michel C., Le Moine N. « Spatial proximity, physical similarity, regression and ungauged catchments: A comparison of regionalization approaches based on 913 French catchments ». *Water Resources Research*. 2008. Vol. 44, n°3,.
- Pagano T. C., Wood A. W., Ramos M.-H., Cloke H. L., Pappenberger F., Clark M. P., Cranston M., Kavetski D., Mathevet T., Sorooshian S. « Challenges of operational river forecasting ». *Journal of Hydrometeorology*. 2014. Vol. 15, n°4, p. 1692-1707.
- Pan X., Rahman A. « Comparison of annual maximum and peaks-over-threshold methods with automated threshold selection in flood frequency analysis: a case study for Australia ». *Nat Hazards* [En ligne]. 1 mars 2022. Vol. 111, n°2, p. 1219-1244. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1007/s11069-021-05092-y> >
- Papageorgaki I., Nalbantis I. « Classification of Drainage Basins Based on Readily Available Information ». *Water Resour Manage* [En ligne]. 1 décembre 2016. Vol. 30, n°15, p. 5559-5574. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1007/s11269-016-1410-y> >
- Pappenberger F., Beven K., Horritt M., Blazkova S. « Uncertainty in the calibration of effective roughness parameters in HEC-RAS using inundation and downstream level observations ». *Journal of Hydrology* [En ligne]. 1 février 2005. Vol. 302, n°1, p. 46-69. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.06.036> >
- Paquet E., Garavaglia F., Garçon R., Gailhard J. « The SCHADEX method: A semi-continuous rainfall-runoff simulation for extreme flood estimation ». *Journal of Hydrology* [En ligne]. juillet 2013. Vol. 495, p. 23-37. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.04.045> >
- Parajka J., Andréassian V., Archfield S., Bárdossy A., Chiew F., Duan Q., Gelfan A., Hlavcová K., Merz R., McIntyre N. « Predictions of runoff hydrographs in ungauged basins ». 2013.
- Parajka J., Kohnová S., Bálint G., Barbuc M., Borga M., Claps P., Cheval S., Dumitrescu A., Gaume E., Hlavčová K. « Seasonal characteristics of flood regimes across the Alpine-Carpathian range ». *Journal of hydrology*. 2010. Vol. 394, n°1-2, p. 78-89.
- Parajka J., Naeimi V., Blöschl G., Wagner W., Merz R., Scipal K. « Assimilating scatterometer soil moisture data into conceptual hydrologic models at the regional scale ». *Hydrology and Earth*

System Sciences [En ligne]. 17 mai 2006. Vol. 10, n°3, p.353-368. Disponible sur : < <https://doi.org/10.5194/hess-10-353-2006> >

Paschalis A., Fatichi S., Molnar P., Rimkus S., Burlando P. « On the effects of small scale space–time variability of rainfall on basin flood response ». *Journal of Hydrology* [En ligne]. 6 juin 2014. Vol. 514, p. 313-327. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2014.04.014> >

Payrastre O., Naulin J. P., Nguyen C. C., Gaume E. *Analyse hydrologique des crues de juin 2010 dans le Var* [En ligne]. [s.l.] : IFSTTAR - Institut Français des Sciences et Technologies des Transports, de l'Aménagement et des Réseaux, 2012. Disponible sur : < <https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-01272025> > (consulté le 12 juillet 2022)

Peredo D. « Quels gains d'une modélisation hydrologique adaptée et d'une approche d'ensemble pour la prévision des crues rapides? » 2021. p. 306.

Peredo D., Ramos M.-H., Andréassian V., Oudin L. « Investigating hydrological model versatility to simulate extreme flood events ». *Hydrological Sciences Journal*. 2022. Vol. 67, n°4, p. 628-645.

Perkins K. S., Nimmo J. R., Medeiros A. C. « Effects of native forest restoration on soil hydraulic properties, Auwahi, Maui, Hawaiian Islands ». *Geophysical Research Letters* [En ligne]. 2012. Vol. 39, n°5,. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1029/2012GL051120> > (consulté le 13 septembre 2022)

Perkins K. S., Nimmo J. R., Medeiros A. C., Szutu D. J., Von Allmen E. « Assessing effects of native forest restoration on soil moisture dynamics and potential aquifer recharge, Auwahi, Maui ». *Ecohydrology* [En ligne]. 2014. Vol. 7, n°5, p.1437-1451. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1002/eco.1469> >

Perrin C., Michel C., Andréassian V. « Modèles hydrologiques du Génie Rural (GR) ». 2007. p. 16.

Perrin C., Michel C., Andréassian V. « Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation ». *Journal of Hydrology* [En ligne]. 25 août 2003. Vol. 279, n°1, p. 275-289. Disponible sur : < [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00225-7](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00225-7) >

Pfister L., Martínez-Carreras N., Hissler C., Klaus J., Carrer G. E., Stewart M. K., McDonnell J. J. « Bedrock geology controls on catchment storage, mixing, and release: A comparative analysis of 16 nested catchments ». *Hydrological Processes* [En ligne]. 2017. Vol. 31, n°10, p. 1828-1845. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1002/hyp.11134> >

Pheulpin L. *Fonctionnement hydro-sédimentaire d'un petit bassin versant en climat tropical humide : la titaaviri, ile de tahiti, polynesie française* [En ligne]. These de doctorat. [s.l.] : Polynésie française, 2016a. Disponible sur : < <https://www.theses.fr/2016POLF0006> > (consulté le 7 juillet 2022)

Pheulpin L. *Fonctionnement hydro-sédimentaire d'un petit bassin versant en climat tropical humide : la titaaviri, ile de tahiti, polynesie française* [En ligne]. These de doctorat. [s.l.] : Polynésie française, 2016b. Disponible sur : < <https://www.theses.fr/2016POLF0006> > (consulté le 5 juillet 2022)

Pheulpin L., Recking A., Sichoix L., Barriot J.-P. « Extreme floods regionalisation in the tropical island of Tahiti, French Polynesia ». *E3S Web Conf.* [En ligne]. 2016. Vol. 7, p. 01014. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1051/e3sconf/20160701014> >

Pokhrel P., Gupta H. V. « On the use of spatial regularization strategies to improve calibration of distributed watershed models ». *Water Resources Research.* 2010. Vol. 46, n°1,.

Polyakov V., Fares A., Kubo D., Jacobi J., Smith C. « Evaluation of a non-point source pollution model, AnnAGNPS, in a tropical watershed ». *Environmental Modelling & Software* [En ligne]. 1 novembre 2007. Vol. 22, n°11, p. 1617-1627. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2006.12.001> >

Ponce V. M., Hawkins R. H. « Runoff Curve Number: Has It Reached Maturity? ». *J. Hydrol. Eng.* [En ligne]. janvier 1996. Vol. 1, n°1, p. 11-19. Disponible sur : < [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(1996\)1:1\(11\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(1996)1:1(11)) >

Poncelet C. *Du bassin au paramètre: jusqu'où peut-on régionaliser un modèle hydrologique conceptuel?* PhD Thesis. [s.l.] : Université Pierre et Marie Curie-Paris VI, 2016.

Praskievicz S., Chang H. « A review of hydrological modelling of basin-scale climate change and urban development impacts ». *Progress in Physical Geography.* 2009. Vol. 33, n°5, p. 650-671.

Rabiei E., Haberlandt U., Sester M., Fitzner D., Wallner M. « Areal rainfall estimation using moving cars & computer experiments including hydrological modeling ». *Hydrology and Earth System Sciences* [En ligne]. 26 septembre 2016. Vol. 20, n°9, p. 3907-3922. Disponible sur : < <https://doi.org/10.5194/hess-20-3907-2016> >

Raynaud F., Borrell-Estupina V., Dezetter A., Pistre S., Mathieu-Subias H., Servat E. « Modelling Flash Floods in a Karstic Watershed Using an Original Semi-distributed Radar-Gauge Merging Method ». In : Lollino G, Arattano M, Rinaldi M, Giustolisi O, Marechal J-C, Grant GE (éd.). *Engineering Geology for Society and Territory - Volume 3* [En ligne]. Cham : Springer International Publishing, 2015. p. 169-173. Disponible sur : < https://doi.org/10.1007/978-3-319-09054-2_34 > ISBN : 978-3-319-09054-2.

Razavi T., Coulibaly P. « Streamflow prediction in ungauged basins: review of regionalization methods ». *Journal of hydrologic engineering.* 2013. Vol. 18, n°8, p. 958-975.

Razavi T., Coulibaly P. « Improving streamflow estimation in ungauged basins using a multi-modelling approach ». *Hydrological Sciences Journal* [En ligne]. 17 novembre 2016. Vol. 61, n°15, p. 2668-2679. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1080/02626667.2016.1154558> >

Reed D. *Flood estimation Handbook - Overview.* Wallingford : Centre for Ecology and Hydrology, 2008. 108 p.(Flood estimation handbook / Institute of Hydrology, 1)ISBN : 978-1-906698-01-0.

Reis D. S., Stedinger J. R., Martins E. S. « Bayesian GLS regression with application to LP3 regional skew estimation ». In : *World Water & Environmental Resources Congress 2003.* [s.l.] : [s.n.], 2003. p. 1-10.

Renard B., Kavetski D., Leblois E., Thyer M., Kuczera G., Franks S. W. « Toward a reliable decomposition of predictive uncertainty in hydrological modeling: Characterizing rainfall errors

using conditional simulation ». *Water Resources Research* [En ligne]. 2011. Vol. 47, n°11,. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1029/2011WR010643> > (consulté le 11 juillet 2022)

Requena A. I., Mediero L., Garrote L. « A bivariate return period based on copulas for hydrologic dam design: accounting for reservoir routing in risk estimation ». *Hydrology and Earth System Sciences*. 2013. Vol. 17, n°8, p. 3023-3038.

Rigon R., Bancheri M., Formetta G., De Lavenne A. « The geomorphological unit hydrograph from a historical-critical perspective ». *Earth Surface Processes and Landforms*. 2016. Vol. 41, n°1, p. 27-37.

Robinson D. A., Bell J. P., Batchelor C. H. « Influence of iron minerals on the determination of soil water content using dielectric techniques ». *Journal of Hydrology*. 1994. Vol. 161, n°1-4, p. 169-180.

Roche P.-A., Miquel J., Gaume E. *Hydrologie quantitative: Processus, modèles et aide à la décision*. [s.l.] : Springer Science & Business Media, 2012.

Rodier J., Auvray C. « Estimation des débits de crues décennales pour les bassins de moins de 200 km² en Afrique occidentale ». *CIEH/ORSTOM*. 1965.

Rodriguez F., Andrieu H., Morena F. « A distributed hydrological model for urbanized areas–Model development and application to case studies ». *Journal of Hydrology*. 2008. Vol. 351, n°3-4, p. 268-287.

Rogger M., Kohl B., Pirkl H., Viglione A., Komma J., Kirnbauer R., Merz R., Blöschl G. « Runoff models and flood frequency statistics for design flood estimation in Austria–Do they tell a consistent story? ». *Journal of Hydrology*. 2012. Vol. 456, p. 30-43.

Rojas R., Feyen L., Dassargues A. « Conceptual model uncertainty in groundwater modeling: Combining generalized likelihood uncertainty estimation and Bayesian model averaging ». *Water Resources Research*. 2008. Vol. 44, n°12,.

Rouhier L. « Régionalisation d'un modèle hydrologique distribué pour la modélisation de bassins non jaugés. Application aux vallées de la Loire et de la Durance ». p. 413.

Rouhier L. *Régionalisation d'un modèle hydrologique distribué pour la modélisation de bassins non jaugés. Application aux vallées de la Loire et de la Durance*. PhD Thesis. [s.l.] : Sorbonne université, 2018.

Roundy J. K., Duan Q., Schaake J. C. « Hydrological Predictability, Scales, and Uncertainty Issues ». In : Duan Q, Pappenberger F, Wood A, Cloke HL, Schaake JC (éd.). *Handbook of Hydrometeorological Ensemble Forecasting* [En ligne]. Berlin, Heidelberg : Springer Berlin Heidelberg, 2019. p. 3-31. Disponible sur : < https://doi.org/10.1007/978-3-642-39925-1_8 > (consulté le 4 juillet 2022) ISBN : 978-3-642-39924-4.

Roy B., Islam A. K. M. S., Islam G. M. T., Khan Md. J. U., Bhattacharya B., Ali Md. H., Khan A. S., Hossain Md. S., Sarker G. C., Pieu N. M. « Frequency Analysis of Flash Floods for Establishing New Danger Levels for the Rivers in the Northeast Haor Region of Bangladesh ». *J. Hydrol. Eng.* [En ligne]. avril 2019. Vol. 24, n°4, p. 05019004. Disponible sur : < [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0001760](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001760) >

Roy S., Mistri B. « Estimation of Peak Flood Discharge for an Ungauged River: A Case Study of the Kunur River, West Bengal ». *Geography Journal* [En ligne]. 28 décembre 2013. Vol. 2013, p. 1-11. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1155/2013/214140> >

Saadi M. « Représentation de l'urbanisation dans la modélisation hydrologique à l'échelle du bassin versant ». 2020. p. 364.

Saadi M., Oudin L., Ribstein P. « Beyond Imperviousness: The Role of Antecedent Wetness in Runoff Generation in Urbanized Catchments ». *Water Resources Research* [En ligne]. 2020. Vol. 56, n°11, p. e2020WR028060. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1029/2020WR028060> >

Saharia M., Kirstetter P.-E., Vergara H., Gourley J. J., Emmanuel I., Andrieu H. « On the Impact of Rainfall Spatial Variability, Geomorphology, and Climatology on Flash Floods ». *Water Resources Research* [En ligne]. 2021. Vol. 57, n°9, p. e2020WR029124. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1029/2020WR029124> >

Saharia M., Kirstetter P.-E., Vergara H., Gourley J. J., Hong Y., Giroud M. « Mapping Flash Flood Severity in the United States ». *Journal of Hydrometeorology* [En ligne]. 1 février 2017. Vol. 18, n°2, p. 397-411. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1175/JHM-D-16-0082.1> >

Sahoo G. B., Ray C., De Carlo E. H. « Use of neural network to predict flash flood and attendant water qualities of a mountainous stream on Oahu, Hawaii ». *Journal of Hydrology*. 2006. Vol. 327, n°3-4, p. 525-538.

Salvadore E., Bronders J., Batelaan O. « Hydrological modelling of urbanized catchments: A review and future directions ». *Journal of Hydrology* [En ligne]. octobre 2015. Vol. 529, p. 62-81. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.06.028> >

Samuel J., Coulibaly P., Metcalfe R. A. « Estimation of Continuous Streamflow in Ontario Ungauged Basins: Comparison of Regionalization Methods ». *Journal of Hydrologic Engineering* [En ligne]. 1 mai 2011. Vol. 16, n°5, p. 447-459. Disponible sur : < [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0000338](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000338) >

Saulnier G.-M., Beven K., Obled C. « Including spatially variable effective soil depths in TOPMODEL ». *Journal of hydrology*. 1997. Vol. 202, n°1-4, p. 158-172.

Schoener G., Stone M. C. « Monitoring soil moisture at the catchment scale – A novel approach combining antecedent precipitation index and radar-derived rainfall data ». *Journal of Hydrology* [En ligne]. 1 octobre 2020. Vol. 589, p. 125155. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125155> >

Schoups G., Van de Giesen N. C., Savenije H. H. G. « Model complexity control for hydrologic prediction ». *Water Resources Research* [En ligne]. 2008. Vol. 44, n°12,. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1029/2008WR006836> > (consulté le 8 juillet 2022)

Senatore A., Mendicino G., Gochis D. J., Yu W., Yates D. N., Kunstmann H. « Fully coupled atmosphere-hydrology simulations for the central Mediterranean: Impact of enhanced hydrological parameterization for short and long time scales ». *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* [En ligne]. 2015. Vol. 7, n°4, p. 1693-1715. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1002/2015MS000510> >

Serinaldi F., Kilsby C. G. « A blueprint for full collective flood risk estimation: demonstration for European river flooding ». *Risk Analysis*. 2017. Vol. 37, n°10, p. 1958-1976.

Shi Z.-H., Chen L.-D., Fang N.-F., Qin D.-F., Cai C.-F. « Research on the SCS-CN initial abstraction ratio using rainfall-runoff event analysis in the Three Gorges Area, China ». *CATENA* [En ligne]. avril 2009. Vol. 77, n°1, p. 1-7. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.11.006> >

Shiau J.-T., Wang H.-Y., Tsai C.-T. « Bivariate Frequency Analysis of Floods Using Copulas1 ». *JAWRA Journal of the American Water Resources Association* [En ligne]. 2006. Vol. 42, n°6, p. 1549-1564. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2006.tb06020.x> >

Shu C., Burn D. H. « Artificial neural network ensembles and their application in pooled flood frequency analysis ». *Water Resources Research*. 2004. Vol. 40, n°9,.

Shu C., Ouarda T. B. « Regional flood frequency analysis at ungauged sites using the adaptive neuro-fuzzy inference system ». *Journal of Hydrology*. 2008. Vol. 349, n°1-2, p. 31-43.

Shukla S., Gedam S. « Evaluating Hydrological Responses to Urbanization in a Tropical River Basin: A Water Resources Management Perspective ». *Nat Resour Res* [En ligne]. 1 avril 2019. Vol. 28, n°2, p. 327-347. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1007/s11053-018-9390-7> >

Sigaroodi S. K., Chen Q. « Effects and consideration of storm movement in rainfall–runoff modelling at the basin scale ». *Hydrology and Earth System Sciences* [En ligne]. 21 décembre 2016. Vol. 20, n°12, p. 5063-5071. Disponible sur : < <https://doi.org/10.5194/hess-20-5063-2016> >

Šimková T., Pícek J. « A comparison of L-, LQ-, TL-moment and maximum likelihood high quantile estimates of the GPD and GEV distribution ». *Communications in Statistics-Simulation and Computation*. 2017. Vol. 46, n°8, p. 5991-6010.

Singh A. « A Concise Review on Introduction to Hydrological Models ». 2018. Vol. 3, n°10, p. 7.

Singh R., Maheshwari B., Malano H. M. « Developing a conceptual model for water accounting in peri-urban catchments ». In : *18th World IMACS Congress and MODSIM09 International Congress on Modelling and Simulation. Modelling and Simulation Society of Australia and New Zealand and International Association for Mathematics and Computers in Simulation, Cairns, Australia*. [s.l.] : [s.n.], 2009. p. 13-17.

Sivapalan M. « Prediction in ungauged basins: a grand challenge for theoretical hydrology ». *Hydrological processes*. 2003. Vol. 17, n°15, p. 3163-3170.

Skamarock C., Klemp B., Dudhia J., Gill O., Barker D., Duda G., Huang X., Wang W., Powers G. « A Description of the Advanced Research WRF Version 3 ». 2008. Disponible sur : < <https://doi.org/10.5065/D68S4MVH> > (consulté le 16 août 2022)

Skøien J. O., Merz R., Blöschl G. « Top-kriging - geostatistics on stream networks ». *Hydrology and Earth System Sciences* [En ligne]. 26 avril 2006. Vol. 10, n°2, p. 277-287. Disponible sur : < <https://doi.org/10.5194/hess-10-277-2006> >

Song S., Wang W. « Impacts of Antecedent Soil Moisture on the Rainfall-Runoff Transformation Process Based on High-Resolution Observations in Soil Tank Experiments ». *Water* [En ligne]. février 2019. Vol. 11, n°2, p. 296. Disponible sur : < <https://doi.org/10.3390/w11020296> >

Söregård M., Di Baldassarre G. « Simple vs complex rating curves: Accounting for measurement uncertainty, slope ratio and sample size ». *Hydrological Sciences Journal*. 2017. Vol. 62, n°13, p. 2072-2082.

Sraj M., Bezak N., Brilly M. « Bivariate flood frequency analysis using the copula function: a case study of the Litija station on the Sava River ». *Hydrological Processes*. 2015. Vol. 29, n°2, p. 225-238.

Šraj M., Viglione A., Parajka J., Blöschl G. « The influence of non-stationarity in extreme hydrological events on flood frequency estimation ». *Journal of Hydrology and Hydromechanics* [En ligne]. 1 décembre 2016. Vol. 64, n°4, p. 426-437. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1515/johh-2016-0032> >

Stoffel M., Corona C. « Dendroecological Dating of Geomorphic Disturbance in Trees ». *trre* [En ligne]. janvier 2014. Vol. 70, n°1, p. 3-20. Disponible sur : < <https://doi.org/10.3959/1536-1098-70.1.3> >

Stokes S., Walling D. E. « Radiogenic and Isotopic Methods for the Direct Dating of Fluvial Sediments ». In : *Tools in Fluvial Geomorphology* [En ligne]. [s.l.] : John Wiley & Sons, Ltd, 2003. p. 231-267. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1002/0470868333.ch9> > (consulté le 4 juillet 2022) ISBN : 978-0-470-86833-1.

Stollsteiner P. « Compte rendu de mission ». *Convention BRGM/ANTEA n°POL 0361*. 2012. p. 19.

Sucozhañay A., Célleri R. « Impact of rain gauges distribution on the runoff simulation of a small mountain catchment in southern ecuador ». *Water*. 2018. Vol. 10, n°9, p. 1169.

Sugawara M. « Tank model ». *Computer models of watershed hydrology*. 1995.

Sumner N. R., Mick Fleming P., C. Bates B. « Calibration of a modified SFB model for twenty-five Australian catchments using simulated annealing ». *Journal of Hydrology* [En ligne]. 1 octobre 1997. Vol. 197, n°1, p. 166-188. Disponible sur : < [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03277-5](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03277-5) >

Tabou T., Mazo I., Zakari S., Yabi I., Amoussou E. *Post-flood evaluation of the 2010 and 2020 niger river floods in the districts of karimama and malanville in north-benin using remote sensing*. [s.l.] : Copernicus Meetings, 2022.

Tamari S., García F., Arciniega-Ambrocio J. I., Porter A. « Testing a handheld radar to measure water velocity at the surface of channels ». *La Houille Blanche* [En ligne]. 1 juin 2014. Vol. 100, n°3, p. 30-36. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1051/lhb/2014026> >

Tasker G. D. *Estimating low-flow characteristics of streams insoutheastern Massachussets from maps of ground water availability, Geological Survey Research 1972*. [s.l.] : U.S. Government Printing Office, 1972. 240 p.

Tavakol A., McDonough K. R., Rahmani V., Hutchinson S. L., Hutchinson J. M. S. « The soil moisture data bank: The ground-based, model-based, and satellite-based soil moisture data ». *Remote Sensing Applications: Society and Environment* [En ligne]. novembre 2021. Vol. 24, p. 100649. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.rsase.2021.100649> >

Terry J. P., Garimella S., Kostaschuk R. A. « Rates of floodplain accretion in a tropical island river system impacted by cyclones and large floods ». *Geomorphology* [En ligne]. janvier 2002. Vol. 42, n°3-4, p. 171-182. Disponible sur : < [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(01\)00084-8](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(01)00084-8) >

Terry J. P., Wotling G. « Rain-shadow hydrology: Influences on river flows and flood magnitudes across the central massif divide of La Grande Terre Island, New Caledonia ». *Journal of Hydrology*. 2011. Vol. 404, n°1-2, p. 77-86.

Tolson B. A., Shoemaker C. A. « Dynamically dimensioned search algorithm for computationally efficient watershed model calibration ». *Water Resources Research* [En ligne]. 2007. Vol. 43, n°1, Disponible sur : < <https://doi.org/10.1029/2005WR004723> > (consulté le 16 août 2022)

Tootoonchi F., Sadegh M., Haerter J. O., Rätty O., Grabs T., Teutschbein C. « Copulas for hydroclimatic analysis: A practice-oriented overview ». *WIREs Water* [En ligne]. 2022. Vol. 9, n°2, p. e1579. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1002/wat2.1579> >

Toulier A. *Multidisciplinary study for the characterization of volcanic aquifers hydrogeological functioning: case of Bromo-Tengger volcano (East Java, Indonesia)*. PhD Thesis. [s.l.] : Montpellier, 2019.

Tramblay Y., Bouaicha R., Brocca L., Dorigo W., Bouvier C., Camici S., Servat E. « Estimation of antecedent wetness conditions for flood modelling in northern Morocco ». *Hydrology and Earth System Sciences* [En ligne]. 23 novembre 2012. Vol. 16, n°11, p. 4375-4386. Disponible sur : < <https://doi.org/10.5194/hess-16-4375-2012> >

Tramblay Y., Bouvier C., Martin C., Didon-Lescot J.-F., Todorovik D., Domergue J.-M. « Assessment of initial soil moisture conditions for event-based rainfall-runoff modelling ». *Journal of Hydrology*. 2010. Vol. 387, n°3-4, p. 176-187.

Tramblay Y., Villarini G., Saidi M. E. M., Gründemann G., Khalki E. M. E., Massari C., Stein L., Hughes D. *On the importance of soil moisture dynamics for flood generation in Africa* [En ligne]. [s.l.] : Copernicus Meetings, 2022. Disponible sur : < <https://meetingorganizer.copernicus.org/IAHS2022/IAHS2022-26.html> > (consulté le 12 juillet 2022)

Tramier C. *Impacts hydro-sédimentaires des feux et de la faune envahissante sur le bassin versant de la Thiem : Touho, Nouvelle-Calédonie* [En ligne]. These de doctorat. [s.l.] : Nouvelle Calédonie, 2021. Disponible sur : < <https://www.theses.fr/2021NCAL0011> > (consulté le 22 septembre 2022)

Upreti P., Ojha C. S. P. « Comparison of antecedent precipitation based rainfall-runoff models ». *Water Supply* [En ligne]. 11 novembre 2020. Vol. 21, n°5, p. 2122-2138. Disponible sur : < <https://doi.org/10.2166/ws.2020.315> >

U.S. Department of Agriculture. « sect. 4, Hydrology ». In : *National Engineering Handbook*. Washington, D. C. : [s.n.], 1954.

Vai Natura. *Etude et réalisation des courbes de tarage pour l'île de Tahiti* [En ligne]. 2015. Disponible sur : < D20140730HY01 >

Van Steenbergen N., Willems P. « Increasing river flood preparedness by real-time warning based on wetness state conditions ». *Journal of Hydrology* [En ligne]. mai 2013. Vol. 489, p. 227-237. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.03.015> >

Vannier O., Anquetin S., Braud I. « Investigating the role of geology in the hydrological response of Mediterranean catchments prone to flash-floods: Regional modelling study and process understanding ». *Journal of Hydrology* [En ligne]. 1 octobre 2016. Vol. 541, p. 158-172. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.04.001> >

Vapnik V. N., Chervonenkis A. Y. « On the Uniform Convergence of Relative Frequencies of Events to Their Probabilities ». *Theory of Probability and its Applications* [En ligne]. 1971. Vol. 16, n°2, p. 17. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1137/1116025> >

Verbeiren B., Van de Voorde T., Canters F., Binard M., Cornet Y., Batelaan O. « Assessing urbanisation effects on rainfall-runoff using a remote sensing supported modelling strategy ». *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. 2013. Vol. 21, p. 92-102.

Viglione A., Claps P., Laio F. « Mean annual runoff estimation in North-Western Italy ». *Water resources assessment and management under water scarcity scenarios*. 2007. Vol. 97, p. 122.

Viglione A., Parajka J., Rogger M., Salinas J. L., Laaha G., Sivapalan M., Blöschl G. « Comparative assessment of predictions in ungauged basins – Part 3: Runoff signatures in Austria ». *Hydrology and Earth System Sciences* [En ligne]. 21 juin 2013. Vol. 17, n°6, p. 2263-2279. Disponible sur : < <https://doi.org/10.5194/hess-17-2263-2013> >

Villarini G., Slater L. J., Salvi K. A. « Past and future changes in streamflow in the U.S. Midwest: Bridging across time scales ». 1 décembre 2017. Vol. 2017, p. H22B-03.

Wagener T., Wheatler H. S. « Parameter estimation and regionalization for continuous rainfall-runoff models including uncertainty ». *Journal of hydrology*. 2006. Vol. 320, n°1-2, p. 132-154.

Wanders N., Karssenber D., De Roo A., De Jong S. M., Bierkens M. F. P. « The suitability of remotely sensed soil moisture for improving operational flood forecasting ». *Hydrology and Earth System Sciences* [En ligne]. 24 juin 2014. Vol. 18, n°6, p. 2343-2357. Disponible sur : < <https://doi.org/10.5194/hess-18-2343-2014> >

Wang S., Wang H. « Extending the Rational Method for assessing and developing sustainable urban drainage systems ». *Water Research* [En ligne]. 1 novembre 2018. Vol. 144, p. 112-125. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.watres.2018.07.022> >

Welber M., Le Coz J., Laronne J. B., Zolezzi G., Zamler D., Dramais G., Hauet A., Salvaro M. « Field assessment of noncontact stream gauging using portable surface velocity radars (SVR): FIELD ASSESSMENT OF PORTABLE SURFACE VELOCITY RADARS ». *Water Resour. Res.* [En ligne]. février 2016. Vol. 52, n°2, p. 1108-1126. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1002/2015WR017906> >

Wheatler H., Sorooshian S., Sharma K. D. *Hydrological Modelling in Arid and Semi-Arid Areas*. [s.l.] : Cambridge University Press, 2007. 222 p. ISBN : 978-1-139-46808-4.

Wilhelm B., Ballesteros Cánovas J. A., Macdonald N., Toonen W. H. J., Baker V., Barriendos M., Benito G., Brauer A., Corella J. P., Denniston R., Glaser R., Ionita M., Kahle M., Liu T., Luetscher M., Macklin M., Mudelsee M., Munoz S., Schulte L., St. George S., Stoffel M., Wetter O. « Interpreting

historical, botanical, and geological evidence to aid preparations for future floods ». *WIREs Water* [En ligne]. 2019. Vol. 6, n°1, p. e1318. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1002/wat2.1318> >

Wilson D., Fleig A. K., Lawrence D., Hisdal H., Pettersson L.-E., Holmqvist E. « A review of NVE's flood frequency estimation procedures ». *NVE report*. 2011. Vol. 9,.

Winter B., Schneeberger K., Dung N. V., Huttenlau M., Achleitner S., Stötter J., Merz B., Vorogushyn S. « A continuous modelling approach for design flood estimation on sub-daily time scale ». *Hydrological Sciences Journal* [En ligne]. 4 avril 2019. Vol. 64, n°5, p. 539-554. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1080/02626667.2019.1593419> >

Winter B., Schneeberger K., Förster K., Vorogushyn S. « Event generation for probabilistic flood risk modelling: multi-site peak flow dependence model vs. weather-generator-based approach ». *Natural Hazards and Earth System Sciences* [En ligne]. 8 juin 2020. Vol. 20, n°6, p. 1689-1703. Disponible sur : < <https://doi.org/10.5194/nhess-20-1689-2020> >

Wong C. I., Breecker D. O. « Advancements in the use of speleothems as climate archives ». *Quaternary Science Reviews* [En ligne]. 1 novembre 2015. Vol. 127, p. 1-18. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.07.019> >

Woods R. A., Sivapalan M., Robinson J. S. « Modeling the spatial variability of subsurface runoff using a topographic index ». *Water Resources Research*. 1997. Vol. 33, n°5, p. 1061-1073.

Wooldridge S. A., Kalma J. D., Walker J. P. « Importance of soil moisture measurements for inferring parameters in hydrologic models of low-yielding ephemeral catchments ». *Environmental Modelling & Software* [En ligne]. 1 janvier 2003. Vol. 18, n°1, p. 35-48. Disponible sur : < [https://doi.org/10.1016/S1364-8152\(02\)00038-5](https://doi.org/10.1016/S1364-8152(02)00038-5) >

Wotling G. « Caractérisation et modélisation de l'aléa hydrologique à Tahiti ». 2000. p. 359.

Wotling G. *Modélisation Hydrologique des cours d'eau de la liaison Tamanu-Taravao*. 2001.

Wotling G., Bouvier C., Danloux J., Fritsch J.-M. « Regionalization of extreme precipitation distribution using the principal components of the topographical environment ». *Journal of Hydrology* [En ligne]. 12 juin 2000. Vol. 233, n°1, p. 86-101. Disponible sur : < [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00232-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00232-8) >

Wright D. B., Yu G., England J. F. « Six decades of rainfall and flood frequency analysis using stochastic storm transposition: Review, progress, and prospects ». *Journal of Hydrology* [En ligne]. juin 2020. Vol. 585, p. 124816. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.124816> >

Wu S., Li J., Huang G. H. « Characterization and Evaluation of Elevation Data Uncertainty in Water Resources Modeling with GIS ». *Water Resour Manage* [En ligne]. août 2008. Vol. 22, n°8, p. 959-972. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1007/s11269-007-9204-x> >

Xia Y., Mitchell K., Ek M., Sheffield J., Cosgrove B., Wood E., Luo L., Alonge C., Wei H., Meng J., Livneh B., Lettenmaier D., Koren V., Duan Q., Mo K., Fan Y., Mocko D. « Continental-scale water and energy flux analysis and validation for the North American Land Data Assimilation System project phase 2 (NLDAS-2): 1. Intercomparison and application of model products: WATER AND ENERGY FLUX

ANALYSIS ». *J. Geophys. Res.* [En ligne]. 16 février 2012. Vol. 117, n°D3, p. n/a-n/a. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1029/2011JD016048> >

Xu H., Xu C.-Y., Chen H., Zhang Z., Li L. « Assessing the influence of rain gauge density and distribution on hydrological model performance in a humid region of China ». *Journal of Hydrology*. 2013. Vol. 505, p. 1-12.

Yadav M., Wagener T., Gupta H. « Regionalization of constraints on expected watershed response behavior for improved predictions in ungauged basins ». *Advances in water resources*. 2007. Vol. 30, n°8, p. 1756-1774.

Yamamoto T. *Soil moisture constants and physical properties of selected soils in Hawaii*. [s.l.] : Pacific Southwest Forest and Range Experiment Station, Forest Service, US ..., 1963.

Yang W., Chen H., Xu C.-Y., Huo R., Chen J., Guo S. « Temporal and spatial transferabilities of hydrological models under different climates and underlying surface conditions ». *Journal of Hydrology*. 2020. Vol. 591, p. 125276.

Yang X., Magnusson J., Rizzi J., Xu C.-Y. « Runoff prediction in ungauged catchments in Norway: comparison of regionalization approaches ». *Hydrology Research* [En ligne]. 1 avril 2018. Vol. 49, n°2, p. 487-505. Disponible sur : < <https://doi.org/10.2166/nh.2017.071> >

Yao C., Li Z., Zhang K., Huang Y., Wang J., Bastola S. « Evaluating performance dependency of a geomorphologic instantaneous unit hydrograph-based hydrological model on DEM resolution ». *Water Science and Engineering* [En ligne]. 30 avril 2022. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.wse.2022.04.002> > (consulté le 14 juillet 2022)

Yokoo Y., Kazama S., Sawamoto M., Nishimura H. « Regionalization of lumped water balance model parameters based on multiple regression ». *Journal of Hydrology*. 2001. Vol. 246, n°1-4, p. 209-222.

Yu D., Xie P., Dong X., Hu X., Liu J., Li Y., Peng T., Ma H., Wang K., Xu S. « Improvement of the SWAT model for event-based flood simulation on a sub-daily timescale ». *Hydrology and Earth System Sciences* [En ligne]. 27 septembre 2018. Vol. 22, n°9, p. 5001-5019. Disponible sur : < <https://doi.org/10.5194/hess-22-5001-2018> >

Yuan W., Liu M., Wan F. « Calculation of Critical Rainfall for Small-Watershed Flash Floods Based on the HEC-HMS Hydrological Model ». *Water Resour Manage* [En ligne]. 1 mai 2019. Vol. 33, n°7, p. 2555-2575. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1007/s11269-019-02257-0> >

Zanchetta A. D. L., Coulibaly P. « Recent Advances in Real-Time Pluvial Flash Flood Forecasting ». *Water* [En ligne]. février 2020. Vol. 12, n°2, p. 570. Disponible sur : < <https://doi.org/10.3390/w12020570> >

Zemzami M., Benaabidate L., Layan B., Dridri A. « Design flood estimation in ungauged catchments and statistical characterization using principal components analysis: application of Gradex method in Upper Moulouya ». *Hydrological Processes*. 2013. Vol. 27, n°2, p. 186-195.

Zeng Q., Chen H., Xu C.-Y., Jie M.-X., Chen J., Guo S.-L., Liu J. « The effect of rain gauge density and distribution on runoff simulation using a lumped hydrological modelling approach ». *Journal of Hydrology*. 2018. Vol. 563, p. 106-122.

Zhang Z., Wagener T., Reed P., Bhushan R. « Reducing uncertainty in predictions in ungauged basins by combining hydrologic indices regionalization and multiobjective optimization ». *Water Resources Research* [En ligne]. 2008. Vol. 44, n°12,. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1029/2008WR006833> > (consulté le 25 juillet 2022)

Zhao B., Dai Q., Han D., Dai H., Mao J., Zhuo L., Rong G. « Estimation of soil moisture using modified antecedent precipitation index with application in landslide predictions ». *Landslides* [En ligne]. décembre 2019. Vol. 16, n°12, p. 2381-2393. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1007/s10346-019-01255-y> >

Zhao N., Yu F., Li C., Zhang L., Liu J., Mu W., Wang H. « Soil Moisture Dynamics and Effects on Runoff Generation at Small Hillslope Scale ». *J. Hydrol. Eng.* [En ligne]. juillet 2015. Vol. 20, n°7, p. 05014024. Disponible sur : < [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0001062](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0001062) >

Zhou S., Wang Y., Li Z., Chang J., Guo A. « Quantifying the uncertainty interaction between the model input and structure on hydrological processes ». *Water Resources Management*. 2021. Vol. 35, n°12, p. 3915-3935.

Zhou X., Lin H. S., White E. A. « Surface soil hydraulic properties in four soil series under different land uses and their temporal changes ». *CATENA* [En ligne]. 15 avril 2008. Vol. 73, n°2, p. 180-188. Disponible sur : < <https://doi.org/10.1016/j.catena.2007.09.009> >

Zhou Y., Wang Y., Gold A. J., August P. V. « Modeling watershed rainfall-runoff relations using impervious surface-area data with high spatial resolution ». *Hydrogeology journal*. 2010. Vol. 18, n°6, p. 1413-1423.

Zoglat A., EL Adlouni S., Badaoui F., Amar A., Okou C. G. « Managing Hydrological Risks with Extreme Modeling: Application of Peaks over Threshold Model to the Loukkos Watershed, Morocco ». *Journal of Hydrologic Engineering* [En ligne]. 1 septembre 2014. Vol. 19, n°9, p. 05014010. Disponible sur : < [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0000996](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0000996) >

Δημητριάδης Π., Dimitriadis P. *Hurst-Kolmogorov dynamics in hydroclimatic processes and in the microscale of turbulence: a useful guide towards an integrated stochastic framework* [En ligne]. [s.l.] : Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο (ΕΜΠ), Σχολή Πολιτικών Μηχανικών, Τομέας Υδατικών Πόρων και Περιβάλλοντος, 2017a. Disponible sur : < <https://doi.org/10.12681/eadd/44866> > (consulté le 6 juillet 2022)

Δημητριάδης Π., Dimitriadis P. *Hurst-Kolmogorov dynamics in hydroclimatic processes and in the microscale of turbulence: a useful guide towards an integrated stochastic framework* [En ligne]. [s.l.] : Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο (ΕΜΠ), Σχολή Πολιτικών Μηχανικών, Τομέας Υδατικών Πόρων και Περιβάλλοντος, 2017b. Disponible sur : < <https://doi.org/10.12681/eadd/44866> > (consulté le 4 juillet 2022)

Annexe A : Campagne de mesure d'humidité des sols à Tahiti

2 types de mesures ont été effectuées sur 23 sites répartis de façon à couvrir la diversité des sols principaux décrits par Jamet (1987) :

- Mesures par pesée : 30 échantillons sont prélevés dans des cylindres de volume calibré à 100cm³. L'utilisation d'un porte cylindre et d'un marteau antirebond préserve la structure du sol et limite son compactage lors du prélèvement. Les échantillons sont pesés une première fois au laboratoire. Ils sont ensuite immergés dans l'eau pendant quelques jours, les couvercles préalablement retirés et remplacés par des filtres à café. Une fois les échantillons saturés en eau, ils sont pesés une seconde fois. Les échantillons sont enfin extraits des cylindres et placés dans des barquettes en aluminium, puis portés à 110° dans une étuve pendant plusieurs jours, et enfin pesés. Les trois pesées successives permettent de calculer l'humidité dans l'échantillon lors du prélèvement, la porosité du sol et la masse volumique du sol sec.
- Mesures de l'humidité *in situ* par des sondes d'humidité capacitives du modèle Delta ML2x (Delta-T, 1999). Ces mesures permettent d'améliorer la représentativité spatiale des mesures par pesées, car les mesures peuvent être prises aux alentours de la zone de prélèvement et à différentes profondeurs. Une première campagne de mesures réalisée en Novembre 2018 a permis de mettre en évidence un défaut de calibration des sondes d'humidité, probablement perturbées par l'accumulation d'oxydes et d'hydroxydes de fer dans les sols de Tahiti (Robinson, Bell, et Batchelor, 1994). Les mesures des sondes sont donc mises en rapport avec les mesures par pesée de façon à calibrer les sondes.

Une relation de calibration a pu être ajustée entre l'humidité mesurée dans les cylindres de sol échantillonnés et l'humidité mesurée *in situ* par les sondes Delta-T (Figure A-1). Le coefficient de détermination linéaire de cette relation est de 0.83, confirmant la cohérence entre les deux types de mesure. La localisation des échantillons et les résultats sont présentés dans les Tableau A-1, Figure A-2, Figure A-3 et Figure A-4. On peut remarquer que la porosité mesurée dans les échantillons augmente globalement avec l'altitude du prélèvement, et que les sols les plus saturés en humidité sont situés sur les hauteurs de l'île et la côte exposée aux alizés.

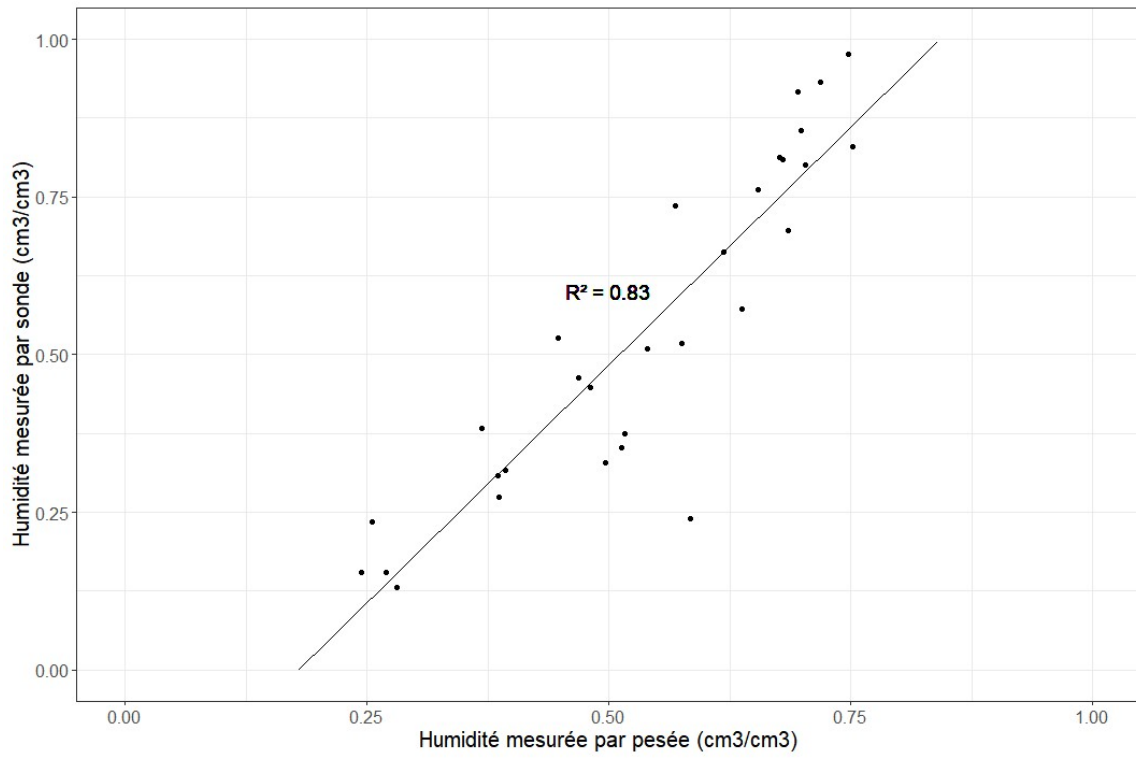


Figure A-1 : Ajustement d'une relation linéaire entre les deux types de mesures d'humidité.

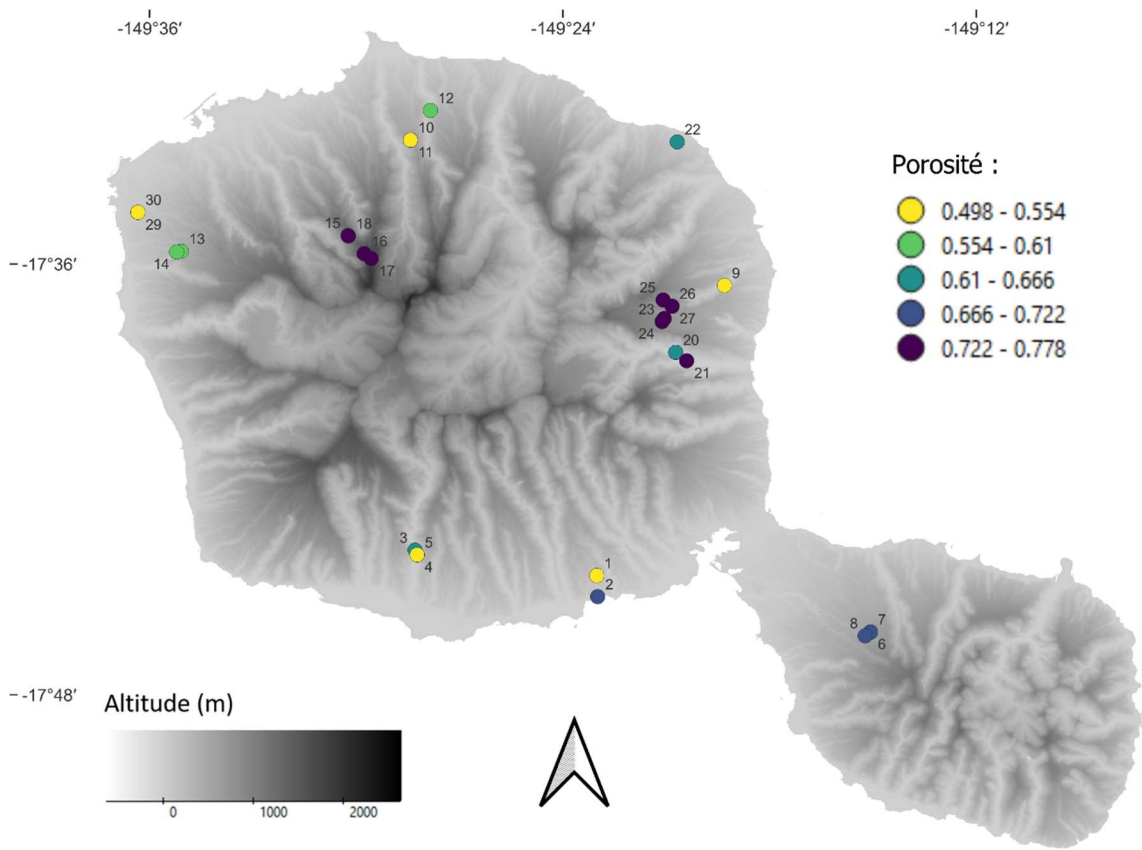


Figure A-2 : Porosité mesurée dans les cylindres échantillonnés.

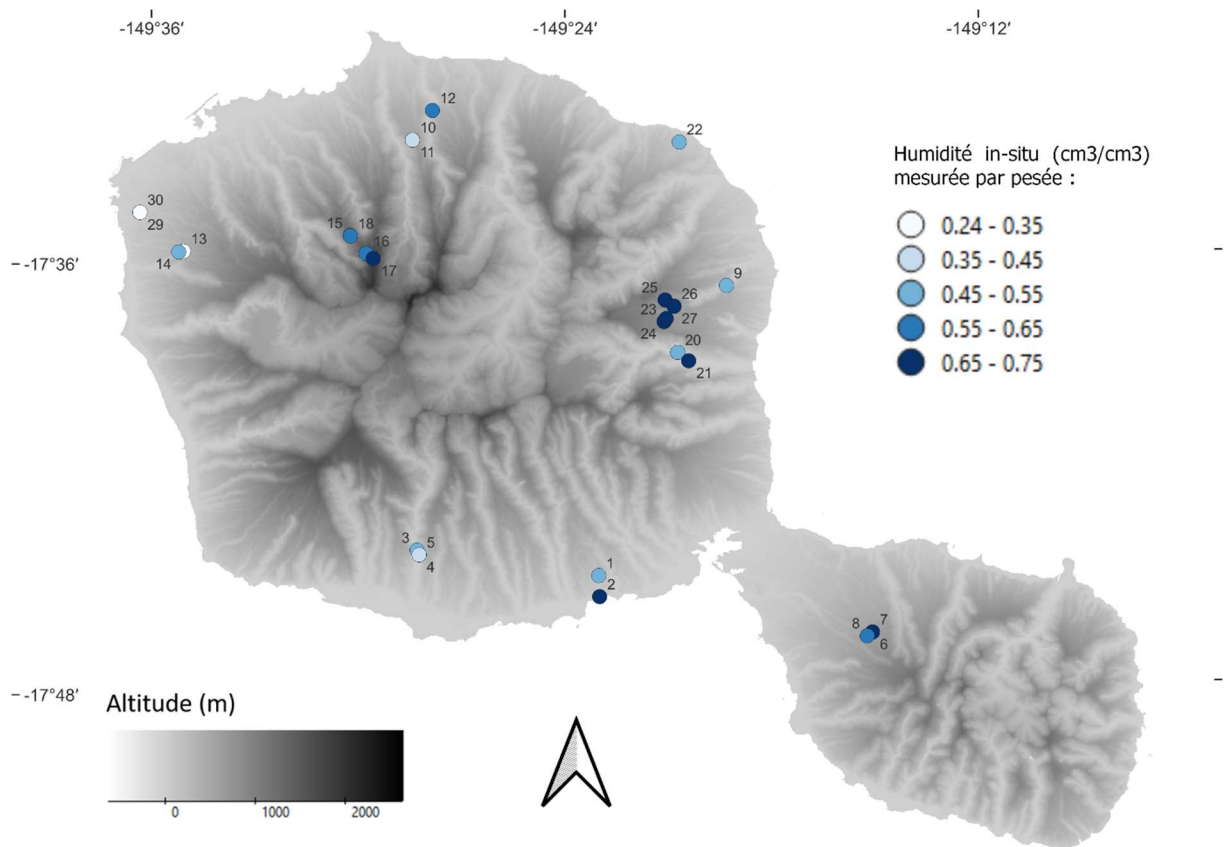


Figure A-3 : Humidité mesurée in situ par pesée au laboratoire sur les cylindres échantillonnés

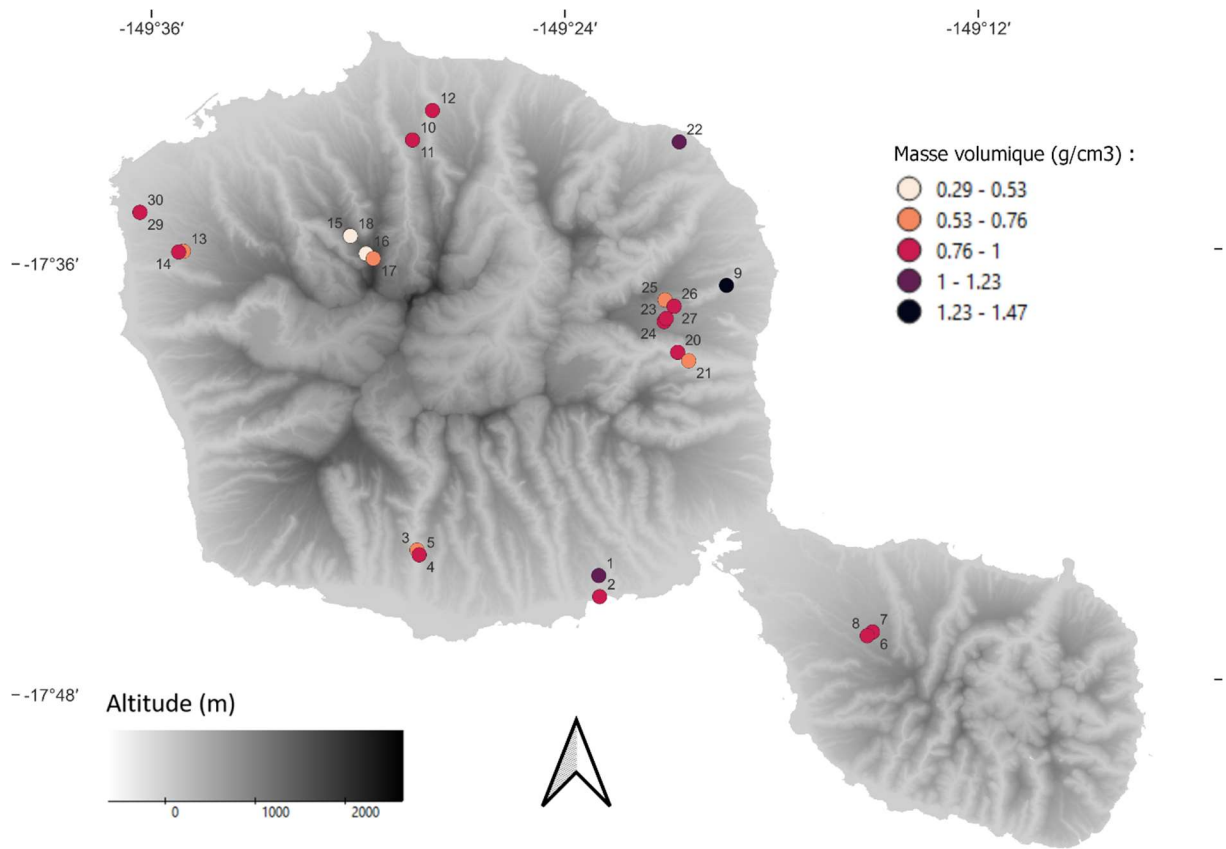


Figure A-4 : Masse volumique des échantillons prélevés dans les cylindres.

Tableau A-1 : Synthèse des résultats de la campagne de mesures d'humidité sur les sols. Les numéros de cylindres sont indiqués sur les Figure A-2, Figure A-3 et Figure A-4.

N° cylindre	X	Y	Unité cartographique	Description Sol	Humidité sonde échantillon (cm3/cm3)	Massé échantillon prélevé (g)	Massé échantillon saturé (g)	Massé échantillon sec (g)	Humidité volumique initiale (cm3/cm3)	Humidité volumique à saturation (cm3/cm3)	Massé volumique (g/cm3)
1	246879	8036050	C16	Sol brun, très compact. Roche altérée trouvée très proche de la surface : basalte schisteux. Echantillon pris en surface.	0.510	165.637	162.233	111.653	0.540	0.506	1.117
2	246926	8034966	C16	Echantillon pris en surface. Sol brun (ni clair, ni foncé) moins compact que le précédent, plus léger. Riche en matière organique (racines, insectes).	0.813	155.833	159.733	88.133	0.677	0.716	0.881
3	237538	8037361	C50	Sol brun et peu profond, très caillouteux, riche en matière organique. Profondeur 10 - 15 cm.	0.448	117.658	134.633	69.533	0.481	0.651	0.695
4	237645	8037118	C16	Sol de 80cm de profondeur. Sol brun en surface devenant rougeâtre, argileux et plus compact (mamu altéré). Au dessus de 35 cm : sol homogène brun rougeâtre, plutôt sec, sans cailloux, moins riche en matière organique. En dessous de 35 cm : mamu altéré gris schisteux très dense. Echantillon pris en surface	0.234	95.306	121.133	69.833	0.255	0.513	0.698
5	237645	8037118	C17	Sol de 80cm de profondeur. Sol brun en surface devenant rougeâtre, argileux et plus compact (mamu altéré). Au dessus de 35 cm : sol homogène brun rougeâtre, plutôt sec, sans cailloux, moins riche en matière organique. En dessous de 35 cm : mamu altéré gris schisteux très dense. Echantillon pris à 20cm de profondeur.	0.317	126.072	142.133	86.733	0.393	0.554	0.867
6	260951	8033149	C33	Sol de profondeur supérieure à 1.2m. Terre rouge-ocre argileuse, petits graviers, brune en surface. Très simple d'enfoncer la tarière, très homogène, terre brune en profondeur. Echantillon pris à 20cm de profondeur.	0.810	164.199	165.133	96.233	0.680	0.689	0.962
7	260951	8033149	C33	Sol de profondeur supérieure à 1.2m. Terre rouge-ocre argileuse, petits graviers, brune en surface. Très simple d'enfoncer la tarière, très homogène, terre brune en profondeur. Echantillon pris à 40cm de profondeur.	0.761	143.534	148.833	78.133	0.654	0.707	0.781
8	260681	8032954	C29	Tarière enfoncée jusqu'à 1m. Terre brun clair.	0.517	148.141	159.833	90.633	0.575	0.692	0.906
9	253446	8050971	C50	Sol de 40 cm de profondeur: brun foncé, très très compact. Echantillon à la surface.	0.526	191.534	196.533	146.733	0.448	0.498	1.467
10	237301	8058449	C42	Planèze. Profondeur supérieure à 1.2m. Terre brune, texture sableuse, graviers de mamu en surface. Au delà de 37cm, sol plus compact et humide. Echantillon pris en surface.	0.383	129.938	148.233	93.033	0.369	0.552	0.930
11	237301	8058449	C42	Planèze. Profondeur supérieure à 1.2m. Terre brune, texture sableuse, graviers de mamu en surface. Au delà de 37cm, sol plus compact et humide. Echantillon pris à 40cm de profondeur.	0.308	129.877	145.933	91.233	0.386	0.547	0.912

N° cylindre	X	Y	Unité cartographique	Description Sol	Humidité sonde échantillon (cm3/cm3)	Masse échantillon prélevé (g)	Masse échantillon saturé (g)	Masse échantillon sec (g)	Humidité volumique initiale (cm3/cm3)	Humidité volumique à saturation (cm3/cm3)	Masse volumique (g/cm3)
12	238328	8059966	C16 ou C50	Sol brun foncé caillouteux et pierreux, aspect humide et riche en matière organique.	0.663	158.867	155.033	96.933	0.619	0.581	0.969
13	225522	8052729	C16	Terre sèche, brun clair sur mamu gris altéré.	0.131	95.715	123.433	67.633	0.281	0.558	0.676
14	225280	8052691	C16	Terre un peu plus brune, profondeur 40 cm.	0.463	135.549	147.033	88.633	0.469	0.584	0.886
15	234091	8053534	C24	Terre marron clair, sèche et granuleuse. Terre très peu dense, on s'y enfonce très facilement.	0.328	131.333	147.033	81.633	0.497	0.654	0.816
16	234917	8052604	C7		0.240	87.833	104.633	29.433	0.584	0.752	0.294
17	235285	8052352	C24		0.697	144.733	153.733	76.233	0.685	0.775	0.762
18	234109	8053515	C1		0.573	112.933	126.533	49.133	0.638	0.774	0.491
19	250938	8047531	C50	Profondeur supérieure à 75cm. Terre superficielle : brun moyen, texture fine, humide et un peu collante. Terre profonde : sèche, texture sableuse et claire, légère. Echantillon pris en surface.	0.274	109.133	133.933	70.433	0.387	0.635	0.704
20	250938	8047531	C50	Profondeur supérieure à 75cm. Terre superficielle : brun moyen, texture fine, humide et un peu collante. Terre profonde : sèche, texture sableuse et claire, légère. Echantillon pris à 40cm de profondeur.	0.353	150.133	161.733	98.833	0.513	0.629	0.988
21	251501	8047095	C50	Profondeur 37cm, terre brune, texture pâte à modeler, caoutchouteuse.	0.829	142.233	144.833	67.033	0.752	0.778	0.670
22	251016	8058351	C29	Terre argileuse rouge très dense	0.375	152.933	165.133	101.233	0.517	0.639	1.012
23	250238	8049112	C29	Sol brun gris très humide, quelques cailloux et morceaux de mamu orange. Echantillon pris en surface.	0.916	157.233	159.633	87.733	0.695	0.719	0.877
24	250238	8049112	C29	Sol brun gris très humide, quelques cailloux et morceaux de mamu orange. Echantillon pris à 20cm de profondeur.	0.932	153.833	154.933	81.933	0.719	0.730	0.819
25	250291	8050223	C16	Sol similaire, caillouteux, très humide, texture pâteuse.	0.800	139.133	146.133	68.833	0.703	0.773	0.688
26	250751	8049898	C14	Caillouteux, brun, humide	0.736	177.133	180.833	120.233	0.569	0.606	1.202
27	250751	8049898	C14	Argileux, orange laiteux	0.977	154.633	154.033	79.833	0.748	0.742	0.798
28	250348	8049270	C3	Sol brun, ponctuellement argileux	0.855	158.433	162.333	88.533	0.699	0.738	0.885
29	223289	8054729	C29		0.154	108.733	137.433	81.733	0.270	0.557	0.817
30	223289	8054729	C29		0.155	121.033	150.333	96.633	0.244	0.537	0.966

Annexe B : Etalonnage des stations Hitiaa et Vaipahi

- Station Hitiaa

La station Hitiaa C700 équipe un petit bassin versant d'altitude situé dans la partie amont de la rivière Paraura (Figure 2-14) au Nord Est de l'île. Le niveau de l'eau est documenté depuis 1984 par une sonde OTT 20 remplacée en 1998 par une sonde CHLOE B, en 1999 par une sonde PL92 et en 2011 par une sonde OCTOPUS LX. L'étalonnage de la station est documenté par 464 jaugeages effectués entre 1985 et 2018, dont 9 jaugeages de hautes eaux ($h > 110$ cm). La station est installée dans une vasque, juste en amont d'un seuil rocheux naturel qui assure la stabilité du niveau. Malgré cela, 4 irrégularités majeures ou détarages ont été détectés sur la chronique limnimétrique et correspondent à des augmentations anormales du niveau de base de la rivière (Figure B-1). Leurs dates sont les suivantes : 13/12/1986 ; 03/02/1990 ; 01/10/2007 ; 30/06/2014.

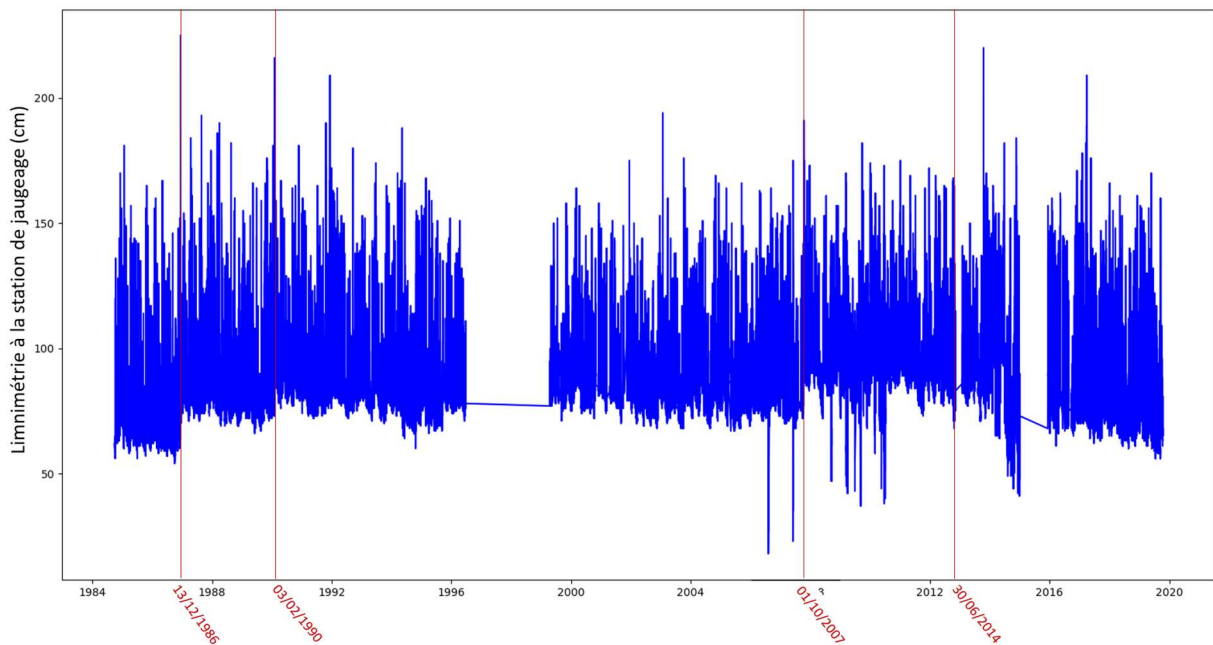


Figure B-1 : Chronique limnimétrique complète de la station Hitiaa C700 et position des détarages majeurs (rouge).

Ces détarages suivent immédiatement d'importants événements de pluie et de ruissellement, et sont attribués à l'accumulation sur le seuil de sédiments et de débris pendant et à la fin de la crue (Figure B-2).

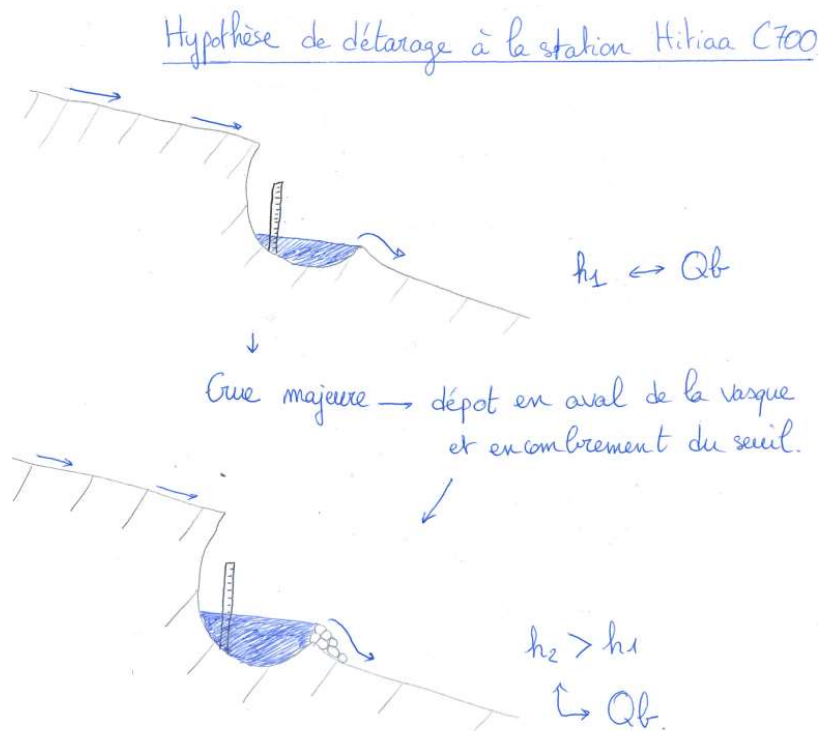


Figure B-2: Schématisation du mécanisme hypothétique de détarage.

Pour incorporer ces détarages dans l'élaboration de la courbe de tarage, les jaugeages de basses eaux ont été répartis en cinq périodes (Figure B-3). Les 9 jaugeages de hautes eaux sont tous antérieurs à 1987, mais dans l'hypothèse raisonnable où les détarages n'affectent pas les basses eaux, on considère que les mesures obtenues en hautes eaux sont valables pour toute la période. A ces 9 jaugeages s'ajoute l'estimation du débit de pointe de la crue historique du 13 décembre 1986 documentée par Gouyet (1986) avec un débit estimé à $67.6 \text{ m}^3/\text{s}$ pour un niveau atteint de 2.25 m. Avec au moins 23 jaugeages de basses et moyennes eaux par période, il a été possible d'ajuster cinq courbes de tarage qui correspondent aux cinq périodes séparées par les 4 détarages.

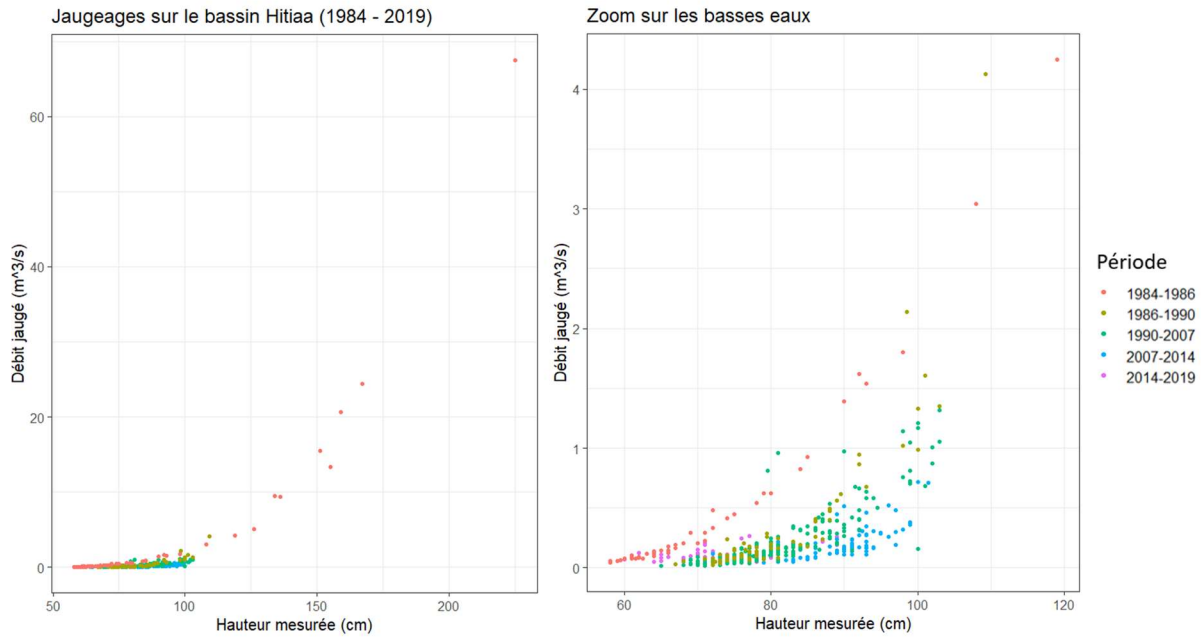


Figure B-3: Répartition des jaugeages entre les 5 périodes.

Un modèle de régression linéaire est appliqué aux données de chaque période afin d'ajuster les coefficients de courbes de tarage polynomiales. Pour la période 1984-1986, les jaugeages de hautes eaux et de basses eaux sont contemporains c'est pourquoi un polynôme simple est ajusté. Pour les autres périodes, les données de hautes eaux sont antérieures à celles des basses eaux. On choisit alors d'ajuster un polynôme composé par la méthode spline. Ce polynôme peut être mis sous la forme suivante :

$$P(h, h_0) = a_0 + a_1 h + a_2 h^2 + \dots + a_n h^n + b f^+(h - h_0)^n$$

Où n est l'ordre du polynôme et h_0 l'abscisse du pivot entre les basses eaux et les hautes eaux. Pour déterminer cette abscisse, la méthode de Söregård and Di Baldassarre (2017) est appliquée : elle consiste à choisir l'intersection des droites ajustées sur les logarithme des jaugeages de basses eaux (points bleus, Figure B-4) et de hautes eaux (points rouges, Figure B-4). Pour de périodes sur les 4 restantes, cette méthode est en échec : l'abscisse obtenue sort du domaine de hauteurs étudié, sans doute du fait d'un manque d'homogénéité au sein du groupe de jaugeages (Figure B-5). L'abscisse du pivot est alors déterminée par essai-erreur. Des polynômes d'ordres croissants sont testés et celui qui présente la meilleure adéquation graphique avec les points de jaugeage est retenu.

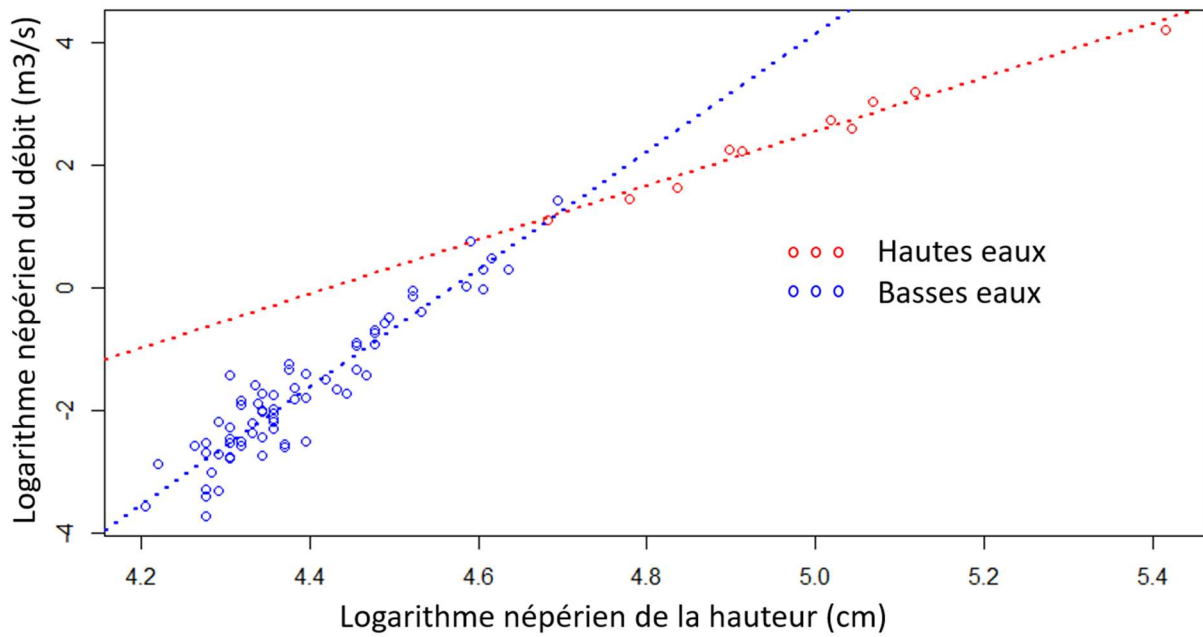


Figure B-4 : Détermination du logarithme de l'abscisse h_0 du pivot pour la période 1986-1990

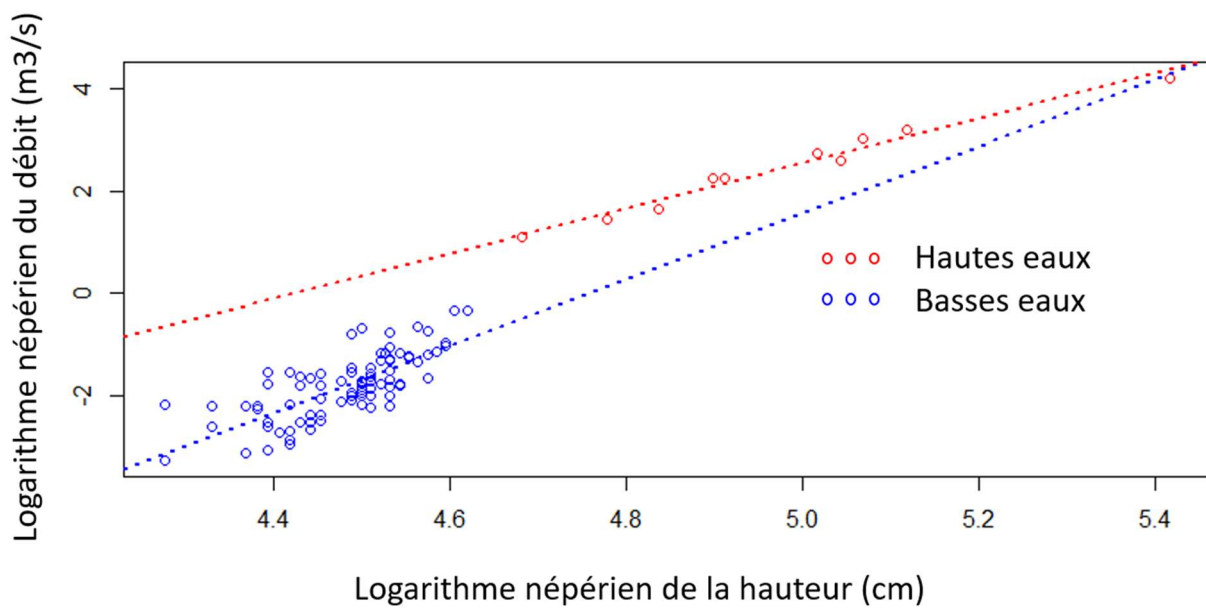


Figure B-5 : Détermination de l'abscisse du "pivot". Période 2007-2014.

L'allure de la courbe de tarage obtenue pour la période 1986 – 1990 est donnée en Figure B-6 à titre d'exemple. Les cinq courbes convergent bien en hautes eaux comme illustré sur la Figure B-7.

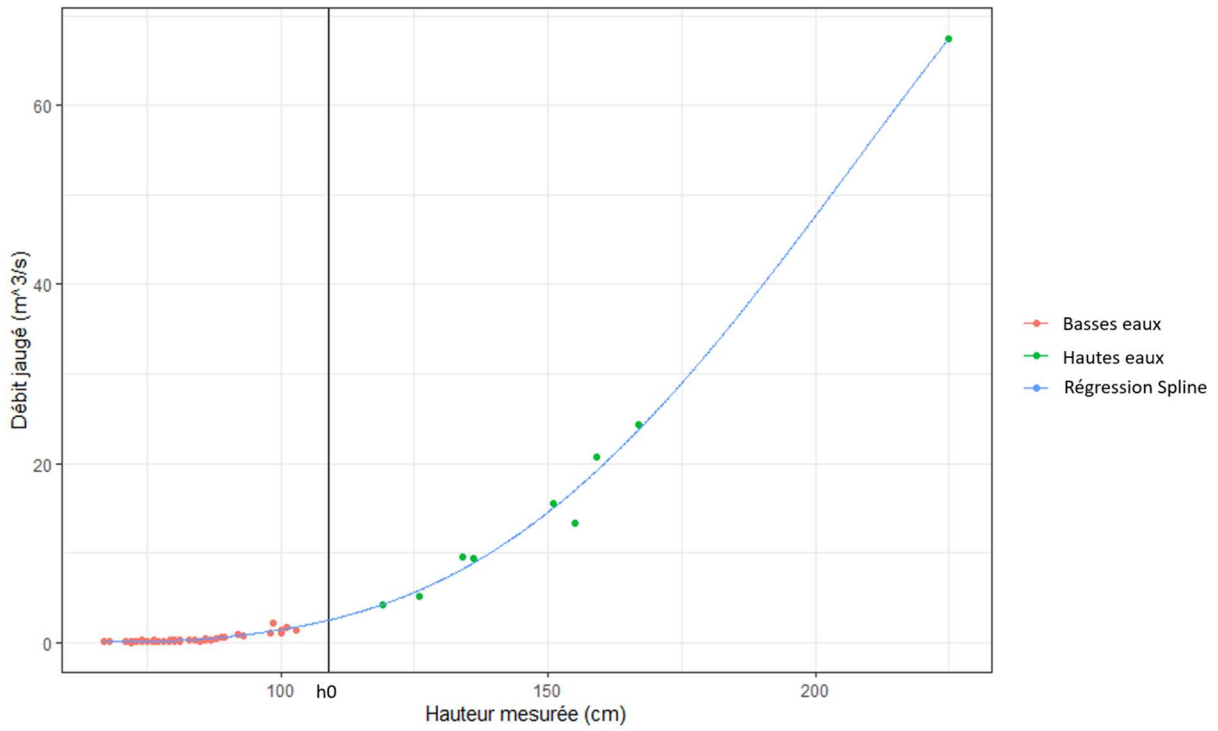


Figure B-6 : Ajustement de la courbe de tarage de la station Hitiaa C700 pour la période 1986-1990

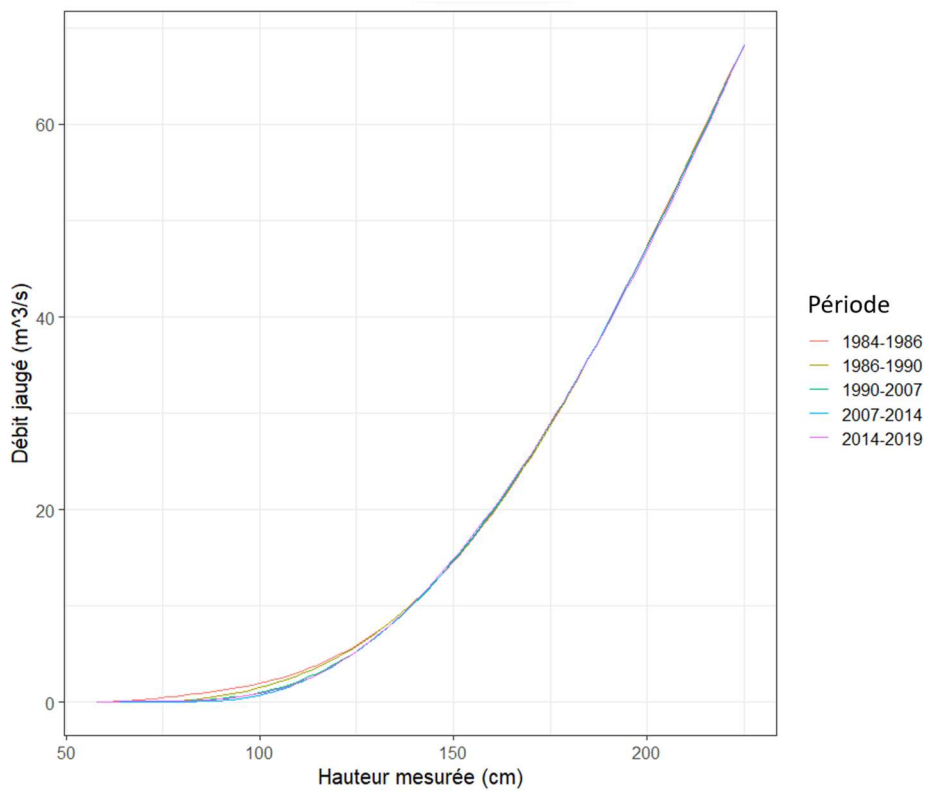


Figure B-7 : Superposition des courbes de tarage à la station Hitiaa

- Station Vaipahi

La station Vaipahi C05 instrumente un bassin de 1.15 km² du Sud de l'île dont l'exutoire est côtier. Elle enregistre la limnimétrie depuis 2002 grâce à une sonde PL92 remplacée en 2011 par une sonde Octopus LX. La hauteur maximale enregistrée est 104 cm sur l'échelle du limnimètre (Figure B-8) alors que la hauteur maximale jaugeée atteint seulement 23 cm (Figure B-9).

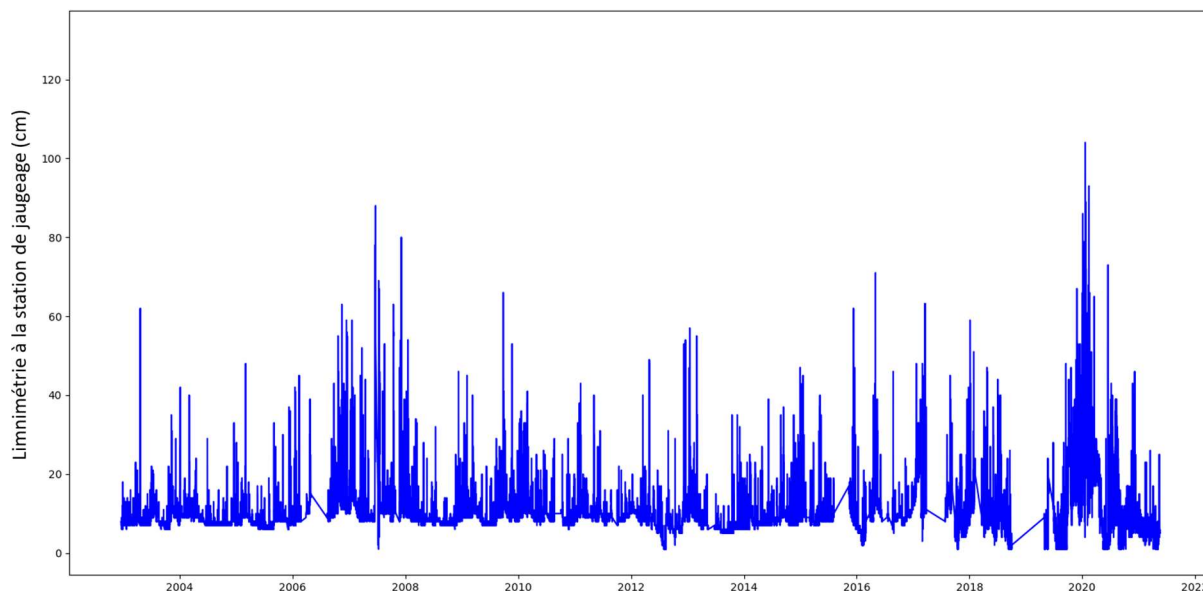


Figure B-8: Chronique limnimétrique complète de la station Vaipahi C05.

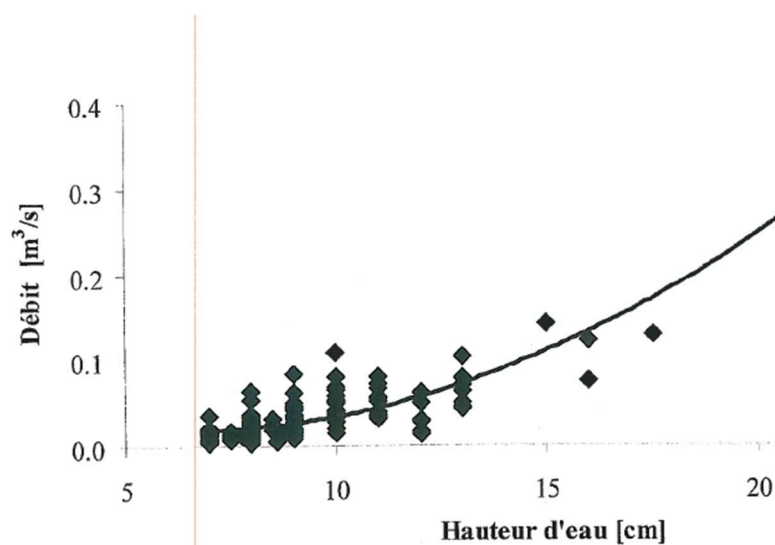


Figure B-9 : Courbes de tarage du bassin de Vaipahi proposée par Vai Natura.

Deux méthodes ont été confrontées pour combler le manque de données de jaugeages en hautes eaux : un jaugeage supplémentaire a été effectué un jour de crue à l'aide d'un radar vélocimétrique portable de type SVR, puis la section a fait l'objet de simulations hydrauliques sur HEC-RAS. Le radar vélocimétrique envoie une impulsion électromagnétique qui se répercute sur des éléments rugueux de la surface (débris, vaguelettes) ; il analyse ensuite le signal retour (Costa et al., 2006 ; Tamari et al., 2014 ; Welber et al., 2016). La section de jaugeage à Vaipahi est bétonnée et contrôlée par un seuil aval d'une hauteur de 1m ce qui facilite le calcul du débit (Figure B-10). Le

radar a été installé sur une plateforme en rive gauche, la vitesse mesurée au centre du canal était de 0.32 m/s. Pondérée par un coefficient de 0.91 adapté à un type d'écoulement en canal bétonné, cette valeur a été multipliée par la surface mouillée 0.72 m² ce qui donne un débit de 0.21 m³/s pour une hauteur à l'échelle de 20 cm. Cette valeur est raisonnable compte tenu des jaugeages existants mais reste une estimation de moyennes eaux.



Figure B-10 : Station limnimétrique Vaipahi C05 (photo GEGDP).

Les profils de trois sections en amont et cinq sections en aval de celle de l'échelle ont été levés, pour une longueur totale de 21.3 m. Ces profils ont permis de reconstituer la géométrie du cours d'eau sur HEC-RAS. Les coefficients de Manning ont été ajustés à 0.015 pour les tronçons bétonnés et à 0.06 pour les tronçons naturels où la végétation est dense, de façon à ce que les correspondances h-Q mesurées en basses eaux soient respectées. Ces coefficients sont réalistes vis-à-vis des valeurs empiriques tabulées par Chow (1959) pour les écoulements canalisés et par Barnes (1967) pour les cours d'eau naturels. Des débits croissants sont injectés dans le modèle qui calcule les hauteurs d'eau correspondantes. Grâce aux simulations HEC-RAS, il est possible d'extrapoler la courbe de tarage même si les incertitudes liées à la méthode restent fortes (Pappenberger et al., 2005).

Annexe C : Equations des courbes de tarage réajustées pour les bassins jaugés.

q est le débit calculé, h est la limnimétrie mesurée.

- Faatahi

Si $h < 8$:

$$q = 0$$

Sinon si $h < 14.07$:

$$q = 5.214 \cdot 10^{-4} h - 4.1724 \cdot 10^{-3}$$

Sinon :

$$q = 0.1474 - 2.100 \cdot 10^{-2} \cdot h + 8.026 \cdot 10^{-4} \cdot h^2 - 2.932 \cdot 10^{-6} \cdot h^3 + 1.344 \cdot 10^{-8} \cdot h^4 - 3.163 \cdot 10^{-8} \cdot f^+(h, 30.12)^4$$

- Nymphaea

Pour des dates antérieures au 21/07/1993:

Si $h < 5.45$:

$$q = 0$$

Sinon si $h < 3.6$:

$$q = 4.231 \cdot 10^{-3} \cdot h + 2.327 \cdot 10^{-2}$$

Sinon :

$$q = 5.264 \cdot 10^{-2} + 2.462 \cdot 10^{-2} \cdot h + 3.399 \cdot 10^{-3} \cdot h^2 + 1.486 \cdot 10^{-7} \cdot h^3 - 1.759 \cdot 10^{-9} \cdot h^4 + 1.989 \cdot 10^{-9} \cdot f^+(h, 25)^4$$

Pour des dates comprises entre le 21/07/1993 et le 20/10/1993:

Si $h < 5.97$:

$$q = 0$$

Sinon:

$$q = 1.142 \cdot 10^{-1} + 3.299 \cdot 10^{-2} \cdot h + 2.497 \cdot 10^{-3} \cdot h^2 + 2.774 \cdot 10^{-5} \cdot h^3 - 2.894 \cdot 10^{-7} \cdot h^4 + 2.946 \cdot 10^{-7} \cdot f^+(h, 25)^4$$

Pour des dates comprises entre le 20/10/1993 et le 26/01/1994:

Si $h < -6.1$:

$$q = 0$$

Sinon:

$$q = 9.809 \cdot 10^{-2} + 3.151 \cdot 10^{-2} h + 2.675 \cdot 10^{-3} h^2 + 2.219 \cdot 10^{-5} h^3 - 2.312 \cdot 10^{-7} h^4 + 2.353 \cdot 10^{-7} f^+(h, 25)^4$$

Pour des dates comprises entre le 26/01/1994 et le 18/03/1994:

Si $h < -7.5$:

$$q = 0$$

Sinon si $h < -5.4$:

$$q = 1.673 \cdot 10^{-3} h + 1.255 \cdot 10^{-2}$$

Sinon:

$$q = 8.225 \cdot 10^{-2} + 2.965 \cdot 10^{-2} h + 2.882 \cdot 10^{-3} h^2 + 1.581 \cdot 10^{-5} h^3 - 1.646 \cdot 10^{-7} h^4 + 1.675 \cdot 10^{-7} f^+(h, 25)^4$$

Pour des dates postérieures au 18/03/1994:

Si $h < -2.5$:

$$q = 0$$

Sinon si $h < -0.02$:

$$4.046 \cdot 10^{-3} h + 1.012 \cdot 10^{-2}$$

Sinon:

$$q = 1.004 \cdot 10^{-2} + 2.307 \cdot 10^{-4} h + 5.533 \cdot 10^{-3} h^2 - 6.290 \cdot 10^{-5} h^3 + 6.482 \cdot 10^{-7} h^4 - 6.562 \cdot 10^{-7} f^+(h, 25)^4$$

- Vaipahi

Si $h < 5$:

$$q = 2.088 \cdot 10^{-3} h$$

Sinon:

$$q = 2.220 \cdot 10^{-2} - 6.107 \cdot 10^{-3} \cdot h + 7.332 \cdot 10^{-4} \cdot h^2 + 3.543 \cdot 10^{-6} \cdot h^3$$

- Tareta

Pour des dates antérieures au 27/06/2007:

Si $h < 34$:

$$q = 0$$

Sinon:

$$q = -7.665 \cdot 10^{-1} + 4.694 \cdot 10^{-2} \cdot h - 1.023 \cdot 10^{-3} \cdot h^2 + 9.700 \cdot 10^{-6} \cdot h^3 - 1.812 \cdot 10^{-8} \cdot h^4 - 6.245 \cdot 10^{-4} \cdot f^+(h, 120.5)^2$$

Pour des dates comprises entre le 27/06/2007 et le 18/03/2013:

Si $h < 10$:

$$q = 0$$

Sinon si $10 \leq h < 20$:

$$q = -2.562 \cdot 10^{-2} + 2.562 \cdot 10^{-3} \cdot h$$

Sinon :

$$q = 9.737 \cdot 10^{-2} - 6.122 \cdot 10^{-3} \cdot h + 7.488 \cdot 10^{-5} \cdot h^2 + 2.7944 \cdot 10^{-6} \cdot h^3 - 1.009 \cdot 10^{-8} \cdot h^4 + 4.308 \cdot 10^{-4} \cdot f^+(h, 100)^2$$

Pour des dates postérieures au 18/03/2013:

Si $h < 19$:

$$q = 0$$

Sinon:

$$q = -3.212 \cdot 10^{-1} + 2.949 \cdot 10^{-2} \cdot h - 8.268 \cdot 10^{-4} \cdot h^2 + 9.336 \cdot 10^{-6} \cdot h^3 - 1.907 \cdot 10^{-8} \cdot h^4 - 4.306 \cdot 10^{-4} \cdot f^+(h, 100)^2$$

- Papeivi

Pour des dates antérieures au 25/03/2006:

Si $h < 10$:

$$q = 0$$

Sinon si $10 \leq h \leq 20$:

$$q = -2.537 \cdot 10^{-2} + 2.537 \cdot 10^{-3} \cdot h$$

else:

$$q = 6.593 \cdot 10^{-1} - 7.709 \cdot 10^{-2} \cdot h + 2.797 \cdot 10^{-3} \cdot h^2 - 2.881 \cdot 10^{-5} \cdot h^3 + 1.207 \cdot 10^{-7} \cdot h^4 - 1.262 \cdot 10^{-7} \cdot f^+(h, 75)^4$$

Pour des dates comprises entre le 25/03/2006 et le 11/06/2010:

Si $h < 15$:

$$q = 0$$

Sinon si $15 \leq h \leq 27$:

$$q = -4.468 \cdot 10^{-2} + 2.979 \cdot 10^{-3} \cdot h$$

Sinon:

$$q = -1.986 + 1.938 \cdot 10^{-1} \cdot h - 6.588 \cdot 10^{-3} \cdot h^2 + 9.151 \cdot 10^{-5} \cdot h^3 - 3.910 \cdot 10^{-7} \cdot h^4 + 7.274 \cdot 10^{-7} \cdot f^+(h, 75)^4$$

Pour des dates postérieures au 11/06/2010:

Si $h < 14.09493$:

$$q = 0$$

Sinon:

$$q = -2.504 \cdot 10^{-1} + 2.836 \cdot 10^{-2} \cdot h - 9.026 \cdot 10^{-4} \cdot h^2 + 1.074 \cdot 10^{-5} \cdot h^3 - 2.220 \cdot 10^{-5} \cdot f^+(h, 75)^3$$

- Hitiaa

Pour des dates antérieures au 13/12/1986:

Si $h < 50$:

$$q = 0$$

Sinon si $50 \leq h \leq 59$:

$$q = 6.874 \cdot 10^{-3} \cdot h - 3.437 \cdot 10^{-1}$$

Sinon:

$$q = 30.53 - 1.550 \cdot h + 2.887 \cdot 10^{-2} \cdot h^2 - 2.356 \cdot 10^{-4} \cdot h^3 + 7.339 \cdot 10^{-7} \cdot h^4 - 9.058 \cdot 10^{-7} \cdot f^+(h, 93.35)^4$$

Pour des dates comprises entre le 13/12/1986 et le 03/02/1990:

Si $h < 62$:

$$q = 0$$

Sinon si $62 \leq h \leq 74$:

$$q = -3.431 \cdot 10^{-1} + 5.533 \cdot 10^{-3} \cdot h$$

Sinon:

$$q = 30.06 - 1.177 \cdot h + 0.01710 \cdot 10^{-2} \cdot h^2 - 1.137 \cdot 10^{-4} \cdot h^3 + 3.19 \cdot 10^{-7} \cdot h^4 - 4.787 \cdot 10^{-7} \cdot f^+(h, 109.6)^4$$

Pour des dates comprises entre le 03/02/1990 et le 01/10/2007:

Si $h < 60$:

$$q = 0$$

Sinon si $60 \leq h \leq 71$:

$$q = 3.778 \cdot 10^{-3} \cdot h - 2.267 \cdot 10^{-1}$$

Sinon:

$$q = -34.21 + 1.452 \cdot h - 0.02212 \cdot 10^{-2} \cdot h^2 + 0.0001389 \cdot 10^{-4} \cdot h^3 - 2.767 \cdot 10^{-7} \cdot h^4 + 1.952 \cdot 10^{-7} \cdot f^+(h, 121.0)^4$$

Pour des dates comprises entre le 01/10/2007 et le 30/06/2014:

Si $h < 60$:

$$q = 0$$

Sinon si $60 \leq h \leq 83$:

$$q = -1.881 \cdot 10^{-1} + 3.135 \cdot 10^{-3} \cdot h$$

Sinon:

$$q = -34.13 + 1.578 \cdot h - 2.569 \cdot 10^{-2} \cdot h^2 + 1.710 \cdot 10^{-4} \cdot h^3 - 3.704 \cdot 10^{-7} \cdot h^4 + 3.104 \cdot 10^{-7} \cdot f^+(h, 112.5)^4$$

Pour des dates postérieures au 30/06/2014:

Si $h < 45$:

$$q = 0$$

Sinon si $45 \leq h \leq 65$:

$$q = -1.779 \cdot 10^{-1} + 3.952 \cdot 10^{-3} \cdot h$$

Sinon:

$$q = -14.8 + 6.063 \cdot 10^{-1} \cdot h - 8.244 \cdot 10^{-3} h^2 + 3.749 \cdot 10^{-5} h^3 - 4.431 \cdot 10^{-5} \cdot f^+(h, 112.5)^3$$

- Vaitehoro

Pour des dates antérieures à 19/12/2008:

Si $h < 15$:

$$q = 0$$

Sinon si $h < 32.2$:

$$q = -1.444 \cdot 10^{-1} + 9.623 \cdot 10^{-3} \cdot h$$

Sinon:

$$q = 5.518 \cdot 10^{-1} + 5.574 \cdot 10^{-4} \cdot h - 1.298 \cdot 10^{-3} h^2 + 3.284 \cdot 10^{-5} h^3 - 1.436 \cdot 10^{-7} h^4 + 2.888 \cdot 10^{-7} \cdot f^+(h, 80)^4$$

Pour des dates comprises entre le 19/12/2008 et le 01/05/2012:

Si $h < -25$:

$$q = 0$$

Sinon si $h < 53.8$:

$$q = -0.1.948 + 7.792 \cdot 10^{-3} \cdot h$$

Sinon:

$$q = 8.864 - 3.214 \cdot 10^{-1} \cdot h + 2.988 \cdot 10^{-3} h^2 - 2.229 \cdot 10^{-3} \cdot f^+(h, 80)^2$$

Pour des dates postérieures à 01/05/2012:

Si $h < -35$:

$$q = 0$$

Sinon si $h < -57.7$:

$$q = -1.988 \cdot 10^{-1} + 5.679 \cdot 10^{-3} \cdot h$$

Sinon:

$$q = 11.40 - 3.904.10^{-1}.h + 3.382.10^{-3}.h^2 - 2.815.10^{-3}.f+(h,85)^2$$

- Papeiha

Pour des dates antérieures au 01/06/2011:

Si $h < 24$:

$$q=0$$

Sinon:

$$q = 2.475 - 2.163.10^{-1}.h + 5.999.10^{-3}.h^2 - 1.999.10^{-5}.h^3 + 3.354.10^{-8}.h^4$$

Pour des dates postérieures au 01/06/2011:

Si $h < 15$:

$$q=0$$

Sinon si $h < 36$:

$$q = -2.217 + 1.478.10^{-1}.h$$

Sinon:

$$q = 7.296 - 2.401.10^{-1}.h + 3.488.10^{-3}.h^2 - 1.491$$

Annexe D : Caractéristiques des événements monopics observés à Hitiaa

Début	Durée (hh:mm)	Pluie cumulée (mm)	Volume de ruissellement observé (m3)	Débit de pointe observé (m3/s)
28/11/2004 12:45	05:45	35.1	22869	4.77
19/04/2016 19:15	15:45	94.6	82485	10.7
09/09/2014 11:45	09:30	76.2	71928	13.6
16/10/2013 02:45	12:15	130.8	152046	53.7
03/05/2013 10:30	15:45	135.1	152469	13.9
01/06/2012 23:30	08:00	38.3	35703	5.67
28/04/2012 18:30	09:45	148.2	180594	16.8
01/03/2012 09:15	07:00	55.1	51516	10.7
22/01/2011 12:45	06:30	50.0	34893	8.05
14/09/2010 13:00	09:15	43.7	45315	10.9
28/03/2010 15:15	05:00	32.3	31590	8.32
05/03/2010 09:15	09:45	127.9	138690	19.1
28/02/2010 09:30	08:45	79.1	51975	13
08/01/2010 04:00	06:15	130.8	152158	23
02/01/2010 15:30	05:30	84.3	101538	23.5
13/02/2007 12:15	05:45	45.8	18243	5.24
01/12/2006 13:15	07:15	66.3	32679	6.98
15/11/2006 11:00	05:30	39.5	28422	7.27
12/03/2005 07:45	10:00	71.1	82215	18.3
30/11/2004 11:15	13:15	77.4	34740	5.53

Annexe E : Aptitude des fonctions de production candidates à reconstituer les cumuls observés

Connaissant les critères théoriques de comparaison entre trois fonctions de production candidates, il s'agit de choisir celle qui représente le mieux les observations. Les équations théoriques des fonctions SCS-CN,, SCS-MS et SCS-SMA sont ajustées graphiquement sur les cumuls de pluie et de ruissellement des événements observés sur trois bassins jaugés représentatifs. Cet ajustement graphique est une première étape de calibration de la fonction de production, qui prépare le calibration du modèle en dynamique. L'objectif n'est pas de déterminer les valeurs optimales et définitives des paramètres, mais de vérifier la souplesse des modèles à s'adapter aux données des différents bassins.

Calibration graphique de la fonction SCS classique

L'équation théorique du SCS classique est ajustée graphiquement sur les cumuls de pluie et de ruissellement événementiels observés sur les bassins de Hitiaa, Papeivi et Vaipahi.

Sa formule est donnée par l'équation suivante, qui s'applique aux cumuls événementiels de ruissellement (Q) et de pluie (P), au déficit initial d'humidité dans le sol (S) et aux pertes initiales (λ):

$$Q = \frac{(P - \lambda S)^2}{P + S(1 - \lambda)} \text{ si } P > \lambda S, \quad (61)$$

$$Q = 0 \text{ sinon}$$

L'ajustement est réalisé par l'application Matlab « Curve Fitting Tool » (<https://fr.mathworks.com/products/curvefitting.html>). Les bassins de Hitiaa et Vaipahi représentent les extrêmes de la gamme de comportements hydrologiques observés, avec respectivement les plus forts (moyenne 0.7) et les plus faibles (moyenne 0.12) coefficients de ruissellement (Cr). Les Cr observés à Papeivi sont intermédiaires, autour d'une valeur moyenne de 0.22. En théorie, faire varier la condition initiale S doit suffire à ajuster l'équation du SCS sur les trois nuages de points (paragraphe 3.2.1.1, Figure 3-2). En pratique, la valeur de 0.2 pour λ préconisée par l'USDA (U.S. Department of Agriculture, 1954) n'est pas optimale pour tous les bassins (Figure 3-4).

Si l'équation originale s'ajuste bien sur les cumuls observés à Hitiaa ($R^2 = 0.84$), l'ajustement est plus décevant à Papeivi ($R^2 = 0.5$) où la plupart des points de pluie cumulée inférieure à 100 mm sont au-dessus de la courbe théorique. La courbe obtenue à Vaipahi ($R^2 = 0.14$) est très peu représentative des observations, et ce quelle que soit la valeur de S. Les ajustements sont ré-établis pour des valeurs de λ de 0.05 et de 0, suggérées par la littérature (paragraphe 3.2.1.3). La valeur de 0 est celle qui permet d'obtenir l'ajustement le plus satisfaisant sur Vaipahi avec un R^2 de 0.73 contre 0.43 avec $\lambda = 0.05$, et cette valeur de 0 est également la meilleure pour Papeivi avec

un R^2 de 0.67 contre 0.61 quand $\lambda = 0.05$. L'ajustement est de bonne qualité sur le bassin de Hitiaa quelle que soit la valeur retenue pour λ .

Même si sa qualité est améliorée par l'annulation du paramètre de pertes initiales, l'ajustement n'est vraiment satisfaisant que pour Hitiaa, où la courbe passe au milieu du nuage de points sur toute la gamme de pluies cumulées. A Papeivi, et encore plus à Vaipahi, on constate que la majorité des événements de faible pluie cumulée sont sous-estimés par l'équation théorique du SCS. La souplesse de l'équation classique du SCS n'est pas suffisante pour restituer fidèlement les comportements de tous les bassins : l'extrapolation de la relation P-Q en hautes eaux n'est pas suffisamment consolidée sur les observations de basses eaux.

L'application des équations du SCS aux cumuls de pluie et de débit des trois bassins révèle la variation spatiale des comportements hydrologiques avancée au paragraphe 2.4.2. Ainsi le comportement théorique du SCS-CN représente bien la réponse hydrologique observée à Hitiaa, mais pas à Papeivi ni à Vaipahi.

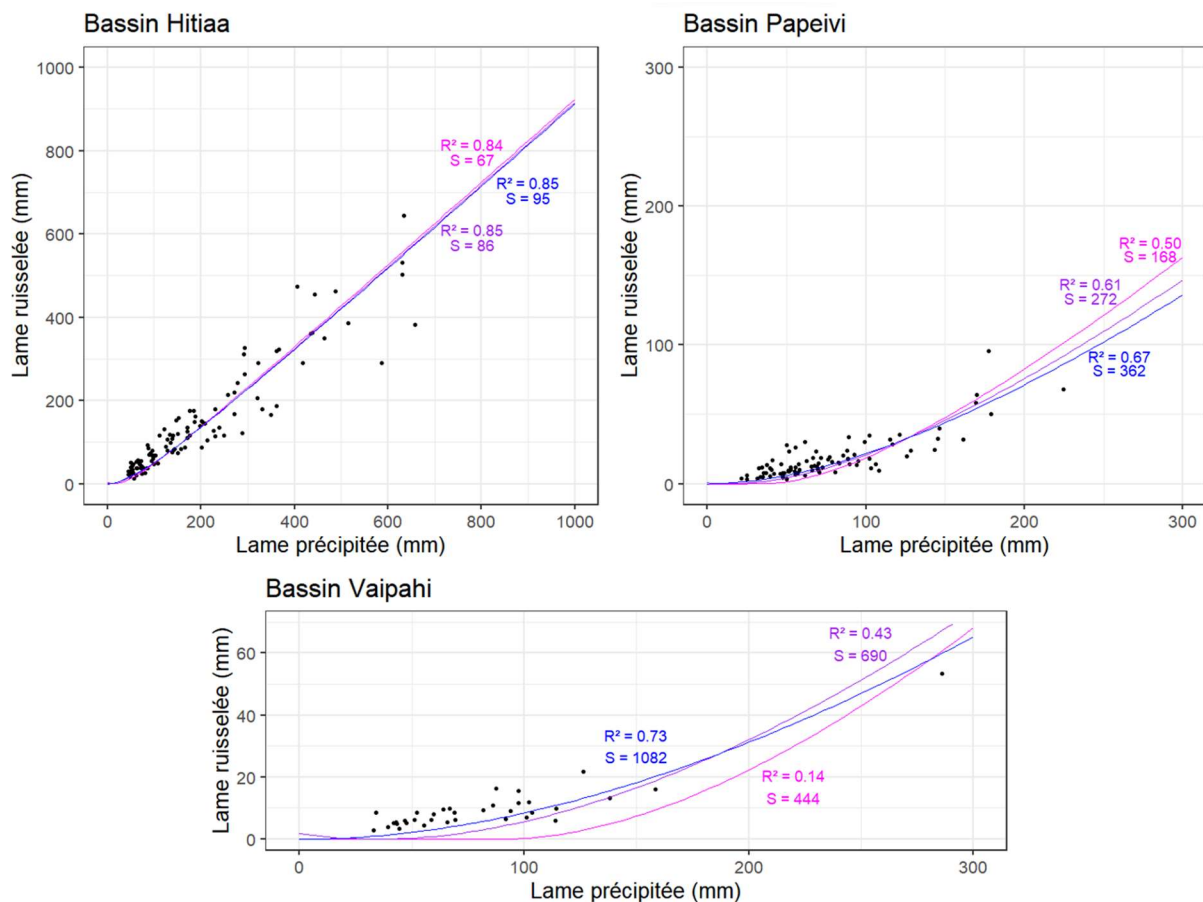


Figure E-1 : Ajustements de l'équation du SCS classique sur les bassins de Hitiaa, Papeivi et Vaipahi pour λ égal à 0.2 (rose), 0.05 (violet) et 0 (bleu).

Comparaison graphique des fonctions SCS, SCS-MS et SCS-SMA

Les équations théoriques des modèles SCS-MS et SCS-SMA sont à leur tour ajustées graphiquement sur les cumuls observés à Hitiaa, Papeivi et Vaipahi. Les formules appliquées sont les suivantes :

$$Q = \frac{(P - Ia)(P - Ia + M)}{P - Ia + S_i} \quad (62)$$

Pour le SCS-MS, avec S_i la taille totale du réservoir sol, M les conditions initiales d'humidité.

$$\text{Si } H_0 \leq S_a - P, \quad Q = 0 \quad (63)$$

$$\text{Si } S_a - P < H_0 < S_a, \quad Q = \frac{(P + H_0 - S_a)^2}{P + H_0 - S_a + S} \quad (64)$$

$$\text{Si } S_a \leq H_0 \leq S_a + S, \quad Q = P \left(1 - \frac{(S + S_a - H_0)^2}{S^2 + (S + S_a - H_0)P} \right) \quad (65)$$

Pour le SCS-SMA, avec S_a le seuil de saturation du sol, H_0 le niveau initial de remplissage du réservoir sol.

Comme pour le SCS-CN, le meilleur ajustement graphique de l'équation du SCS-MS est obtenu lorsque le paramètre de pertes initiales λ est nul. Une fois λ fixé à 0, deux paramètres restent à ajuster : S_i et M . Pour le modèle SCS-SMA, trois paramètres peuvent être ajustés : S , S_a et H_0 . Pour le SCS-SMA, les essais d'ajustements mettent en évidence une relation de compensation entre les paramètres S_a et H_0 : plusieurs couples de valeurs (S_a , H_0) permettent d'atteindre l'ajustement optimal sur les trois bassins. Le nombre de paramètres indépendants pour ajuster l'équation est donc réduit à 2, on choisit arbitrairement de fixer le seuil S_a à 55mm. D'autre part, les courbes théoriques correspondant aux équations du SCS-MS et du SCS-SMA se superposent pour les trois bassins : l'ajustement des paramètres assure l'égalité des volumes non saturés du sol dans les deux cas. Cela se traduit par l'égalité suivante avec à gauche les paramètres optimaux du SCS-MS et à droite ceux du SCS-SMA :

$$S_i - M = S + S_a - H_0 \quad (66)$$

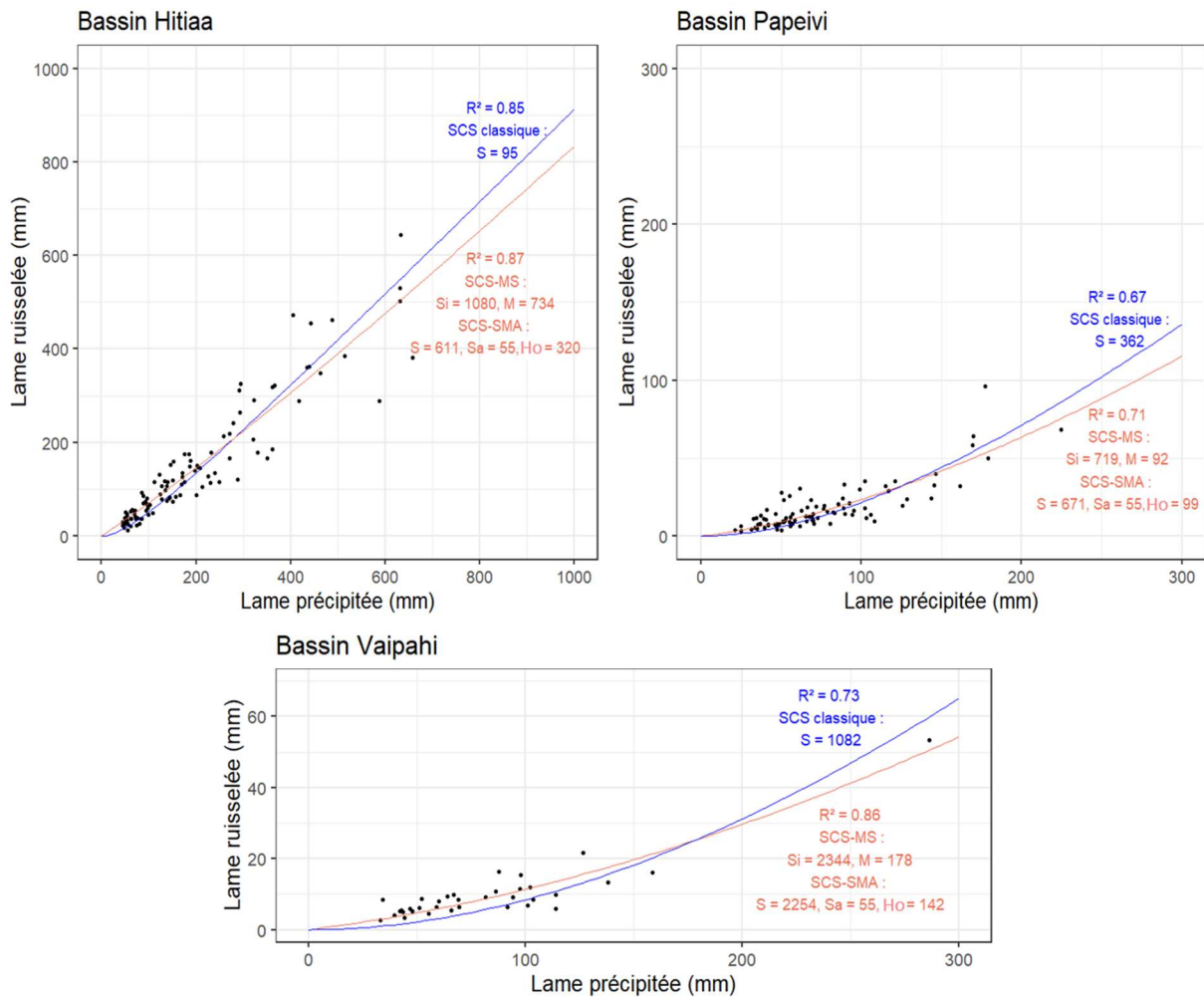


Figure E-2 : Ajustement des équations théoriques du SCS, du SCS-MS et du SCS-SMA sur les cumuls événementiels à Hitiaa, Papeivi et Vaipahi.

La qualité de l'ajustement des équations du SCS-MS et du SCS-SMA est globalement meilleure que celle de l'équation du SCS classique. La différence entre les deux ajustements est d'autant plus importante que les C_r observés sont faibles sur le bassin. Ainsi, les deux modèles présentent des ajustements équivalents à Hitiaa, où les R^2 du SCS et des SCS-MS/SCS-SMA sont respectivement de 0.85 et 0.87. La différence est plus marquée à Papeivi : le passage du SCS classique au SCS-MS ou au SCS-SMA se traduit par une augmentation du R^2 de 0.67 à 0.71. C'est à Vaipahi que les modèles à deux paramètres apportent la plus-value la plus importante par rapport au SCS classique à 1 paramètre – une fois les pertes initiales I_a fixées à 0. Le R^2 des modèles SCS-MS et SCS-SMA est de 0.86 contre 0.73 pour le SCS classique. Plus que l'augmentation quantitative de l'efficacité des ajustements apportée par les modèles SCS-MS et SCS-SMA, c'est l'amélioration de leur pertinence graphique qui est appréciée. Pour Papeivi, et encore plus pour Vaipahi, les courbes du SCS-MS et du SCS-SMA traversent les nuages de points en leur centre sur toute la gamme des pluies quand celle du SCS classique sous-estime le ruissellement pour les événements de faible cumul.

Annexe F : Caractéristiques des événements observés

Atiue				
Début	Durée (hh:mm)	Pluie cumulée (mm)	Volume de ruissellement observé (m3)	Débit de pointe observé (m3/s)
22/05/1996 04:30	07:35:00	14.5	955.0	0.24
20/08/1996 06:15	04:15:00	38.0	457.6	0.24
03/09/1996 19:05	05:05:00	31.7	821.1	0.32
02/10/1996 12:00	04:35:00	20.2	460.2	0.22
30/10/1996 23:35	14:50:00	72.5	13497.6	0.83
01/11/1996 14:05	12:45:00	43.5	12771.1	1.34
05/02/1997 16:55	07:35:00	15.5	6340.3	1.27
07/02/1997 13:35	05:05:00	30.5	844.9	0.30
21/02/1997 08:20	07:20:00	28.0	3687.5	0.73
12/03/1997 08:20	07:20:00	22.7	3157.8	0.45
24/03/1997 09:50	14:30:00	178.0	46859.2	1.01
30/03/1997 00:55	03:25:00	18.3	1676.1	0.79
02/04/1997 22:05	12:05:00	33.9	4236.3	0.54
12/04/1997 18:15	07:10:00	17.8	737.8	0.44
02/05/1997 02:50	07:45:00	47.5	3976.1	0.55
03/05/1997 02:15	16:10:00	106.5	31761.0	4.02

Nymphaea				
Début	Durée (hh:mm)	Pluie cumulée (mm)	Volume de ruissellement observé (m3)	Débit de pointe observé (m3/s)
11/05/1993 02:30	04:30:00	14.5	5004.4	1.71
15/05/1993 08:35	07:10:00	58.7	13541.0	2.80
26/07/1993 16:35	03:20:00	9.5	3158.4	1.06
15/09/1993 23:40	05:00:00	33.5	7334.6	1.70
20/10/1993 13:35	04:25:00	40.8	6280.7	1.35
04/12/1993 23:25	05:00:00	10.5	1385.4	1.13
29/12/1993 09:50	04:15:00	7.8	3925.9	1.09
29/12/1993 23:05	03:45:00	30.1	8749.3	3.87
04/02/1994 13:10	03:50:00	29.0	10479.3	2.63
05/03/1994 11:35	02:45:00	35.4	12467.2	3.28
06/03/1994 21:35	07:25:00	108.3	55984.5	15.10
08/03/1994 07:35	05:20:00	36.5	19939.2	3.75
14/03/1994 21:40	04:30:00	19.0	33447.7	13.00
31/03/1994 06:50	02:40:00	22.3	5765.3	1.80
31/03/1994 10:55	03:40:00	36.8	23988.0	12.30

Faatahi				
Début	Durée (hh:mm)	Pluie cumulée (mm)	Volume de ruissellement observé (m3)	Débit de pointe observé (m3/s)
31/10/04 20:55	17:10:00	224.6	41090.4	2.40
20/02/2005 12:05	08:15:00	126.1	14764.5	2.38
20/02/2005 20:20	05:25:00	92.6	14910.0	2.96
23/02/2005 09:00	05:30:00	84.7	12078.6	2.87
10/01/2007 11:25	04:55:00	32.8	4134.0	2.24
13/01/2007 17:00	06:45:00	54.9	9821.1	2.49
15/01/2007 13:25	07:55:00	41.1	6717.9	2.36
16/01/2007 22:20	06:50:00	49.0	8813.7	2.95
17/01/2007 20:55	13:35:00	135.1	32842.2	3.69
10/02/2007 19:25	05:15:00	49.6	7148.1	2.10
13/11/2007 12:00	23:15:00	182.7	33071.4	2.01
22/11/2007 09:20	04:45:00	76.9	10995.3	3.39
23/11/2007 16:35	06:40:00	101.8	17293.3	3.02
23/12/2007 02:00	02:50:00	33.2	5224.9	2.11
24/12/2007 06:25	22:10:00	160.2	30943.8	3.02
24/02/2008 18:45	03:50:00	34.4	5521.8	3.23
14/03/2009 08:10	06:05:00	71.2	9364.2	2.34
02/07/2009 18:20	11:25:00	162.4	17985.0	2.10
08/10/2009 01:30	11:55:00	148.5	25234.5	2.49
19/03/2010 01:55	11:20:00	96.8	15603.0	2.11
07/07/2011 00:30	18:40:00	126.2	25224.3	3.36
28/04/2012 15:30	14:00:00	174.0	51629.1	3.83
29/04/2012 12:55	17:05:00	179.6	53664.9	2.48
03/07/2012 06:15	07:10:00	79.8	9871.2	2.24
25/12/2012 14:10	06:35:00	79.0	13089.0	2.83
09/02/2014 19:25	12:20:00	114.6	32797.8	3.75
03/04/2014 21:00	04:40:00	37.7	5758.8	2.25
19/11/2014 12:40	18:05:00	182.0	36107.7	2.78
29/11/2014 06:40	12:05:00	88.2	16959.3	2.02
21/10/2015 02:40	07:20:00	64.8	7373.1	2.53
10/11/2015 14:40	08:30:00	97.6	14992.5	3.26
12/12/2015 01:35	16:05:00	234.7	64862.4	5.61
18/12/2015 09:00	03:55:00	41.9	7318.5	3.21
27/12/2015 13:25	04:55:00	28.3	4686.0	2.24
05/01/2016 10:25	07:20:00	32.5	6559.8	2.33
11/05/2016 16:10	10:30:00	77.9	11632.5	1.98
13/05/2016 16:00	06:35:00	54.6	9387.3	3.24
03/06/2016 20:50	15:00:00	129.4	28311.3	2.50
05/07/2016 14:55	09:25:00	106.4	19173.6	2.92
24/04/2019 22:15	12:50:00	115.1	20019.3	2.16

25/05/2019 20:45	18:55:00	221.5	60855.3	2.96
16/09/2019 16:20	06:55:00	78.8	8724.6	2.25
15/12/2019 12:25	12:05:00	156.2	35601.0	3.47
18/12/2019 08:55	03:45:00	57.4	10092.0	4.45
18/12/2019 12:40	06:05:00	54.1	10662.0	3.80
27/12/2019 02:30	07:15:00	55.5	11907.0	2.84
11/01/2020 14:00	03:35:00	30.3	3975.0	2.49
13/02/2021 21:55	03:50:00	32.8	5309.4	2.29
15/02/2021 01:35	04:10:00	33.5	5541.9	1.99

Hitiaa				
Début	Durée (hh:mm)	Pluie cumulée (mm)	Volume de ruissellement observé (m3)	Débit de pointe observé (m3/s)
13/05/2004 11:00	04:25:00	124.1	122829.0	10.60
24/09/2004 11:25	18:55:00	116.7	123423.3	5.45
08/10/2004 14:20	04:50:00	83.1	56867.4	5.09
15/10/2004 17:15	19:30:00	322.2	397691.4	14.50
22/10/2004 19:50	10:15:00	587.2	396365.4	18.50
28/10/2004 04:00	06:20:00	239.7	184618.2	13.10
28/11/2004 13:10	05:15:00	47.4	23033.4	5.69
30/11/2004 11:35	12:55:00	79.9	35015.7	6.01
16/12/2004 10:45	07:30:00	107.9	68189.7	12.00
03/02/2005 03:35	07:05:00	248.3	158295.9	11.20
05/02/2005 10:00	20:35:00	166.1	120397.8	9.63
17/02/2005 03:35	11:20:00	45.0	39779.7	12.50
23/02/2005 08:45	13:50:00	84.2	50069.1	8.24
25/02/2005 08:20	10:25:00	213.3	143448.5	6.29
12/03/2005 08:10	09:35:00	98.3	82411.3	21.40
04/04/2005 08:00	14:40:00	50.6	43231.2	7.87
09/04/2005 18:00	02:45:00	142.6	110931.8	10.60
09/05/2005 12:45	03:45:00	170.5	172941.6	6.97
03/08/2005 13:10	05:05:00	361.6	254551.6	6.38
14/09/2005 04:40	05:05:00	320.9	281908.7	22.10
27/09/2005 21:35	21:45:00	175.3	158961.9	13.80
28/09/2005 23:05	11:40:00	625.4	464843.7	9.42
22/04/2006 02:30	07:05:00	515.0	527748.6	20.80
03/05/2006 12:00	09:15:00	150.9	99693.0	19.50
22/05/2006 17:40	01:20:00	200.8	120211.5	8.36
29/06/2006 14:05	19:55:00	127.3	108840.3	6.21
17/07/2006 00:25	23:35:00	138.1	103152.4	7.60
30/07/2006 11:00	00:35:00	230.4	156744.0	10.10
22/08/2006 17:35	06:25:00	288.0	165471.6	6.67
27/08/2006 18:15	04:45:00	292.9	361232.0	9.24

27/08/2006 18:15	04:45:00	292.9	361232.0	9.24
08/09/2006 01:45	10:10:00	630.7	689226.3	20.80
25/09/2006 23:20	19:20:00	417.4	396723.6	15.30
22/10/2006 13:45	08:20:00	270.5	228881.1	7.28
15/11/2006 11:15	05:05:00	61.7	28136.1	8.01
16/11/2006 22:30	20:30:00	156.6	115084.2	11.20
01/12/2006 13:40	06:40:00	74.3	31667.4	7.79
07/01/2007 10:40	05:45:00	47.8	40425.3	10.20
16/01/2007 15:55	16:30:00	350.2	227523.9	14.80
25/01/2007 08:55	23:25:00	330.4	244239.9	15.60
13/02/2007 12:40	05:20:00	55.9	17887.7	5.54
02/01/2010 15:50	05:05:00	92.7	101862.3	26.00
04/01/2010 09:50	13:00:00	95.5	93039.9	8.66
08/01/2010 04:25	05:45:00	138.7	147554.1	25.10
16/01/2010 11:55	00:45:00	171.1	184866.0	10.50
03/02/2010 01:10	21:15:00	257.9	291574.8	11.50
28/02/2010 09:45	08:25:00	85.4	50949.9	13.90
05/03/2010 09:30	09:30:00	134.8	135453.9	20.40
14/03/2010 01:15	10:30:00	151.1	163667.7	8.70
28/03/2010 15:40	04:35:00	45.1	31264.8	9.61
29/04/2010 15:25	10:20:00	160.3	110624.1	10.50
20/06/2010 03:10	16:05:00	197.2	190886.5	19.10
21/06/2010 03:00	11:15:00	148.6	113374.5	26.50
27/06/2010 00:40	03:45:00	188.6	220476.3	9.01
06/08/2010 12:50	10:55:00	209.0	199058.1	7.30
11/09/2010 15:25	09:55:00	463.1	477379.5	13.00
14/09/2010 13:25	08:50:00	51.9	44364.9	13.00
02/10/2010 23:45	14:45:00	361.1	437409.6	18.80
12/10/2010 06:40	00:40:00	366.0	441465.9	10.50
15/10/2010 08:15	13:10:00	87.9	117939.0	12.70
19/10/2010 11:50	14:15:00	95.9	109620.6	5.99
05/11/2010 22:20	14:00:00	53.2	44921.1	5.98
12/11/2010 23:15	13:35:00	48.5	41864.1	7.78
24/12/2010 19:35	08:40:00	53.6	58821.3	11.80
20/01/2011 04:30	16:40:00	97.9	92211.0	10.10
22/01/2011 13:05	06:10:00	54.9	35004.6	8.65
31/01/2011 22:50	11:10:00	71.7	58491.9	8.29
08/02/2011 16:00	06:30:00	50.6	69778.2	17.50
04/05/2011 19:20	02:05:00	442.8	623859.5	24.50
08/06/2011 19:30	22:00:00	186.6	203619.9	12.00
13/06/2011 16:40	07:10:00	204.4	201241.8	7.21
04/07/2011 16:25	07:00:00	633.6	882370.2	19.80
14/07/2011 22:05	11:50:00	61.7	49861.8	6.15
29/12/2011 13:00	23:15:00	133.4	161190.8	11.90
01/03/2012 09:30	06:40:00	72.4	51181.7	11.50
10/03/2012 11:35	15:40:00	231.2	245201.7	23.90
11/03/2012 23:15	13:10:00	270.6	300101.1	20.30
25/04/2012 15:20	07:45:00	291.3	426744.6	13.20
27/04/2012 02:10	06:55:00	405.1	648621.0	15.90

27/04/2012 02:10	06:55:00	405.1	648621.0	15.90
28/04/2012 18:45	09:30:00	121.9	180341.7	17.50
29/04/2012 13:20	15:00:00	139.4	159171.0	13.00
01/06/2012 23:55	07:30:00	51.1	35117.8	5.72
21/06/2012 09:30	11:20:00	71.3	74340.6	6.17
22/06/2012 19:30	09:40:00	631.2	726555.4	21.10
13/07/2012 16:50	09:10:00	293.8	446685.9	21.10
04/08/2012 13:50	01:35:00	435.1	494413.2	7.28
03/05/2013 10:55	15:20:00	170.2	151651.0	14.40
06/05/2013 18:05	14:25:00	152.4	217633.5	13.10
11/06/2013 22:50	07:10:00	53.5	46854.6	7.97
21/07/2013 09:10	15:20:00	195.5	417982.5	7.85
01/08/2013 18:35	18:55:00	343.0	575256.9	7.18
19/09/2013 00:50	09:00:00	49.7	53948.3	8.92
16/10/2013 03:10	11:50:00	127.4	146561.5	61.70
22/10/2013 12:00	05:00:00	278.1	331242.6	18.70
25/10/2013 12:10	16:20:00	176.1	238911.4	22.30
04/12/2013 13:30	08:50:00	146.5	207638.8	20.80
11/01/2014 04:50	04:10:00	105.5	213927.6	9.24
09/09/2014 12:00	09:20:00	64.7	77367.9	14.60
28/01/2016 14:10	02:30:00	184.2	328902.0	19.20
16/02/2016 09:05	10:05:00	99.1	63018.9	10.10
26/02/2016 08:30	08:00:00	75.6	53722.8	8.36
28/02/2016 01:25	14:15:00	658.1	523544.4	8.42
19/04/2016 19:35	15:20:00	102.1	92373.0	11.30
24/04/2016 09:30	06:40:00	54.6	64593.0	9.05
11/05/2016 15:50	08:40:00	85.8	126196.2	18.00
13/06/2016 23:25	05:40:00	69.1	65392.2	11.70
16/06/2016 23:25	11:00:00	63.9	51211.0	9.52
19/06/2016 15:10	22:05:00	94.8	73944.6	5.42
05/07/2016 09:05	15:50:00	143.9	113546.0	10.40
29/07/2016 14:25	03:35:00	202.1	207147.3	11.20
13/08/2016 14:45	17:20:00	226.4	174739.7	5.86
17/01/2017 00:00	18:55:00	438.9	497446.5	11.30
21/01/2017 20:30	19:35:00	488.3	633429.6	22.50
02/02/2017 23:15	07:00:00	184.8	239649.0	29.70
18/02/2017 06:55	10:25:00	88.9	96137.1	10.60
18/02/2017 19:15	08:00:00	61.9	71724.3	13.50
18/03/2017 19:15	06:40:00	111.8	157400.7	31.50

Papeivi				
Début	Durée	Pluie cumulée	Volume de ruissellement	Débit de pointe
	(hh:mm)	(mm)	observé (m3)	observé (m3/s)
02/04/2004 20:40	09:00:00	84.9	17812.0	1.68
11/04/2004 20:00	09:00:00	106.8	14426.4	1.16
21/04/2004 20:35	10:05:00	107.0	22702.2	2.72

21/04/2004 20:35	10:05:00	107.0	22702.2	2.72
27/05/2004 03:20	07:55:00	69.7	12331.6	1.80
06/07/2004 19:15	06:55:00	80.5	17228.0	3.17
26/11/2004 11:50	04:40:00	53.8	4344.6	1.26
16/12/2004 13:00	04:55:00	38.6	5304.9	1.14
30/12/2004 15:35	04:35:00	59.4	15030.6	3.19
20/02/2005 12:05	08:15:00	128.0	24693.3	3.37
20/02/2005 20:20	05:25:00	92.2	26507.8	4.05
23/02/2005 09:05	05:25:00	90.4	18239.1	3.42
06/11/2005 22:30	12:55:00	63.1	15821.0	1.19
14/11/2005 16:25	06:00:00	53.1	9737.4	1.06
27/11/2005 16:15	06:25:00	28.9	9801.8	1.75
07/12/2005 00:45	05:15:00	62.0	8004.4	1.17
23/10/2006 05:15	15:30:00	147.0	50302.5	3.30
28/10/2006 06:05	12:55:00	47.9	11866.2	1.40
11/11/2006 12:30	08:45:00	56.9	16039.5	2.67
01/12/2006 14:10	07:40:00	62.6	20464.6	2.65
03/12/2006 15:45	05:15:00	42.8	14015.9	3.51
10/01/2007 11:25	04:05:00	33.7	13768.8	4.73
12/01/2007 11:35	09:55:00	54.0	29037.0	3.32
13/01/2007 16:45	06:45:00	53.3	32646.9	5.89
15/01/2007 13:50	07:30:00	40.4	21447.0	5.12
16/01/2007 22:25	09:25:00	47.3	34907.7	6.45
17/01/2007 15:20	18:50:00	169.5	120843.0	6.97
25/01/2007 12:50	05:35:00	17.8	7762.8	2.90
10/02/2007 20:10	04:30:00	58.7	17593.5	3.85
17/03/2007 03:45	05:05:00	54.5	11359.8	2.89
28/03/2007 07:00	11:15:00	39.9	11151.6	2.49
30/03/2007 01:05	06:45:00	39.6	9093.9	2.59
02/05/2007 22:35	14:35:00	79.7	18996.8	2.78
24/05/2007 11:25	06:10:00	43.3	8063.7	1.61
09/10/2007 17:50	14:20:00	77.9	15534.8	1.94
13/11/2007 12:25	22:50:00	196.6	63024.9	4.00
22/11/2007 09:00	05:05:00	80.3	21878.2	5.01
23/11/2007 17:00	06:15:00	99.0	44095.2	6.19
03/12/2007 04:20	08:35:00	69.4	23677.5	3.19
03/12/2007 15:00	08:20:00	53.4	14533.5	1.86
22/12/2007 22:40	12:10:00	87.5	30253.2	3.03
24/12/2007 09:15	04:25:00	33.4	16791.9	5.16
24/02/2008 18:45	03:50:00	33.2	14738.7	5.19
18/06/2008 18:35	15:05:00	109.0	17380.9	1.38
11/11/2008 23:30	05:20:00	56.0	4374.3	1.08
20/11/2008 14:25	06:10:00	53.6	10172.2	2.82
15/12/2008 11:35	05:50:00	36.5	9736.3	2.65
06/02/2009 20:30	06:05:00	43.5	8785.7	1.67
06/03/2009 03:30	07:40:00	80.0	24319.8	3.66
14/03/2009 09:30	04:45:00	59.6	23324.7	4.04

02/07/2009 18:20	11:25:00	166.5	40442.4	4.50
27/09/2009 21:40	11:00:00	61.7	11798.7	1.77
07/10/2009 20:35	16:50:00	129.8	73549.0	4.94
17/11/2009 10:00	09:20:00	58.5	7806.9	1.19
20/11/2009 08:55	08:45:00	45.9	11528.1	2.03
01/12/2009 02:00	14:30:00	135.9	30750.3	2.31
31/01/2010 03:25	05:50:00	30.4	6354.4	1.07
05/03/2010 08:40	10:25:00	30.8	38189.7	4.02
19/03/2010 01:55	11:20:00	87.6	37755.9	3.94
23/04/2010 04:45	08:20:00	59.0	12547.4	2.24
29/04/2010 16:55	08:40:00	105.1	44228.6	3.99
13/09/2010 12:40	07:45:00	55.3	12658.5	2.32
13/09/2010 20:25	04:25:00	33.6	9540.9	3.14
18/09/2010 05:35	08:55:00	37.0	6786.9	1.15
03/10/2010 12:25	04:50:00	35.5	10115.4	2.90
12/10/2010 08:15	06:15:00	214.1	85801.8	3.86
15/11/2010 10:45	03:35:00	19.4	3981.3	1.53
16/12/2010 04:00	04:35:00	34.4	5049.0	1.37
05/01/2011 09:00	12:35:00	57.2	14614.5	2.70
20/01/2011 21:55	11:15:00	53.0	12512.4	1.08
21/01/2011 15:10	02:25:00	42.2	12988.8	4.77
22/01/2011 18:55	06:55:00	68.9	29297.7	5.65
07/02/2011 15:30	07:35:00	51.1	18070.5	5.19
25/04/2011 04:20	07:30:00	108.7	11735.4	4.02
28/05/2011 03:05	08:25:00	42.7	9332.7	1.29
14/06/2011 12:50	04:25:00	21.0	4753.9	1.68
06/07/2011 23:25	19:45:00	118.4	30114.5	4.98
01/11/2011 19:30	17:25:00	138.2	41185.5	1.86
21/12/2011 14:30	05:50:00	66.7	18139.4	2.63
22/12/2011 00:30	13:00:00	94.2	42036.3	2.63
26/04/2012 00:20	18:50:00	123.4	36104.9	2.38
28/04/2012 15:30	14:00:00	189.9	80421.0	6.18
03/07/2012 06:15	06:45:00	76.9	10227.6	2.45
06/12/2012 22:50	07:45:00	24.2	6303.9	1.40
25/12/2012 14:10	06:30:00	81.1	19832.7	3.58
08/02/2014 08:40	14:25:00	79.0	20800.2	1.48
09/02/2014 19:50	11:55:00	111.3	40379.1	4.80
29/11/2014 06:45	10:30:00	83.4	22493.1	2.68
23/12/2014 17:30	08:20:00	79.7	25542.0	2.59
15/03/2015 02:40	08:20:00	46.2	8782.2	2.64

Tareta				
Début	Durée (hh:mm)	Pluie cumulée (mm)	Volume de ruissellement observé (m3)	Débit de pointe observé (m3/s)
02/04/2004 21:20	08:05:00	66.3	8000.4	1.37
21/04/2004 21:55	08:55:00	89.3	9329.9	1.82
31/10/2004 23:05	13:45:00	235.9	65899.2	4.03
11/01/2005 15:40	05:10:00	67.5	5445.9	1.03
20/02/2005 13:40	12:05:00	99.1	28755.0	2.44
23/02/2005 09:25	04:55:00	70.0	15935.4	4.75
07/12/2005 00:35	05:45:00	54.1	4873.4	1.04
20/02/2006 16:35	06:50:00	51.6	7021.5	1.05
21/04/2006 09:15	08:45:00	92.1	10656.8	3.69
22/04/2006 22:00	09:15:00	181.4	81149.1	9.77
24/04/2006 06:15	05:45:00	60.6	15351.3	3.99
25/04/2006 16:15	08:35:00	63.1	7799.4	1.67
24/05/2006 17:30	14:35:00	96.2	17903.3	1.88
09/11/2006 22:50	04:30:00	60.9	7558.2	1.73
30/11/2006 00:15	04:25:00	76.6	9722.1	3.39
01/12/2006 14:30	07:45:00	69.5	21449.3	3.89
07/02/2007 06:00	04:50:00	117.2	14892.3	4.77
10/02/2007 19:35	06:00:00	123.5	13752.9	7.81
14/04/2007 13:05	17:15:00	115.3	9370.0	1.08
03/05/2007 03:05	07:10:00	76.1	8151.9	1.81
09/10/2007 23:05	09:10:00	104.5	16739.1	2.45
15/10/2007 00:20	15:00:00	105.7	37531.1	5.10
15/10/2007 15:30	08:00:00	66.6	12760.5	3.75
13/11/2007 14:55	11:05:00	130.4	21840.7	5.22
14/11/2007 02:15	04:05:00	52.7	14680.2	5.58
22/11/2007 09:00	04:55:00	68.7	13859.7	3.71
03/12/2007 06:00	07:00:00	91.5	20479.5	3.66
03/12/2007 14:55	08:25:00	64.8	11460.8	1.82
22/12/2007 22:35	12:05:00	71.9	19516.5	4.25
24/12/2007 13:50	14:30:00	119.8	35110.2	3.90
24/02/2008 18:45	03:55:00	35.4	19394.4	9.49
18/06/2008 19:30	10:40:00	156.2	29181.6	3.23
11/07/2008 13:35	06:00:00	109.5	12131.4	2.49
06/09/2008 17:25	05:55:00	34.0	2962.1	1.05
26/11/2008 15:20	04:50:00	68.6	9300.2	2.82
02/01/2009 22:05	05:40:00	68.1	19559.7	6.68
04/02/2009 22:15	06:10:00	41.3	4584.4	1.44
10/02/2009 01:35	04:20:00	59.2	4533.1	1.25
22/02/2009 10:00	04:00:00	57.6	13650.4	3.97
06/03/2009 06:20	05:00:00	47.0	7427.2	2.42
09/03/2009 00:15	07:25:00	94.8	20637.5	4.60
10/03/2009 04:55	03:50:00	46.0	12416.7	4.00
14/03/2009 08:40	08:35:00	60.2	18705.0	4.69
01/12/2009 02:05	14:20:00	149.7	18575.6	1.55
07/01/2010 07:45	14:00:00	124.5	27343.0	5.82

08/01/2010 04:55	06:20:00	62.5	15726.9	3.78
13/09/2010 20:35	04:15:00	24.4	5039.6	1.75
12/10/2010 16:10	05:40:00	40.6	15099.9	3.64
08/06/2011 21:20	05:50:00	45.4	6290.3	1.62
07/07/2011 02:00	07:35:00	65.0	13566.1	5.00
31/10/2011 18:30	06:35:00	109.0	15896.1	1.88
05/03/2012 15:05	04:20:00	66.0	6344.0	2.39
10/03/2012 18:35	09:05:00	124.7	19554.0	2.06
13/03/2012 04:05	05:45:00	56.8	8289.6	1.86
25/04/2012 23:25	19:50:00	141.8	24107.7	1.48
28/04/2012 15:55	09:35:00	206.7	33545.7	4.53
29/04/2012 13:55	16:35:00	173.8	39421.2	2.71
29/04/2013 01:30	07:45:00	53.3	6844.2	2.29
03/05/2013 19:45	06:35:00	128.0	22388.7	3.95
25/10/2013 17:50	17:45:00	166.2	46355.1	5.51
25/11/2013 03:10	09:15:00	104.9	12552.0	2.04
04/12/2013 16:05	06:20:00	136.0	48774.0	8.83
16/12/2013 22:50	06:50:00	64.5	9729.6	1.56
28/12/2013 06:00	09:10:00	74.5	13592.4	3.15
22/01/2014 21:10	04:40:00	68.6	10167.9	3.92
24/01/2014 15:35	02:40:00	32.4	5405.1	3.21
07/02/2014 11:40	03:25:00	25.5	4524.3	2.63
09/02/2014 19:25	04:10:00	58.2	15096.3	5.19
09/02/2014 23:35	07:20:00	49.6	17886.8	5.25
11/02/2014 03:20	01:55:00	20.2	3675.0	2.14
11/02/2014 05:15	04:25:00	21.8	5007.0	2.65
12/02/2014 17:50	04:45:00	31.1	7186.2	2.88
14/03/2014 17:20	16:45:00	311.1	86423.4	4.86
19/11/2014 13:15	09:20:00	132.8	24972.9	5.80
29/11/2014 06:35	05:50:00	52.6	7218.1	1.48
12/12/2014 07:25	05:05:00	79.0	5685.0	1.50
16/12/2014 00:00	03:55:00	37.6	4052.4	2.17
23/12/2014 15:10	10:25:00	67.9	13390.5	2.11
28/04/2016 14:25	03:05:00	32.0	6132.9	2.69
11/05/2016 16:25	10:05:00	56.4	40058.1	8.10
15/05/2016 13:15	06:30:00	52.4	18903.0	3.68
03/06/2016 21:30	04:05:00	42.7	14494.2	7.13
14/06/2016 00:55	03:45:00	39.1	30980.4	16.30
05/07/2016 14:55	09:05:00	89.2	27226.8	5.23
01/12/2016 21:25	05:00:00	40.0	6881.4	2.59
16/12/2016 17:45	05:00:00	36.4	4854.3	1.84
18/01/2017 13:50	07:30:00	78.5	19616.7	4.08
07/05/2018 21:50	13:00:00	66.1	35124.9	5.55
15/05/2018 03:00	07:35:00	49.1	23532.0	4.09
14/08/2018 13:00	05:05:00	78.3	20715.3	5.11
02/09/2018 12:25	08:00:00	57.2	24667.2	2.79

06/01/2019 06:50	06:40:00	56.3	26585.7	6.71
27/01/2019 14:15	09:25:00	81.9	31399.8	4.59
16/02/2019 17:45	07:25:00	54.9	26795.1	4.84
17/02/2019 02:00	10:10:00	60.4	30910.8	3.31
20/03/2019 22:45	05:40:00	62.8	26419.5	12.50
24/04/2019 22:20	12:50:00	106.9	36714.3	4.12
28/04/2019 03:00	11:05:00	67.4	28082.4	3.69
28/04/2019 18:55	10:35:00	86.4	43401.0	4.34
25/05/2019 21:10	17:10:00	195.1	95481.6	7.44
21/10/2019 14:40	05:45:00	66.2	13504.5	3.60
15/12/2019 11:35	13:50:00	119.4	34302.0	2.47
27/12/2019 03:20	06:10:00	52.3	21800.4	3.99
31/01/2020 03:35	04:35:00	48.9	26634.3	10.10
01/02/2020 17:05	10:05:00	93.6	30225.0	4.24
19/02/2020 00:10	04:30:00	77.7	28931.4	8.28
29/02/2020 11:05	09:20:00	246.4	145225.8	12.80
21/08/2020 12:30	09:50:00	51.6	16221.9	1.44
07/12/2020 13:15	05:20:00	61.7	13939.2	2.92
08/12/2020 02:35	05:50:00	41.8	18280.2	4.55
11/03/2021 09:10	05:25:00	56.1	9359.7	1.87
04/04/2021 04:35	05:45:00	113.6	27184.2	6.10

Vaïami				
Début	Durée	Pluie cumulée	Volume de ruissellement	Débit de pointe
	(hh:mm)	(mm)	observé (m3)	observé (m3/s)
31/01/1990 09:40	03:50:00	28.2	5507.9	2.32
01/02/1990 09:15	05:25:00	41.2	16301.9	4.44
02/02/1990 21:40	04:50:00	28.7	6332.6	1.64
03/02/1990 02:50	08:45:00	77.7	49889.7	13.60
18/02/1990 18:25	04:40:00	36.8	13258.4	5.40
19/02/1990 23:40	04:00:00	23.6	7943.5	2.78
20/02/1990 03:40	03:20:00	22.0	8441.3	3.77
15/03/1990 12:30	03:10:00	32.0	4984.6	2.48
26/03/1990 11:45	08:35:00	41.0	27882.5	5.22
09/11/1990 12:35	07:25:00	74.8	10703.2	1.62
30/12/1990 15:25	03:45:00	30.0	3710.0	1.62
09/01/1991 15:30	06:55:00	53.2	16805.2	5.63
11/01/1991 20:20	10:15:00	133.7	76701.4	10.10
10/02/1991 12:00	03:25:00	38.5	4244.0	1.99
11/02/1991 11:15	04:55:00	37.3	4168.2	1.17
22/02/1991 13:40	04:35:00	43.9	8056.4	2.61
20/04/1991 21:10	10:00:00	67.6	18647.4	2.65
10/12/1991 18:25	10:05:00	60.3	13954.6	1.59
11/12/1991 23:25	06:50:00	80.1	19380.3	7.50
19/01/1992 11:55	06:30:00	43.1	8366.2	1.31
08/03/1992 08:45	08:10:00	96.1	33808.8	10.20
01/05/1992 13:45	03:45:00	62.0	6004.9	2.01
01/01/1993 07:25	06:00:00	40.0	5220.8	1.38
08/02/1993 00:00	06:20:00	51.4	12161.5	1.62

09/01/1993 11:25	05:50:00	49.6	13219.4	4.00
11/01/1993 21:35	04:40:00	21.0	4650.8	1.94
12/01/1993 04:05	05:20:00	25.8	8272.2	2.73
12/01/1993 09:45	03:55:00	19.5	3819.0	1.57
12/01/1993 16:50	02:50:00	14.5	4641.6	2.21
13/01/1993 20:00	04:30:00	14.0	4111.8	1.49
30/01/1993 17:30	05:15:00	25.3	4182.2	1.13
31/01/1993 15:55	04:55:00	27.5	5974.2	1.73
02/02/1993 21:20	06:05:00	38.9	15729.5	4.96
03/02/1993 03:25	05:30:00	16.6	8763.2	3.26
10/02/1993 04:45	04:20:00	26.5	9836.4	1.90
16/02/1993 00:00	06:25:00	25.5	7009.9	1.91
17/02/1993 06:25	04:55:00	47.0	33833.8	11.80
17/02/1993 11:55	02:35:00	26.3	41225.1	35.80

Vaipahi				
Début	Durée	Pluie cumulée	Volume de ruissellement	Débit de pointe
	(hh:mm)	(mm)	observé (m3)	observé (m3/s)
21/10/2006 15:05	16:10:00	126.5	25140.0	2.10
15/11/2006 09:05	10:20:00	87.7	18950.0	3.26
14/12/2006 14:30	03:40:00	41.9	5963.7	2.65
17/12/2006 10:25	04:05:00	33.1	3212.2	2.25
20/12/2006 11:25	05:30:00	69.3	7258.6	2.18
19/01/2007 06:15	10:00:00	81.7	10698.3	2.40
14/03/2007 17:40	11:15:00	103.5	9937.0	1.45
24/03/2007 16:20	09:55:00	65.7	6367.7	2.13
18/08/2007 00:35	11:05:00	94.0	10526.7	2.03
14/10/2007 21:50	23:35:00	286.0	61877.3	3.37
23/11/2007 18:40	05:05:00	39.5	4594.3	1.53
30/11/2007 13:40	04:35:00	47.6	6095.5	2.16
05/12/2007 03:15	06:00:00	64.0	10991.2	5.69
06/12/2007 00:20	11:35:00	46.8	6969.0	1.52
16/01/2008 22:45	08:30:00	43.3	5696.8	2.21
09/12/2008 16:00	06:20:00	114.0	6957.6	1.44
25/09/2009 02:15	08:40:00	158.4	18668.6	3.66
26/04/2012 08:05	08:50:00	101.1	8055.9	1.76
27/04/2012 22:10	09:30:00	114.1	11349.3	1.89
09/12/2012 00:10	09:40:00	86.3	12596.2	2.10
18/12/2012 11:05	10:10:00	138.1	15393.1	2.17
12/01/2013 10:25	05:15:00	44.4	3869.0	1.43
15/01/2013 14:40	05:25:00	42.8	6336.2	2.56
01/03/2013 11:05	04:10:00	55.4	5280.1	2.23
18/01/2015 12:50	10:05:00	102.2	13896.1	1.42
11/12/2015 14:25	04:45:00	59.9	9342.4	3.08
18/12/2015 02:15	07:15:00	69.1	9884.1	1.70
01/05/2016 13:50	07:25:00	97.6	17930.9	4.30
24/08/2016 15:15	10:35:00	97.3	13425.5	1.57
03/03/2017 16:00	04:10:00	51.0	7090.9	1.54

18/03/2017 07:50	06:30:00	58.8	7259.7	1.57
28/08/2017 16:50	06:25:00	34.1	9785.4	1.53
04/01/2018 17:40	05:35:00	52.1	9992.8	2.59
28/01/2018 12:55	08:35:00	66.7	11448.2	2.01
06/12/2020 04:20	05:30:00	91.8	7462.2	1.56

Vaitehoro				
Début	Durée (hh:mm)	Pluie cumulée (mm)	Volume de ruissellement observé (m3)	Débit de pointe observé (m3/s)
10/10/2003 03:30	19:15:00	103.2	45052.8	2.43
07/11/2003 05:10	04:40:00	35.7	17816.1	5.00
07/11/2003 11:40	07:35:00	59.4	36297.0	4.77
17/11/2003 12:00	07:40:00	61.8	34450.2	4.00
20/01/2004 13:05	06:45:00	42.5	11772.9	2.80
19/02/2004 07:40	05:00:00	52.8	24129.0	4.12
15/03/2004 20:55	07:10:00	53.8	28352.4	3.59
02/04/2004 20:20	08:25:00	42.5	25875.9	3.56
11/04/2004 20:50	08:05:00	62.3	47269.2	8.98
02/05/2004 11:40	07:55:00	10.5	24053.7	3.07
26/06/2004 15:05	19:05:00	41.2	54489.6	6.52
06/07/2004 15:15	09:20:00	34.0	21038.4	1.73
30/11/2004 12:55	06:40:00	95.4	40006.2	6.83
04/12/2004 23:05	12:50:00	153.9	125215.5	22.90
06/12/2004 10:55	04:20:00	75.5	59061.6	16.60
11/01/2005 16:00	05:50:00	50.8	23145.9	5.53
03/02/2005 11:25	23:15:00	111.8	93777.3	5.67
05/02/2005 15:40	15:00:00	61.3	61518.9	6.86
23/02/2005 13:30	08:50:00	45.1	29057.6	3.36
12/03/2005 09:15	05:10:00	61.3	44545.8	14.70
30/03/2005 06:25	06:50:00	45.4	28541.1	7.33
09/04/2005 19:20	13:35:00	46.0	41472.9	3.77
01/08/2005 06:40	14:45:00	99.5	41456.7	4.09
17/10/2005 09:05	07:15:00	50.2	13828.2	2.66
15/11/2005 14:15	11:00:00	81.6	55701.6	5.40
14/01/2006 23:25	05:05:00	37.3	22974.0	5.02
15/01/2006 15:25	04:10:00	61.5	35084.4	12.50
13/02/2006 13:15	04:00:00	32.3	17407.2	5.93
01/04/2006 02:00	10:05:00	39.2	13436.7	2.01
21/04/2006 04:35	19:35:00	110.5	64736.1	4.47
21/05/2006 22:55	13:05:00	161.8	148713.3	27.70
13/07/2006 13:45	13:05:00	75.7	65427.3	4.17
30/07/2006 11:15	21:10:00	90.2	72839.7	6.28
23/10/2006 04:20	16:40:00	154.8	142258.9	6.01
28/10/2006 06:00	12:05:00	53.8	44167.8	3.01
21/11/2006 06:45	07:45:00	44.7	38966.1	5.92
22/12/2006 15:15	04:50:00	42.6	40023.6	7.76
06/01/2007 06:00	11:10:00	67.1	48120.0	6.60

07/01/2007 12:20	08:35:00	45.1	31850.4	4.12
10/01/2007 07:50	08:10:00	54.8	23775.7	4.33
11/01/2007 22:10	12:30:00	77.9	62323.2	8.65
13/01/2007 17:40	06:25:00	40.2	32122.8	6.49
14/01/2007 06:50	04:30:00	37.0	23321.4	6.73
17/01/2007 21:35	09:00:00	65.9	61829.7	6.40
24/01/2007 12:10	17:45:00	99.2	69485.7	6.20
25/01/2007 08:55	21:25:00	142.0	216614.7	11.10
07/02/2007 05:55	10:00:00	48.2	82894.2	6.62
13/02/2007 15:00	04:30:00	68.4	63917.1	12.10
17/02/2007 10:45	05:45:00	40.0	55658.3	7.65
14/03/2007 21:35	08:20:00	70.7	115422.0	14.30
17/03/2007 09:55	07:45:00	47.1	79481.7	10.80
28/03/2007 07:15	05:20:00	40.3	49764.0	13.70
30/03/2007 01:35	05:30:00	40.0	42068.4	6.38
16/04/2007 11:00	06:20:00	121.7	115880.4	22.80
16/09/2007 19:40	12:00:00	62.9	52194.6	5.00
02/10/2007 01:35	11:35:00	62.8	31206.6	3.12
12/10/2007 02:20	11:55:00	53.1	31318.8	4.52
14/10/2007 21:50	00:25:00	164.7	184692.9	13.20
06/11/2007 12:50	06:05:00	54.6	15185.7	2.57
13/11/2007 16:20	11:50:00	79.9	85326.0	10.90
04/12/2007 16:55	06:55:00	37.7	25095.9	4.28
13/12/2007 11:20	06:45:00	46.6	37300.2	10.60
22/12/2007 23:15	11:55:00	64.7	49831.8	7.56
24/12/2007 08:15	10:35:00	113.8	118742.4	11.40
24/12/2007 21:30	10:25:00	55.2	49143.0	8.38
25/12/2007 18:40	11:00:00	73.7	83050.6	7.33
07/01/2008 15:20	05:40:00	41.1	24423.7	4.86
24/02/2008 15:05	06:20:00	44.5	60033.0	14.60
03/03/2008 22:45	07:10:00	46.3	59757.3	6.80
18/06/2008 17:45	23:20:00	113.1	184934.6	11.70
11/07/2008 01:20	12:20:00	58.3	28800.0	2.20
11/07/2008 13:55	15:50:00	53.0	50278.2	5.89
27/11/2008 05:10	05:55:00	37.6	49416.4	7.67
29/11/2008 15:30	09:40:00	36.8	28988.4	8.04
05/12/2008 12:15	04:20:00	59.7	53127.3	24.80
15/01/2009 12:45	09:45:00	94.2	153093.8	13.30
16/01/2009 23:00	05:05:00	35.8	49442.7	9.33
06/03/2009 05:35	07:10:00	63.2	102130.0	17.40
10/03/2009 13:05	08:25:00	39.4	70265.7	13.20
01/12/2009 04:35	12:15:00	153.8	166918.2	11.50
25/12/2009 06:15	07:05:00	63.0	40397.1	6.36
02/01/2010 16:05	08:00:00	61.3	62142.0	12.90
03/01/2010 11:15	05:50:00	47.6	59688.6	16.80
03/01/2010 18:00	09:10:00	51.4	19239.0	1.53
05/01/2010 00:40	04:20:00	35.8	22670.4	6.31

07/01/2010 05:05	13:55:00	41.4	25270.2	1.55
08/01/2010 04:40	06:15:00	93.9	98266.8	19.30
16/01/2010 11:05	07:50:00	54.6	56291.1	5.06
19/01/2010 15:20	09:25:00	34.1	30066.3	5.49
23/01/2010 10:50	06:50:00	51.7	70810.5	12.80
03/02/2010 02:15	12:50:00	55.4	121997.7	17.30
28/02/2010 11:10	10:45:00	71.7	142432.8	27.80
01/03/2010 19:30	05:15:00	50.9	92521.2	15.10
04/03/2010 10:05	20:40:00	80.0	95773.8	6.75
29/04/2010 21:20	06:45:00	47.9	97449.0	17.20
12/05/2010 04:40	08:15:00	42.2	59256.0	8.10
20/06/2010 05:35	09:45:00	80.4	97843.5	14.30
27/06/2010 09:05	18:45:00	57.9	84522.8	4.53
11/09/2010 15:15	17:25:00	170.1	399360.3	7.97
13/09/2010 12:40	11:30:00	71.4	64752.0	6.83
03/10/2010 03:50	14:10:00	93.1	243762.0	16.70
12/10/2010 11:05	08:35:00	44.7	48939.9	6.32
17/01/2011 18:40	07:05:00	49.3	24545.1	2.57
20/01/2011 22:05	10:15:00	127.0	206054.1	21.40
21/01/2011 15:40	07:00:00	80.6	113798.1	15.50
22/01/2011 22:00	05:05:00	30.6	43570.8	10.70
06/02/2011 11:35	20:05:00	48.1	32918.4	4.13
07/02/2011 12:25	17:40:00	82.6	113215.5	9.93
09/02/2011 03:55	08:20:00	44.9	52434.9	18.40
18/03/2011 15:25	05:15:00	52.5	85196.1	18.90
25/04/2011 04:00	05:45:00	51.6	42860.7	5.25
04/05/2011 12:40	05:55:00	52.5	73356.0	14.30
04/05/2011 23:00	15:25:00	174.2	350146.3	13.60
05/05/2011 16:10	05:40:00	51.9	81228.0	12.60
22/05/2011 18:35	12:35:00	69.2	68817.6	8.13
25/05/2011 16:20	09:20:00	27.6	17386.2	3.49
26/05/2011 01:40	04:20:00	11.9	12759.9	4.82
14/06/2011 12:45	11:25:00	38.8	19668.9	3.98
05/07/2011 19:30	12:20:00	57.2	79057.5	7.46
14/10/2011 06:50	11:50:00	54.3	24417.6	3.68
01/11/2011 21:05	13:15:00	65.2	162620.7	10.50
23/11/2011 01:35	10:10:00	36.7	38217.3	4.00
24/11/2011 17:55	10:25:00	50.7	146936.7	11.20
21/12/2011 06:50	12:20:00	74.0	65126.4	4.53
22/12/2011 03:10	13:25:00	32.7	33550.3	6.76
30/12/2011 20:20	18:05:00	56.8	12169.5	1.79
08/01/2012 09:40	10:40:00	167.8	131192.1	8.48
16/02/2012 15:45	09:35:00	46.6	34902.9	10.30
07/03/2012 14:45	06:20:00	32.1	39764.8	9.86
08/03/2012 13:10	04:05:00	22.2	37303.5	9.22
10/03/2012 19:30	07:25:00	60.0	124756.8	15.20
03/04/2012 08:35	04:40:00	18.8	15063.0	4.71
26/04/2012 07:00	12:15:00	41.9	37905.0	6.09

27/04/2012 23:30	09:40:00	84.2	183660.6	22.70
28/04/2012 18:00	06:25:00	43.4	90777.0	14.80
29/04/2012 14:20	09:15:00	72.7	140627.7	16.50
27/05/2012 00:15	06:40:00	42.2	51226.2	11.30
21/06/2012 09:30	05:45:00	51.4	44950.2	8.94
01/07/2012 18:55	04:30:00	43.4	14300.7	3.10
06/12/2012 18:25	09:10:00	40.1	47862.0	8.10
17/12/2012 02:10	18:05:00	69.1	69850.5	3.35
18/12/2012 09:15	14:10:00	90.8	142477.2	11.60
25/12/2012 15:15	05:20:00	42.4	58514.4	12.20
05/01/2013 04:35	20:25:00	75.6	78456.6	4.25
17/01/2013 21:00	06:20:00	34.1	77268.0	10.20
19/01/2013 18:05	10:05:00	49.6	65665.2	6.01
20/01/2013 07:35	12:30:00	68.5	122199.0	10.10
25/01/2013 09:45	12:15:00	34.1	75096.9	7.15
25/01/2013 23:55	12:00:00	29.6	95697.0	8.50
21/02/2013 13:00	12:40:00	70.9	164059.2	11.60
04/03/2013 08:50	08:50:00	55.0	139671.0	16.50
18/03/2013 19:45	07:50:00	41.0	75176.4	9.88
25/03/2013 22:20	10:00:00	51.2	47027.4	6.70
09/04/2013 12:00	12:50:00	57.5	42342.0	3.89
05/05/2013 20:10	16:20:00	84.6	109871.7	4.47
06/05/2013 18:40	11:15:00	76.3	168694.8	13.60
16/10/2013 10:35	05:05:00	49.2	37818.9	7.47
20/10/2013 10:00	07:05:00	46.6	28936.5	3.76
25/10/2013 16:50	11:50:00	77.8	74118.0	8.11
07/01/2014 10:20	08:15:00	53.0	42904.2	6.80
28/01/2014 14:15	04:30:00	49.1	53946.3	15.90
06/02/2014 02:30	04:15:00	17.0	6253.5	1.59
08/02/2014 17:25	13:20:00	87.6	232475.5	14.00
09/02/2014 19:35	17:05:00	82.7	98286.0	18.90
10/02/2014 13:55	20:40:00	98.5	153026.1	11.30
11/02/2014 13:45	17:35:00	75.6	115389.0	9.72
21/02/2014 01:05	20:40:00	70.5	80873.4	7.08
28/02/2014 09:05	11:15:00	51.5	48140.5	9.94
14/03/2014 17:35	19:00:00	314.7	668543.3	21.70
09/09/2014 11:05	08:45:00	69.2	96365.4	9.27
14/09/2014 17:45	07:50:00	68.0	103290.3	9.80
19/11/2014 13:10	10:40:00	118.6	170894.4	22.70
12/12/2014 08:10	05:30:00	47.1	48472.8	15.80
23/12/2014 14:40	12:30:00	37.1	132239.4	9.35
16/01/2015 11:55	06:35:00	25.6	87377.6	12.30
18/01/2015 13:40	07:55:00	39.1	103209.0	14.60
11/02/2015 16:30	04:45:00	41.3	59521.5	22.80
04/03/2015 07:40	08:30:00	24.5	57732.3	12.30
18/03/2015 19:00	00:40:00	75.1	168503.3	6.25
30/05/2015 22:10	11:55:00	76.0	281570.7	19.90

Punaruu				
Début	Durée	Pluie cumulée	Volume de ruissellement	Débit de pointe
	(hh:mm)	(mm)	observé (m3)	observé (m3/s)
09/12/1991 16:45	17:45:00	460.2	12623144.6	257.00
17/01/1992 05:50	22:30:00	91.9	1582503.0	38.70
01/03/1992 13:50	18:50:00	73.3	934125.0	36.30
08/03/1992 00:45	07:10:00	125.7	1670898.0	47.40
17/12/1992 14:35	14:45:00	43.3	625730.4	54.60
02/02/1993 16:35	02:35:00	93.4	1131524.0	60.50
09/02/1993 11:35	06:40:00	128.0	2289894.0	64.00
16/02/1993 23:40	00:00:00	118.9	1378305.0	81.30
25/06/1993 12:20	02:50:00	71.4	2899167.0	37.10
08/01/1994 03:55	21:30:00	84.0	886644.0	31.60
06/03/1994 13:10	23:40:00	132.6	906178.1	37.90
09/05/1994 11:45	01:15:00	181.9	2899971.0	103.00
27/12/1994 23:10	16:50:00	188.8	3492732.0	46.70
02/01/1995 21:10	20:50:00	360.5	8756253.0	178.00
05/01/1995 22:00	19:05:00	61.7	503700.0	39.90
15/01/1995 13:55	01:05:00	93.8	1337565.0	136.00
07/02/1995 06:05	18:25:00	216.2	2890776.0	70.60
11/05/1995 19:25	15:40:00	32.1	700227.7	70.60
07/12/1995 13:40	15:20:00	173.2	2876916.0	59.20
10/12/1995 12:45	01:00:00	90.1	764550.0	42.40
17/12/1995 21:55	03:20:00	73.6	1149849.0	61.30
26/12/1995 20:25	14:30:00	156.3	1651557.0	45.50
16/02/1996 09:10	17:55:00	233.0	3129414.0	62.20
09/03/1996 11:45	15:25:00	41.3	302053.9	37.30
03/03/2000 12:00	13:50:00	196.0	2493438.0	75.50
21/02/2001 07:30	12:05:00	66.9	602949.8	69.20
12/04/2001 02:00	02:10:00	88.9	778095.0	72.40
13/04/2001 13:25	18:55:00	92.4	710970.0	66.30
02/05/2001 09:30	01:35:00	117.1	1340553.0	87.30
12/12/2001 18:40	23:05:00	399.7	7438242.0	110.00
24/12/2001 10:55	17:55:00	103.7	901680.0	85.30
09/02/2002 12:20	15:55:00	162.8	1515012.0	56.20
25/01/2003 11:35	17:30:00	29.9	643701.0	42.00
14/02/2003 08:40	16:45:00	96.0	1084471.1	32.50
20/03/2003 13:30	15:55:00	61.7	276679.6	34.70
03/04/2003 22:40	23:10:00	62.2	525856.3	31.80
01/03/2004 16:10	15:40:00	207.2	3975738.0	73.40
25/03/2004 12:35	17:30:00	52.8	900618.0	35.20
02/04/2004 11:30	03:35:00	80.9	1127793.0	52.40
25/04/2004 16:50	19:30:00	54.1	963749.0	61.60
29/12/2004 16:55	20:30:00	50.2	652689.0	31.50
15/12/2005 18:25	15:00:00	81.5	418276.8	36.10
28/01/2006 06:30	07:15:00	97.3	699099.0	30.70

22/04/2006 05:15	09:05:00	171.9	2330349.0	104.00
30/07/2006 19:05	00:55:00	254.8	3587256.0	33.90
27/10/2006 17:25	08:50:00	79.3	834174.0	43.20
03/12/2006 08:15	16:45:00	143.7	904599.0	46.40
06/01/2007 11:30	15:50:00	28.2	274512.0	42.90
12/01/2007 11:25	13:00:00	818.7	22386817.5	355.00
24/01/2007 12:40	03:15:00	188.2	3817350.0	168.00
07/02/2007 04:05	20:00:00	90.0	791484.0	73.70
29/03/2007 23:40	16:30:00	66.8	684168.0	52.40
14/10/2007 21:50	15:05:00	132.0	1719456.0	149.00
13/11/2007 11:00	08:05:00	78.5	1048821.0	47.50
21/11/2007 17:05	04:30:00	107.3	731673.0	50.00
02/12/2007 04:10	04:00:00	218.3	3083862.0	76.80
04/12/2007 16:00	16:45:00	35.6	237090.0	58.90
26/12/2007 10:15	16:25:00	18.3	354146.9	49.20
19/01/2008 14:30	08:45:00	18.6	238259.7	65.20
04/12/2008 12:20	15:20:00	46.5	313656.0	37.80
06/02/2009 19:50	16:45:00	44.4	321807.0	34.00
12/03/2009 22:15	18:20:00	25.6	382320.0	56.60
13/03/2009 16:35	13:45:00	21.9	384706.7	74.40
15/03/2009 13:40	10:40:00	28.9	189165.0	42.00
27/09/2009 12:40	08:50:00	130.5	1330875.0	45.00
21/11/2009 08:40	19:25:00	93.0	413475.0	36.70
22/11/2009 04:05	03:30:00	57.5	400413.0	20.30
07/01/2010 09:30	18:00:00	211.6	2873661.0	121.00
28/01/2010 11:45	20:05:00	121.8	1032999.0	45.90
03/02/2010 00:55	04:55:00	160.2	5078304.5	216.00
04/02/2010 09:20	10:05:00	87.1	4109317.4	142.00
28/02/2010 10:05	17:30:00	94.6	467292.0	40.20
04/03/2010 04:00	21:10:00	515.0	10229580.0	233.00
16/11/2010 00:45	13:10:00	54.7	389448.0	59.00
01/11/2011 18:35	01:25:00	130.2	1320150.1	33.10
06/01/2012 13:05	23:50:00	363.0	6415542.0	77.40
18/01/2012 11:15	15:10:00	33.1	269583.0	33.30
10/02/2012 10:00	12:10:00	112.1	699594.0	37.50
27/04/2012 12:20	20:55:00	140.5	2561859.0	164.00
09/12/2012 12:20	15:40:00	397.7	8460168.2	58.40
16/12/2012 10:30	21:40:00	211.2	3253519.3	60.70
18/12/2012 10:25	20:00:00	117.6	2270080.9	181.00
25/12/2012 20:55	07:25:00	0.3	2773.6	10.60
06/01/2013 16:40	14:15:00	111.2	1381977.0	50.10
30/01/2013 23:50	02:15:00	168.2	4659150.0	153.00
04/02/2013 17:55	21:45:00	78.4	1155198.4	46.70
05/02/2013 15:40	23:00:00	30.4	421740.0	50.30
01/03/2013 13:55	12:55:00	46.2	612621.0	128.00
13/04/2013 23:45	13:55:00	57.6	391164.0	50.30
19/04/2013 21:40	17:25:00	54.9	310017.0	39.50

06/02/2014 06:45	01:45:00	152.2	3041127.0	63.20
05/03/2014 22:35	14:50:00	267.9	6820293.0	101.00
14/03/2014 00:40	11:25:00	443.3	16423379.2	203.00
21/12/2014 07:40	22:35:00	171.9	3364880.9	93.70
23/12/2014 17:25	17:10:00	55.4	555852.0	50.90
17/01/2015 04:30	03:20:00	88.6	1028928.0	51.50
23/01/2015 13:55	00:30:00	112.2	1654971.0	111.00
25/01/2015 06:00	18:25:00	49.8	432630.0	54.00
14/03/2015 20:25	08:20:00	113.2	2943834.6	128.00
27/03/2015 12:25	15:45:00	36.8	405690.0	43.50
15/02/2016 00:10	16:15:00	201.0	4067455.1	80.10
20/02/2016 10:45	10:05:00	95.1	3305622.0	154.00
24/02/2016 09:55	15:45:00	215.9	5256000.0	182.00
28/02/2016 01:50	19:00:00	267.7	11725320.0	111.00

Papeiha				
Début	Durée (hh:mm)	Pluie cumulée (mm)	Volume de ruissellement observé (m3)	Débit de pointe observé (m3/s)
26/05/2004 23:45	18:30:00	89.4	1262118.0	87.50
26/06/2004 13:40	21:40:00	146.1	1947765.0	102.00
15/10/2004 17:30	22:40:00	273.4	5881980.0	70.90
22/10/2004 11:05	08:05:00	567.6	6886500.0	99.90
28/10/2004 04:25	19:35:00	307.9	4669551.0	76.70
08/12/2004 13:45	17:20:00	164.3	3115407.0	172.00
16/12/2004 10:45	12:30:00	109.9	1552061.2	175.00
11/01/2005 08:05	18:55:00	91.1	1299532.8	141.00
25/01/2005 05:50	04:40:00	141.3	2464539.0	73.50
02/02/2005 17:55	23:35:00	565.3	11540701.4	194.00
16/05/2005 07:35	18:35:00	124.6	1047966.3	93.60
03/08/2005 16:00	09:10:00	292.3	5104632.3	84.10
27/09/2005 21:05	22:25:00	669.6	13160608.3	148.00
28/10/2005 15:30	08:15:00	92.3	1713567.5	83.80
09/01/2006 21:55	20:25:00	121.7	1810461.0	80.20
15/01/2006 14:30	09:45:00	44.0	871321.6	142.00
21/01/2006 05:35	05:15:00	99.3	2104696.1	104.00
21/04/2006 08:30	17:05:00	737.9	15946230.6	280.00
25/04/2006 02:55	02:15:00	131.5	1472098.7	97.50
30/04/2006 05:05	05:40:00	166.2	2424498.0	94.30
03/05/2006 13:15	13:25:00	140.7	976899.0	92.90
22/05/2006 17:45	06:20:00	182.8	3968561.8	139.00
24/05/2006 10:55	11:05:00	189.8	3348148.0	107.00
12/06/2006 03:20	01:50:00	108.1	1376304.3	76.90
16/07/2006 23:05	11:15:00	126.4	1889369.8	72.30
30/07/2006 11:10	04:25:00	207.3	2795042.1	96.80
07/09/2006 22:15	07:10:00	606.9	11243901.0	126.00
25/09/2006 23:20	19:05:00	447.3	8314674.0	88.00

22/10/2006 21:45	05:30:00	182.9	3370347.0	90.00
16/11/2006 22:35	01:25:00	144.2	2888973.0	108.00
24/11/2006 10:15	09:55:00	115.6	2154201.2	186.00
10/01/2007 08:30	17:45:00	1211.6	23192910.0	195.00
22/01/2007 11:40	05:40:00	685.8	8685762.0	128.00
02/01/2010 15:10	13:15:00	112.2	1154288.7	185.00
03/01/2010 04:25	04:10:00	233.9	3411212.3	100.00
07/01/2010 22:00	17:20:00	179.3	2290619.6	209.00
10/01/2010 11:25	13:50:00	76.9	877386.3	99.10
18/01/2010 01:05	06:10:00	250.8	3131439.9	77.90
02/02/2010 20:40	11:00:00	522.8	7840643.4	143.00
28/02/2010 09:50	13:20:00	83.6	580765.8	92.60
04/03/2010 07:55	16:05:00	291.1	3887835.8	210.00
29/04/2010 15:25	14:50:00	144.9	1155785.4	112.00
08/02/2011 08:35	13:35:00	166.4	2037905.3	114.00
04/05/2011 22:05	04:35:00	402.3	5576373.0	129.00
08/06/2011 19:20	13:40:00	203.6	4196859.0	156.00
10/03/2012 13:25	00:25:00	229.3	2413020.0	175.00
12/03/2012 07:35	13:10:00	254.5	4827243.0	178.00
19/04/2012 14:10	15:35:00	187.9	2041461.0	89.30
25/04/2012 12:30	01:30:00	624.2	10442583.0	134.00
28/04/2012 16:05	15:25:00	137.5	1862820.0	178.00
13/07/2012 16:55	18:05:00	266.1	3708711.0	163.00
26/09/2012 03:20	02:45:00	183.9	2195037.0	76.80
23/10/2012 03:55	00:50:00	199.5	3542997.0	222.00
24/10/2012 09:55	04:25:00	108.0	2091974.7	93.80
05/11/2012 13:15	16:15:00	42.9	1132980.0	110.00
03/05/2013 14:10	21:40:00	143.3	1743966.0	103.00
05/05/2013 15:50	17:05:00	273.7	6918612.0	207.00
11/06/2013 22:55	05:25:00	154.7	3737826.1	112.00
16/10/2013 07:35	17:20:00	129.6	2201964.0	421.00
22/10/2013 12:00	10:00:00	232.9	3123357.0	169.00
25/10/2013 15:20	21:00:00	189.6	3487188.0	256.00
18/11/2013 10:10	01:10:00	280.0	3255609.0	145.00
04/12/2013 13:35	14:15:00	150.5	731589.0	70.80
05/02/2014 10:20	20:20:00	333.7	8902017.0	259.00
08/02/2014 08:35	02:40:00	718.3	22021474.1	217.00
05/03/2014 12:05	22:40:00	225.9	1851705.0	70.60
14/03/2014 11:15	22:15:00	544.8	10346409.0	222.00
02/04/2014 07:10	14:50:00	50.9	600390.0	97.50
20/04/2014 06:15	10:35:00	75.8	638496.0	120.00
18/11/2014 16:55	16:05:00	76.9	800058.0	102.00
19/11/2014 11:15	14:55:00	297.5	7054989.9	445.00
22/11/2014 08:10	17:45:00	78.3	954345.0	118.00
25/11/2014 08:45	20:10:00	617.1	9110490.0	341.00
23/12/2014 15:45	16:10:00	84.2	1085106.0	140.00
17/01/2015 23:15	11:55:00	69.5	797619.0	116.00

23/01/2015 20:40	14:05:00	69.6	755047.3	169.00
13/02/2015 00:25	16:35:00	42.1	319314.7	76.20
13/02/2015 17:00	02:55:00	36.6	534489.8	82.50
14/03/2015 20:20	21:30:00	136.8	1125390.0	98.50
18/03/2015 11:50	11:00:00	254.6	2567076.0	83.10
25/08/2015 16:30	23:25:00	79.5	1721655.0	117.00
11/09/2015 12:25	14:35:00	310.7	3102858.0	87.90
09/11/2015 17:05	20:55:00	631.6	11389195.0	394.00
28/01/2016 14:50	11:55:00	400.9	6639126.0	233.00
07/02/2016 12:45	17:45:00	141.6	3444987.0	188.00
16/02/2016 08:40	13:40:00	92.7	1060595.5	112.00
20/02/2016 06:50	11:05:00	184.2	2525667.4	229.00
24/02/2016 03:25	18:15:00	480.1	7365561.0	279.00
28/02/2016 01:35	01:20:00	667.4	16099899.0	227.00
06/03/2016 12:10	10:10:00	167.1	4445405.3	419.00