



HAL
open science

Impacts hydro-sédimentaires des feux et de la faune envahissante sur le bassin versant de la Thiem : Touho, Nouvelle-Calédonie

Caroline Marie Clémence Tramier

► **To cite this version:**

Caroline Marie Clémence Tramier. Impacts hydro-sédimentaires des feux et de la faune envahissante sur le bassin versant de la Thiem : Touho, Nouvelle-Calédonie. Hydrologie. Université de la Nouvelle-Calédonie, 2021. Français. NNT : 2021NCAL0011 . tel-03725625

HAL Id: tel-03725625

<https://unc.hal.science/tel-03725625>

Submitted on 18 Jul 2022

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.



UNIVERSITE DE LA NOUVELLE-CALEDONIE

ECOLE DOCTORALE DU PACIFIQUE

Doctorat en hydrologie

Effectué sous contrat CIFRE au sein de la **Province Nord**

Présentée par **Tramier Caroline**

Impacts hydro-sédimentaires des feux et de la faune envahissante dans le bassin versant de la Thiem (Touho, Nouvelle-Calédonie)

Sous la direction de Pierre Genthon, Directeur de Recherche
La co-direction de Pascal Dumas, Maître de Conférences
Et l'encadrement de Jean-Jérôme Cassan, Ingénieur

Soutenue le 23 novembre 2021

Jury

Pierre RIBSTEIN	Professeur d'Hydrologie	Rapporteur
Jean Lambert JOIN	Professeur d'Hydrologie/d'Hydrogéologie	Rapporteur
Morgan MANGEAS	Directeur de Recherche en modélisation	Examineur
Caroline LE BOUTEILLER	Docteur en Hydraulique et transport sédimentaire	Examineur
Geoffroy WOTLING	Docteur en Hydrologie	Examineur
Vincent CHAPLOT	Directeur de Recherche – Sol et érosion	Examineur
Patrick LACHASSAGNE	Directeur de Recherche en Hydrogéologie	Invité

Résumé

En Nouvelle-Calédonie les incendies et les ongulés envahissants (cerfs et cochons) font partie des menaces les plus lourdes pesant sur les écosystèmes forestiers. Au sein de la zone côtière nord-est caractérisée par un climat tropical humide (2400 mm de précipitations par an), la pression du feu entraîne aux basses et moyennes altitudes la contraction progressive des forêts aux talwegs, à l'origine d'un paysage de type mosaïque composé de savanes résistantes aux feux et de forêts.

Cette étude vise à comprendre les impacts de ces deux types de menace sur le régime hydrologique du bassin versant de la Thiem, où une forte diminution des débits d'étiage a été observée durant les dernières décennies. Le ruissellement issu de cinq surfaces de drainage allant de l'échelle de la parcelle (100 m²) à l'échelle du petit bassin versant (3 km²) et l'érosion sur trois d'entre elles ont été mesurés pour quantifier les réponses hydro-sédimentaire de différentes surfaces caractéristiques de la zone d'étude.

Des coefficients d'écoulement et des taux d'érosion pathologiques ont été enregistrés à l'exutoire de la parcelle forestière fortement impactée par les ongulés et du bassin versant de 3.1 km² dont la couverture est à 76 % forestière. Cela s'explique par la fragmentation de la forêt et par la pression des ongulés envahissants qui créent des irrégularités dans les profils de sols le long des chemins d'écoulement, ce qui rompt la continuité des écoulements de subsurface, composants majoritaires du bilan hydrologique de cette zone d'étude caractérisée par des sols fortement anisotropes. L'exfiltration des écoulements de subsurface qui en résulte favorise l'érosion et renforce le ruissellement superficiel, exacerbant les débits de crue. L'eau participant aux crues n'a jamais l'occasion de recharger les ressources profondes alimentant les rivières en saison sèche, ce explique la diminution des débits d'étiage. Une rétroaction positive entre l'érosion et la discontinuité des écoulements de subsurface est mise en évidence. Un régime hydrologique sain ne peut donc être restauré qu'au travers de la mise en place d'actions de gestion concrètes visant à limiter le ruissellement superficiel et l'érosion.

Une attention particulière doit être apportée aux bassins versants de captages d'eau de consommation. Le feu doit y être absolument banni. Des plantations localisées stratégiquement, en particulier au niveau des lisières forestières, ainsi que des actions de régulation des ongulés sont recommandées.

Mots clés : Erosion, régime hydrologique, feu, savane à niaoulis, forêt, cerfs, cochons, ruissellement, écoulements de subsurface, exfiltration, connectivité hydrologique

Impacts of fire and invasive ungulates on the hydrological regimes and erosion in the Thiem watershed (New Caledonia, SW Pacific)

In New Caledonia wildfires and invasive fauna (deer and wild pigs) constitute major threats to forests ecosystems. In the northeast coast characterized by a humid tropical climate (2400 mm y^{-1} of rainfall) wildfire pressure constrains progressively the forest to thalwegs at low altitude, creating a mosaic-like landscape composed of savannas resistant to fire and humid forests.

This study aims at characterizing the impact of the pressures induced by such effects on the hydrological regime of the Thiem watershed, where a reduction of the low flows has been observed for the past few decades. Runoff from five drainage areas ranging from 100 m^2 plots to a 3.1 km^2 watershed and erosion from three of them were studied to quantify the hydrological and sedimentary response of different and characteristic land surfaces.

Pathologically high runoff and erosion were found at the 100 m^2 forest plot highly impacted by ungulates and at the 3.1 km^2 mixed watershed with a 76 % forest cover. We showed that the forest fragmentation as well as the invasion of ungulates create discontinuities in the soil profile along the flow pathways, which disrupt the continuity of subsurface flow, major component of the hydrological regime in the study area characterized by highly anisotropic soils. Subsurface flow exfiltration in critical areas favors erosion and reinforce the surface runoff, which exacerbates the floods. The flooding water never gets the chance to infiltrate and supply the deep-water resources that feed the rivers during the dry season, which explain the low flows decrease in the study area. The topsoil is lost through a positive feedback mechanism which leads to the conclusion that a healthy hydrological regime cannot be regained without an intervention.

Special attention should be given to the watersheds providing drinking water, where wildfires must be completely excluded. Tree plantations located in strategic areas, including the forest edges, as well as ungulates regulation should be implemented.

Keywords : Erosion, hydrological regime, fire, niaouli savanna, tropical forest, invasive ungulates, runoff, subsurface flow, return flow, hydrological connectivity

A mes parents, Denis et France

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier ceux dont l'engagement pour la préservation de l'environnement a permis que ce projet de doctorat puisse se réaliser : Jean-Jérôme Cassan et l'institution de la Province Nord, ainsi que Quentin Delvienne et le projet RESCCUE. Merci à mes encadrants, Pierre Genthon et Pascal Dumas. A Pierre pour m'avoir transmis la passion de l'hydrologie, et à Pascal pour sa patience, son soutien et ses encouragements qui m'ont aidé à faire face aux difficultés rencontrées pendant ces trois années.

Mes pensées s'adressent ensuite aux personnes qui m'ont accompagné au quotidien à Touho. Un grand merci en premier lieu aux membres de l'association Cemi Accut A Mulip, à Amane, David, Jean-Pierre et Gaby, qui ont été présents sur le terrain du début à la fin du projet, par temps ensoleillé comme par temps de cyclone, qui m'ont toujours soutenue et n'ont jamais rechigné aux difficultés du terrain, ainsi qu'à Yaya, qui a largement permis à ce partenariat de se poursuivre grâce à une efficacité administrative remarquable. Merci aux habitants des tribus de Poyes et de Tiwaé, pour m'avoir ouvert la porte de leur maison et de leur culture. Merci particulièrement aux conseils des clans de ces tribus pour leur accompagnement tout le long du projet, ainsi qu'aux planteuses de l'association. Merci à Alex pour le partage de sa connaissance de terrain sur les impacts des cerfs et des cochons.

Merci à l'équipe de la DDEE de Touho, Gilberta, Pierre, Amaury. Merci d'avoir été à mon écoute et de m'avoir soutenue et encouragée à travers les difficultés que j'ai pu rencontrer à Touho. A Gilberta, pour son amour et ses conseils maternels toujours bienveillants. Merci à Amaury pour le partage de sa passion de la biodiversité, pour son calme sempiternel et ses bons conseils pour gérer les problèmes du quotidien. Merci à Pierre pour son écoute face à mes multiples problèmes de bricolage, auxquels il a toujours apporté une solution, et pour le partage de sa connaissance portant sur les ongulés envahissants. Merci également aux membres de l'association Hô-üt, Marie-Renée, Jacob, Glen, Maurice et les autres, pour votre engagement pour l'environnement. Merci à la bande du nakamal de Touho pour votre amitié, pour le partage, et pour les nombreuses parties de pétanque.

Merci à mes colocataires, Pierre à Touho, Rémy et Anne à Nouméa. Merci de m'avoir donné l'impression de vivre au sein d'une vraie famille durant mon parcours en Nouvelle-Calédonie.

Je tiens ensuite à remercier l'IRD de Nouméa pour m'avoir accueillie au sein de ces locaux de l'anse vata durant ma troisième année. Merci à ceux qui m'ont aidé à un moment ou à un autre, que ce soit pour des relectures d'articles ou pour des résolutions d'équations différentielles, durant ma troisième année, je pense notamment à Hugo, à Sebastien, à Alex et à Flora. Merci à John, le meilleur collègue avec qui l'on puisse partager un bureau. Merci à mes amis de l'IRD, à Miss Claire-Daisy Bonneville en premier lieu, pour son amitié à toute épreuve et pour les fous rires garantis en toute circonstances, merci à Cinzia, à Noé, à Léo, à Gaël, à Laure et aux autres, pour avoir été là pour moi, merci pour vos encouragements, merci pour le partage de votre passion, merci d'être ce que vous êtes.

Table des matières

AVANT PROPOS	11
INTRODUCTION	15
1 Contexte géographique et climatique	15
2 Contexte géologique et hydrogéologique	16
3 Régimes hydrologiques et inquiétudes portant sur les ressources en eau	18
4 Un paysage façonné par les feux de brousse	21
5 L'effet du couvert végétal sur les ressources hydrologiques : un premier questionnement	26
6 L'impact des zones dégradées par la faune envahissante sur les ressources en eau : deuxième volet de questionnement	29
1 Matériels et méthodes	32
1.1 Éléments préalables – Instrumentation	32
1.1.1 Pluviométrie	32
1.1.1.1 Pluviomètres des parcelles	33
1.1.1.2 Pluviomètres TIPO et TIOTEI	34
1.1.2 Sondes de hauteur Trueblue	34
1.1.3 Sondes de hauteur OTT	35
1.1.4 Turbidités et matière en suspension (MES)	35
1.1.4.1 Notion de turbidité de l'eau	35
1.1.4.2 Néphélomètres utilisés et gammes de mesure	38
1.1.5 Sondes d'humidité	40
1.2 Parcelles	40
1.2.1 Localisation et description	41
1.2.1.1 Design des parcelles	42
1.2.1.2 Végétation	43
1.2.1.3 Humus et sols	49
1.2.1.4 Topographie des parcelles et de leurs aires contributives	54
1.2.2 Mesures hydro-sédimentaires <i>in situ</i>	57
1.2.2.1 Définition des événements pluvieux	57
1.2.2.2 Ruissellement	58
1.2.2.3 Erosion	62

1.2.3	Estimations <i>in situ</i> de la perméabilité et des propriétés des sols aux alentours des parcelles..	66
1.2.3.1	Méthode du double anneau.....	66
1.2.3.2	Echantillonnage de sol.....	67
1.2.3.3	Mesure de la porosité et de la densité sèche	68
1.2.3.4	Texture des sols.....	69
1.2.4	Modélisation.....	69
1.2.4.1	Schéma présumé du fonctionnement hydrologique de la parcelle SAV et concept du modèle développé.....	70
1.2.4.2	Modélisation de l'écoulement dans le sol.....	71
1.2.4.3	Modélisation de l'écoulement superficiel.....	75
1.2.4.4	Modèle global : assemblage des parties écoulements superficiels et souterrains...	76
1.2.4.5	Confrontation aux données observées : confrontation de deux critères	79
1.3	Bassins versants.....	80
1.3.1	Description	82
1.3.1.1	CAPT.....	82
1.3.1.2	BARR.....	85
1.3.2	Mesures de pluie	87
1.3.2.1	CAPT.....	87
1.3.2.2	BARR	88
1.3.3	Calcul des débits – Tracé des hydrogrammes à partir des limnigrammes.....	89
1.3.3.1	CAPT.....	89
1.3.3.2	BARR	101
1.3.4	Calcul des coefficients de ruissellement	106
1.3.5	Mesure de l'érosion à CAPT	107
1.3.5.1	Homogénéité de la turbidité	107
1.3.5.2	Prétraitement des données de turbidité 'backscatter'	108
1.3.5.3	Relation turbidité – MES.....	109
1.3.5.4	Calcul de l'érosion	112
2	Résultats.....	113
2.1	Pluie.....	116
2.1.1	Répartition spatio-temporelle des précipitations (pluviomètres des 3 parcelles).....	116
2.1.2	Caractérisation des précipitations à l'échelle du bassin versant CAPT	118

2.2	Des régimes hydro-sédimentaires très contrastés à l'exutoire des 3 parcelles.....	120
2.2.1	Mesures hydro-sédimentaires à l'exutoire des parcelles	120
2.2.1.1	Ruissellement sur les trois parcelles	120
2.2.1.2	Coefficient de ruissellement sur les 3 parcelles	126
2.2.1.3	Des taux d'érosion encore plus contrastés que ceux du ruissellement à l'exutoire des parcelles..	128
2.2.2	Estimations <i>in situ</i> de la perméabilité et de certaines propriétés des sols aux alentours des parcelles.....	136
2.2.2.1	Méthode du double anneau.....	136
2.2.2.2	Texture des sols.....	138
2.2.2.3	Mesure de la porosité et de la densité sèche	140
2.2.3	Comportement des sondes d'humidité et interprétation qualitatives.....	141
2.3	Bilan sur les régimes hydrologiques des parcelles.....	145
2.4	Modélisation des écoulements à la parcelle SAV	146
2.5	Réponses hydro-sédimentaires à l'échelle des bassins versants étudiés.....	151
2.5.1	Réponse hydrologique des deux bassins versants	151
2.5.1.1	Un ruissellement au bassin versant BARR qui se déclenche seulement pour les évènements les plus importants	151
2.5.1.2	Un ruissellement très fort pendant les crues au BV CAPT	155
2.5.2	Mesure de l'érosion à CAPT	163
2.5.2.1	Comportement turbidité / débit	163
2.5.2.2	Quantification de l'érosion.....	165
3	Discussion	167
3.1	Enseignements de la comparaison des coefficients de ruissellement et de l'érosion à différentes échelles	167
3.1.1	Réflexions portant sur l'augmentation des coefficients de ruissellement avec l'échelle spatiale à la Thiem.....	168
3.1.1.1	Etat de l'art sur le lien échelle spatiale – coefficient de ruissellement.....	168
3.1.1.2	Observations à la Thiem et sur la commune de Touho.....	169
3.1.1.3	Une augmentation des coefficients de ruissellement avec l'échelle pouvant s'expliquer par la prépondérance des écoulements de subsurface – focus SAV <i>versus</i> BARR à la lumière du modèle conceptuel de savane	172

3.1.1.4	Comparaison des coefficients de ruissellement des bassins versants CAPT et BARR.....	176
3.1.2	Erosion et échelles.....	181
3.1.2.1	Etat de l'art.....	181
3.1.2.2	Interprétation des observations sur la zone d'étude.....	183
3.2	Fonctionnement hydrologique des bassins versants à la Thiem.....	188
3.2.1	Savanes <i>versus</i> forêt : des mécaniques de création de connectivité hydrologiques différents.....	189
3.2.1.1	La connectivité hydrologique dans la savane.....	189
3.2.1.2	La connectivité hydrologique dans la forêt.....	193
3.2.2	Importance du positionnement des types de végétation et bilan sur le régime hydrologique.....	197
3.3	Limites de cette étude et perspectives de recherche.....	204
3.3.1	Validation du modèle d'écoulement.....	204
3.3.2	Perspectives pour une meilleure compréhension des sources de l'érosion.....	205
3.3.3	Des solutions de contrôles de l'érosion à tester sur le terrain.....	208
CONCLUSION.....		210
Bibliographie.....		216
ANNEXES.....		242
Annexe 1 : Vérification de la calibration des pluviomètres.....		242
Annexe 2 : Évaluation de la gamme d'efficience des différents capteurs de turbidité.....		242
Annexe 3 Identification de comportements alimentaires des cerfs.....		246
Annexe 4 : Calage de la relation entre hauteur brute (trueblue) et hauteur utile pour le calcul des débits à l'exutoire des parcelles.....		248
Annexe 5 : Calcul de l'erreur sur les coefficients de ruissellement à l'exutoire des parcelles.....		249
Annexe 6 : Artefacts dans les séries de données de turbidité à l'exutoire des parcelles.....		251
Annexe 7 : Calcul de l'incertitude pour la MES à SCAR.....		252
Annexe 8 : Validation du code portant sur la modélisation de l'écoulement dans le sol.....		253
Annexe 9 : Calculs des débits pour les jaugeages au moulinet (Source : SDE DAVAR).....		255
Annexe 10 : Établissement du calcul de la hauteur d'eau en tout point du profil transversal de la section de mesure à CAPT à partir d'une mesure brute de la sonde de hauteur d'eau.....		258
Annexe 11 : Calcul du vecteur de 'vitesses relatives' le long du profil : Transformation des vitesses en pixel/frame de la vidéo 2 en vitesses proportionnelles aux vitesses réelles.....		262
Annexe 12 : Calcul du débit de crue à CAPT au moment de la vidéo 1.....		266

Annexe 13 : Régression linéaire turbidité 'backscatter' – MES sur les 39 échantillons filtrés à CAPT.....	269
Annexe 14 : Calcul des MES pour les turbidités telles que turbidité 'backscatter' < 80 FBU	270
Annexe 15 : Coefficients de ruissellements pour l'ensemble des événement pluvieux sur les parcelles..	272
Annexe 16 : Analyses granulométriques en fonction des profondeurs de prélèvements.....	277
Annexe 17 : Réponse des sondes d'humidités de SCAR.....	278
Annexe 18 : Evènements majeurs à BARR	280
Annexe 19 : Propriétés des évènements majeurs à CAPT	281

Historique du projet et commande institutionnelle de la Province Nord, commanditaire de cette étude

Ce doctorat s'est effectué dans le cadre d'une convention CIFRE avec une embauche au sein de la Province Nord¹ (PN) en partenariat avec l'IRD et l'UNC et une inscription au sein de l'école doctorale du Pacifique. Le projet de thèse a été monté dans le cadre du projet RESCCUE (Restauration des services écosystémiques et adaptation au changement climatique 2014-2018), financé par l'Agence Française de Développement et le Fonds français pour l'environnement mondial. Ce projet a eu pour but de contribuer à accroître la résilience des pays et territoires insulaires du Pacifique face aux changements globaux par la mise en œuvre de la gestion intégrée des zones côtières (GIZC). L'un des sites pilotes de mise en œuvre de la GIZC a été la Zone Côtière Nord-Est (ZCNE) de la PN en Nouvelle-Calédonie (NC, Figure 1). La ZCNE a été choisie car elle recoupe la zone tampon terrestre attenante à la zone maritime du lagon nord-est classé au patrimoine mondial de l'UNESCO.

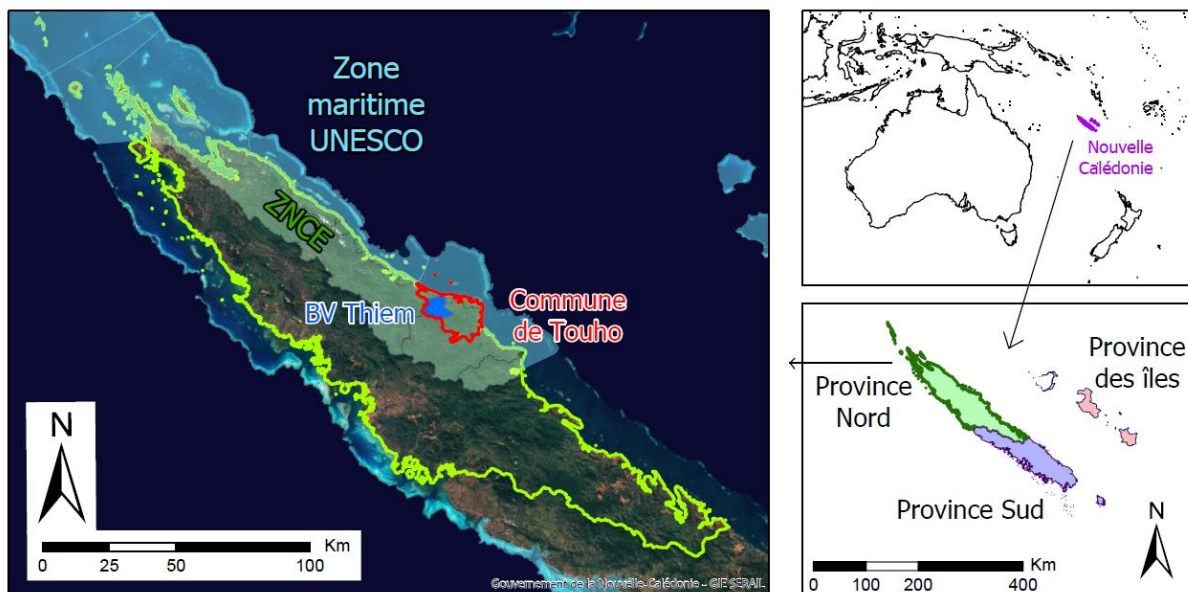


Figure 1 – Localisation du site d'étude

Le projet s'est implanté sur la commune de Touho, au sein du bassin versant (BV) de la Thiem et en collaboration avec les tribus de Tiwaé et de Poyes. Si ce projet a vu le jour au sein de ces tribus, c'est parce qu'il y existe, depuis de nombreuses années déjà, une prise de conscience des dégâts causés par

¹La Nouvelle-Calédonie est divisée en 3 collectivités appelées provinces (Province Nord, Province Sud, Province des îles Loyauté) centrales dans le dispositif institutionnel calédonien depuis 1988. Elles sont notamment en charge du développement rural, des actions sanitaires et sociales, du développement économique, de la protection de l'environnement et la gestion des milieux, ainsi que de la ressource en eau.

les cerfs et les cochons qui sont des espèces envahissantes en NC. L'appellation de 'faune envahissante' fera référence aux cerfs et aux cochons dans la suite du texte. L'association de chasse TIPWOTO a vu le jour au sein de la tribu de Tiwaé à la suite de nombreux constats alarmant de dégâts causés par la faune envahissante sur les champs d'ignames et autres tubercules. Initialement, la mission dont s'est chargée cette association était de repousser ces animaux envahissants loin des cultures.

Les principales actions de terrain déployées à Tiwaé et à Poyes dans le cadre de RESCCUE ont consisté en la mise en œuvre d'actions de chasse dans le BV alimentant le captage d'eau potable d'Haccinem (Figure 2), ainsi que la mise en œuvre d'actions de restauration des écosystèmes, principalement *via* de la plantation d'arbres forestiers sur ce même BV, ainsi que la mise en place d'un dispositif de suivi météorologique, hydrologique et de l'érosion. Les actions de terrain des volets plantations et dispositif hydrologique ont été réalisées par une association locale, créée pendant le projet RESCCUE, dénommée CAAM (Cèmi Acuut A Mulip qui signifie « planter un arbre pour une vie » en langage local de Touho, le Cèmuhi). Le dispositif hydrologique mis en place pendant RESCCUE courant 2017 consiste en 3 parcelles de ruissellement de 100 m². Ces 3 parcelles sont situées au sein d'une savane à niaoulis typique du BV de la Thiem (parcelle SAV), d'une zone de forêt « saine » avec un impact de la faune envahissante qui semble faible, voire nul (parcelle REGEN), et enfin sur une zone de forêt très impactée par les cerfs et les cochons (parcelle SCAR). Les parcelles ont été conçues afin de pouvoir produire des données d'écoulement à leur exutoire, ainsi que de mesurer les efflux de matière en suspension. Elles sont également équipées de pluviomètres.

La PN a souhaité que le dispositif hydrologique implanté grâce au projet RESCCUE soit valorisé au travers d'un travail de thèse. La PN est titulaire de la compétence de droit commun en matière de protection de l'environnement de son territoire. La Direction du Développement Economique et Environnement (DDEE) de la PN est chargée de sa structuration et de son développement économique tout en valorisant, conservant et respectant l'environnement. La sous-direction de la DDEE de l'environnement et des ressources naturelles comprend 4 services incluant le service impact environnemental et conservation au sein duquel j'ai été intégrée durant mon contrat de doctorat.

La PN souhaite mieux comprendre les impacts des feux et de la faune envahissante (cerfs et cochons) sur les régimes hydro-sédimentaires des cours d'eau en PN. En effet, ils constituent les causes majeures identifiées de l'érosion sur les BVs non miniers. Face à ces deux types de menace opérant à des échelles spatiales et temporelles différentes, le gestionnaire qu'est la PN se pose des questions concrètes en lien avec la priorisation de ses actions. L'une de ces questions est la suivante : « Dans le but de limiter l'érosion des BVs faudrait-il lutter en priorité contre les espèces envahissantes ou contre les feux de brousse ? ». L'objectif des travaux menés est donc de tendre vers des indications sur les priorités en termes de gestion des BVs dans le but de préserver les ressources hydrologiques. La PN m'a également adressé la question de la quantification de l'érosion des BVs, afin de mieux connaître l'ampleur du phénomène, puisqu'il n'existe à ce jour aucune donnée de terrain portant sur l'érosion sur des BVs non miniers en NC.

-  Tribu
-  Bassin versant de la Thiem
-  BV de captage d'Haccinem
- Accès**
-  Piste
-  Route principale
-  GR de la Province Nord
- Parcelles de RESCCUE**
-  REGEN
-  SAV
-  SCAR

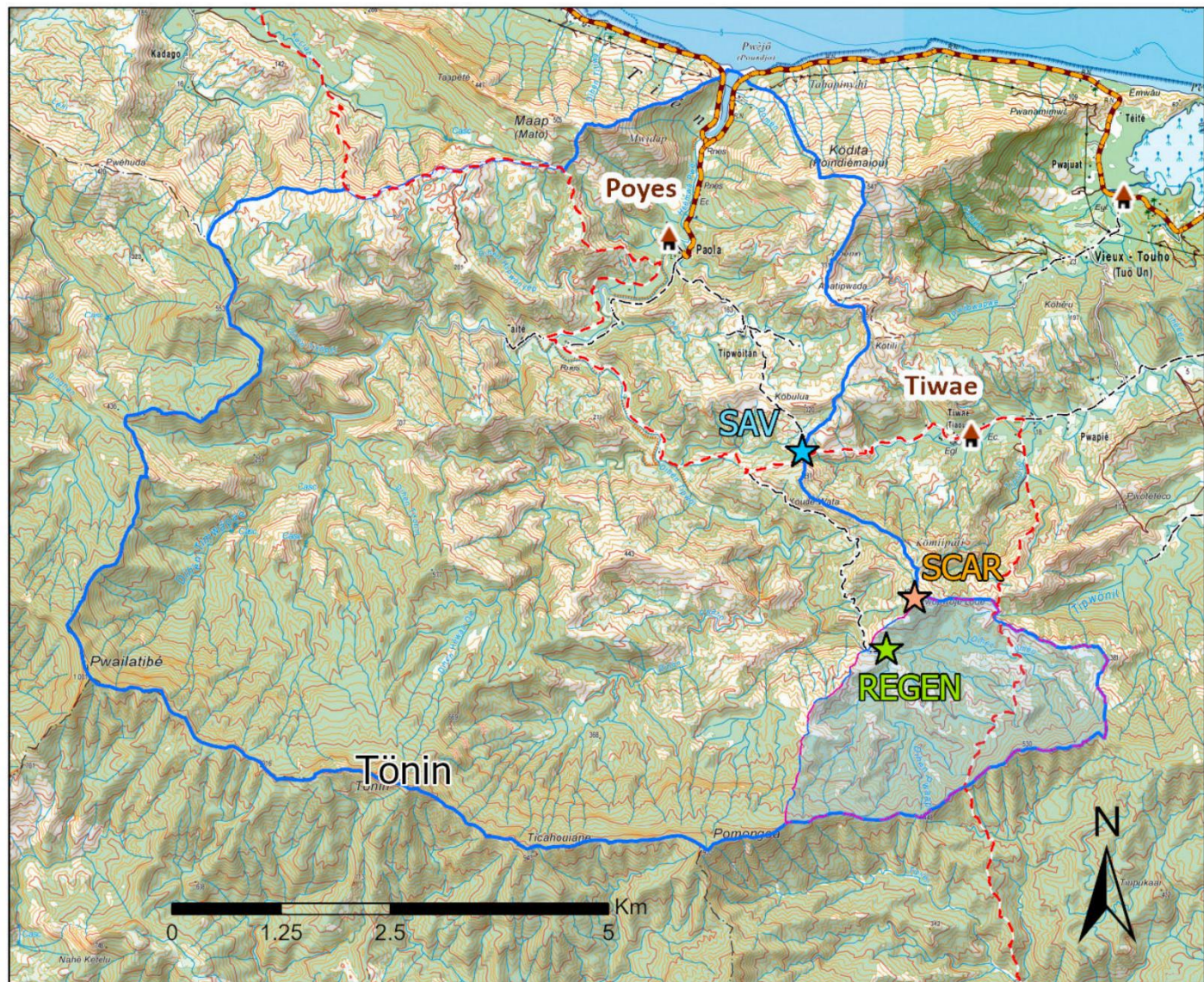


Figure 2 – Carte du site d'étude du projet RESCCUE

Le terrain d'étude se trouve sur du foncier provincial et coutumier. Le projet s'intègre dans une dynamique d'implication forte des acteurs locaux pour une prise en main des problématiques environnementales par la population. C'est pourquoi les actions de terrain menées au cours de cette thèse ont été réalisées en partenariat avec l'association CAAM. J'ai notamment dispensé une formation au relevé des données de terrain et à l'entretien de l'ensemble du dispositif hydrologique à 3 personnes de l'association afin que ceux-ci puissent continuer le travail de terrain en l'absence d'un hydrologue sur place, l'objectif étant de pérenniser le dispositif hydrologique. J'ai également effectué des interventions fréquentes auprès des conseils des clans des tribus de Poyes et de Tiwae afin de partager et d'échanger sur la démarche scientifique entreprise ici ainsi que sur les thématiques liées à l'eau.

1 Contexte géographique et climatique

La NC est un archipel situé en région subtropicale, dans le pacifique sud-ouest, à environ 1500 km de la côte est australienne (Figure 1). La Grande Terre de la NC est une île de forme allongée de 16 890 km² orientée nord-ouest - sud-est, d'environ 400 km de long et de 50 à 70 km de large. La Chaîne Centrale, culminant à 1628 m au niveau du mont Panié, sépare les côtes ouest et est très contrastées au niveau climatique et topographique. La côte ouest qui connaît moins de précipitations est prédominée par de grandes plaines côtières caractérisées par des formations arbustives de type forêt sèche. Sur la côte est, plus arrosée, les plaines côtières sont quasi-inexistantes, le paysage est marqué par des vallées très encaissées et les forêts sont plus abondantes et plus denses.

La commune de Touho s'étale sur 278 km² et sa densité de population est faible, de l'ordre de 9 habitants km⁻². Le BV de la Thiem, d'une surface de 64 km², fait partie du massif montagneux Inedete, lui-même inclus dans le grand ensemble du Tonine. Le côté sud du BV est bordé par la crête du massif des Lèvres, second massif montagneux de la PN, culminant au niveau du Tönin à 1076 mètres.

La NC connaît un climat influencé par des phénomènes climatiques tropicaux et tempérés (Maitrepierre, 2012). L'influence de ces deux régimes est à l'origine de la saisonnalité du climat en NC. L'été austral, saison chaude ou cyclonique s'étale de novembre à avril, alors que l'hiver austral, saison plus fraîche et sèche, a lieu entre mai et octobre. La période qui concentre le plus de précipitations est la période janvier-mars. Le régime « tropical » est lié à la Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT) correspondant à la convergence des vents d'alizés des deux hémisphères, caractérisée par un air humide et instable à l'origine de la formation d'importants cumulonimbus. C'est donc une zone marquée par des fortes pluies orageuses (Caudmont et Maitrepierre, 2007). La position de la ZCIT change de manière saisonnière dans le Pacifique ouest. Elle descend jusqu'à l'archipel calédonien pendant l'été austral (novembre – avril), à l'origine de dépressions tropicales ou orageuses provoquant de fortes pluies, particulièrement sur la côte nord-est en lien avec le relief et le régime d'alizés. La ZCPS (Zone de Convergence du Pacifique sud) est aussi une zone de convergence d'alizées, caractérisée par un axe de déplacement nord-ouest - sud-est entre la Mer de Corail et la Polynésie. Sa position dépend des phases climatique d'ENSO (El Niño Southern Oscillation). Le régime tropical est caractérisé par un vent dominant de secteur sud-est qui explique des précipitations plus importantes sur la côte est et particulièrement au niveau des reliefs les plus marqués.

ENSO est à l'origine en NC de nombreuses dépressions cycloniques plus nombreuses pendant les périodes La Niña et de la forte variabilité interannuelle des précipitations (Leroy, 2006). ENSO est liée au mouvement des eaux chaudes dans la bande équatoriale du Pacifique ouest (Santoso et al., 2017). Les températures de l'océan Pacifique présentent un fort contraste est-ouest : alors que l'eau de l'est du Pacifique est assez froide (environ 17 à 22°C en moyenne), l'eau de l'ouest du Pacifique est beaucoup plus chaude (23-28°C en moyenne sur la côte est australienne). Ce contraste engendre une cellule de circulation appelée cellule de Walker, caractérisée par un courant marin est-ouest, une zone de convection sur l'est équatorial du Pacifique, et un courant d'ouest en altitude. Les années El Niño, le ralentissement des alizés de secteur est entraîne le reflux de l'eau chaude vers le Pacifique central,

ce qui déstabilise la cellule de Walker : la zone de convection maximale se déplace alors vers l'est, ce qui a pour conséquence une diminution des précipitations dans le Pacifique ouest (Menkès, 2012). Les années La Niña, en revanche, les alizés augmentent, l'effet est donc inversé. Le gradient de température de l'océan s'accroît, la zone de convection se déplace vers l'ouest, et la cellule de Walker est renforcée, ce qui provoque une augmentation de la pluviométrie dans le Pacifique ouest.

L'association du climat et de la topographie de l'île expliquent la forte variabilité spatiale de la pluviométrie sur la Grande Terre (Lefèvre et al., 2010), avec par exemple 2400 mm par an en moyenne sur la région de Touho (nord-est) contre seulement 1200 dans la région de Koné (nord-ouest) (Caudmont et Maitrepierre, 2007). Dans la chaîne montagneuse centrale du nord de la Calédonie, 50 % des précipitations annuelles se produisent pendant la saison cyclonique, entre janvier et mars (Caudmont et Maitrepierre, 2007), avec des événements de pluies extrêmes atteignant chaque année des intensités supérieures à 100 mm en 24 h. Les inondations sont fréquentes, surtout pendant les périodes La Niña, en conséquence des pluies très abondantes et de la taille relativement faible des BVs.

2 Contexte géologique et hydrogéologique

La NC se situe en limite orientale de la plaque Australienne, au niveau de la ride de Norfolk qui s'étire jusqu'à la Nouvelle-Zélande. Elle se situe actuellement au sud-ouest de la zone de subduction active du plancher océanique oriental de la plaque australienne sous la plaque Pacifique, marquée par la fosse sous-marine des Nouvelles-Hébrides entre le Vanuatu et la NC. Cette subduction a commencé il y a environ 45 millions d'années, suite à l'obduction de la plaque Pacifique sur la plaque Australienne en bordure ouest du bassin des Loyautés. L'ancienne plaque plongeante s'est ensuite rompue, il y a environ 25 millions d'années, mettant un terme brutal à la forte traction imposée par le poids de celle-ci au niveau de point de jonction des plaques. La remontée rapide de matériaux en surface a provoqué la naissance de la NC. Ceux-ci correspondent à de la croûte, appartenant notamment à la plaque Pacifique anciennement subduite à plus d'une cinquantaine de kilomètres de profondeur sous la plaque Australienne, mais également à des matériaux charriés du manteau supérieur et du plancher océanique.

C'est ce phénomène qui explique l'origine variée du socle géologique de la Grande Terre. Touho se situe sur le massif du Panié, correspondant à l'unité métamorphique Haute Pression Basse Température (HP-BT) du Diahot-Panié, représentée principalement par des micaschistes et gneiss à lawsonite-glaucophane. Ces roches métamorphiques correspondent aux matériaux anciennement subduits de la plaque Pacifique, puis remontés en surface lors de la rupture de la plaque plongeante.

La ceinture métamorphique du nord-est de la NC est considérée comme l'un des plus grands massifs métamorphiques du domaine HP-BT au monde. Le gradient de métamorphisme augmente selon la direction sud-ouest – nord-est (Maurizot et al., 2020), ce qui explique certaines différences marquées de lithologie et de faciès tectonique entre l'unité de Pouébo (au nord) et le complexe métamorphique du Diahot-Panié (au sud). Les analyses des différentes roches du complexe métamorphique du Diahot-Panié indiquent un protolithe de type roche sédimentaire et volcanique et un chemin pression-température prograde *via* le faciès schistes bleus, au cours de la phase de plongée par subduction, un pic de métamorphisme dans le faciès éclogite autour de 600°C/1.5 GPa et une remontée en surface

via le faciès schistes verts. L'unité du Diahot-Panié est composée de roches métamorphiques de type schistes bleus et du faciès élogite à foliation et linéation d'étirement prononcés (Maurizot et Vendé-Leclerc, 2012) alors que le faciès schiste vert est dominant plus au nord (terrane de Pouébo).

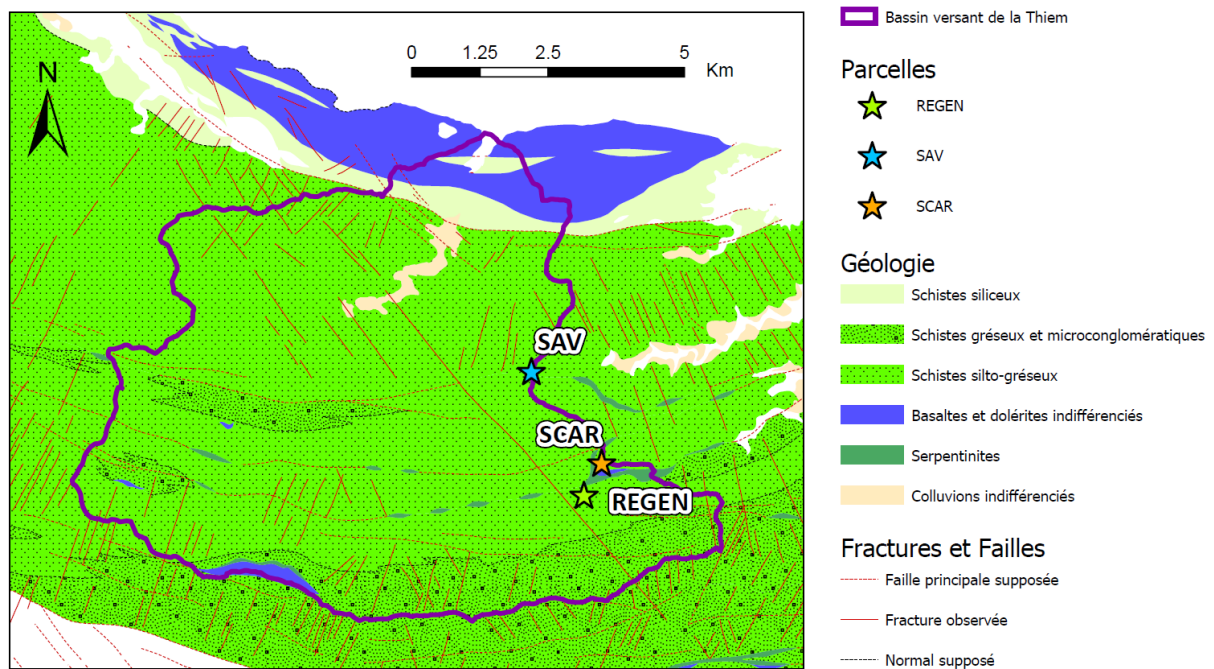


Figure 3 - Extrait de la carte géologique au 50.000ème de la Nouvelle Calédonie

La carte géologique au 50 000ème de la NC (DIMENC/SGNC-BRGM, 2013) indique la présence de lames de serpentine dans le BV de la Thiem et notamment à proximité des parcelles SCAR et REGEN (Figure 3). Des affleurements de serpentinites sont en effet visibles le long de crête que l'on suit à pied pour rejoindre la parcelle SCAR depuis le captage d'Haccinem. Les serpentinites sont des roches ultramafiques, beaucoup moins altérables que les micaschistes et à composition chimique sensiblement différente, avec notamment la présence de nickel, de manganèse, de chrome, de cobalt et de magnésium. La précision de la carte géologique n'étant pas très fine, on peut se demander si les parcelles REGEN et SCAR ne pourraient pas être situées sur l'une des lames de serpentinites. Cependant la végétation des zones dont le socle est de type ultramafique est spécifique (Barré et al., 2012) avec une flore particulière marquée notamment par la présence de la famille des Casuarinacées. Ce type de végétation se détache clairement dans un paysage dominé par des micaschistes, comme on peut le voir sur la crête qui monte à SCAR, sur une zone dont la végétation est constituée d'un peuplement quasi monospécifique de bois de fer (*Casuarina collina*). La composition spécifique des parcelles REGEN et SCAR ne se différencie pas de la sorte du reste de la forêt ce qui porte à croire que les parcelles sont situées sur un socle de micaschistes, d'autant qu'aucun affleurement de serpentinite n'est visible à proximité des parcelles.

Les profils d'altérations des micaschistes sont peu connus en NC, cependant on sait que les profils d'altérations des roches cristallines sont caractérisés en général par un horizon de saprolite argileux à sablo-argileux, situé au-dessus d'un horizon de roche mère fracturé (Lachassagne et al., 2021).

La saprolite correspond au résultat de l'altération physico-chimique de la roche mère. Les minéraux de la roche originelle ont été transformés en argiles ou bien en sables argileux. Il s'agit donc d'un horizon meuble, poreux mais de perméabilité relativement faible en lien avec une faible connectivité de la porosité, la disparition des fractures de la roche, et le fort taux d'argiles (Lachassagne et al., 2011). Son épaisseur est de l'ordre de la dizaine de mètres en général, mais dépend fortement du taux d'érosion. Cet horizon n'a pas les propriétés d'un aquifère efficace, c'est-à-dire fournissant une ressource en eau conséquente, en raison de sa trop faible conductivité hydraulique, de l'ordre de 10^{-8} à 10^{-7} m s⁻¹ dans le cas d'une roche mère de type granite (Lachassagne et al., 2021). En revanche la saprolite constitue une réserve d'eau grâce à sa porosité de 5 à 30 %.

Les roches cristallines (métamorphiques ou plutoniques) ont une perméabilité faible à moyenne, en comparaison de roches calcaires, sédimentaires ou même volcaniques. Dans le cas des roches métamorphiques telles que les micaschistes, cela est lié à la perte de porosité du protolithe pendant le processus métamorphique. La ressource en eau des niveaux de roche saine est donc quasiment nulle sur des socles géologiques de ce type (Lachassagne et al., 2011). Cependant certains processus d'altération permettent la création d'un horizon fracturé, situé au-dessus de la roche mère et en dessous de la saprolite, constituant un aquifère efficace grâce à la perméabilité permise par les fractures de la roche. Les fractures efficaces représentent de l'ordre de 0.2 à 2 % du volume de la roche, sur une épaisseur pouvant varier entre 50 et 200 m de profondeur. La perméabilité de cet horizon est plus importante dans la partie la plus superficielle en lien avec une plus forte densité de fractures. Celles-ci se forment par le processus d'altération de certains minéraux entraînant une augmentation importante de leur volume. La biotite est le minéral jouant le rôle le plus prépondérant et le plus précoce dans ce processus en lien avec des liaisons entre feuilletés relativement faibles (Lachassagne et al., 2021). D'autres minéraux tels que la muscovite ou la séricite (micas blancs) sont également à l'origine d'un gonflement lors de leur altération mais dans une moindre mesure et de manière plus tardive. Les micaschistes sont des roches favorables pour la création de ce type d'horizon fracturé. Sur un tel socle, ce processus sera en général à l'origine de la création de fractures à orientation aléatoire, ce qui s'explique par l'anisotropie de la direction du gonflement potentiel en lien avec la structure plissée de ce type de roche. Dans le cas où l'orientation de la schistosité est homogène à l'échelle d'un bassin versant on s'attend à ce que celle-ci guide l'orientation des fractures.

Les aquifères sur socle de roche cristallines sont donc composés d'un horizon saprolitique de faible perméabilité constituant la réserve d'eau de l'aquifère et d'un horizon sous-jacent de roche mère fracturée assurant la transmissivité de l'aquifère. Sur notre zone d'étude ce schéma est probablement respecté cependant les épaisseurs et les propriétés hydrauliques locales des différents horizons ne sont pas connues.

3 Régimes hydrologiques et inquiétudes portant sur les ressources en eau

En NC comme dans la plupart des régions du monde, l'avenir de la ressource en eau pose question. Le régime des rivières, dans lesquelles l'eau de consommation est majoritairement prélevée, est fortement lié au régime de pluie. Les débits moyens annuels ou mensuels sont fortement influencés par les événements pluvieux extrêmes provoquant des débits de crue en général pendant la saison

cyclonique (janvier-mars). Les fortes intensités de pluies, dépassant régulièrement les 100 mm h^{-1} , provoquent des inondations conséquentes sous forme de crue éclair, caractérisées par un temps de concentration très court, en lien avec la faible taille moyenne des BVs, l'eau ne mettant que quelques heures à se propager des crêtes les plus éloignées des côtes jusqu'au littoral. La variabilité saisonnière des débits moyens mensuels est très importante, avec 70 % des écoulements de rivière en moyenne ayant lieu en saison humide et seulement 6 à 10 % pendant la période sèche s'étalant de septembre à novembre (Wotling et al., 2012), rendant la saison d'étiage critique pour l'approvisionnement en eau. Si l'eau est très abondante pendant la saison cyclonique, les niveaux des rivières pendant les périodes d'étiages peuvent certaines années être si bas que les provinces doivent prendre des mesures de restriction de la consommation d'eau dans certaines régions, comme cela a été le cas en janvier 2020 dans la région de Koné (côte ouest).

Les données disponibles indiquent des coefficients d'écoulement (rapport des lames d'eau écoulées à l'exutoire d'un BV aux lames d'eau précipitées) variant de 20 à 80 % (Wotling et al., 2012). Les vitesses de transfert de l'eau pendant les crues sont estimées entre 1.5 et 5 m s^{-1} avec une moyenne de 2.6 m s^{-1} avec des débits spécifiques de crue atteignant les $30 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ pour une crue centennale. L'est de la NC est marqué par une relation entre les débits centennaux et les surfaces de BV de pente bien plus forte que le sud et l'ouest de l'île, i.e. pour une même surface de BV, les débits de crue à l'exutoire sont plus importants dans l'est (Terry et Wotling, 2011). La variabilité interannuelle est importante, en lien avec ENSO. Sur 10 ans d'observations il existe des rapports de 4 à 6 entre les volumes écoulés l'année la plus sèche et de ceux de l'année la plus humide (Wotling et al., 2012).

Les BVs de la Tipindje (252 km^2) et de la Tiwaka (261 km^2), situés à proximité de la Thiem, connaissent des coefficients d'écoulement moyen de 44 et 46 % respectivement, associés à des débits caractéristiques d'étiages de 2.4 et $6.3 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ (Alric, 2009). Les débits spécifiques de crue prévus pour une crue centennale sont de 25.9 et de $21.7 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} \text{ km}^{-2}$ respectivement (Alric, 2009). Les temps caractéristiques de tarissement indiquent 86 et 78 jours pour ces deux BVs. Ces temps indiquent une période de résidence de l'eau au sein des BVs courts, ce qui devrait être d'autant plus marqué sur des BVs de plus petite taille. L'eau alimentant les débits d'étiages provient des précipitations d'avril à octobre (Wotling et al., 2012). La pluviosité est le facteur principal expliquant les débits d'étiages, cependant il a été montré que le substrat de péridotite favorise des régimes d'étiages plus importants, probablement en lien avec des manteaux d'altération dont la perméabilité permet la formation d'aquifères soutenant efficacement les débits d'étiage. Ce constat ne s'applique pas au quart nord-est de la grande terre formé sur micaschistes. La faible perméabilité du socle métamorphique et de l'horizon saprolitique à fort taux d'argiles expliquent que les ressources en eau profondes ou aquifères y soient restreintes et peinent à maintenir les débits d'étiage (Lachassagne et al., 2021).

Les épisodes de précipitations intenses provoquent une forte érosion à l'origine d'importants apports d'eau turbide au lagon de NC (Figure 4), l'un des 10 hotspots de la biodiversité corallienne à échelle mondiale et second lagon le plus grand au monde (Roberts, 2002).



Figure 4 – Photographie du lagon de la ZCNE, au niveau de l'exutoire de la rivière Thiem suite à une forte pluie (Pierre Genthon, le 14/03/2018)

Le lagon nord-est de la NC est d'ailleurs classé au patrimoine mondial de l'UNESCO depuis 2008, avec une zone tampon terrestre couvrant l'ensemble des BVs dont l'exutoire est situé sur la côte nord-est, de Poindimié à Poum (Figure 1). L'efflux de matières en suspension associé à des taux élevés de chlorophylle a et de matière organique dissoute impactent l'écosystème du lagon jusqu'à une distance de 50 km des côtes (Dupouy et al., 2018). Les coraux sont notamment sensibles à la turbidité de l'eau car le manque de lumière affecte les algues symbiotes des coraux (Erfteimeijer et al., 2012).



Figure 5 – Photographie au niveau de la prise d'eau du captage d'Haccinem à la fin de la crue du 17/10/2018

Lors des épisodes de crue, l'eau courante devient très turbide et n'est pas consommable, comme le démontre la Figure 5. D'autre part ces retenues demandent un entretien complexe à mettre en œuvre, étant donné le peu de moyens alloués. Le plan de sécurité des eaux de la commune de Touho édité en 2011 témoigne notamment de difficultés liées à la forte sédimentation dans la retenue d'Haccinem, entraînant un besoin fréquent de curage du réservoir.

Il est communément admis que la mine constitue une lourde menace sur la qualité de l'eau en NC. L'île est connue pour ces ressources de nickel : le « Caillou » détiendrait 1/5^{ème} des ressources mondiales de ce minerai (Baille et al., 2012) indispensable notamment pour la fabrication de certains aciers inoxydables. Le paysage calédonien est fortement marqué par les mines dans de nombreuses régions. Le domaine minier calédonien couvre aujourd'hui 2700 km soit 15 % de la surface totale du pays (Poussin-Delmas, 2020). Les ressources hydrologiques sont fortement affectées par cette activité. Certains cours d'eau ont complètement disparu à la suite de l'exploitation de certains massifs. Une forte érosion affecte les versants miniers dénudés de toute végétation et de sol superficiel. Par conséquent certaines rivières ou estuaires ont vu leur eau changer de couleur au cours des années d'exploitation des versants situés en amont et bien souvent les poissons et crustacés y ont disparu. Les effets de la mine sur le régime hydrologique des BVs ont été mis en évidence au travers de plusieurs études (Allenbach et al., 2015).

Le régime des cours d'eau des BVs non miniers a également évolué au cours des dernières décennies. Le long de la ZCNE de la NC, où les mines sont absentes, les habitants ont observé une diminution des débits d'étiages au cours des 5 dernières décennies. Beaucoup d'habitants témoignent notamment de l'assèchement de petits cours d'eau qui passent à proximité de leurs habitations. La théorie assez communément admise dans les esprits est que cet assèchement des cours d'eau est lié aux incendies, cependant cela n'a pas été réellement étudié à ce jour.

La diminution des débits d'étiage s'accompagne d'une baisse de la qualité de l'eau en lien avec la stagnation de l'eau et son eutrophisation. En saison sèche, des signes importants d'eutrophisation de l'eau sont observables aux abords directs de la retenue d'eau de Haccinem (BV de la Thiem), fournissant l'eau potable aux habitants de plusieurs tribus environnantes.

D'autre part on estime dans la zone nord-est que 7 % de la population n'a pas accès à l'eau courante (Fallon et Wotling, 2019), et que 29 % n'ont pas accès à de l'eau traitée par les municipalités. C'est le cas par exemple dans la vallée de la Tipwoiten (tribu de Poyes), au sein du BV de la Thiem, où vivent une dizaine de foyers dépendant de leur propre captage d'eau non traitée. Cet état de fait souligne l'importance de la préservation d'un régime hydrologique apportant une ressource en eau suffisante toute l'année et de qualité.

4 Un paysage façonné par les feux de brousse

Le paysage de la ZCNE est constitué d'une mosaïque de forêts tropicales denses humides et de savanes à niaoulis (*Maleuleca quinquenervia*), une espèce d'arbre résistante au feu (Ibanez et al., 2013). Les savanes à niaoulis situées à proximité des tribus sont régulièrement soumises aux feux de brousse. Le couvert arboré des savanes est généralement faible et composé en grande majorité par des niaoulis, alors que les strates herbacées et arbustives sont souvent denses et composées d'espèces envahissantes pyrophiles à croissance rapide, pérennes, annuelles ou bisannuelles. Ces strates basses de la végétation sont totalement détruites à chaque incendie mais quelques mois suffisent à y reconstituer un couvert dense. Certaines de ces espèces s'appuient sur une dispersion anémophile²

² L'anémophilie est un mode de reproduction des végétaux dans lequel les gamètes sont transportés par le vent

vigoureuse avec une production d'une grande quantité de graines résistantes aux feux, comme l'herbe à miel (*Melinis minutiflora*) ou la sensitive (*Mimosa diplotricha*) pour laquelle la banque de graine peut atteindre plus d'un million par hectare. D'autres telles que l'herbe bleue (*Stachytarpheta cayennensis*) sont zoochores³, d'autres enfin se reproduisent majoritairement par multiplication végétative au moyen de rhizomes vigoureux résistants au feu, comme la paille de dis (*Imperata cylindrica*) utilisée pour la fabrication des cases traditionnelles kanak (Goarant et al., 2012). Volontairement, le feu est utilisé par les habitants dans le but de maintenir un paysage ouvert à proximité des habitations ce qui permet de protéger les champs des cerfs et cochons envahissants, mais aussi de faciliter la chasse (Toussaint, 2018).



Figure 6 – Photographie d'une savane à niaoulis typique de la zone côtière nord-est (photographie prise dans la montée des roches de la Ouaième, commune de Hienghène, le 05/08/2018)

En NC les forêts humides couvrent aujourd'hui moins de 30 % de la surface qu'elles occupaient avant l'arrivée de l'homme il y a 3000 ans (Birnbaum et al., 2015). La plus grande surface de forêt humide se situe dans les grands massifs de la Chaîne Centrale, à haute altitude. Les forêts sont principalement situées au-dessus de 200 m d'altitude. Les forêts humides de basse et moyenne altitude ont été en majorité détruites par les activités anthropiques et sont aujourd'hui extrêmement morcelées, se retrouvant souvent restreintes aux talwegs en lien avec les conditions d'humidité qui ont permis leur survie (Ibanez et al., 2013) mais aussi en conséquence des propriétés de dispersion des semences forestières et de propagation du feu. Le régime d'incendies est le facteur principal dictant la dynamique de la mosaïque du paysage, expliquant notamment de plus importants taux de couverture forestière sur les versants orientés à l'ouest, moins soumis au vent que les versants est où la propagation du feu est plus efficace (Ibanez et al., 2013). La dynamique globale d'évolution du couvert

³ La zoochorie est un mode de reproduction dans lequel les graines sont disséminées grâce à des animaux

entre 1976 et 2000 a été une réduction de la couverture forestière sur le massif de l'Aoupinié, situé dans la chaîne centrale au centre de la NC (Ibanez et al., 2013), cependant l'évolution du couvert est très variable dans l'espace, selon les massifs, et au sein de ceux-ci.



Figure 7 – exemple de forêt restreinte à un talweg et entourée de savane à niaoulis (BV de la Thiem, 16/06/2021)

Birnbaum et al. (2015) ont montré que les forêts humides de la PN sont caractérisées par une structure forestière originale, marquée par une densité élevée de tiges (1154 tiges ha⁻¹ en moyenne) et une canopée basse, inférieure à 15 m de haut. Les forêts de la Grande Terre sont caractérisées, particulièrement aux altitudes les plus représentées (200-700 m), par une richesse régionale (ou diversité gamma⁴) homogène dans l'espace, ce qui s'explique par le fait que la plupart des arbres constituant la forêt appartiennent à une faible quantité d'espèces hyper-dominantes (Birnbaum et al., 2015). Ces taxons prédominants sont associés à une multitude d'espèces rares garantant d'une forte diversité régionale. En effet un tiers des espèces inventoriées lors de l'étude botanique des forêts humides de la PN ont été qualifiées de rares. La diversité alpha est relativement faible en comparaison avec d'autres forêts humides, i.e. on trouve relativement peu d'espèces différentes sur une surface donnée, chaque parcelle étudiée étant largement dominée par quelques espèces. Le résultat principal résultant de cette étude est que la capacité de dispersion d'une espèce est probablement assez faible pour la plupart des espèces forestières.

Les écosystèmes forestiers et de savane sont fortement contrastés en termes de structure de végétation, de composition floristique mais aussi de fonctionnement de l'écosystème. Selon les zones, les limites savanes-forêt peuvent être soit progressives soit abruptes. Elles sont stables à certains endroits, ou se déplacent en faveur de la forêt ou de la savane en lien avec le régime des feux (Ibanez et al., 2013). Dans le BV de la Thiem, cette dichotomie du paysage et de son évolution sont bien visibles (Figure 7).


⁴ La diversité gamma se définit comme le nombre de d'espèces différentes au sein d'une grande surface (ici 3.4 km²) par opposition à la diversité alpha qui elle s'applique à une petite échelle spatiale.


 Bassin versant de la Thiem

 Bassins versants de captage

 Captages d'eau

Réseau hydrographique

 Cours d'eau principaux


 Cours d'eau secondaires

 Tribu


 Forêt humide

 Formation arbustive


 Villages et champs

 Savanes à Niaoulis

Accès

 Piste

 Route principale

 GR de la Province Nord

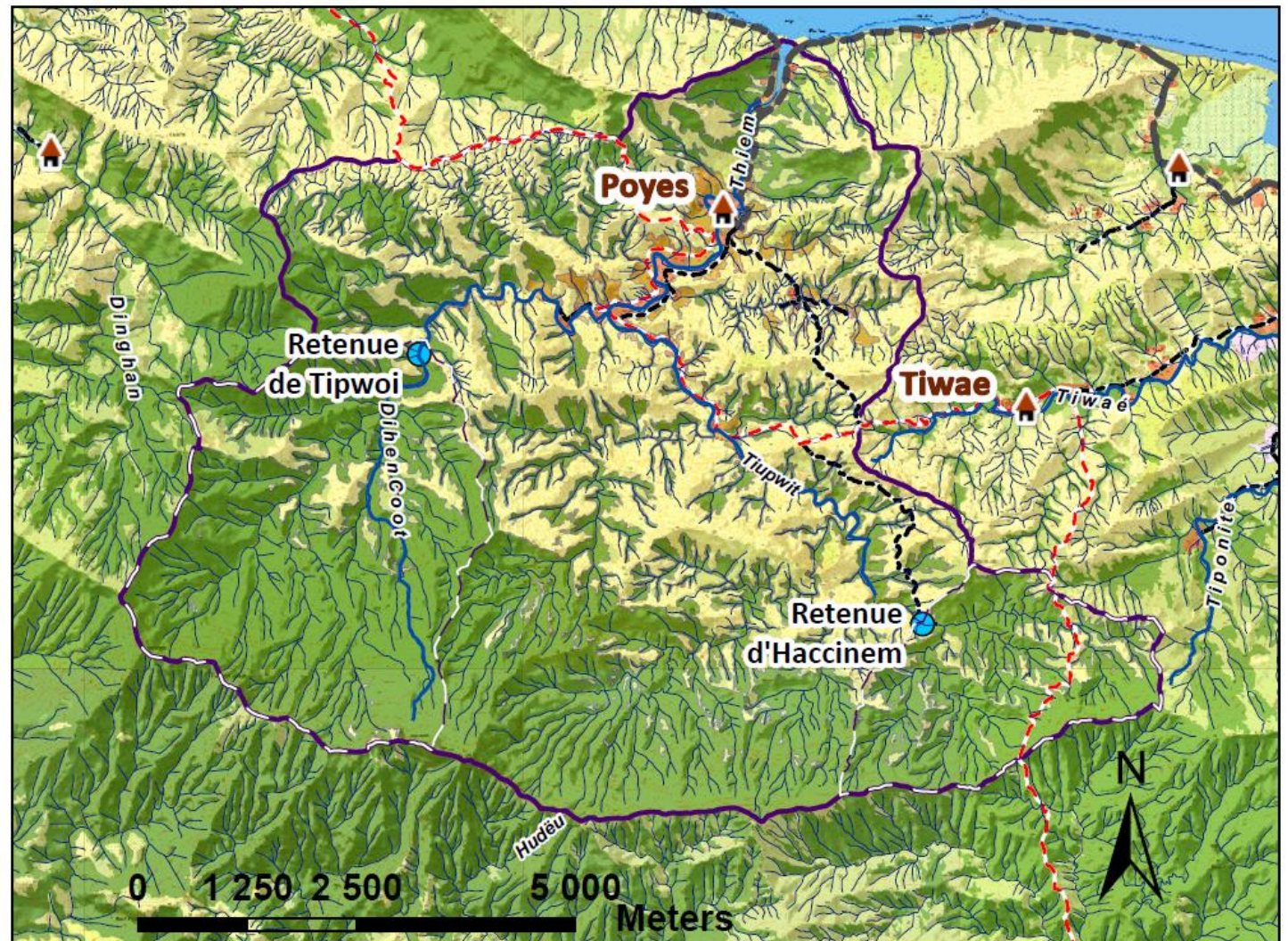


Figure 8 – Carte du BV de la Thiem – Localisation et couvert végétal

On y observe un paysage morcelé de type mosaïque savane-forêt dans les parties nord et est, situées à proximité des tribus de Poyes et de Tiwaé. La comparaison des images aériennes de 1976 et 2013 met en évidence des limites savanes-forêts stables. En revanche, dans les parties sud et sud-est du BV, les savanes reculent avec une reprise du couvert forestier entre 1976 et 2013, notamment au sein du BV de captage d’Haccinem. Le couvert forestier est beaucoup moins morcelé dans cette partie du BV plus éloignée des zones de vie, et devient continu sur les versants du sud-ouest du BV (Figure 8).

Les incendies de milieux naturels sont très fréquents en NC pendant la saison critique (août – janvier) surtout au sein de la PN où se déroulent plus de 2/3 des occurrences de feux (Hély-Alleaume, 2012). L’observatoire de NC (Œil) indique des surfaces brûlées entre 10 000 et 30 000 ha chaque année, avec de grandes variations selon les années en lien avec les conditions de sécheresse. 24 000 ha ont été brûlés en 2017, qui a été une année peu humide, contre 6 700 ha en 2018, ce qui s’explique par une forte humidité en lien avec un climat affecté par un phénomène La Niña en 2018. L’année 2019 a, quant à elle, été une année très sèche (période El Niño) et a connu une surface totale incendiée atteignant les 37 000 ha. Sur la seule année 2019, 423 hectares ont brûlé dans le BV de la Thiem.

Une analyse des incendies a été effectuée au sein du service forestier de la PN (Brinkert, 2019) dans le cadre du projet « reconquête de la biodiversité dans les vallée de Poyes, Tiwaé et Vieux Touho 2020-2023 » financé par l’Agence Française de la Biodiversité. Les zones incendiées entre 2000 et 2018 ont été identifiées et vectorisées sur la base des images LANDSAT 7, LANDSAT 8 et SENTINEL 2 en proche infrarouge. La carte des occurrences de feux (Figure 9) montre que les zones incendiées correspondent aux savanes à niaoulis en grande majorité, et que les savanes situées proches des tribus brûlent le plus souvent, jusqu’à 1 fois tous les deux ans pour les zones les plus régulièrement incendiées.

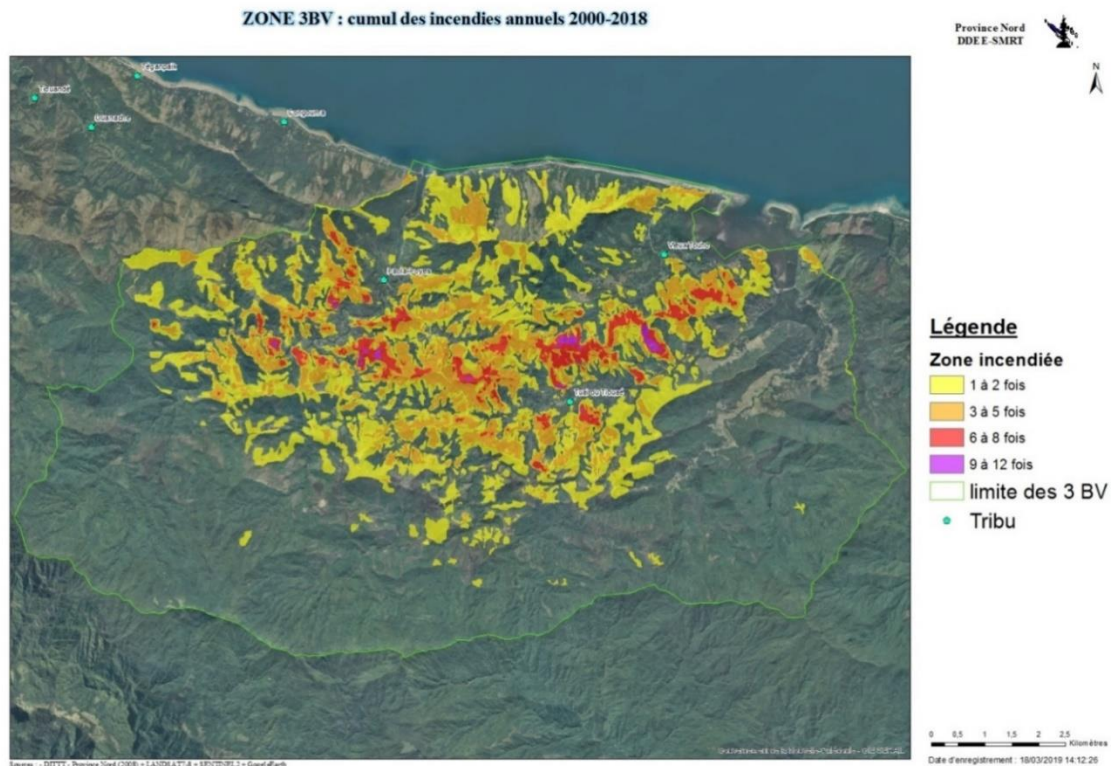


Figure 9 - Nombre d'occurrences des incendies sur la zone Thiem - Tiwaé - Vieux Touho – Tiponite (auteur M. Brinkert)

5 L'effet du couvert végétal sur les ressources hydrologiques : un premier questionnement

La littérature scientifique révèle que les effets des feux de brousse ou de forêt sur les ressources hydrologiques sont contrastés selon les contextes. Hallema et al. (2018) ont montré dans une méta-étude aux Etats Unis que dans certaines régions le passage du feu avait entraîné une augmentation de l'écoulement annuel des BVs alors que des feux contrôlés fréquents dans certaines régions n'avaient pas entraîné de modification du régime hydrologique. Cela rejoint les conclusions de Mataix-Solera et al. (2011) portant sur les effets du feu sur les propriétés du sol. Ils ont en effet montré qu'en fonction du degré de sévérité du feu et du type de sol, un feu pouvait provoquer une amélioration, une dégradation, ou n'avoir aucun effet sur la stabilité des agrégats du sol, qui est un proxy utilisé couramment pour décrire sa qualité structurale. La plupart des résultats rassemblés dans cette étude indique que les feux de faible sévérité (températures inférieures à 250°C) n'entraînent pas de modification majeure de la structure du sol. Ce même résultat a également été donné par Araya et al. (2016). Les feux sévères en revanche entraînent très fréquemment des changements au niveau de la structure du sol, dont l'intensité dépend du type de sol (Mataix-Solera et al., 2011). Oluwole et al., (2008) ont mis en évidence les effets bénéfiques du feu sur les propriétés de sols de savanes régulièrement brûlés en Afrique du Sud, avec notamment une densité plus importante de macrofaune du sol sur les parcelles brûlées 1 à 3 fois sur 3 années par rapport aux parcelles témoins non brûlées.



Figure 10 – Photographie du feu de brousse ayant eu lieu en février 2020 – photo prise dans le BV de Tiwaé, sur la piste menant à la parcelle SAV (le 12/02/2020)

Les zones régulièrement brûlées sur la ZCNE correspondent à des savanes à niaoulis, qui possèdent relativement peu de combustibles à cause de la fréquence des feux. Sur les zones les plus souvent brûlées, on observe des feux qui avancent en général très rapidement même en l'absence de vent sous forme de fronts linéaires (Figure 10).

Il s'agit de feux de surface que l'on peut raisonnablement considérer comme des feux de faible sévérité car il est très peu probable que les températures dépassent les 250°C. Cela porte à penser que les impacts du feu sur les propriétés du sol des savanes à niaoulis régulièrement brûlées sont faibles (Araya et al., 2016), d'autant que l'on observe souvent dans les savanes à niaoulis un sol superficiel riche en matière organique et bien structuré en agglomérats de tailles centimétrique à poly-centimétrique. L'augmentation de la quantité de matière organique sur des sols dont une végétation herbacée est régulièrement brûlée est probablement liée à l'augmentation du stock de carbone grâce aux racines mortes (Oluwole et al., 2008).

La perte et la dégradation des forêts tropicales ont de forts impacts sur les régimes hydrologiques (Bruijnzeel, 2004). Il est notamment bien connu que grâce à une importante capacité de stockage de l'eau, la forêt permet la limitation des inondations de crue (Lin et al., 2015), et permet de fournir une ressource en eau en quantité et de qualité (Chang, 2013). Les arbres sont à même d'évapotranspirer de plus grandes quantités d'eau que la végétation arbustive ou herbacée (Cheng et al., 2002; Farley et al., 2005; Marapara et al., 2021) ce qui permet d'augmenter la porosité disponible pour l'eau dans le sol. D'autre part, les arbres permettent une amélioration des propriétés du sol *via* d'importants apports de matière organique encourageant la structuration du sol *via* la formation d'agrégats (Stanchi et al., 2015) ainsi que par l'activité de la mésofaune du sol. Ils permettent notamment la formation de chemins préférentiels de l'eau (Kan et al., 2019) *via* le système racinaire. Les sols forestiers sont largement connus pour leur importante capacité d'infiltration et leur forte perméabilité (Eldridge et Freudenberger, 2005; Sidle et al., 2007).

Cependant les effets de la couverture forestière sur les débits d'étiages sont aujourd'hui mal compris. Il existe une controverse importante entre une partie de la littérature scientifique qui associe une augmentation du couvert forestier d'un BV avec une réduction des débits d'étiage, s'opposant à la bibliographie appuyant l'hypothèse inverse (Ellison et al., 2012; Price, 2011). L'hypothèse de « l'effet éponge » soutient notamment que les BVs forestiers montrent de plus faibles ruissellements annuels que des BVs dégradés en lien avec une plus forte évapotranspiration, mais qu'ils produisent plus de débit d'étiage en saison sèche (Ogden et al., 2013). Certains auteurs se sont notamment penchés sur l'effet de la déforestation. L'augmentation d'un débit d'étiage suite à une déforestation peut aisément s'expliquer par la diminution drastique de l'évapotranspiration et de l'interception en lien avec la suppression du couvert végétal (Waterloo et al. 2007, Lal 1997). Une diminution peut quant à elle s'expliquer par les modifications de l'infiltration de l'eau dans le sol : la réduction des apports en matière organique dans le sol, sa compaction, sa sensibilité supérieure à l'érosion, la suppression des chemins racinaires sont autant de changements qui expliquent la diminution très probable de la capacité d'infiltration de l'eau dans le sol suite à une déforestation, ayant pour conséquence l'augmentation du ruissellement de surface et donc des crues. L'eau participant aux crues étant perdue pour l'approvisionnement des ressources en eau stockées dans le sol, on comprend aisément que les effets conjugués de la déforestation sur le sol peuvent expliquer une diminution des débits d'étiage (Chandler, 2006; Price et al., 2010). Néanmoins, ces deux effets apparemment opposés n'opèrent pas forcément sur la même échelle temporelle. Les effets de la déforestation sur les propriétés du sol et

donc sur l'infiltration ne seront pas forcément visibles directement après la déforestation, alors que l'effet d'arrêt de l'évapotranspiration est immédiat.

L'effet d'une modification du couvert végétal sur l'approvisionnement des rivières en saison sèche dépend donc finalement de la balance entre 1) la modification de la quantité d'eau qui s'infiltré dans des réservoirs relativement profonds ou aquifères (hors de portée de l'évapotranspiration) qui sont la source de l'eau en saison sèche et 2) la modification de la quantité d'eau du sol perdue par évapotranspiration.

La question de l'impact du feu en lien avec les ressources hydrologiques est intimement liée à la question de la réponse hydrologique différenciée d'un versant forestier ou composé de savane. Etant donné les différences importantes qui existent entre la structure de la végétation et les propriétés du sol entre la forêt et la savane à niaoulis, il est intéressant de se questionner sur les processus hydrologiques dominants sur ces deux types de couvert. De nombreuses études ont mis en évidence les contrastes de réponses hydrologiques entre des zones caractérisées par un couvert forestier ou par d'autres types de végétation à l'échelle de BVs (Brown et al., 2005), ou de parcelles de ruissellement (Kim et al., 2014; Podwojewski et al., 2008). A l'échelle spatiale de la parcelle et à échelle temporelle d'épisodes pluvieux, les coefficients de ruissellements sont en général moins élevés dans les forêts que dans les zones de végétation herbacée et/ou arbustive, ou bien sur des terres cultivées, en lien avec la moindre production de ruissellement de surface (Chang, 2013). Le type de végétation est un facteur clé dans la répartition de la conductivité hydraulique dans un paysage (Hao et al., 2019).

Enfin, la distribution topographique des deux composantes du paysage de la ZCNE, homogène à basse altitude, pourrait également influencer sur le régime hydrologique globale des BVs, puisque les pentes de savanes sont situées quasi-systématiquement au-dessus des forêts réduites aux talwegs.

Les questions auxquelles cette étude s'intéresse dans le cadre de ce premier volet sont les suivantes :

Quelles sont les différences dans les réponses hydrologiques d'une forêt et d'une savane typiques du BV de la Thiem à une l'échelle d'une parcelle d'expérimentation ? Quels sont les processus hydrologiques dominants en fonction du couvert végétal ? Considérant les réponses à ces premières questions, quelles peuvent être les conséquences de la distribution topographique des forêts et des savanes sur le fonctionnement hydrologique global des BVs ?

Si les feux constituent dans la pensée collective la source principale de dégradation du régime des rivières, d'importantes traces d'érosion ont été également observées sur des zones dégradées par les cerfs et les cochons. De plus certains glissements de terrain leur sont fréquemment attribués.

6 L'impact des zones dégradées par la faune envahissante sur les ressources en eau : deuxième volet de questionnement

Les cerfs et les cochons sont invasifs en NC et représentent une menace importante pour la régénération des forêts. Dans la zone nord-est de nombreuses zones de forêt humides sont fortement 'dégradées' : les strates arbustives et herbacées sont quasi-absentes sur des surfaces très variables, allant de quelques centaines de m² à plusieurs hectares, et des signes d'érosion très forte sont visibles au travers de nombreuses racines qui dépassent de la surface du sol sur des hauteurs pouvant atteindre la vingtaine de centimètres. Il est important de préciser ici que la quantification des impacts des cerfs et des cochons sur la végétation et sur le sol constitue en soi un sujet d'études complexe et que cette question ne sera pas traitée dans la présente étude. On émet ici simplement l'hypothèse que l'état de dégradation très avancée de certaines zones forestières est causé par les cerfs et/ou les cochons. On cherche ensuite ici à évaluer l'impact sur le régime hydrologique de cet état de dégradation des surfaces, très hétérogène dans l'espace.

Le cerf rusa ou cerf de Java (*Cervus timorensis*) a été introduit en 1870 en NC (Pascal et al., 2006) à hauteur de seulement 12 individus. Ce petit cervidé originaire de l'Indonésie est désormais présent dans tous les milieux néo-calédoniens, de la forêt sèche littorale à la forêt tropicale humide d'altitude. Il est reconnu comme l'une des espèces envahissantes menaçant le plus les écosystèmes néo-calédoniens et la « stratégie de lutte pays » établie pour la période 2017 – 2021 l'a classé parmi l'une des 7 espèces envahissantes à gérer en priorité (CEN, 2017). Une étude a estimé en 2013 à 15 millions d'euros les dégâts des cerfs et des cochons (Floret, 2013). Si dans les années 2000 son impact était surtout noté dans les forêts sèches de la côte ouest, où il a été constaté que le cerf constituait la menace la plus forte sur les forêts schérophylles (Bouchet et al., 1995), ces deux dernières décennies de forts impacts ont été également constatés dans le massif septentrional nord-est. Une association environnementale a notamment été créée pour une gestion durable du massif du mont Panié, point culminant de la NC, où la zone sommitale abrite un micro-endémisme riche et fortement menacé, notamment par les cerfs et les cochons. Au sein de ce massif, il semble que le stade invasif ait été atteint dans les années 1970 – 1980 (Collectif ICONÉ, 2015). La population de cerfs de la Grande Terre était estimée à 220 000 individus dans les années 1940, et à 200 000 pour la PN seule aujourd'hui (Collectif ICONÉ, 2015). Cependant ces estimations sont issues de comptages extrêmement localisés et peu précis.

Il a été montré par des observations de terrain ainsi que par des analyses génétiques que les cerfs rusa sauvages de NC ont un comportement fortement territorial et qu'ils vivent au sein de groupes constitués de peu d'individus (7 à 19 d'après de Garine-Wichatitsky et al., (2009)). La dispersion parent-progéniture est notamment estimée appartenir à la gamme 0.2 – 2 km ce qui signifie que les cerfs se déplacent peu d'une génération à l'autre. Quantifier l'impact du cerf est très complexe et il n'existe à ce jour pas d'indicateur faisant consensus en NC. Cependant les témoignages sont extrêmement éloquentes et témoignent de l'état d'urgence concernant les forêts.

Une étude sur l'alimentation des cerfs de la zone de La Forêt Plate, dans la Chaîne Centrale, dont le paysage est constitué d'une mosaïque de savanes à niaoulis et de forêt humide a été menée en 2005. Elle a mis en évidence que la population de cerfs locale s'alimentait majoritairement en végétation ligneuse (de Garine-Wichatitsky et al., 2005). Les analyses de contenu des panses ont montré une

quantité de matière sèche constituée à 62 % de ligneux. Sur notre zone d'étude, on a pu constater de nombreuses traces d'abroustissement de la végétation forestière arbustive. Les taux d'abroustissement sont très variables dans l'espace.

Bien qu'il soit complexe à quantifier, l'impact des cerfs et des cochons sur le sous-bois des forêts est de toute évidence important. Il se traduit par des zones totalement dénuées de strate herbacées et arbustives. Cela apparaît clairement au travers de nombreux témoignages attestant la facilité à se déplacer dans la forêt, là où il y a quelques décennies le déplacement était fortement entravé par une végétation dense et où il fallait débrousser avec une machette pour pouvoir avancer. Au Parc Provincial des Grande Fougères, le CEN a mis en évidence une repousse spectaculaire de la végétation sur les sites équipés de dispositifs expérimentaux de type « exclos », i.e. qui ont été protégés des cerfs et cochons par un grillage pendant une durée 5 ans (Weiss, 2019).

Or il a été montré que le sous-bois joue un rôle dans la limitation du ruissellement de surface (Lacombe et al., 2018), notamment car il favorise les écoulements de subsurface, ce qui permet de réduire la quantité de ruissellement superficiel (Nespoulous et al., 2019). L'impact des cerfs sur le sous-bois étant évident bien qu'hétérogène dans l'espace, il est légitime de se questionner sur l'impact des cerfs sur les ressources hydrologiques.

Le cochon féral (*Sus scrofa*) a quant à lui été introduit dès le passage de James Cook en 1774. Depuis lors, de nombreux autres épisodes d'introduction de cochons ont eu lieu, à l'origine de divers croisements. Il fait également partie des 7 espèces identifiées comme prioritaires à gérer (CEN, 2017). Il semble également qu'il y ait eu une accélération de l'augmentation des effectifs de cochons dans les années 80 – 90 sur la côte est (Collectif ICONÉ, 2015). Si finalement les connaissances sur les impacts du cerf sont maigres en NC, celles portant sur le cochon féral le sont encore plus.

Les ongulés envahissants peuvent avoir à partir de certaines densités des impacts très forts sur les forêts (Spear et Chown, 2009). A partir d'un certain stade ces effets peuvent être irréversibles (Coomes et al., 2003). L'impact des cochons sur les propriétés des sols et notamment sur les processus d'érosion a été souligné dans plusieurs études (Barrios-Garcia et Ballari, 2012). Les cochons déstructurent fortement les premiers horizons du sol lors de leurs fouilles alimentaires. Long et al. (2017) ont montré que la suppression des cochons en forêt tropicale humide de montagne à Hawaii entraînait l'augmentation des agrégats du sol et sa porosité. Cependant, à notre connaissance, leur impact sur le régime hydrologique n'a pas été étudié.

La question de l'impact des cerfs et des cochons amène à compléter la première problématique détaillée auparavant, qui concernait la dichotomie savane - forêt ainsi que son organisation dans le paysage, pour y ajouter les questions suivantes :

De quelle manière le régime hydrologique des zones très dégradées par les cerfs et/ou les cochons est-il modifié ? Quelles peuvent être les conséquences à plus grande échelle de la présence de zones dégradées localisées à différents endroits dans un BV ?

Pour répondre à ces deux séries de questions, les données de ruissellement et de turbidité de l'eau ruisselée à l'exutoire des parcelles installées dans le cadre du projet RESCCUE sont étudiées pendant la période 2018-2020. De plus, deux stations hydrologiques ont été installées au cours de ce travail de doctorat, à l'exutoire d'un BV de savane de 2.5 ha et d'un BV à dominante forestière de 3.12 km² situé dans le BV de captage de Haccinem. Les données de ces BVs sont étudiées sur la période 2019-2020 et visent à quantifier l'érosion à une plus grande échelle que celle des parcelles ainsi qu'à mieux comprendre la réponse hydrologique de BVs de différentes tailles.

Le premier chapitre de ce manuscrit détaille les méthodes utilisées, en particulier il décrit les méthodes de calculs de débits et d'érosion aux différentes échelles d'étude. Dans un second chapitre les résultats sont présentés. Ils s'articulent de manière à mettre en évidence les contrastes marqués de réponses hydro-sédimentaires des différentes surfaces étudiées ainsi qu'à comprendre le fonctionnement hydrologique des BVs. La discussion permet ensuite de mettre les résultats en perspectives les uns avec les autres ainsi qu'avec la bibliographie pour répondre aux deux questionnements adressés dans cette introduction. Ce manuscrit se conclut par le résumé des réponses apportées par cette étude et propose des indications pour une gestion appropriée des BVs ayant pour but de contrer le processus de dégradation du régime hydrologique des BVs en cours sur la ZCNE.

1 Matériels et méthodes

Ce chapitre décrit les méthodes de calculs de débits, concentrations en matière en suspension (MES) et précipitations sur les différents sites étudiés. Il présente également le modèle d'écoulement conçu pour la savane et dont les résultats ont été comparés avec les données observées sur la parcelle SAV pour 3 événements pluvieux.

Une première partie décrit les sondes de mesure utilisées, détaille leurs incertitudes et leurs méthodes de calibration. Une attention particulière a été portée sur la notion de turbidité et sa relation avec la MES, car la mesure de la turbidité est particulièrement complexe, peut s'effectuer avec une infinité de méthodes différentes, et est particulièrement dépendante des instruments de mesures ainsi que des sites d'étude. La deuxième partie présente les calculs effectués sur les parcelles ainsi que le modèle, et enfin la troisième partie détaille les méthodes concernant les deux BVs étudiés.

1.1 Éléments préalables – Instrumentation

1.1.1 Pluviométrie

Les données de 5 pluviomètres ont été utilisées dans cette étude. Trois d'entre eux se situent à proximité immédiate des parcelles et sont désignés par le nom des parcelles correspondantes. Les deux autres ont été rajoutés pour une meilleure connaissance de la pluie sur le BV CAPT.

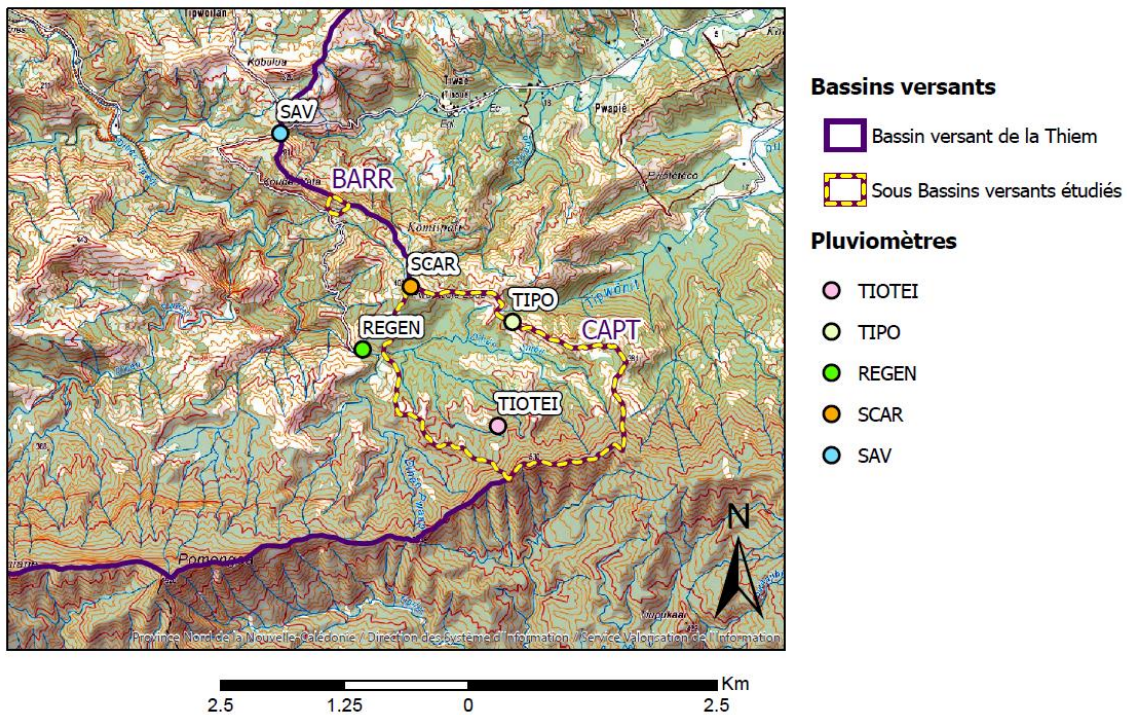


Figure 11 – Localisation des pluviomètres

Le premier, se trouvant sur la crête délimitant la frontière avec le BV de la Tiponite a été nommé TIPO. Le second se trouve sur le chemin du GR et a été nommé TIOTEI, correspondant au nom local du col se trouvant à proximité (Figure 11).

1.1.1.1 Pluviomètres des parcelles



Figure 12 - Pluviomètre de SCAR (Campbell CS701) – Source : RESCCUE, Quentin Delvienne

Les données des pluviomètres Campbell (modèle CS701) des parcelles sont disponibles de mars 2017 à février 2021 avec une résolution temporelle de 6 min et une résolution de 0.2 mm, correspondant au cumul de pluie provoquant un basculement d’auget. Ces pluviomètres fonctionnent en respect de la norme ISO 9001. L’orifice collecteur de pluie, de diamètre de 20 cm, comprend un mécanisme de siphon permettant que la pluie s’écoule à un rythme régulier vers le mécanisme de l’auget basculant, ce qui permet de couvrir une gamme d’intensité de pluie allant de 0 à 700 mm.h⁻¹. La précision garantie est de 2 % pour la gamme d’intensité pluvieuse de 0-250 mm.h⁻¹ et de 3 % pour la gamme 250-500 mmh⁻¹ (Campbell Scientific, 2018).

Chaque pluviomètre est connecté à un enregistreur Campbell CR200X, paramétré et calibré en usine pour enregistrer le cumul de pluie toutes les 6 min. Les distances parcelles - pluviomètres associés sont de 96 m à SAV, 56 m à SCAR et 108 m à REGEN. A SCAR et à REGEN, les pluviomètres ont été placés dans des zones à végétation herbacée proche des parcelles afin d’éviter des biais de mesure causés par la végétation arborée.

La vérification de la calibration par comptage du nombre de basculement d’augets a été réalisée en juin 2018, en septembre 2019 puis en mars 2021 (Annexe 1).

Le mode d’emploi du pluviomètre ne donne pas le protocole de calibration du pluviomètre et précise qu’en cas de dérive le pluviomètre doit être renvoyé en usine. Par conséquent sur la durée de cette étude aucune recalibration n’a été effectuée.

D’autre part la dérive des pluviomètres n’est pas linéaire dans le temps (Annexe 1). Par conséquent celle-ci n’a pas été corrigée. On retiendra donc comme incertitude relative le maximum d’erreur observé au cours des vérifications de calibration des pluviomètres sur les trois années, afin de maximiser l’incertitude. Ainsi, on retiendra les valeurs d’incertitude relatives (notée $(\Delta P/P)_{parcelle}$) suivantes :

$$\begin{array}{l} \text{Eq 1} \\ (\Delta P/P)_{SCAR} = 0.08 \end{array}$$

$$\begin{array}{l} \text{Eq 2} \\ (\Delta P/P)_{SAV} = 0.05 \end{array}$$

$$\begin{array}{l} \text{Eq 3} \\ (\Delta P/P)_{REGEN} = 0.03 \end{array}$$

1.1.1.2 Pluviomètres TIPO et TIOTEI



Figure 13 - Pluviomètre HOBO –
Source : HOBO

Les pluviomètres TIPO et TIOTEI ont été installés afin de quantifier la pluie du BV CAPT en complément des pluviomètres SCAR et REGEN situés en bordure ouest du BV. Il a été impossible d'équiper les bordures est et sud du BV pour cause d'absence de zones sans couvert arboré. Le pluviomètre TIPO a été installé sur la crête nord du BV, au niveau du point de plus avancé vers l'est sans couvert arboré. Le pluviomètre TIOTEI a été installé sur le site ouvert situé le plus au sud le long du sentier du GR qui traverse le BV selon la direction nord – sud.

Les données de TIPO sont disponibles sur les périodes suivantes : 15/03/2020 – 18/11/2020 et 01/02/2021 - 19/02/2021, celles de TIOTEI sur les suivantes : 08/02/2020 – 20/02/2021, 14/03/2020 – 20/02/2021.

Il s'agit de pluviomètres à augets HOBO RG3-M. Ils possèdent également une précision de 0.2 mm et l'enregistreur est paramétré pour enregistrer chaque basculement d'auget, provoqué par un cumul de 0.2 mm de pluie. Ils peuvent mesurer des pluviosités jusqu'à une intensité de 127 mm.h⁻¹ avec une précision de ± 1 %. L'orifice collecteur de pluie a un diamètre de 15.39 cm.

Ces pluviomètres ont été calibrés en février 2020, juste avant leur installation. 373 mL d'eau ont été versés dans l'orifice collecteur pendant une durée d'environ une heure. Ce volume correspond à une pluie théorique de 20.05 mm soit 100.3 basculements d'augets. La vérification de la calibration a satisfait les conditions décrites par le fabricant, soit une erreur de maximum 1 basculement de plus ou de moins que 100. On a donc une erreur inférieure à 1 % pour ces deux pluviomètres.

Eq 4

$$(\Delta P/P)_{TIPO} = 0.01$$

Eq 5

$$(\Delta P/P)_{TIOTEI} = 0.01$$

Ainsi, pour tout cumul de pluie P_{tot} (mm) donné par un pluviomètre au cours d'une certaine période, on considérera que la pluie réelle appartient à l'intervalle suivant :

$$[P_{tot} * (1 - (\Delta P/P)_{pluvio}, P_{tot} * (1 + (\Delta P/P)_{pluvio})]$$

1.1.2 Sondes de hauteur Trueblue

Des capteurs de pression de marque Trueblue ont été utilisés pour le calcul du ruissellement à l'exutoire des 3 parcelles. Il s'agit de sondes TE connectivity Trueblue 555 probe opérant sur la gamme de hauteur 0 - 3.5 m.



Figure 14 - Sonde Trueblue
(source : TE connectivity)

Ces sondes comprennent un tube capillaire permettant une correction de la mesure de hauteur d'eau en fonction de la pression atmosphérique. Elles ont une précision de $\pm 0.05\%$ de la valeur maximale de la plage de mesure soit 1.75 mm. Cette précision comprend les erreurs de linéarité, de non - répétabilité et d'hystérésis existantes dans la calibration de la relation pression – hauteur de la sonde. Cela correspond à une erreur totale maximale estimée par le fabricant.

On retiendra donc une incertitude valant $\Delta Hb = \pm 2$ mm pour les mesures effectuées avec ces appareils.

1.1.3 Sondes de hauteur OTT

Les deux stations BARR et CAPT sont équipées avec des sondes pression OTT PLS pour mesurer la hauteur d'eau. Ces sondes pression comprennent également un tube capillaire permettant une compensation de pression atmosphérique pour un calcul exact de hauteur d'eau. Elles sont réglées pour des mesures entre 0 et 4 m de hauteur d'eau. La précision est de $\pm 0.1\%$ de la valeur maximale de la plage de mesure soit 0.4 cm. De même que pour les sondes Trueblue, cette précision inclut les erreurs de linéarité, de non - répétabilité et d'hystérésis, et elle correspond à une erreur totale maximale. Cependant l'usage d'une station d'acquisition de type 4 – 20 mA de type MAC10R - USB de marque Paratronic n'a permis l'enregistrement des données qu'à une précision de 1 cm. C'est donc au niveau du stockage de la donnée dans l'enregistreur que l'arrondi au cm est effectué.

Au niveau de la sonde, une hauteur réelle de X cm donnera une valeur appartenant à l'intervalle [X - 0.4, X + 0.4], qui est arrondie au cm au niveau de la station. L'arrondi au cm rajoute quant à lui une incertitude maximum de 0.5 cm. La valeur stockée dans le fichier de donnée correspondant à une hauteur réelle de X cm appartiendra donc à l'intervalle [X - 0.9, X + 0.9]. Il s'agit là d'erreurs maximales.

On retiendra donc une valeur d'erreur valant $\Delta Hb = \pm 1$ cm sur les mesures de hauteurs d'eau de ces sondes OTT.

1.1.4 Turbidités et matière en suspension (MES)

1.1.4.1 Notion de turbidité de l'eau

La turbidité est une mesure optique de l'opacité d'un fluide, utilisée couramment pour la quantification de la MES dans les eaux de rivière (Gholizadeh et al., 2016). Dans une eau turbide, les rayons lumineux sont en partie diffractés lorsqu'ils passent à une distance infinitésimale d'un objet opaque. En fonction de la forme, de la taille et de la nature des objets en suspension, mais aussi de la longueur d'onde des rayons incidents, les rayons sont diffractés dans des directions et selon des intensités différentes.

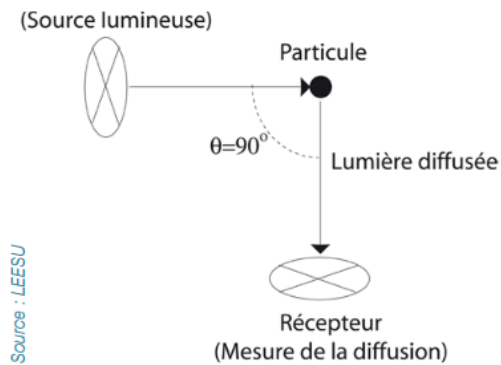


Figure 15 - Principe de mesure de la turbidité par néphélométrie selon un angle de 90 %.

La mesure de la turbidité par néphélométrie consiste en une mesure du degré de diffraction de la lumière selon un certain angle (Kitchener et al., 2017).

Un néphélomètre est constitué d'un émetteur lumineux d'une certaine longueur d'onde (ou d'une gamme de longueurs d'ondes) et d'un capteur mesurant l'intensité de la lumière diffractée par l'eau turbide selon un certain angle avec le rayon incident.

Ainsi la valeur de la turbidité mesurée dépend de la (ou des) longueur(s) d'onde(s) utilisée(s), de l'angle choisi, de la quantité et de la distribution des tailles de particules dans l'eau étudiée, mais aussi de la présence de phytoplancton ou de substances humiques ou minérales dissoutes (Bilotta et Brazier, 2008), qui peuvent venir perturber la relation turbidité – MES.

C'est pourquoi il est indispensable d'effectuer une calibration de la relation turbidité-MES pour chacun des sites de mesure.

Si la concentration d'une eau en particules en suspension d'une certaine nature augmente, l'intensité de la lumière diffractée augmentera avec la concentration en particules jusqu'à un certain seuil. En effet, au-delà de ce seuil des phénomènes d'atténuation de la lumière se mettent en place, et donc la turbidité diminuera malgré l'augmentation de la concentration en particules. Le seuil à partir duquel la réponse en turbidité s'inverse est propre à chaque type de turbidimètre.

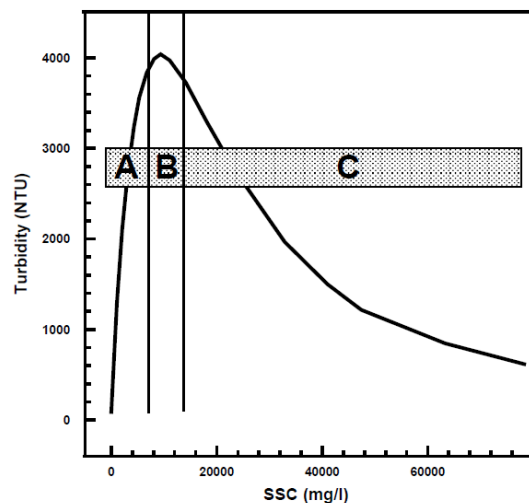


Figure 16 - Allure typique de la réponse d'un turbidimètre en fonction de la concentration en MES – (source : Campbell Scientific, 2017)

Le modèle le plus couramment utilisé pour la relation turbidité - MES dans la gamme de validité d'un turbidimètre est de forme linéaire.

Ce modèle suppose que la répartition des tailles de particules et leur composition ne varie pas avec la concentration en MES (Gippel, 1995). Il existe alors deux réels a et b tels que $C_{MES} (mg l^{-1}) = a * \text{turbidité} + b$.

Différentes unités de mesure de turbidité ont été définies afin de différencier les différentes méthodes de mesure. L'unité dans laquelle s'exprime la turbidité dépend de la longueur d'onde du faisceau lumineux émis et de l'angle entre le faisceau émis et le récepteur. Par exemple la mesure de la turbidité en NTU (Nephelometric Turbidity Unit) est basée sur une mesure de la diffraction d'une lumière incidente polychromatique dont le spectre de diffusion doit être situé dans la gamme 400 – 600 nm et

selon un angle de 90 °. Cette unité est cadrée par la norme US EPA Method 180.1, publiée au début des années 70. Cette méthode prescrit une calibration dans une solution de référence de Formazine (Kitchener et al., 2017). Cette unité présente l'avantage d'une précision plus grande pour les échantillons présentant une forte concentration en particules très fines, cependant elle présente le risque d'une perte de précision en lien avec son spectre lumineux large, dont certaines longueurs d'onde peuvent être absorbées par de la matière dissoute colorée (Kitchener et al., 2017).

Une autre unité classiquement utilisée est le FNU (Formazin Nephelometric Unit), basée sur une mesure de diffraction d'une lumière monochromatique de type proche-infra rouge à 90 °. Cette unité est définie par la norme DIN EN 27027/ISO7027 « Water Quality – Determination of Turbidity », préconisant une longueur d'onde de 860 ± 30 nm. L'usage d'une lumière monochromatique proche infrarouge (IR) élimine les interférences liées au phénomène d'absorption de certaines longueurs d'ondes par la matière dissoute colorée rencontrées dans le cadre de la norme EPA Method 180.1 (Kitchener et al., 2017).

Il existe de nombreuses confusions en lien avec ces unités. Par exemple la littérature de la sonde NTU Ponsel Aqualabo utilisée dans cette étude mentionne comme unité le NTU, alors qu'elle effectue une mesure de turbidité *via* la diffraction d'une lumière de longueur d'onde de 880 nm, faisant donc partie du champ des proches-infrarouges. L'unité formelle de cette mesure devrait donc théoriquement être le FNU. Certaines sources indiquent que le FNU et le NTU sont équivalents, ce qui est surprenant étant donné que les mesures s'exprimant dans ces deux unités sont basées sur des rayons émis de longueur d'onde très différentes. La norme NF EN ISO 7027 préconise de limiter la mesure de la turbidité en FNU (néphélogéométrie) à la gamme 0 – 40 FNU, mais précise que cette gamme peut être étendue en fonction des caractéristiques des néphélogéomètres.

D'autres types de capteurs utilisant notamment des angles de diffraction plus faibles sont mieux adaptés à des mesures de turbidité dans des eaux plus turbides. Il s'agit de turbidimètres nommés 'backscatter', qui signifie rétrodiffusion, avec les lesquels la mesure de diffraction se fait selon un angle de 90 à 180 ° (Bin Omar et Bin MatJafri, 2009).

Pour conclure, il est important de tester au préalable les différents appareils utilisés pour caractériser la gamme de valeurs dans laquelle ils sont opérationnels. D'autre part l'usage de la turbidité pour mesurer la concentration en MES dans l'eau doit reposer sur une calibration turbidité - MES propre à chaque instrument de mesure et à chaque site de mesure.

La turbidité peut être faussée par la présence d'éléments en suspension dans l'eau qui seraient d'une autre nature que ceux que nous cherchons à quantifier, c'est-à-dire la quantité de sédiments. L'eau de ruissellement de crue contient notamment des débris végétaux de taille millimétrique ou centimétrique. Si un de ces éléments grossiers se trouve sur le chemin du rayon lumineux émis par le turbidimètre, la mesure de la turbidité sera artificiellement augmentée, créant un artefact dans la série temporelle de données.

1.1.4.2 Néphélomètres utilisés et gammes de mesure

1.1.4.2.1 Parcelles

La turbidité de l'eau de ruissellement sur les parcelles a été mesurée sur chacune des parcelles pendant les saisons des pluies 2019 et 2020, avec des sondes de type « NTU » de la marque Ponsel Aqualabo. Il s'agit d'une sonde effectuant une mesure par néphélogéométrie basée sur une longueur d'onde émise de 880 nm et d'un capteur quantifiant la lumière diffusée selon un angle de 90 °. La sonde Ponsel a été conçue selon la norme DIN ISO 7027. La gamme de mesure de la sonde correspond à 0 - 4000 NTU, avec une résolution de 0.01 à 1 NTU et une précision inférieure à 5 % de la valeur donnée par l'appareil, d'après le manuel d'utilisateur. Cependant étant donné la confusion d'unité expliquée plus haut, il convient de vérifier la gamme réelle d'efficacité du turbidimètre.

Le manuel indique que pour une bonne mesure de la turbidité, la fenêtre de mesure doit être située à une distance supérieure à 5 cm des « murs », pour éviter les effets de bords. La sonde est connectée à un enregistreur de marque Ijinus (LOG03V3 4/20mA-Digital) sur les deux parcelles SAV et SCAR, à un enregistreur de type Odéon Photopod de marque Ponsel sur la parcelle REGEN.

Les turbidimètres ont été calibrés en mai 2018 suivant les manuels d'utilisateurs de l'Odéon et de l'enregistreur Ijinus. La calibration consiste en deux étapes, le réglage de l'offset correspondant au « zéro », effectuée avec de l'eau distillée, puis le réglage de la pente avec une solution de Formazine correspondant théoriquement à une valeur égale à la moitié de la gamme que l'on souhaite calibrer. La calibration de la pente a été effectuée avec une solution de Formazine à 1000 NTU, correspondant à la valeur maximale trouvée dans le commerce localement.

La dérive des sondes a été vérifiée en 2019 puis en 2020 dans des solutions de Formazine à 200 NTU et à 1000 NTU et dans de l'eau distillée. La dérive était inférieure à 3 % les deux années.

1.1.4.2.2 CAPT

Le turbidimètre installé à la station CAPT est un OBS501 de marque Campbell. Il s'agit d'un double capteur de turbidité, possédant un émetteur de lumière de type proche infrarouge de longueur d'onde 850 nm et deux récepteurs de la lumière diffusée, dont l'un permet de mesurer la lumière diffusée selon un angle de 90 ° (le capteur 'sidescatter'), l'autre selon des angles appartenant à la gamme 125 – 170° (le capteur 'backscatter', Figure 17). Les capteurs 'sidescatter' et 'backscatter' sont préconisés pour les mesures de turbidités faibles et importantes, respectivement. La fenêtre de mesure est équipée d'un système de nettoyage anti-encrassement. De plus un dispositif permet l'ouverture de la fenêtre de mesure au moment de la prise de mesure, et lorsque le capteur est en position fermée, entre deux mesures, un biocide est déversé au niveau des capteurs de réception lumineuse. La précision est de 0.5 TU ou ± 2 % de la mesure.

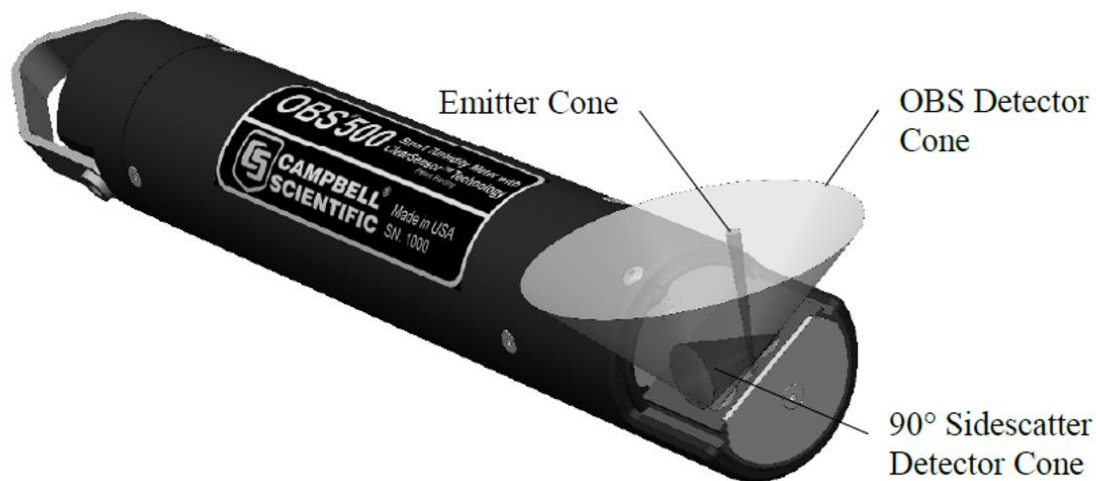


Figure 17 – Cônes de détection de la lumière diffusée par le turbidimètre Campbell
(Source : Campbell Scientific, 2017)

La turbidité mesurée par le capteur ‘sidescatter’ s’exprime en FNU et sera notée $turbi_{SS}$, alors que celle du capteur ‘backscatter’ s’exprime en FBU (Formazin Backscatter Unit) et sera notée $turbi_{BS}$. Plusieurs études ont montré dans le passé la linéarité de la réponse d’un turbidimètre ‘backscatter’ à la concentration en MES (Guillén et al., 2000).

La calibration de l’appareil a été effectuée en usine et le manuel précise qu’une nouvelle calibration n’est pas nécessaire avant deux ans d’utilisation. Aucune calibration n’a été effectuée sur ce turbidimètre durant cette étude. Cependant les régressions linéaires turbidité - MES effectués en 2020 puis en 2021 ont donné des résultats très similaires, confirmant la faible dérive de cet appareil.

1.1.4.2.3 Evaluation de la gamme d’efficience des différents capteurs

Un test au laboratoire a été effectué afin de connaître la gamme d’efficience des turbidimètres, de connaître leurs comportements de réponse en turbidité face à des concentrations fortes en sédiments. Le détail de ce test est exposé en Annexe 2. Il a mis en évidence que les sondes de type NTU ne montrent pas de comportement de décroissance de la turbidité à partir d’un certain seuil de concentration comme décrit précédemment (Figure 16), et que la réponse en turbidité face à une augmentation de la MES est linéaire jusqu’à 1500 NTU.

La réponse du turbidimètre Campbell présente un seuil à partir duquel la réponse en turbidité fléchit. Ce seuil est supérieur à 1060 FBU pour le capteur ‘backscatter’ qui montre une meilleure stabilité que le capteur ‘sidescatter’ pour l’ensemble des gammes de turbidité testées ($turbi_{BS}$ supérieures à 20 FBU).

1.1.5 Sondes d'humidité

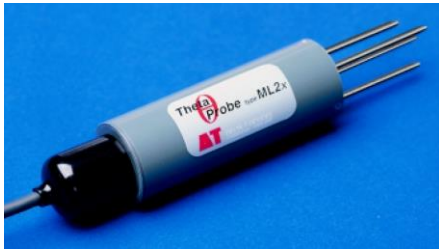


Figure 18 – Sonde ThétaProbe (Source User manual ML2x)

Des sondes d'humidité de la marque ThetaProbe ont été installées sur les trois parcelles (Figure 18). Les mesures effectuées par ce type de capteur reposent sur la propagation et la réflexion d'une onde électromagnétique haute fréquence (100 MHz) entre 4 électrodes.

A SCAR deux paires de sondes sont installées en partie haute et basse de parcelle à des profondeurs de 20 et 60 cm.

A SAV une paire de sondes est installée en partie basse de parcelle à des profondeurs de 20 et 60 cm et en haut de parcelle une sonde est installée à 20 cm de profondeur. A REGEN 3 sondes sont installées en milieu de parcelle à des profondeurs de 20, 45 et 60 cm. Des essais de vérification au laboratoire de la calibration des sondes d'humidité n'ont pas été fructueux : la calibration dans un échantillon de sol est complexe du fait du temps important d'homogénéisation de l'humidité dans l'échantillon de sol et de l'évaporation de l'eau ayant lieu en parallèle. D'autre part, l'utilisation de la calibration par défaut fournie par le constructeur produit des maxima d'humidité douteux prenant des valeurs largement supérieures à la porosité totale du sol. Les réponses de ces sondes seront par conséquent utilisées de manière qualitative.

1.2 Parcelles

Cette partie détaille l'ensemble des méthodes utilisées pour les calculs effectués au niveau des trois parcelles de ruissellement. Dans un premier temps sont décrits le design des parcelles et leurs caractéristiques environnementales. Dans un second temps les méthodes de calculs de débits à l'exutoire, de coefficients de ruissellement à différentes échelles temporelles, et de l'érosion sont détaillées avec leurs incertitudes. Ensuite les méthodes mises en œuvre pour l'étude de la perméabilité par le double anneau et de certaines caractéristiques du sol à proximité des parcelles sont exposées. Pour finir un modèle conceptuel et à base physique de l'écoulement destiné à simuler l'écoulement au sein d'une zone de savane de type parcelle SAV, ainsi que les critères proposés pour la validation du modèle à l'exutoire de cette parcelle sont présentés.

1.2.1 Localisation et description

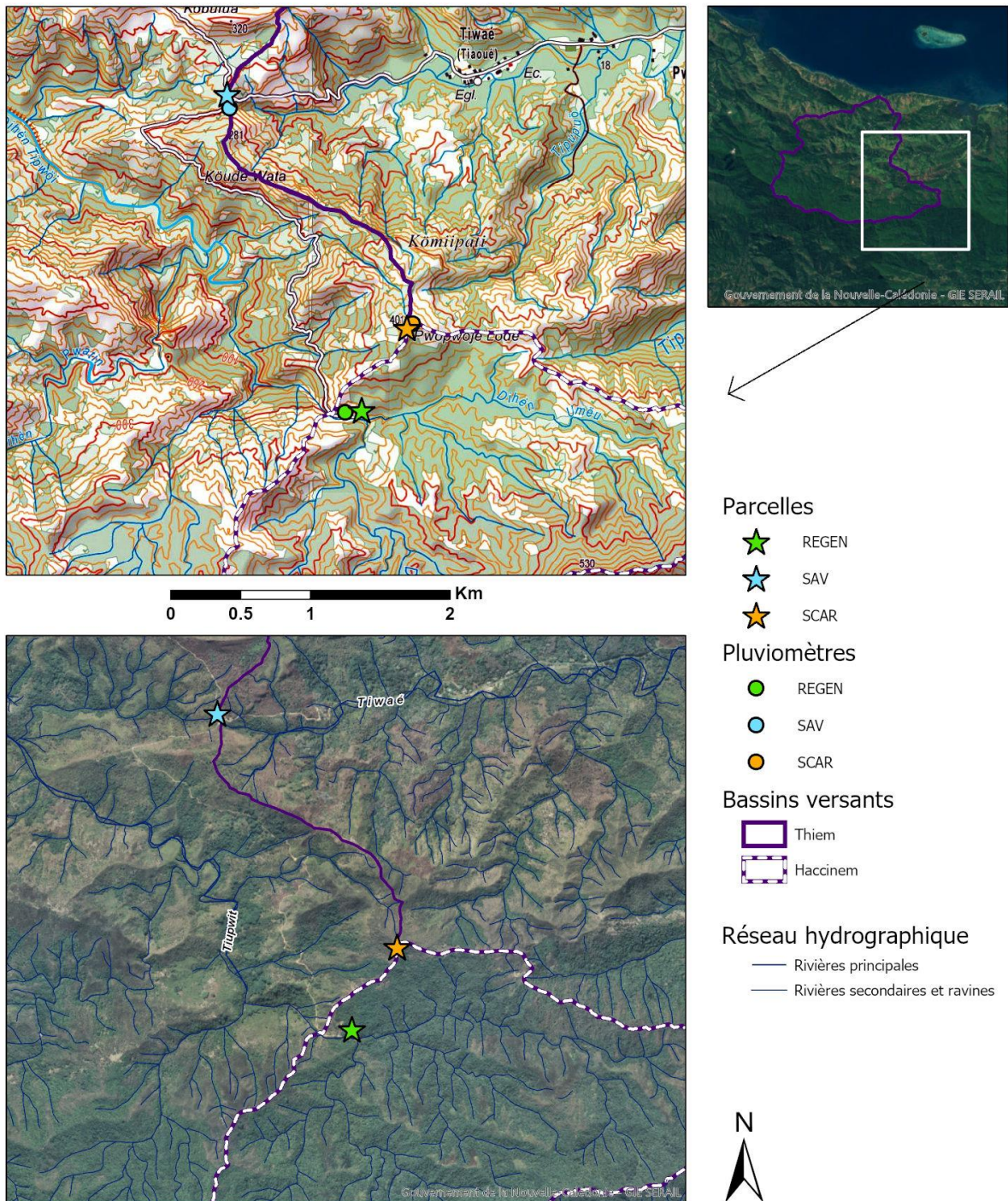


Figure 19 - Localisation des 3 parcelles hydro-sédimentaires

La parcelle SAV se situe sur au sein d'une zone de savane à niaoulis, à proximité de la crête séparant les BVs de la Thiem et de Tiwaé. Elle se situe sur une pente régulière orientée vers le sud-ouest et à une altitude de 180 m. Les deux parcelles forestières SCAR et REGEN se situent au sein du BV d'Haccinem. La parcelle REGEN se situe à 230 m d'altitude, à proximité de la retenue d'eau du captage d'Haccinem, à une centaine de mètre de la lisière forestière, dans un versant forestier orienté vers le sud-est. Le haut de la parcelle se situe au niveau d'un maximum topographique local. La parcelle SCAR se situe sur le même versant forestier mais en bordure supérieure de celui-ci, à 390 m d'altitude. La parcelle se situe à environ 20 m de la crête formant la limite entre le BV de la Thiem et celui de la Tiamié (affluent de la Tiwaé).

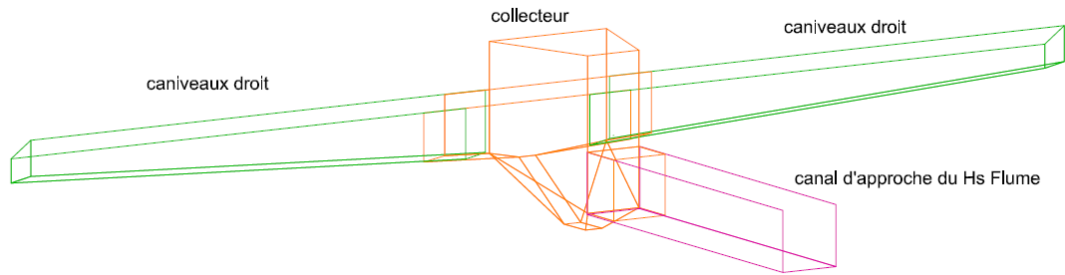
1.2.1.1 Design des parcelles

Les parcelles de suivi du ruissellement ont une forme rectangulaire d'approximativement 5 m de large sur 20 m de long. Elles sont situées sur des pentes moyennes de 17.2 °, 14.5 ° et 18.8 ° à SCAR, SAV, REGEN respectivement. Les parcelles SAV et SCAR sont délimitées dans le sens de la longueur et en limite amont par des plaques en inox enfoncées dans le sol sur une dizaine de centimètres de profondeur. La parcelle REGEN n'est délimitée par des plaques inox que dans le sens de la longueur, la limite amont de la parcelle étant située au niveau d'une ligne de crête. Les limites des parcelles ont été installées en s'adaptant à la végétation et aux racines des arbres, de manière à perturber le moins possible le milieu. En conséquence, les formes des 3 parcelles ne sont pas identiques et les plaques inox ne sont pas enfoncées sur la même profondeur partout.

L'aval de chaque parcelle se termine par un caniveau de profondeur moyenne de 15.8 cm de profondeur. Ce caniveau dont la profondeur augmente légèrement de l'extérieur vers le centre permet de récolter le flux de ruissellement des parcelles et de le diriger vers un collecteur prévu pour la mesure de la turbidité de l'eau de ruissellement (Figure 20). L'eau est ensuite dirigée vers un canal horizontal d'amenée qui se termine par un seuil jaugeur de type 'HS-flume' permettant d'avoir une relation hauteur-débit.

Pour créer ce dispositif Q. Delvienne et E. Ebrard (projet RESCCUE) se sont inspirés de parcelles typiques de ruissellement (Hudson, 1993; Kinnell, 2016) et ont amélioré et adapté le design afin que celui-ci permette de répondre à l'objectif fixé à savoir quantifier l'érosion (Delvienne, 2018) : le fond du collecteur a une forme de cuvette, ce qui permet de favoriser l'effet 'chasse', pour limiter l'envasement du collecteur et pour une meilleure fiabilité de la mesure de la turbidité au cours du temps. Le canal d'amenée mesure 1.5 m de long et sa pente est inférieure à 1 %, ce qui permet d'avoir un régime d'écoulement uniforme et non turbulent au niveau du seuil jaugeur. La longueur du canal est largement supérieure à 5 fois la hauteur maximum mesurée dans le 'HS-flume' (24 cm). Sa largeur est la même que celle du 'HS-flume'. L'aval du 'HS-flume' se situe au moins 50 cm en dessous du niveau 0 du seuil jaugeur ce qui assure la chute libre du flux de ruissellement en sortie du seuil. L'ensemble de ces caractéristiques permettent au dispositif de satisfaire les conditions de fonctionnement du 'HS-flume' (Hersch, 2009). La hauteur d'eau est mesurée dans un puit de mesure raccordé au 'HS-flume' par un canal cylindrique.

a)



b)



Figure 20 – Vue isométrique 3D de la conception Autocad du dispositif installé à l'exutoire des parcelles (a - Source : RESCCUE - Q. Delvienne et E. Ebrard) et photographie de ce dispositif à l'exutoire de la parcelle SCAR (b - Jean-Jérôme Cassan – PN, le 21/06/2018).

1.2.1.2 Végétation

- **Parcelle SAV**

La parcelle SAV se situe dans la partie centrale est du BV de la Thiem (Figure 19), correspondant à une zone est régulièrement brûlée (Figure 9). Le feu est passé à cet endroit 3 fois sur la période 2010-2018 : en 2011 le feu a affecté une surface de 40 ha, en 2013 25 ha, et en 2015 22 ha (Brinkert, 2019). Les limites des surfaces brûlées se situent au niveau d'une piste, d'une ravine, d'une limite savane-forêt ou bien d'une crête dont le relief est abrupt.

La végétation est caractérisée par un couvert arboré faible (10 à 20 %, Figure 21) de niaoulis âgés (diamètres entre 20 et 50 cm) et par un couvert herbacé dont la structure et la composition dépendent principalement de la durée écoulée depuis le dernier incendie. En effet la strate herbacée est détruite à quasiment 100 % à chacun de ses passages. Un à deux ans après le feu, elle est constituée d'espèces pyrophiles envahissantes dominées par l'herbe à miel (*Melinis minutiflora*), une herbacée annuelle anémochore. Elle comprend une forte densité de sensibles géantes bisannuelle à pérenne (*Mimosa diplotricha*) au port arbustif ainsi que de nombreux rejets de niaoulis présents en haut de parcelle. Par contre, seulement 4 mois après le feu, la composition du couvert herbacé de la parcelle est dominé

par la Paille de diss (*Imperata cylindrica*) et par une fougère d'espèce non identifiée. La Paille de diss se reproduit surtout de façon végétative grâce à un système vigoureux de rhizomes (Goarant et al., 2012) ce qui explique sa rapidité de croissance après le feu en comparaison avec l'herbe à miel dont les graines contiennent beaucoup moins de réserves qu'un rhizome.



Figure 21 – La parcelle SAV et son environnement (le 24/08/2018)

Un gros niaouli de diamètre 40 cm se situe en bordure extérieure de parcelle, en milieu de pente. Lors de la première année considérée dans cette étude (oct 2018 - sept 2019), la strate herbacée s'élevait à environ 1.5 m et était composée principalement de sensitive et d'herbe à miel (Figure 22 a).

L'ensemble de cette végétation a été détruite lors du feu organisé sur la parcelle, qui a eu lieu le 1^{er} octobre 2019.



Figure 22 - Evolution de la végétation de la parcelle SAV en lien avec le passage du feu

Quelques mois après le passage du feu, la végétation de savane constitue de nouveau un couvert herbacé de quasiment 100 % (Figure 22 d).

- **Parcelle REGEN**

La parcelle REGEN se situe à proximité de la retenue d’eau du captage d’Haccinem. Elle se situe dans une zone de forêt saine, relativement peu impactée par les cerfs et cochons. La végétation comprend principalement des arbres appartenant à la classe de diamètre 5 à 15 cm (Figure 23). Cette distribution diamétrale des arbres correspond à ce qui a été trouvé le plus fréquemment dans le cadre de l’étude des forêts humides de la PN (Birnbaum et al., 2015), ayant eu lieu entre 2012 et 2015, et qui a constitué en l’inventaire spécifique et structural de 87 parcelles de 400 m² et de 8 parcelles de 1 ha. Soixante % des arbres recensés sur les parcelles botaniques appartenaient à la classe de diamètre 5 - 10 cm et près des trois quarts des espèces ne dépassent pas 10 cm de diamètre. Sur la parcelle REGEN aucun arbre ne dépasse les 20 cm de diamètre.



Figure 23 – Strate arborée de la parcelle REGEN (le 07/09/2018)

La strate herbacée est globalement assez dense, avec une différence assez marquée entre le haut et le bas de parcelle. Le couvert herbacé (inférieur à 50 cm de hauteur) se situe dans la gamme 50 – 70 % de recouvrement dans la moitié basse de la parcelle et dans la gamme 20 – 30 % en moitié haute. Le couvert arbustif (entre 50 cm et 2 m), assez riche en fougères, est de l'ordre de 25 – 35 % en moyenne sur la parcelle (Figure 24).



Figure 24 - Sous-bois et régénération de la parcelle REGEN (le 24/10/2018)

Le couvert arboré atteint les 80 %. Ces pourcentages de recouvrement mettent en évidence que ce dernier est beaucoup plus dense que le sous-bois, ce qui est fréquent dans les forêts humides de PN : 7 des 8 parcelles forestières de 1 ha ont révélé un couvert du sous-bois largement inférieur à celui de la canopée ; la moitié des parcelles avaient un couvert arbustif représentant moins de 10 % du peuplement global, entre 20 et 30 % pour un quart des parcelles (Birnbaum et al., 2015).

- **Parcelle SCAR**

La parcelle SCAR se situe dans une zone de forêt proche de la crête formant la bordure nord du BV d'Haccinem. Les couverts herbacés et arbustifs de la parcelle SCAR se situent dans la gamme 5 – 10 %. Le couvert arboré est beaucoup plus dense, il se situe dans la gamme 70 – 80 %. La parcelle SCAR comprend 1 arbre de diamètre 25 cm, et deux autres arbres de diamètre similaires en bordure de parcelle, de part et d'autre de la parcelle.

En termes de structure de la strate arborée les parcelles SCAR et REGEN se ressemblent, et il semble que cette structure soit caractéristique des forêts humides de la PN. La différence principale de structure de la végétation entre les deux parcelles se trouve au niveau du sous-bois qui est plus dense à REGEN qu'à SCAR (25 à 35 % pour la strate arbustive à REGEN contre 5 à 10 % pour SCAR). La couverture de régénération au sol (strate herbacée) est très différente puisqu'elle est quasiment nulle à SCAR (Figure 25) alors qu'elle représente un couvert entre 20 et 70 % selon les endroits à REGEN.



Figure 25 – Photographie issue du piège caméra installé sur la parcelle SCAR montrant le déficit de sous-bois de cette parcelle et révélant la présence d'un cerf sur la parcelle (le 21/09/2018)

Cette différence de la densité du sous-bois et de la régénération forestière s'explique très probablement par la présence fréquente de cerfs et de cochons sur la parcelle SCAR. Un piège caméra a plu être installé sur une durée totale de 17 mois (Figure 25). Cette caméra permettait de couvrir environ ¼ de la parcelle (25 m²). La caméra a été fonctionnelle du 15/09/2018 au 15/01/2020, avec une absence d'acquisition entre le 19/03/2019 et le 16/04/2019 puis entre le 03/09/2019 et le 24/10/2019. Les passages ont été comptabilisés en notant les heures et dates de chaque photo ou un cerf apparaissait. Si deux photos montrent la présence de cerf à moins d'une demi-heure d'intervalle, un seul passage est comptabilisé. En tout 84 passages de cerfs ont été enregistrés sur les périodes de fonctionnement de la caméra. Ces 84 passages ont eu lieu au cours de 72 journées différentes (Figure 26).

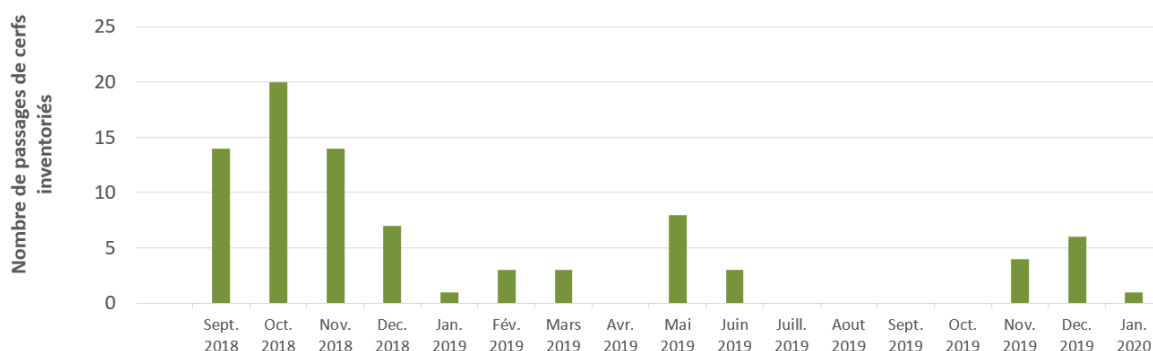


Figure 26 - Nombres de passages de cerfs enregistrés par piège photographique couvrant 1/4 de la parcelle SCAR

Les photos ont permis de mettre en évidence des comportements alimentaires des cerfs, qui semblent notamment se nourrir régulièrement de feuilles mortes au sol mais aussi de tiges feuillées situées en hauteur et d'écorce de certaines perches (Annexe 3).

Six passages de cochons ont été observés sur la parcelle SCAR (Figure 27). Ces passages se sont déroulés de manière concentrée entre le 13 et le 18/05/2019, puis les 13/06/2019 et 30/06/2019. Le 09/06/2019 il s'agissait de jeunes cochons (Figure 27 b).

Le 13/06/2019 les dégâts des cochons ont été constatés. La terre a été retournée à plusieurs endroits, affectant des surfaces de deux à une dizaine de mètres carrés, modifiant lourdement la structure du sol jusqu'à une profondeur estimée à l'œil de 5 cm.

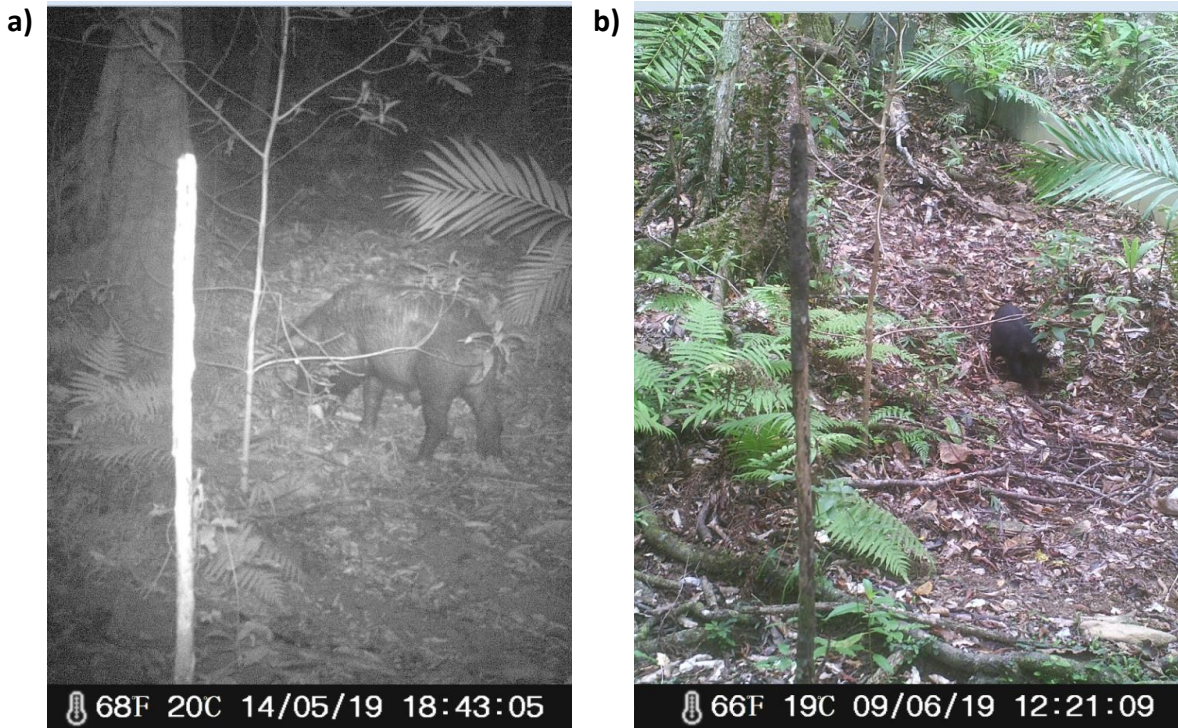


Figure 27 – Photographies de cochons sur la parcelle SCAR

1.2.1.3 Humus et sols

Les sols de la chaîne centrale de la Nouvelle-Calédonie sont principalement représentés par des Ferrallic cambisols (Dystric) associés à des Haplic ferralsols sur roches métamorphisées et volcano-sédimentaires. Il s'agit de sols jeunes brun-rouge à brun-jaune, caractérisés par la présence de kaolinite et d'une faible proportion d'oxydes de fer (Fritsch, 2012). Ils présentent un pH faiblement acide ainsi que de faibles capacités d'échanges cationiques et taux de saturation en cations échangeables. La carte pédologique de Nouvelle-Calédonie différencie sur la zone de la Thiem uniquement les zones correspondant aux lames de serpentines.

- **Parcelle SAV**

L'état des horizons humifères (horizons O) du sol de la parcelle SAV est très variable en fonction de la durée écoulée depuis le dernier passage du feu. En 2018, cette durée était de 3 ans. L'horizon de litière (OL), composée de débris végétaux bruts non décomposés, était de l'ordre de 10 cm d'épaisseur. La vigueur de la végétation herbacée et la vitesse de son renouvellement liées à la forte densité d'espèces annuelles comme l'herbe à miel, dont le feuillage meurt à chaque saison sèche, permet la production d'un horizon OL très épais au sol. L'horizon OF, dans lequel les débris végétaux sont partiellement décomposés, était de l'ordre de 1 cm d'épaisseur à ce moment-là, et l'horizon humifié (OH) au sein duquel les débris végétaux ont été transformés en humus et où les fibres végétales ne sont plus visibles, n'a jamais été observé ce qui est classique en milieu tropical humide.

Le passage du feu d'octobre 2019 a eu pour conséquence la mise à nu du sol sur environ les deux tiers de la surface de la parcelle (Figure 22). Le restant a conservé une bonne partie de la litière. Cela est lié à la date de mise à feu de la parcelle (01/10/2019) qui a été fortement contrainte pour des raisons de législation et de logistique. La parcelle a été mise à feu alors que la litière était encore humide aux endroits où elle était le plus épaisse. Cela ne correspond pas aux conditions dans lesquelles sont mises à feu les savanes en général. En effet les feux ont lieu en général dans des conditions de forte sécheresse. L'observation du sol après le feu semble indiquer que l'horizon OF est également détruit par le feu (Figure 28).



Figure 28 - Etat de couverture du sol après un passage de feu en savane. Les agrégats de sol sont visibles en surface, les horizons OL et OH sont absents (le 21/07/2020)

Dix descriptions de profil de sol ont pu être effectuées lors du stage de M2 d'Angéline Goue dans un pourtour de 200 m autour de la parcelle SAV (voir section 1.2.3). Les profils de sol présentent tous un horizon A (horizon mixte organo-minéral) de couleur noire, très structuré en agglomérats de taille centimétrique (1 à 4 cm), indiquant un fort taux de matière organique. Cet horizon comprend une densité forte de racines de taille millimétrique majoritairement. Il contraste fortement avec l'horizon B (minéral) de couleur jaune orangé avec des taches tendant vers le rouge. L'horizon B est beaucoup moins structuré que le sol superficiel et très peu de racines y sont visibles. Le sol profond semble très argileux au toucher. La limite entre ses deux horizons est graduelle et s'étend sur 5 à 10 cm. L'épaisseur de l'horizon A varie entre 15 et 50. Le profil de sol étudié le plus proche de la parcelle, à une distance de 20 m de celle-ci et à mi-pente est caractérisé par une épaisseur d'horizon A de 30 cm. L'épaisseur de l'horizon B est supérieure à 1.5 m, la profondeur maximale à laquelle nous ayons pu accéder par des prélèvements à la tarière. Certains profils contiennent une quantité élevée de cailloux de tailles centimètre à décimétrique, de type micaschiste.



Figure 29 - Profil de sol à environ 20 m de la bordure de la parcelle SAV, en milieu de pente (Pierre Genthon, le 02/10/2010)

- **Parcelle REGEN**

Le sol de la parcelle REGEN est protégé par une litière présentant de bonnes caractéristiques de décomposition de la matière organique : l'horizon OL, composé de feuilles mortes entières ou peu fragmentées et de bâtons de différentes tailles recouvre quasiment 100 % de la surface et les horizons OF et OH ne sont pas visibles.

Les 8 profils de sols étudiés à proximité de la parcelle REGEN présentent une anisotropie entre un horizon A et un horizon B, et une forte variabilité d'épaisseur de l'horizon A, tout comme à SAV. L'horizon A est de couleur brun clair pour la plupart des profils étudiés. Le profil de la Figure 30 a) présente un horizon A beaucoup plus foncé que les autres. Ce profil est situé juste à côté d'une souche en décomposition, pouvant expliquer un taux de matière organique plus élevé localement. L'épaisseur de l'horizon A varie entre 9 et 40 cm pour les profils étudiés. Il est fortement structuré avec de nombreux agglomérats de taille centimétrique et de très nombreuses racines de tailles très variables y sont visibles. La limite graduelle vers l'horizon B s'étend sur 5 à 20 cm selon les endroits. Certains profils de sol étudiés à proximité de REGEN présentent une transition tellement graduelle entre les deux horizons qu'il est difficile de définir une délimitation. L'horizon B est de couleur rouge orangé et présente une plus forte compacité et une plus faible structuration que l'horizon A. Il comprend une quantité de racines plus faible que l'horizon A.

a)



b)



c)



Figure 30 – Exemples de profil de sol à proximité de REGEN. L'image c) montre le profil étudié le plus proche de la parcelle, situé à une distance de 5 m de la bordure de la parcelle et à mi pente (Angéline Goué, mars/avril 2020)

L'image c) de la Figure 30 montre un exemple de profil pour lequel la limite entre les deux horizons est assez clairement identifiable et se situe aux alentours de 20 – 25 cm de profondeur. Il s'agit du profil de sol étudié le plus proche de la parcelle. Le profil visible sur la Figure 30 b) a été effectué entre les racines à contreforts d'un arbre de diamètre 60 cm. Ce profil présente un sol homogène de type horizon A jusqu'à 40 cm de profondeur.

Les profils de sol aux alentours de REGEN sont donc marqués par une anisotropie assez importante, cependant ils demeurent très variables en termes d'épaisseur d'horizon A et d'étalement de la zone de transition entre les deux horizons.

- **Parcelle SCAR**

La couverture de feuilles mortes du sol de la parcelle SCAR est réduite par rapport à celle de la parcelle REGEN. On estime la couverture par l'horizon OL de l'ordre de 60 % de la surface la plupart du temps, laissant 40 % de la surface du sol non protégé (Figure 31). Les horizons OH et OF sont absents.

Tout comme aux alentours des deux autres parcelles, les 6 profils de sols étudiés à proximité de SCAR sont hétérogènes et caractérisés par une anisotropie entre un horizon A et un horizon B. Cependant l'anisotropie est plus discrète et il n'est pas aisé de définir la limite entre les deux horizons pour la plupart des profils étudiés. Les couleurs des horizons A et B de SCAR sont semblables à ceux observés à REGEN (Figure 32).



Figure 31 - État de couverture du sol de la parcelle SCAR (le 17/10/2018)

L'horizon A de la plupart des profils étudiés à proximité de SCAR présente une quantité de racines fines beaucoup plus faible qu'aux autres parcelles. L'image a) de la Figure 32 montre un profil pour lequel on voit une discrète anisotropie avec un horizon superficiel d'une épaisseur de 5 à 10 cm qui se différencie de l'horizon plus profond par sa couleur plus foncée. Des racines de différentes tailles sont visibles jusqu'à 30 cm de profondeur. L'image b) en revanche montre un profil où la transition entre les deux horizons est très graduelle, s'étendant sur une trentaine de centimètres, et où les racines fines sont quasiment absentes.

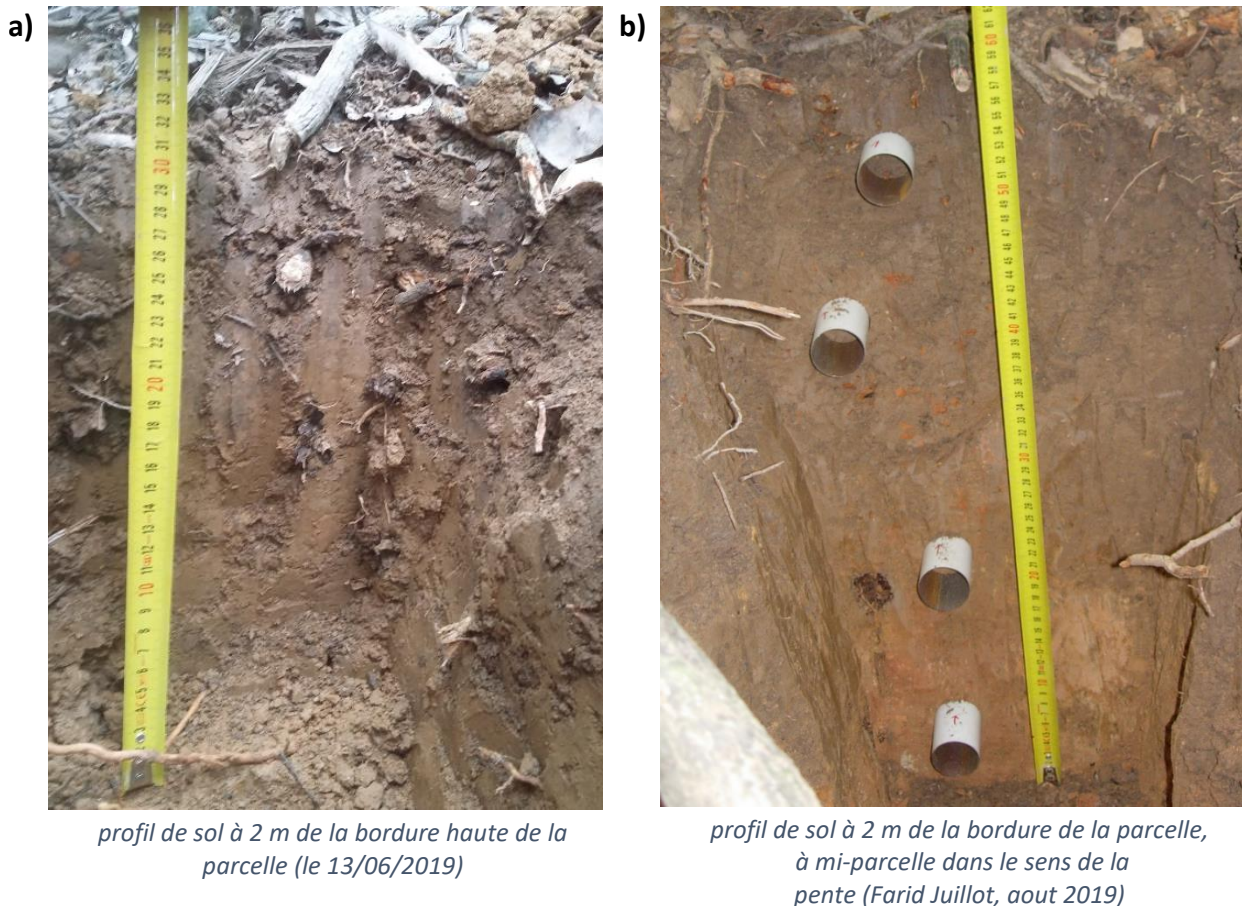


Figure 32 – Profils de sol à proximité immédiate de la parcelle SCAR

De nombreuses grosses racines dépassent du sol sur la parcelle, sur une épaisseur pouvant atteindre 15 cm, ce qui témoigne d'une érosion forte sur cette parcelle (Figure 25).

1.2.1.4 Topographie des parcelles et de leurs aires contributives

Les 3 parcelles se situent dans des conditions topographiques différentes. La parcelle REGEN se situe sur une pente régulière non incurvée de 15.6 m de long et de pente 18.8 °. La limite amont de REGEN se situe au niveau d'une crête, si bien qu'aucune plaque en inox n'a été installée en amont de cette parcelle.

La parcelle SAV se situe sur une pente moyenne de 14.5 ° d'une longueur projetée sur l'horizontale de 19.2 m. Elle est à une vingtaine de mètres en dessous d'une piste. Un talus coupant le profil de sol sur une hauteur de 2 m a été creusé en amont de la piste, et un caniveau qui longe la piste rassemble l'eau de ruissellement provenant de l'amont de la piste. Celle-ci constitue donc la limite de l'aire hydrologiquement contributive de cette parcelle. La parcelle SAV ainsi que son aire contributive présentent une incurvation proche de zéro : les courbes de niveau sont quasiment rectilignes. La topographie de cette parcelle peut donc être représentée en une seule dimension dans le sens de la plus grande pente. Les longueurs et pentes des différents segments de pente de la parcelle SAV et de son aire contributive sont présentées Figure 33.

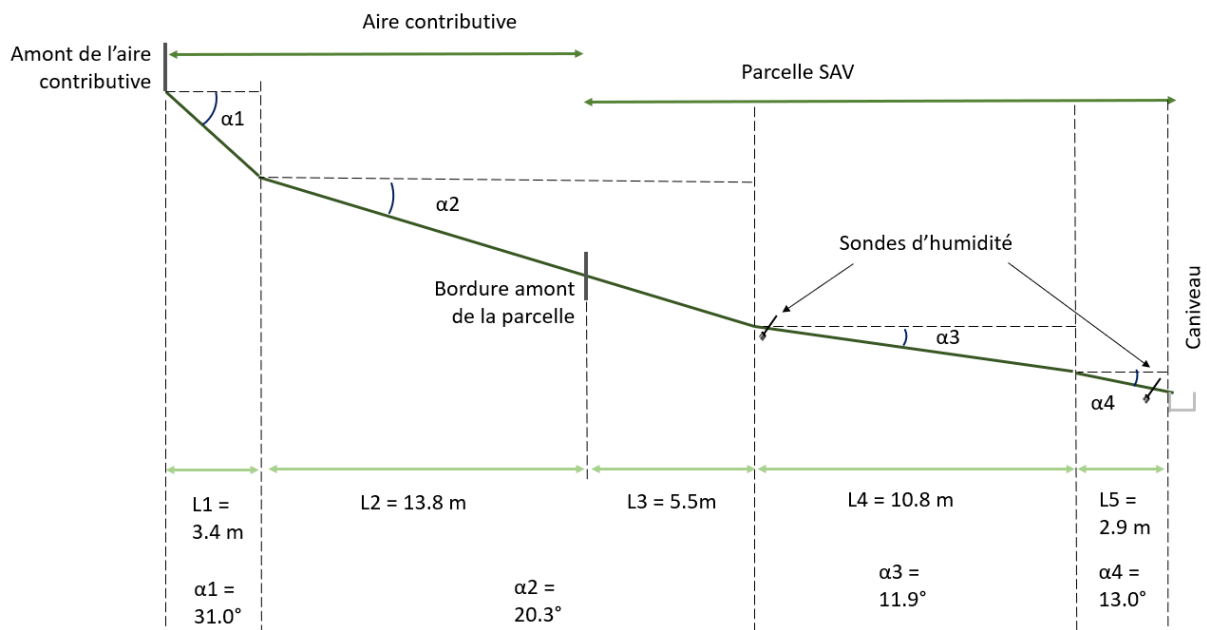


Figure 33 - Topographie de la parcelle SAV. Les différences de pentes entre les différentes sections ne sont pas représentées à la bonne échelle sur ce schéma.

La parcelle SCAR a une pente moyenne de 17.2 ° et mesure 19.8 m de long. Elle se situe une vingtaine de mètres en dessous d'une crête. L'aire contributive de cette parcelle présente une topographie concave et est plus large que la parcelle elle-même.

L'aire contributive de la parcelle SCAR a une forme grossièrement rectangulaire. Pour le calcul de sa surface et de sa pente moyenne, l'aire contributive est simplifiée par un rectangle de dimensions 21.6 m de long et 13.5 m de large. Ces distances ont été mesurées sur le terrain (Figure 34 a). La surface de ce rectangle est divisée en 5 surfaces élémentaires (Figure 34 b) pour le calcul de la pente moyenne.

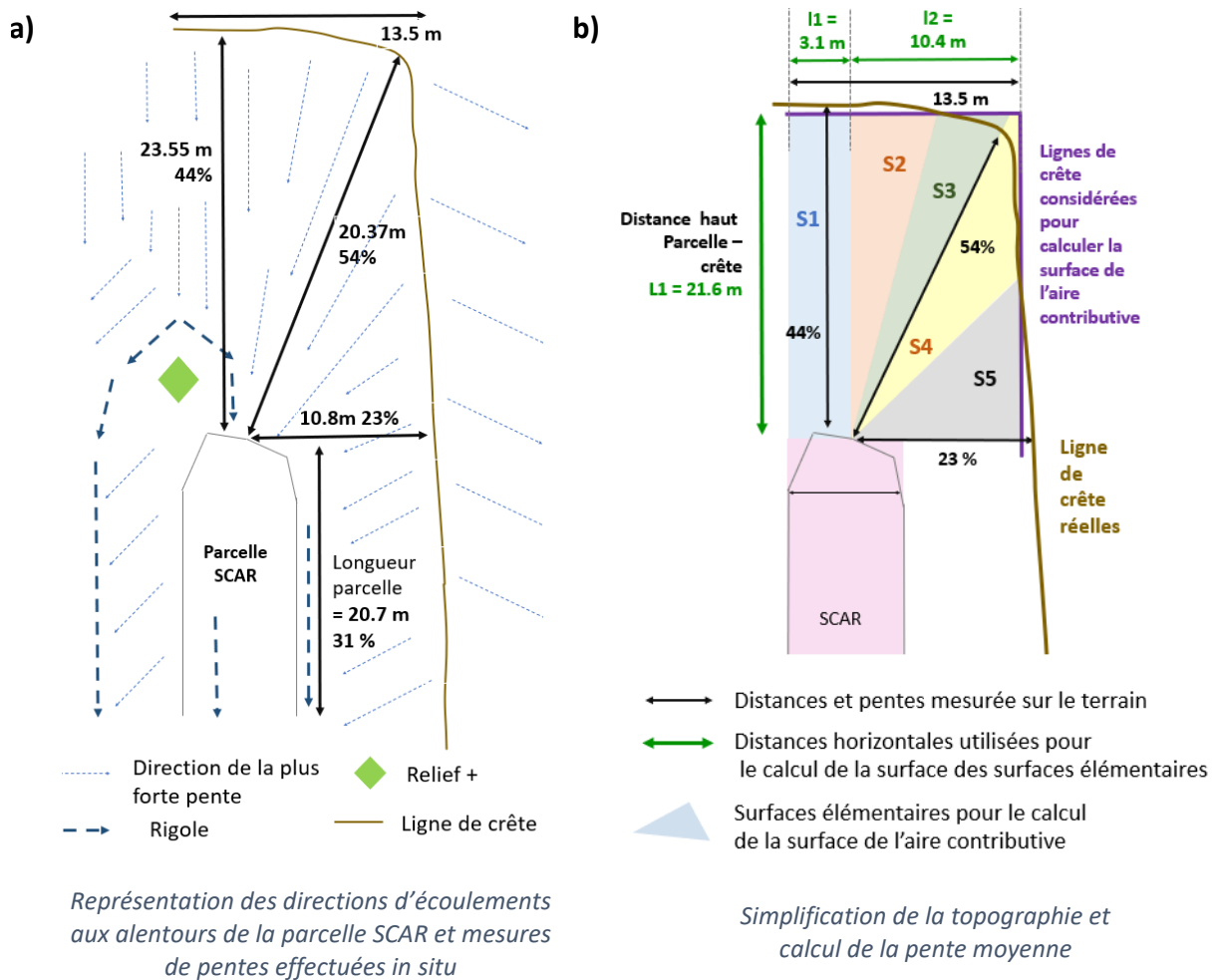


Figure 34 - Topographie de la parcelle SCAR et calcul de la surface et de la pente moyenne de l'aire contributive

	S1	S2	S3	S4	S5
Pente (%)	44	44	54	54	23
Surface (m ²)	65.9	56.4	56.4	56.4	56.4

Tableau 1 - Simplification de l'aire contributive de SCAR en 5 surfaces élémentaires

La pente moyenne est calculée par attribution de la pente mesurée sur le terrain de chacune des 5 surfaces élémentaires (Figure 34).

La pente moyenne est calculée par la formule suivante (Strahler, 1950) :

$$\alpha m = \frac{\sum_{k=1}^5 S_k * \alpha k}{\sum_{k=1}^5 S_k} \quad \text{Eq 6}$$

Avec αm (%) la pente moyenne de l'aire contributive ; S_k (m²) l'aire de la surface élémentaire S_k et αk (%) la pente la surface élémentaire S_k . Le calcul donne $\alpha m = 43.8 \%$ soit 23.7° .

L'indice topographique d'humidité (noté TI pour 'topographic wetness indice' en anglais) défini par (Beven et Kirkby, 1979) est régulièrement utilisé en hydrologie pour décrire la répartition de l'humidité des sols dans le paysage en fonction de la situation topographique (Buchanan et al., 2014). Il représente la propension d'un point à générer un ruissellement de surface par saturation sur sol en lien avec sa situation topographique. Il est défini comme suit :

Eq 7

$$TI = \ln\left(\frac{\alpha}{\tan(\beta)}\right)$$

Avec α l'aire contributive par unité de courbe de niveau et β est la pente ($m\ m^{-1}$). TI est calculé au niveau du milieu de chacune des 3 parcelles avec α calculé comme le quotient de l'aire contributive du point considéré par la largeur de la parcelle et β la pente de la parcelle. Le Tableau 2 récapitule les situations topographiques des 3 parcelles.

		SCAR	REGEN	SAV
Parcelle	Longueur moyenne projetée sur l'horizontale (m)	19.8	15.8	19.2
	Largeur moyenne (m)	6.1	5.4	6.0
	Pente moyenne (°)	17.2	18.8	14.5
	Surface (m ²)	120.8	85.3	115.2
Surface contributive amont	Longueur moyenne projetée sur l'horizontale (m)	21.6	Pas de surface contributive amont	17.2
	Largeur moyenne (m ²)	13.5		6.0
	Pente moyenne (°)	23.6		22.6
	Surface (m ²)	291.6		103.2
Surface contributive totale (m²)		412.4	85	218.4
Indice topographique (TI) du milieu de parcelle		5.3	3.2	4.7

Tableau 2 – Situation topographique des parcelles

1.2.2 Mesures hydro-sédimentaires *in situ*

1.2.2.1 Définition des évènements pluvieux

Les évènements pluvieux sont définis ici comme toute période ayant générée un cumul supérieur à 5 mm. Les évènements successifs sont considérés comme deux évènements différents s'il existe entre ceux-ci une période de 8 heures dont le cumul total est inférieur à 3 mm de pluie.

Cette définition a été choisie car elle permet de prendre en compte tous les évènements ayant produit du ruissellement sur au moins l'une des trois parcelles. Le critère de séparation de deux évènements

successifs permet de rassembler en un seul évènement les périodes temporelles pendant lesquelles la pluie a connu plusieurs maximums séparés et pendant lesquelles le ruissellement n'a jamais cessé sur au moins l'une des parcelles.

Certains évènements pour lesquels la pluie a été moins continue dans le temps à SAV qu'à SCAR ou REGEN ont conduit à la définition de 2 évènements différents à SAV contre 1 seul évènement sur les deux autres parcelles. Afin de pouvoir comparer les évènements et leurs réponses hydrologique en débit à l'exutoire des parcelles, pour ces cas particuliers les deux évènements séparés à SAV ont été rassemblés en seul évènement.

Le cumul de pluie sur chacune des parcelles pendant un évènement pluvieux est calculé comme suit :

Eq 8

$$Ptot_{ev} = \sum_{debut\ ev}^{fin\ ev} Pi \pm \Delta Ptot_{ev}$$

$$\Delta Ptot_{ev} = (\Delta P/P)_{parcelle} * \sum_{debut\ ev}^{fin\ ev} Pi$$

Avec $Ptot_{ev}$ le cumul de pluie pendant l'évènement (mm) et Pi les cumuls de pluie enregistrés par le pluviomètre de la parcelle entre le début et la fin de l'évènement (mm).

L'incertitude sur $Ptot_{ev}$, notée $\Delta Ptot_{ev}$, vaut $Ptot_{ev} * (\Delta P/P)_{parcelle}$, $(\Delta P/P)_{parcelle}$ étant l'incertitude relative définie dans la section 1.1.1.1. Ainsi on définit $Ptot_{ev\ min}$ et $Ptot_{ev\ max}$ pour chaque évènement pluvieux :

Eq 9

$$Ptot_{ev\ min} = Ptot_{ev} (1 - (\Delta P/P)_{parcelle})$$

Eq 10

$$Ptot_{ev\ max} = Ptot_{ev} (1 + (\Delta P/P)_{parcelle})$$

Une comparaison succincte des précipitations sur les 3 parcelles, ainsi qu'une description de la distribution des pluies mensuelles et du partage du cumul de pluie en différentes catégories de taille d'évènements seront effectuées sur la période de oct. 2017 à sept. 2020.

1.2.2.2 Ruissellement

1.2.2.2.1 Relation hauteur-débit

La hauteur d'eau au niveau du seuil jaugeur notée *Hutile* doit être utilisée pour le calcul du débit *via* la relation hauteur-débit du seuil jaugeur fourni par le constructeur. La première étape consistant à calculer *Hutile* à partir de la mesure de la hauteur brute *Hb* est détaillée en Annexe 4. Celle-ci implique le calcul d'un facteur correctif qui sera noté *Corr*, correspondant à la différence de niveau entre le niveau zéro du seuil jaugeur et le niveau zéro du puits de mesure (i.e. le niveau d'eau dans le puits

lorsque l'eau a fini de s'écouler librement). Ce facteur *Corr* détermine les débits minimums mesurables en fonction de la qualité de l'assemblage 'HS-flume' – puits de mesure.

Les valeurs de *Corr* et par conséquent des débits minimum mesurables à l'exutoire des parcelles sont résumés dans le Tableau 3 :

		REGEN	SAV	SCAR
octobre 2018	Corr (mm)	3	7.6	15
	Débit minimum mesurables (l s ⁻¹)	8.5 * 10 ⁻³	1.3*10 ⁻²	4.9*10 ⁻²
novembre 2018 → mai 2019	Corr (mm)	3	8.5	5
	Débit minimum mesurables (l s ⁻¹)	8.5 * 10 ⁻³	1.7*10 ⁻²	8.5*10 ⁻²
mai 2019 → mai 2020	Corr (mm)	3	8.5	7
	Débit minimum mesurables (l s ⁻¹)	8.5 * 10 ⁻³	1.7*10 ⁻²	1.1*10 ⁻²

Tableau 3 - Minimum des débits mesurables à l'exutoire des parcelles. Si le *Corr* est inférieur à 6 le débit minimum mesurable correspond au débit minimum de validité de la relation hauteur-débit du 'HS-flume'.

La hauteur utile *Hutile* (*t*) est calculée pour chaque intervalle de temps pour lesquels on décèle un ruissellement sur les données brutes. Au vu du décalage des niveaux zéro du puits et du seuil, cela correspond à chaque intervalle de temps pour lesquels *Hutile* > *Corr*. *Hutile* (*t*) est calculé comme suit :

Eq 11

$$H_{utile}(t) = H_{sonde}(t) - (H_{0sonde}(t) - Corr(\text{parcelle}, \text{année}))$$

Avec *Hsonde* (*t*) la valeur de hauteur brute au temps *t* mesurée par la sonde, *H0sonde*(*t*) la valeur de *H0sonde* à la fin de l'évènement pluvieux étudié, i.e. la valeur brute de la hauteur d'eau lorsque l'écoulement est terminé. La valeur de *H0sonde* (*t*) correspond à une mesure brute de la sonde lorsque celle-ci ne varie plus. L'incertitude sur cette valeur vaut l'incertitude de la mesure de la sonde, i.e. $\Delta H_{0sonde}(t) = 1.8 \text{ mm}$. La valeur de *Corr* a été calculée indépendamment pour chacune des parcelles et après chaque entretien annuel des parcelles, et a une incertitude valant $\Delta Corr = 1.9 \text{ mm}$ (Annexe 4).

Le débit est estimé par application de la formule hauteur-débit donnée par le fabricant du seuil jaugeur de type 'HS-Flume' (Brakensiek et al., 1979).

Eq 12

$$Q(t) = a + b * H_{utile}(t)^{0.5} + c * H_{utile}(t)^{1.5} + d * H_{utile}(t)^{2.5}$$

Avec *Q* (*t*) le débit à l'exutoire du 'HS-flume' en l s⁻¹; *Hutile* (*t*) la hauteur d'eau au niveau du 'HS-flume' en m calculée selon l'Eq 11 ; et les valeurs suivantes de a, b, c et d :

a = -0.00707921 ; b = 0.04898248 ; c = 21.70307374 ; d = 365.9132927

L'incertitude sur la mesure $Q(t)$, notée $\Delta Q(t)$ est calculée comme suit :

Eq 13

$$\Delta Q(t) = \sqrt{\left(\frac{\partial f(Q(t))}{\partial H_{sonde}(t)} * \Delta H_{sonde}(t)\right)^2 + \left(\frac{\partial f(Q(t))}{\partial H_{0sonde}(t)} * \Delta H_{0sonde}(t)\right)^2 + \left(\frac{\partial f(Q(t))}{\partial Corr(t)} * \Delta Corr(t)\right)^2}$$

$$\Delta Q(t) = \sqrt{(b * 0.5 * H_{utile}(t)^{-0.5} + c * 1.5 * H_{utile}(t)^{0.5} + d * 2.5 * H_{utile}(t)^{1.5})^2 * (\Delta H_{sonde}(t)^2 + \Delta H_{0sonde}(t)^2 + \Delta Corr^2)}$$

La relation hauteur débit obtenue est présentée Figure 35.

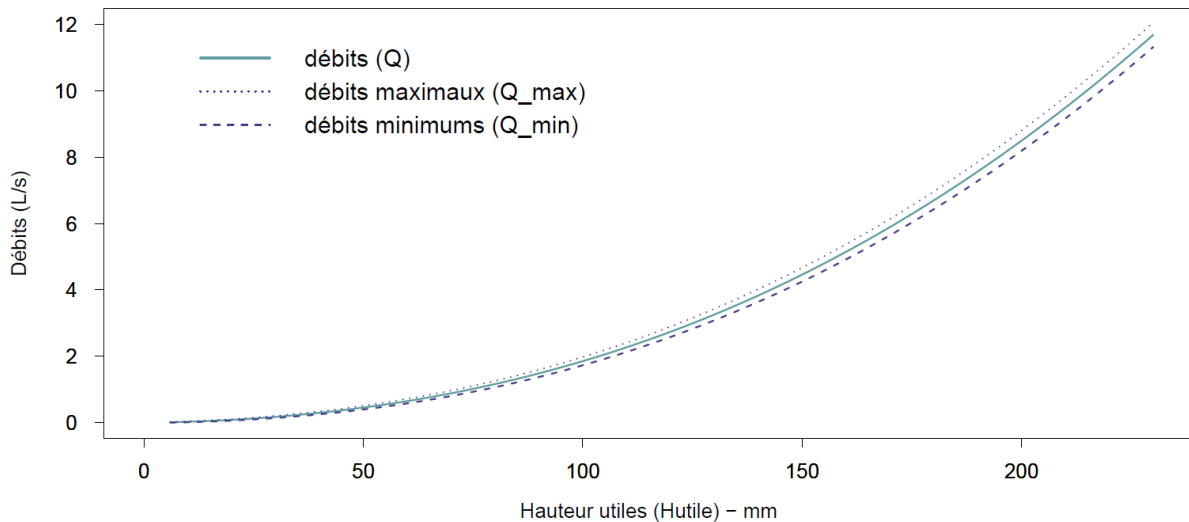


Figure 35 – Relation hauteur utile – débit du 'HS-flume'

Les débits maximum et minimum sont calculés comme suit :

Eq 14

$$Q_{\text{max}}(t) = Q(t) + \Delta Q(t)$$

Eq 15

$$Q_{\text{min}}(t) = Q(t) - \Delta Q(t)$$

1.2.2.2 Ruissellement cumulé et coefficients de ruissellement

Le ruissellement cumulé sur un intervalle de temps correspond au volume total d'eau collecté en sortie de parcelle pendant cet intervalle de temps. Il est calculé en supposant un débit constant entre chaque mesure de la sonde de hauteur pendant une durée correspondant au pas de temps, soit 6 minutes. Si l'on considère un intervalle de temps $[t_0, T]$, le ruissellement cumulé volumique sur cet intervalle de temps, noté $R_{c_v}(T)$ (litres) est calculé comme suit :

Eq 16

$$Rc_v ([t_0, T]) = \sum_{t=t_0}^T Q (t) * 360$$

Avec $Q (t)$ le débit au temps t ($l s^{-1}$) ; t prenant les valeurs discrètes des horaires appartenant à l'intervalle $[t_0, T]$ auxquelles les mesures de hauteurs d'eau ont été effectuées.

Le ruissellement cumulé peut être calculé en équivalent de hauteur d'eau en mm sur une certaine surface S via la formule suivante :

Eq 17

$$Rc_{hS} ([t_0, T]) = \frac{Rc_v ([t_0, T])}{S}$$

Avec $Rc_{hS} (T)$ (mm) le ruissellement cumulé entre t_0 et T en termes de hauteur d'eau équivalente sur la surface S (m^2).

Le coefficient de ruissellement, égal au pourcentage du volume d'eau ruisselée par rapport au volume de pluie tombée sur une parcelle sera calculé pour chaque événement pluvieux défini dans la section 1.2.2.1 comme suit :

Eq 18

$$CR (parcelle, \text{evenement pluvieux } i) = \frac{Rc_{hS} (ev \ i, \text{parcelle})}{Ptot_{ev \ i} (parcelle)}$$

$$CR (parcelle, \text{evenement pluvieux } i) = \frac{\sum_{ev \ i} Q (t) * 360}{Ptot_{ev \ i} (parcelle) * Sparcelle}$$

Avec $Rc_h (ev \ i, \text{parcelle})$ (mm) le ruissellement en hauteur d'eau équivalente sur la surface de la parcelle pendant l'évènement i , calculé selon l'Eq 17 dans laquelle t_0 prend la valeur de l'heure du début de l'évènement pluvieux i sur la parcelle, T celle de l'heure de fin de l'évènement, S est la surface de la parcelle (m^2). $Ptot_{ev \ i} (parcelle)$ (mm) est calculé selon l'Eq 8 et correspond à la quantité de pluie estimée sur la parcelle pendant l'évènement i en mm.

L'incertitude est quantifiée via le calcul d'un CR_{min} et d'un CR_{max} . Elle prend en compte les incertitudes liées aux débits, à la mesure de la pluie mais aussi du pas de temps de 6 minutes utilisé (Annexe 5).

Eq 19

$$CR_{min} (parcelle, \text{evenement pluvieux } i) = 0.94 * \frac{\sum_{ev \ i} Q_{min} (t) * 360}{Ptot_{ev \ i \ max} (parcelle) * Sparcelle}$$

$$CR_{max} (parcelle, \text{evenement pluvieux } i) = 1.06 * \frac{\sum_{ev \ i} Q_{max} (t) * 360}{Ptot_{ev \ i \ min} (parcelle) * Sparcelle}$$

Avec $Q_{min}(t)$ et $Q_{man}(t)$ exprimés selon Eq 15 et Eq 14 respectivement, et $P_{tot_{evi} min}(parcelle)$ et $P_{tot_{evi} max}(parcelle)$ selon Eq 9 et Eq 10 respectivement.

Les coefficients de ruissellement peuvent être calculés non seulement à échelle d'un évènement pluvieux, mais aussi à l'échelle mensuelle, annuelle, ou à l'échelle de l'ensemble de la période d'étude.

1.2.2.3 Erosion

1.2.2.3.1 Correction des artefacts dans la mesure de turbidité

Les sondes de type NTU Ponsel sont installées dans les collecteurs prévus à cet effet (voir section 1.2.1.1) de manière que la fenêtre de mesure du turbidimètre soit environ 8 cm au-dessus du fond du collecteur, ce qui permet de respecter la distance minimum de 5 cm entre la fenêtre de mesure et les « murs », spécifiée dans le manuel d'utilisateur. Des mesures de turbidité ont pu être réalisées pendant les saisons des pluies 2019 et 2020 sur les trois parcelles. Par cohérence avec les mesures de ruissellement et de pluie, le pas de temps de 6 minutes a été choisi. De nombreux pics de turbidité correspondent à des points isolés, dont beaucoup ont des valeurs de turbidité supérieure à la valeur de 1500 NTU pré-identifiée comme la limite de validité de la relation linéaire turbidité-MES. Il est possible qu'ils correspondent à de réels pics de turbidité ou bien qu'il s'agisse d'artefact en lien avec la présence de débris végétaux dans l'eau.

Le pas de temps de mesure de la turbidité a pu être réduit à 1 minute, correspondant au pas de temps minimum proposé par l'enregistreur, pour certains évènements pluvieux, notamment les crues du 10/02/2020 et du 15/03/2020. Il n'a pas été possible de garder le pas de temps de 1 minute pour l'ensemble de la période étudiée car cela aurait usé la batterie des enregistreurs qui sont censés être utilisés pour plusieurs années de suivi de la turbidité. Le pas de temps d'1 minute a mis également en évidence la présence de pics isolés de turbidité, ce qui semble indiquer qu'il s'agit plutôt d'artefact en lien avec les débris végétaux. Le même résultat est obtenu par la comparaison des données de deux turbidimètres synchronisés sur la même parcelle (Annexe 6).

La valeur de turbidité de ces points problématiques sera donc remplacée par la moyenne des turbidités du point précédent et du point suivant.

1.2.2.3.2 Etablissement de la relation turbidité – MES par filtration

La relation turbidité-MES a été calibrée à l'exutoire des parcelles SAV et SCAR grâce à des prélèvements effectués par un préleveur ISCO. A REGEN il n'a pas été possible d'effectuer des prélèvements ISCO par conséquent la relation turbidité – MES à la parcelle REGEN est inconnue.



Figure 36 - Matériel de filtration par aspiration avec une trompe à eau (le 27/04/2019)

- Parcelle SCAR

Les prélèvements utilisés pour l'établissement de la relation turbidité – MES à la parcelle SCAR ont été prélevés lors des crues du 24/04/2019 et du 01/05/2019. Le pas de temps de la turbidité mesurée sur le terrain était alors de 6 min. Les turbidités utilisées pour la régression linéaire sont extrapolées linéairement en fonction de la distance en temps avec les deux mesures les plus proches du moment du prélèvement.

Le matériel de filtration disponible sur place était limité à un dispositif d'aspiration par trompe à eau (Figure 36). Des volumes variant de 30 à 200 mL ont été filtrés sur des filtres Whatman à taille de pores de 0.2 µm. Ce dispositif a permis d'effectuer 9 filtrations de manière satisfaisante sur la parcelle SCAR, cependant les filtrations ont été très longues et ont engendré la consommation d'énormément d'eau *via* l'aspiration par trompe à eau, ce pourquoi la quantité d'échantillons filtrés est limitée à 9.

La régression linéaire sur ces 9 prélèvements permet d'obtenir la relation turbidité – MES qui sera utilisée pour calculer l'érosion à SCAR. L'intervalle de confiance de prédiction de la MES à partir de la turbidité est calculée selon la méthode décrite dans Guillén et al., (2000). L'erreur est calculée sur la base d'un intervalle de confiance de 95 %, et définie selon les équations suivantes (Figure 37, Annexe 7) :

Eq 20

$$C_{MES\ SCAR} (turbi\ scar) = 0.555 * turbi\ scar - 45.4 \pm \Delta C_{MES} (turbi)$$

$$\Delta C_{MES} (turbi) = \overline{C_{MES}} - b * \overline{turbi} + t_{\alpha,n} * \sqrt{\frac{\sigma_{C_{MES}}^2}{\sigma_{turbi_{BS}}^2} * \frac{1 - R^2}{n - 2} * \left(\frac{\sigma_{turbi}^2 (n - 1)}{n} + (\overline{turbi} - turbi)^2 \right) - c}$$

Avec $\overline{C_{MES}}$ la moyenne des concentrations des n = 9 échantillons utilisés pour la régression (= 223.7), b la pente de la régression linéaire valant ici 0.56, c l'ordonnée à l'origine de la régression linéaire valant ici -45.4, \overline{turbi} la moyenne des turbidités des n échantillons (= 402.2), $t_{\alpha,n}$ la valeur inverse bilatérale d'une variable aléatoire suivant une loi de Student à n-2 = 7 degrés de liberté et une probabilité $\alpha = 0.05$; ici $t_{\alpha,n} = 2.36$; $\sigma_{C_{MES}}^2$ la variance des concentrations des n échantillons utilisés pour la régression (= 38415), σ_{turbi}^2 la variance des turbidités des n échantillons (= 115115); R^2 le carré du coefficient de corrélation valant 0.99.

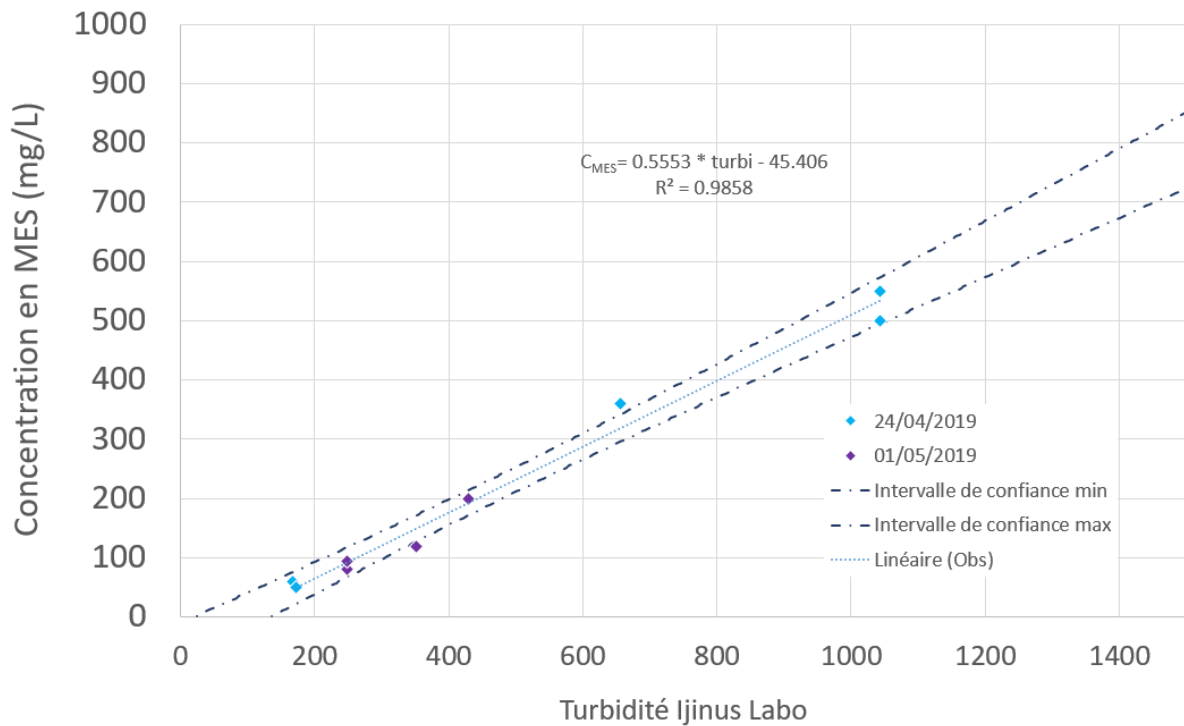


Figure 37 – Régression linéaire turbidité - MES à la parcelle SCAR

- **Parcelle SAV**

La relation à SAV est établie sur la base de n = 17 prélèvements ISCO effectués durant le cyclone Uesi (10 - 13/02/2020) ainsi que pendant la crue du 02/03/2020. Les intervalles de confiance sont calculés avec la même méthode que décrite plus haut sur SCAR.

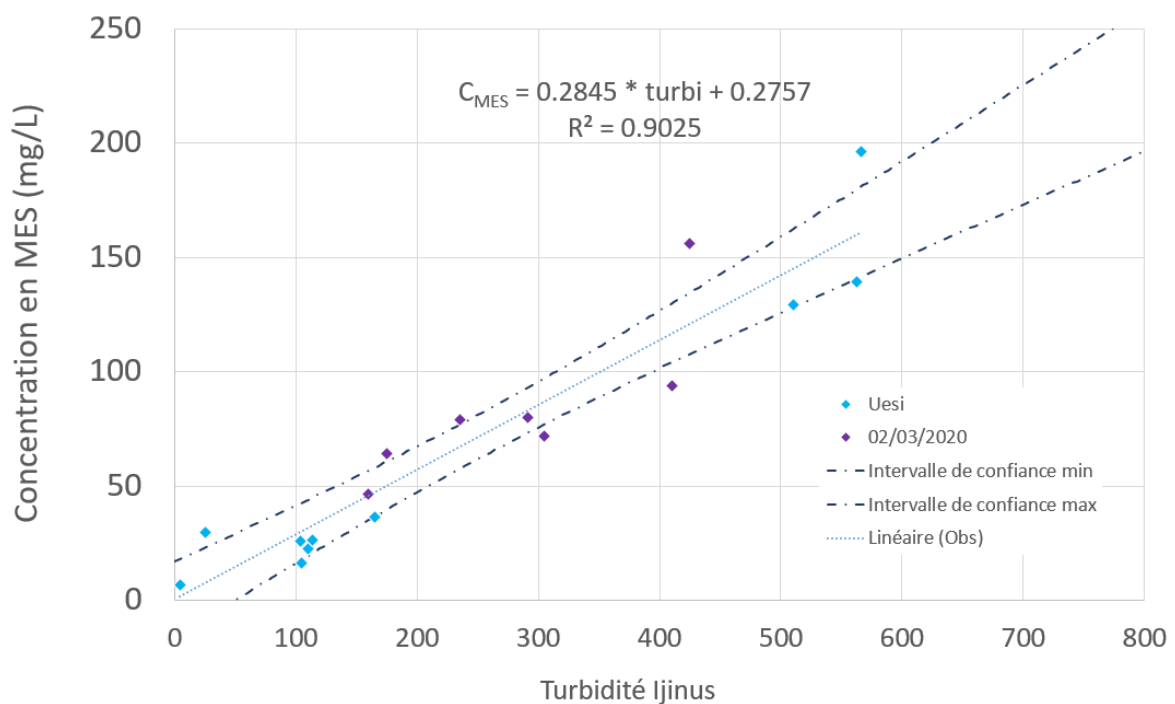


Figure 38 – Régression turbidité – MES à SAV

La relation turbidité – MES établie pour la parcelle SAV est la suivante (Figure 38) :

Eq 21

$$C_{MES\ SAV} (turbi\ sav) = 0.285 * turbi\ sav + 0.276 \pm \Delta C_{MES}$$

$$\Delta C_{MES} (turbi) = \overline{C_{MES}} - b * \overline{turbi} + t_{\alpha,n}$$

$$* \sqrt{\frac{\sigma_{C_{MES}}^2}{\sigma_{turbi_{BS}}^2} * \frac{1 - R^2}{n - 2} * \left(\frac{\sigma_{turbi}^2 (n - 1)}{n} + (\overline{turbi} - \overline{trubi})^2 \right) - c}$$

Avec $\overline{C_{MES}} = 71.8$ la moyenne des concentrations des $n = 17$ échantillons utilisés pour la régression, b la pente de la régression linéaire valant ici 0.28, \overline{turbi} la moyenne des turbidités des n échantillons valant 251, t_{α} la valeur inverse bilatérale d'une variable aléatoire suivant une loi de Student à $n-2 = 15$ degrés de liberté et une probabilité $\alpha = 0.05$; ici $t_{\alpha,n} = 2.13$; $\sigma_{C_{MES}}^2$ la variance des concentrations des n échantillons utilisés pour la régression (3041), σ_{turbi}^2 la variance des turbidités des n échantillons (33722) ; R^2 le carré du coefficient de corrélation valant $R^2 = 0.89$.

1.2.2.3.3 Calcul de l'érosion

L'érosion est estimée à chaque pas de temps par la relation suivante :

Eq 22

$$Er (t - \Delta t/2, t + \Delta t/2) = Q(t) * \Delta t * C_{MES}(turbi(t)) \pm \Delta Er$$

Avec $Er (t - \Delta t/2, t + \Delta t/2)$ la quantité d'érosion estimée en mg entre $t - \Delta t/2$ et $t + \Delta t/2$, $Q(t)$ le débit à l'instant t défini par Eq 12 ($l\ s^{-1}$), Δt le pas de temps de 6 minutes = 360 secondes, $C_{MES}(turbi(t))$ estimé par Eq 20 à SCAR et Eq 21 à SAV. Les mesures du débit et de la MES étant indépendantes, on définit ΔEr comme suit :

Eq 23

$$\Delta Er = \sqrt{\left(\frac{\partial Er(t)}{\partial C_{MES}(t)} * \Delta C_{MES}(t) \right)^2 + \left(\frac{\partial Er(t)}{\partial Q(t)} * \Delta Q(t) \right)^2}$$

$$= \sqrt{\left(Q(t) * \Delta t * \Delta C_{MES}(t) \right)^2 + \left(C_{MES}(turbi(t)) * \Delta t * \Delta Q(t) \right)^2}$$

Avec $\Delta C_{MES}(t)$ défini dans Eq 20 à SCAR et Eq 21 à SAV et $\Delta Q(t)$ défini dans Eq 13.

L'érosion cumulée sur un intervalle de temps est calculée en sommant l'érosion calculée pour chaque pas de temps appartenant à l'intervalle considéré. Pour l'intervalle $[t_0, T]$, l'érosion cumulée est calculée comme suit :

$$Er_c ([t_0, T]) = \sum_{t=t_0}^T Er (t - \Delta t/2, t + \Delta t/2) \pm \Delta Er_c$$

$$\Delta Er_c ([t_0, T]) = \sum_{t=t_0}^T \Delta Er (t - \Delta t/2, t + \Delta t/2)$$

Pour les deux évènements majeurs pour lesquels la turbidité a pu être enregistrée au pas de temps de une minute, un calcul en plus est effectué avec les mêmes formules avec ce pas de temps, les débits étant extrapolés linéairement. Cela permet d'estimer l'erreur liée au pas de temps de 6 minutes pour la mesure de la turbidité.

1.2.3 Estimations *in situ* de la perméabilité et des propriétés des sols aux alentours des parcelles

Une étude de la perméabilité des sols aux alentours des parcelles a pu être effectuée grâce à un stage M2 du Master STPE Hydrogéologie et Transferts de l'Université de Poitiers, réalisé par Angéline Goue, qui a effectué son stage de mars à septembre 2020 (Goue, 2020). Ce stage a consisté en des estimations de la perméabilité par la méthode du double anneau associés à des analyses de texture et de porosité du sol à différentes profondeurs.

1.2.3.1 Méthode du double anneau

Des expériences d'infiltration au double anneau ont été effectuées dans un pourtour de 200 m autour de chacune des parcelles. Cette méthode a théoriquement pour but d'estimer la conductivité hydraulique d'un sol (Braud et al., 2017) en recherchant la vitesse d'infiltration de l'eau dans le sol lorsqu'il est saturé. Le principe du double anneau vise à calculer cette vitesse *via* un anneau central dans lequel l'eau est supposée s'infiltrer verticalement grâce à l'usage d'un anneau extérieur dans lequel le niveau d'eau est maintenu au même niveau que dans l'anneau central.



Figure 39 – Double anneau utilisé

Six expériences ont été réalisées à proximité de SCAR, 10 de SAV et 8 de REGEN. Les sites de mesure ont été choisis pour leur horizontalité, condition nécessaire à la réalisation d'une expérience de double anneau. L'anneau interne est un cylindre de 20.1 cm de diamètre enfoncé d'environ 5 cm dans le sol. L'anneau externe a un diamètre de 26.6 cm (Figure 39).

Les expériences ont consisté à introduire un volume d'un litre dans l'anneau intérieur (correspondant à une hauteur d'eau de 3.15 cm) et à chronométrer le temps d'infiltration de ce volume dans le sol, tout en maintenant le niveau d'eau dans l'anneau extérieur au même niveau que dans l'anneau intérieur afin de contraindre une infiltration verticale dans l'anneau central. L'expérience est renouvelée jusqu'à stabilisation du temps d'infiltration du litre d'eau.

L'interprétation des données d'infiltromètre à simple ou double anneau est complexe. Plusieurs paramètres jouent sur le résultat obtenu : la hauteur d'eau choisie dans l'anneau central, l'épaisseur sur lesquelles sont enfoncés le simple et le double anneau, les diamètres des anneaux, ainsi que le profil du sol, en particulier si celui-ci comprend une discontinuité majeure (Wu et al., 1997). La bibliographie indique notamment qu'il faut être particulièrement prudent dans l'estimation de la conductivité hydraulique à saturation avec le double anneau dans le cas d'un sol stratifié dont la discontinuité se situe à moins de 30 cm de profondeur (Touma et Boivin, 1988).

Pour ces raisons nous ne cherchons pas ici à déterminer la conductivité hydraulique à saturation du sol. La vitesse d'infiltration obtenue en fin d'expérience sera qualifiée de « perméabilité apparente ». Les résultats seront interprétés qualitativement par comparaison des perméabilités apparentes obtenues sur les différents sites.

Après chaque expérience de double anneau, une fosse de 30 à 70 cm a été creusée en fonction des contraintes du site (présence de cailloux et/ou de grosses racines) afin d'effectuer des prélèvements de sol à différentes profondeurs pour analyser la composition granulométrique, la densité et la porosité du sol.

1.2.3.2 Echantillonnage de sol

Des échantillons de sol non remaniés ont été prélevés à différentes profondeurs pour évaluer la porosité (i.e. le pourcentage volumique maximal d'eau que le sol peut contenir) et la densité sèche du sol. Ces prélèvements ont été effectués avec des tubes cylindriques en fer à paroi fine de diamètre 3.6 cm et de 10 cm de longueur. Les tubes sont enfoncés dans le sol jusqu'à la moitié du tube environ (5 cm) à l'aide d'un cric de voiture ce qui permet d'enfoncer progressivement le cylindre dans le sol sans le déstructurer (Figure 40).



Figure 40 - Prélèvements d'échantillons de sol non remaniés à proximité de la parcelle REGEN par Angéline Goué (Stagiaire PN) et Jean-Raymond Trocas (Président de CAAM). Le 06/03/2020

Les échantillons sont ensuite sécurisés avec un bouchon poreux pour éviter leur déformation pendant le transport et les mesures successives. Des prélèvements de sol aux mêmes profondeurs sont réalisés pour l'analyse granulométrique.

1.2.3.3 Mesure de la porosité et de la densité sèche

Le volume des échantillons non remaniés est calculé par une mesure manuelle de la hauteur de sol dans chaque cylindre. La porosité est estimée au moyen de deux mesures du poids de l'échantillon en condition de saturation en eau (après immersion durant 48 h dans l'eau) puis en condition sèche (après 48 h dans une étuve à 70°C). La porosité notée P_{or} exprimée en % est ensuite calculée selon la formule suivante :

Eq 25

$$P_{or} = \frac{P_{sat_éch} - P_{sec_éch}}{Vol_éch} * 100 \pm \Delta P_{or}$$

Avec $P_{sat_éch}$ et $P_{sec_éch}$ les poids de l'échantillon saturé et sec respectivement en grammes, mesurés avec une balance de précision 0.01 g et incluant les poids du tube et du bouchon poreux, et $Vol_éch$ le volume de l'échantillon en cm^3 .

L'incertitude ΔP_{or} est calculée sur la base de l'erreur d'estimation du volume de l'échantillon : on considère que l'on fait une erreur de 3 mm maximum lors de la mesure de la hauteur de l'échantillon dans le tube.

La densité sèche notée DS est évaluée par la formule suivante :

Eq 26

$$DS = \frac{P_{sec_éch} - P_{tube}}{Vol_{éch}} \pm \Delta DS$$

Avec DS en $g.cm^{-3}$, $P_{sec_éch}$ le poids de l'échantillon (g), P_{tube} le poids du tube cylindrique et du bouchon poreux seuls (g), et $Vol_{éch}$ le volume de l'échantillon en cm^3 . L'incertitude ΔDS est également basée sur une erreur maximale considérée de 3 mm sur la mesure de la hauteur de l'échantillon.

1.2.3.4 Texture des sols

La texture des sols est analysée au moyen du diffractomètre MasterSizer de la marque Malvern de l'Université de Nouvelle-Calédonie.

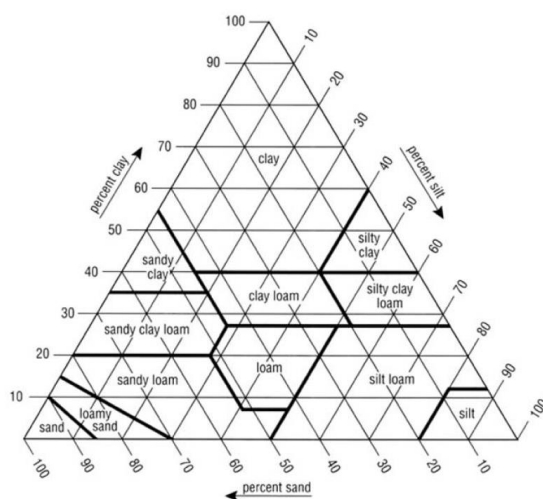


Figure 41 – Classification texturale des sols en fonction de la répartition granulométrique des grains sur un diagramme ternaire
(image issue de Twarakavi et al., (2010))

Cet appareil permet de fournir une distribution de taille des grains d'un échantillon préalablement préparé par traitement ultrason visant à séparer les agglomérats de particules.

Les pourcentages d'argiles (particules de taille comprise de $0.02 \mu m$ à $2 \mu m$), de limons ($2 \mu m$ à $20 \mu m$) et de sables ($20 \mu m$ à $300 \mu m$) sont ensuite placés sur un diagramme ternaire (Figure 41) pour déterminer la texture des prélèvements de sol selon la méthode de classification de l'USDA (U.S. Department of Agriculture (Davis et Bennett, 1927)).

1.2.4 Modélisation

Cette partie concerne uniquement la parcelle savane. Elle vise à mieux comprendre le fonctionnement hydrologique des savanes en comparant les données modélisées à SAV selon un modèle conforme à notre conceptualisation des phénomènes hydrologiques sur la parcelle avec les données observées.

1.2.4.1 Schéma présumé du fonctionnement hydrologique de la parcelle SAV et concept du modèle développé

Le sol aux alentours de la parcelle SAV présente un fort contraste à environ 30 cm entre un sol superficiel très riche en matière organique, poreux et structuré et un sol profond peu structuré et sans macroporosité (voir section 1.2.1.3). De plus des observations de piézomètres installés à proximité de la bordure basse de la parcelle ont montré pendant le cyclone Uesi qu'il n'y avait pas d'eau à 35 cm de profondeur alors que le piézomètre dont la base était à une profondeur de 20 cm montrait un niveau saturé dans le sol superficiel.

D'autre part, des trous régulièrement effectués à la tarière aux alentours de la parcelle pendant la saison des pluies 2020 ont permis d'observer un sol profond sec. En outre, la sonde d'humidité placée à 60 cm de profondeur en bas de parcelle a montré une grande stabilité autour d'une valeur de 0.39 pendant la saison des pluies 2018-2019 (variation maximum de 0.03 provoquée par une pluie, voir section 2.2.3). Il s'agit de la seule saison où cette sonde était fonctionnelle. Les réponses des sondes installées à 20 cm semblent indiquer la formation d'une nappe perchée dans le sol superficiel à SAV (voir section 2.2.3).

En conséquence, il semble raisonnable de supposer que la grande majorité de l'eau qui s'infiltré dans le sol pendant les fortes pluies s'écoule en subsurface, en saturant le sol par le bas en formant une nappe perchée, et que l'infiltration dans le sol profond est négligeable.

Un modèle conceptuel et à base physique conforme à ces observations a donc été conçu. Il part du principe que l'infiltration verticale dans l'horizon superficiel du sol est immédiate, et qu'elle est stoppée par la limite du sol profond (Figure 42). L'eau se déplace alors dans la couche de sol saturée, délimitée en bas par la limite des deux horizons et en haut par le niveau piézométrique de la nappe perchée. Le modèle prédit le déplacement de l'eau dans le niveau saturé par la loi de Darcy (Eq 27). En accord avec l'hypothèse d'infiltration immédiate, le ruissellement superficiel se produit uniquement par saturation du sol superficiel, puis son déplacement est modélisé par le modèle de l'onde cinématique. Le code a été développé avec le logiciel R.

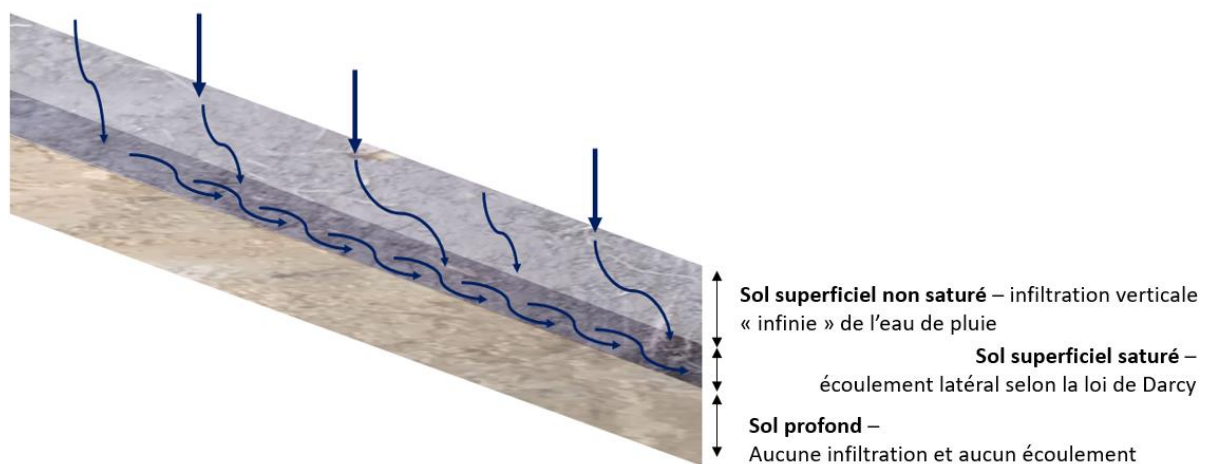


Figure 42 – Schéma représentant le concept du modèle imaginé pour les écoulements dans le sol à la parcelle SAV

Par la suite on appellera « hauteur d'eau dans le sol » la hauteur sur laquelle le sol est saturé, égale à l'épaisseur de la nappe perchée, que l'on notera H_{sol} . On notera la hauteur du ruissellement superficiel h . La porosité totale notée $Poro_tot$ considérée ici vaut 55 % (issue des expériences de mesures de la porosité du sol – voir section 1.2.3). On considère qu'en début de modélisation, l'humidité du sol est homogène et vaut Hum_init . L'évolution des hauteurs de nappe perchées est calculée dans un premier temps par le remplissage de la porosité disponible initialement, notée $Poro_disp_init$ et égale à $Poro_tot - Hum_init$.

Lorsque le sol se désature, que le niveau de la nappe perchée diminue par écoulement gravitaire, le sol perd un pourcentage volumique d'eau que l'on notera S_y (pour 'specific yield' en anglais, terme fréquemment employé en hydrogéologie). Le sol tout juste désaturé par gravité se retrouve à une humidité valant $(Poro_tot - S_y)$.

Si une nouvelle pluie ou des écoulements de subsurface arrivent, la porosité disponible pour l'eau sera S_y pour les hauteurs déjà atteintes par le niveau piézométrique, et $Poro_disp_init$ pour les hauteurs jamais saturées depuis le début de la période modélisée.

On notera H_tot l'épaisseur totale du sol perméable, que l'on prend égale à 30 cm conformément aux observations des profils de sols effectués à proximité de la parcelle.

1.2.4.2 Modélisation de l'écoulement dans le sol

Le déplacement de l'eau dans le sol est modélisé par la loi de Darcy :

Eq 27

$$Q = K_s * A * \frac{\Delta H}{L}$$

Avec Q le débit ($m^3 s^{-1}$) traversant une surface A (m^2) située entre deux points d'un milieu poreux séparés par une distance L (m) de conductivité à saturation K_s ($m s^{-1}$) entre lesquels le gradient hydraulique vaut $\Delta H/L$ ($m m^{-1}$).

Au besoin du modèle, la parcelle SAV et son aire contributive amont dont les dimensions ont été détaillées en section 1.2.1.4 (Figure 33) sont divisées dans le sens de la pente en volumes élémentaires de sol de longueur horizontale $L_{el} = 0.4$ m. La loi de Darcy (Eq 27) est appliquée à la limite entre chacun de ses volumes élémentaires et à chaque pas de temps afin de calculer le débit Q ($m^3 s^{-1}$) passant d'un volume élémentaire à l'autre dans le sens de la pente.

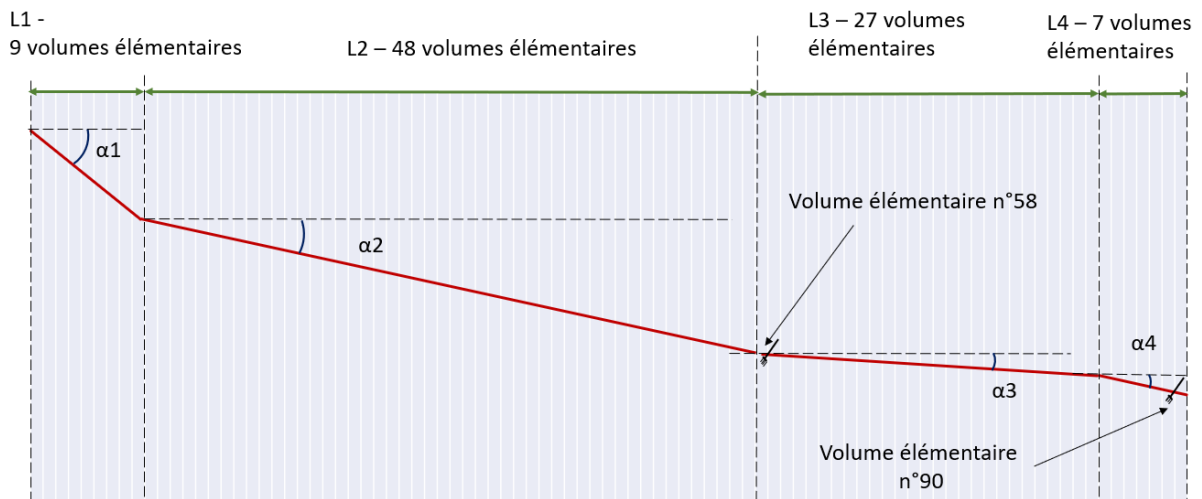


Figure 43 – Division schématique de la pente de la parcelle SAV et de son aire contributive en 91 portions de pentes de 0.4 m de longueur. Les positions des sondes d’humidités sont indiquées.

A chaque pas de temps de calcul, les hauteurs d’eau dans le sol (i.e. les niveaux piézométriques) sont stockées dans une matrice pour chacun des 91 volumes élémentaires. Ceux-ci sont numérotés de bas en haut (le volume élémentaire le plus en amont est noté 1, celui au niveau de l’exutoire de la parcelle 91). Chaque volume élémentaire i est caractérisé par sa pente α_i en fonction de sa position (Figure 43). La hauteur d’eau dans le sol du volume élémentaire n° i au temps t est noté $H_{sol} [t, i]$. Pour chacun des volumes élémentaires, on stocke également le niveau piézométrique maximum atteint depuis le début de l’évènement, noté $H_{max} [i, t]$.

Le gradient hydraulique $\frac{\Delta H}{L}$ entre deux volumes élémentaires i et $i+1$ se calcule en considérant la différence de charge hydraulique ΔH entre deux points situés au milieu de chaque volume élémentaire dans le sens de la pente (symbolisés par les points A et B sur la Figure 44).

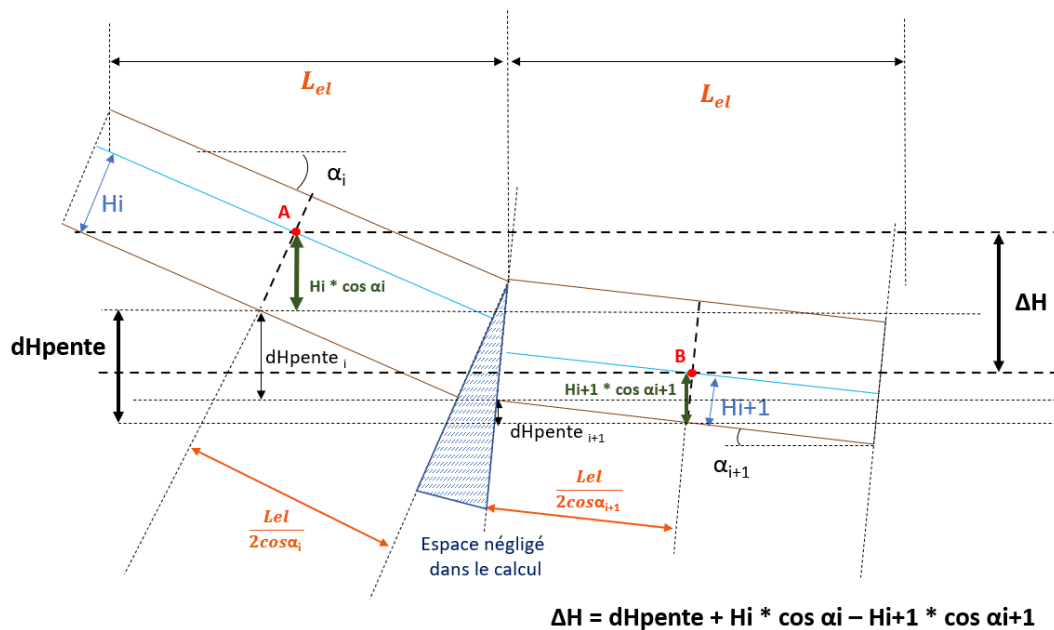


Figure 44 – illustration du calcul du gradient hydraulique entre deux volumes élémentaires successifs de pentes différentes

L est la distance parcourue par l'eau entre A et B. Ici on approxime L par $\frac{L_{el}}{2\cos\alpha_i} + \frac{L_{el}}{2\cos\alpha_{i+1}}$.

La différence de charge hydraulique entre A et B notée ΔH est calculée comme suit :

Eq 28

$$\Delta H = dH_{pente} + H_i * \cos(\alpha_i) - H_{i+1} * \cos(\alpha_{i+1})$$

Avec dH_{pente} la différence de niveau entre A et B liée à la pente (voir Eq 29), $H_i * \cos(\alpha_i)$ est la projection de H_i sur la verticale ; $H_{i+1} * \cos(\alpha_{i+1})$ la projection de H_{i+1} sur la verticale (Figure 44).

Eq 29

$$dH_{pente} = dH_{sol_i} + dH_{sol_{i+1}} = \frac{L_{el}}{2} * (\tan(\alpha_{i+1}) + \tan(\alpha_i))$$

On a donc $\Delta H/L$ le gradient hydraulique entre deux volumes élémentaires i et i+1 qui vaut :

Eq 30

$$\Delta H/L = \frac{\frac{L_{el}}{2} * (\tan(\alpha_{i+1}) + \tan(\alpha_i)) + H_i * \cos(\alpha_i) - H_{i+1} * \cos(\alpha_{i+1})}{\frac{L_{el}}{2\cos\alpha_i} + \frac{L_{el}}{2\cos\alpha_{i+1}}}$$

Le débit passant du volume élémentaire i au i+1 entre t et t+1, noté $Q(i \rightarrow i+1, t \rightarrow t+1)$ ($m^3 s^{-1}$) est calculé selon les équations Eq 27, Eq 28 et Eq 29 pour donner :

Eq 31

$$\begin{aligned} Q(i \rightarrow i+1, t \rightarrow t+1) &= Ks * H_{sol}[i, t] * larg \\ &* \frac{\frac{L_{el}}{2} * (\tan(\alpha_{i+1}) + \tan(\alpha_i)) + H_i * \cos(\alpha_i) - H_{i+1} * \cos(\alpha_{i+1})}{\frac{L_{el}}{2\cos\alpha_i} + \frac{L_{el}}{2\cos\alpha_{i+1}}} \end{aligned}$$

La surface A de l'équation de Darcy ici considérée est donc égale à la hauteur d'eau dans le sol du volume élémentaire i multipliée par la largeur du volume élémentaire, i.e. la largeur de la parcelle et de son aire contributive amont. Ici $larg$ est constant et vaut 6 m.

Le volume $Vol_{eau}[t, i]$ correspondant au volume d'eau dans le volume élémentaire i au temps t est calculé comme suit :

Eq 32

$$Vol_{eau} [t, i] = larg * \frac{L_{el}}{\cos \alpha_i} * (Hsol [i, t] * Poro_{tot} + (H_{tot} - Hsol [i, t]) * Hum_{init})$$

si $H_{max} [i, t] \leq Hsol [i, t]$

Et

$$Vol_{eau} [t, i] = larg * \frac{L_{el}}{\cos \alpha_i} * (Hsol [i, t] * Poro_{tot} + (H_{tot} - Hmax [i, t]) * Hum_{init} + (H_{max}[i, t] - Hsol [i, t]) * (Poro_{tot} - Sy))$$

si $H_{max} [i, t] > Hsol [i, t]$

$\frac{L_{el}}{\cos \alpha_i}$ est la projection de L_{el} sur la pente α_i du volume élémentaire i. Il s'agit donc de la longueur réelle du volume élémentaire i dans le sens de la pente. $larg * \frac{L_{el}}{\cos \alpha_i}$ correspond à l'aire de la surface penchée du volume élémentaire i.

Le volume d'eau noté Vol_{eau} (m³) dans le sol au temps t+1 dans le volume élémentaire i est égal à son volume d'eau au temps t auquel on ajoute l'eau s'étant écoulée du volume élémentaire i-1 au volume i et auquel on soustrait l'eau s'étant écoulée du volume élémentaire i au volume i+1 pendant le pas de temps [t, t+1].

Eq 33

$$\begin{aligned} Vol_{eau}[t+1, i] &= Vol_{eau}[t, i] + Vol_{eau}(i-1 \rightarrow i, t \rightarrow t+1) \\ &\quad - Vol_{eau}(i \rightarrow i+1 \rightarrow i, t \rightarrow t+1) \\ &= Vol_{eau}[t, i] + Q(i-1 \rightarrow i, t \rightarrow t+1) * pas_{temps} \\ &\quad - Q(i \rightarrow i+1 \rightarrow i, t \rightarrow t+1) * pas_{temps} \end{aligned}$$

Avec $Vol_{eau}(i-1 \rightarrow i, t \rightarrow t+1)$ et $Vol_{eau}(i \rightarrow i+1 \rightarrow i, t \rightarrow t+1)$ les volumes d'eau (m³) qui se sont écoulés entre t et t+1 du volume élémentaire i-1 au i et du volume élémentaire i au i+1 respectivement. Ceux-ci correspondent aux débits exprimés selon Eq 31 multipliés par le pas de temps. pas_{temps} est le pas de temps du modèle, le temps écoulé entre t et t+1.

La nouvelle hauteur d'eau $Hsol [i, t+1]$ est déduite de $Vol_{eau}[t+1, i]$, en fonction de $H_{max} [i, t]$.

Le code portant sur l'écoulement dans le sol a été validé par comparaison avec la solution analytique de Parlange et al. (2000) (voir Annexe 8).

1.2.4.3 Modélisation de l'écoulement superficiel

Le ruissellement de surface est calculé en utilisant le modèle de l'onde cinématique en une dimension. Ce modèle repose sur deux équations élémentaires que sont la loi de conservation de la masse et la formule de Manning-Strickler appliquée au cas d'un ruissellement non chenalisé.

*Eq 34 – Equation de conservation de la masse en une dimension
(dans le cas où il n'y a aucun apport extérieur d'eau)*

$$\frac{\delta h}{\delta t} + \frac{\delta q}{\delta l} = 0$$

Avec h la hauteur d'eau ruisselante (m), t le temps, q le débit laminaire ($m^2 s^{-1}$), l la distance dans le sens de la pente.

Eq 35 – Formule de ruissellement de Manning-Strickler appliqué à un ruissellement non chenalisé

$$V = h^{2/3} * k * \sqrt{\sin \alpha}$$

Avec V la vitesse de l'eau ($m s^{-1}$), h la hauteur d'eau ruisselante (m), k le coefficient de Strickler ($m^{1/3} s^{-1}$) et α la pente (rad).

Ces deux équations sont combinées pour modéliser l'écoulement superficiel 1) en remplaçant dans Eq 34 les dérivée partielle δ par des Δ correspondant au pas de temps et au pas d'espace considérés, 2) en remplaçant dans Eq 34 le débit laminaire q par h*V (hauteur de l'écoulement * vitesse de l'écoulement), V étant exprimé selon Manning (Eq 35). Ainsi on obtient :

$$\begin{aligned} \frac{\Delta h}{\Delta t} &= \frac{h_{i,t+1} - h_{i,t}}{pas_temps} = - \frac{\Delta q}{pas_espace} = \frac{q_{i-1,t} - q_{i,t}}{\frac{Lel}{\cos \alpha_i}} \\ &= \frac{h_{i-1,t}^{5/3} * k * \sqrt{\sin \alpha_{i-1}} - h_{i,t}^{5/3} * k * \sqrt{\sin \alpha_i}}{\frac{Lel}{\cos \alpha_i}} \end{aligned} \quad \text{Eq 36}$$

Avec $h_{i,t}$ la hauteur d'eau ruisselante au niveau de la surface du sol du volume élémentaire i et au temps t. L'utilisation de $h_{i,t}$ dans le second membre de Eq 36 correspond à une résolution dite explicite de l'équation de l'équation de mouvement. Celle-ci a été choisie pour sa simplicité de programmation et parce qu'une solution implicite (c'est-à-dire utilisant $h_{i,t+1}$) aurait nécessité la résolution d'une série d'équations non linéaires, à cause du terme en puissance 5/3 dans le second membre.

On obtient donc à chaque pas de temps une nouvelle hauteur de ruissellement superficiel pour le volume élémentaire i selon :

Eq 37

$$h_{i,t+1} = h_{i,t} + pas_temps * \frac{h_{i-1,t}^{5/3} * k * \sqrt{\sin \alpha_{i-1}} - h_{i,t}^{5/3} * k * \sqrt{\sin \alpha_i}}{\frac{Lel}{\cos \alpha_i}}$$

Le code portant sur l'écoulement superficiel a été validé par comparaison des résultats du modèle avec le résultat prévu par résolution de Eq 38, équivalente à la combinaison de Eq 34 et Eq 35, par application de la méthode des caractéristiques (Figure 45).

Eq 38

$$\frac{\delta h}{\delta t} + c(h) \frac{\delta h}{\delta l} = 0$$

Avec $c(h) = \frac{5 * k * \sqrt{\sin \alpha} * h^{2/3}}{3}$

On choisit ensuite une condition initiale telle que les hauteurs d'eau à l'instant initial au niveau des positions l_1 (vecteur de positions sur l'axe l) valent $h_i(l_1)$.

Les courbes d'équations $l = c(h_i(l_1)) * t + l_1$ ou caractéristiques sont ensuite tracées pour différents instants t. h est constante le long de chacune de ces caractéristiques ce qui permet par la suite de résoudre Eq 38.

Le modèle prédit ici l'écoulement superficiel avec des pas de temps et d'espaces égaux à ceux utilisés par la suite.

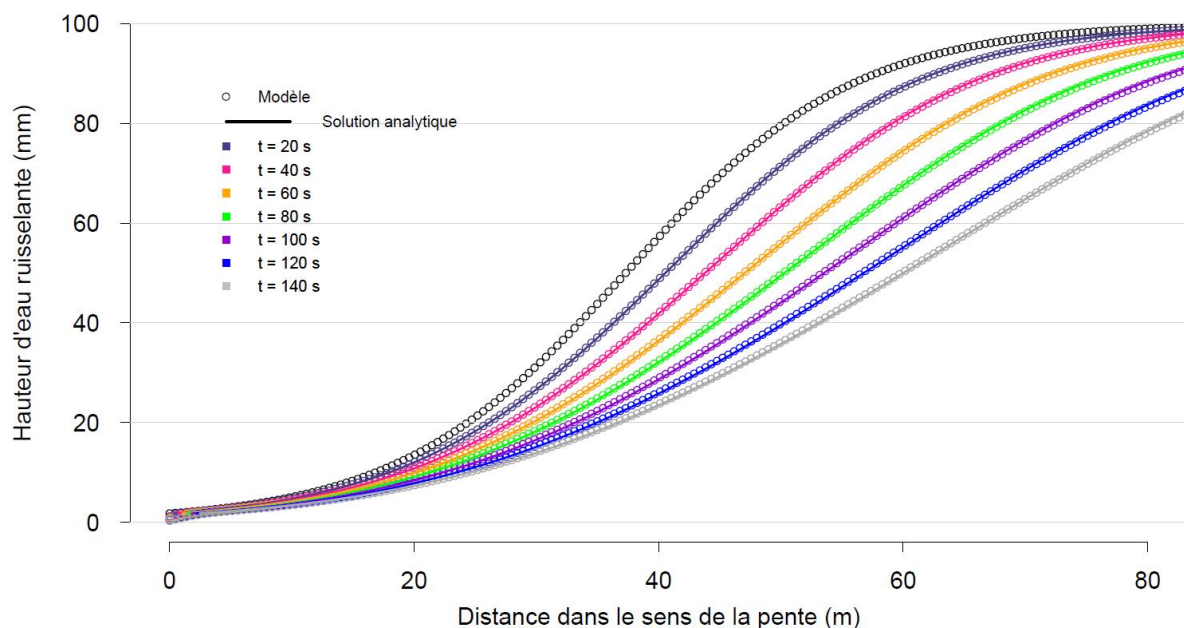


Figure 45 – Comparaison des solutions analytiques et modélisées pour la composante de surface du modèle. Les ronds noirs indiquent la condition initiale considérée. Les paramètres utilisés sont $k = 1$ et $\alpha = 0.54$.

1.2.4.4 Modèle global : assemblage des parties écoulements superficiels et souterrains

Le modèle suppose que l'écoulement superficiel se produise uniquement sur surface saturée. Il faut donc que la hauteur de la nappe perchée atteigne le niveau du sol pour qu'un ruissellement se crée.

D'autre part si l'écoulement de surface, plus rapide que le souterrain, atteint une surface de sol non saturée, l'eau doit se réinfiltrer jusqu'à saturation totale du sol.

A chaque nouveau pas de temps [t à t+1], les calculs d'écoulements dans le sol d'une part et en surface d'autre part sont effectués indépendamment l'un de l'autre, sur la base des hauteurs d'eau dans le sol et des hauteurs d'eau superficielles issues du calcul précédent. Ainsi *via* les équations Eq 33 et Eq 37 on obtient de nouvelles hauteurs d'eau dans le sol $H_{sol} [t + 1, i]$ et de nouvelles hauteurs superficielles $h_{i,t+1}$. Il s'agit de calculs intermédiaires qui seront donc notés $H_{sol_int} [t + 1, i]$ et $h_{i,t+1_int}$.

Dès lors, on fait le bilan volumique de l'eau sur chacun des volumes élémentaires, notée *Bilan eau* ($i, t + 1$), en sommant la pluie tombée pendant le pas de temps [t à t+1] (notée $pluie_{eqVi}(t \rightarrow t + 1)$ en m³), l'eau du sol ($Vol_{eau} [t + 1, i]$ en m³ issu de Eq 33) et l'eau de surface du volume élémentaire i (notée $h_{i,t+1_eqVi_int}$ en m³).

$$Bilan\ eau\ (i, t + 1) = Vol_{eau}[t + 1, i] + h_{i,t+1_eqVi_int} + pluie_{eqVi}(t \rightarrow t + 1)$$

Avec $pluie_{eqVi}(t)$ la pluie tombée sur le volume élémentaire i pendant [t et t+1], en m³ :

$$Avec\ pluie_{eqVi}(t \rightarrow t + 1) = pluie_{mm}(t \rightarrow t + 1) * larg * LeI * 10^{-3}$$

Et $h_{i,t+1_eqVi_int}$ est le volume d'eau issu du calcul de ruissellement superficiel pendant [t,t+1] en m³ :

$$Avec\ h_{i,t+1_eqVi_int} = h_{i,t+1_int} * larg * LeI$$

Ce volume d'eau total *Bilan eau* ($i, t + 1$) est ensuite comparé au volume d'eau maximum que peut contenir le volume élémentaire i, soit $H_{tot} * larg * LeI * Poro_{tot}$. Si le bilan excède l'épaisseur totale du sol, on a du ruissellement de surface, égal à l'excédent d'eau. Si le bilan est en deçà de H_{tot} , alors le ruissellement de surface est nul, et la nouvelle la hauteur de sol saturée $H_{sol} [t + 1, i]$ dépend de l'ancienne hauteur d'eau $H_{sol} [t, i]$ et de $H_{max} [t, i]$:

Si $Bilan\ eau(i, t + 1) \leq H_tot * larg * \frac{Lel}{\cos \alpha_i} * Poro_tot$

$h_{i,t+1} = 0$ et

$$\left\{ \begin{array}{l} Hsol [t + 1, i] = \frac{Poro_tot}{larg * \frac{Lel}{\cos \alpha_i}} * Bilan\ eau(i, t + 1) \quad \text{si } Bilan\ eau(i, t + 1) < Vol_{eau}[t, i] \\ \\ Hsol [t + 1, i] = \frac{Bilan\ eau(i, t + 1)}{larg * \frac{Lel}{\cos \alpha_i} * Sy} \quad \text{si } Bilan\ eau(i, t + 1) > Vol_{eau}[t, i] \\ \\ \text{et } \frac{Bilan\ eau(i, t + 1)}{larg * \frac{Lel}{\cos \alpha_i} * Sy} < H_max [i, t] \\ \\ Hsol [t + 1, i] = H_max [i, t] + \frac{Bilan\ eau(i, t + 1) - H_{max[i,t]} * larg * \frac{Lel}{\cos \alpha_i} * Poro_tot}{larg * \frac{Lel}{\cos \alpha_i} * Poro_disp_init} \\ \\ \text{si } Bilan\ eau(i, t + 1) > Vol_{eau}[t, i] \\ \\ \text{et } \frac{Bilan\ eau(i, t + 1)}{larg * \frac{Lel}{\cos \alpha_i} * Sy} > H_max[i, t] \end{array} \right.$$

Si $Bilan\ eau(i, t + 1) > H_tot * larg * \frac{Lel}{\cos \alpha_i} * Poro_tot$

$$\left\{ \begin{array}{l} Hsol [t + 1, i] = Htot \\ \\ h_{i,t+1} = \frac{(Bilan\ eau(i, t + 1) - H_tot * larg * \frac{Lel}{\cos \alpha_i} * Poro_tot)}{larg * \frac{Lel}{\cos \alpha_i}} \end{array} \right.$$

Le modèle est testé pour 3 périodes temporelles : la crue du 18 novembre 2018 (21/11/2018 19h30 - > 24/11 11h00), la crue du 21 avril 2019 (18/04/2019 11h30 -> 21/04/2019), la crue du 15/03/2020 (14/03/2020 1h30 -> 15/03/2020 17h00).

Le modèle utilise une hauteur H_sol correspondant à l'épaisseur estimée de l'horizon A aux environs de la parcelle d'après des observations sur fosse et à la tarière, elle vaut $H_sol = 300$ cm. Le paramètre k utilisé est $2.33 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$. Ce paramètre a été fixé suite aux premières simulations qui ont mis en évidence que ce paramètre était bien déterminé sur une valeur moyenne de 2.33 pour l'ensemble des évènements pluvieux.

Le modèle dépend de 3 paramètres en tout : Ks , Sy , et $poro_disp_init$.

Le choix du pas de temps a été porté sur 2 secondes pour l'ensemble des simulations. Cela permet de respecter le critère de Courant ou critère CFL (Courant et al., 1928), universellement reconnu comme une condition nécessaire pour assurer la stabilité de la résolution d'équations différentielles avec un schéma numérique mobilisant des pas de temps et d'espaces discrets. Appliqué au domaine des

écoulements fluides, ce critère énonce que le pas de temps doit obligatoirement être tel que le fluide ne puisse parcourir plus d'une fraction du pas d'espace pendant la durée du pas de temps.

Les quantités d'eau passant d'un volume élémentaire au suivant représentant au maximum 25 % de l'eau présente dans le volume élémentaire. Ce maximum correspond à une perméabilité de $10^{-2.7} \text{ m s}^{-1}$ et un Sy de 0.02. Ce pourcentage diminue ensuite avec la diminution de la perméabilité et/ou l'augmentation de la porosité disponible.

Le calcul du ruissellement de surface est basé sur un pas de temps de 1s. Il a été vérifié pour la crue du 21/04/2019 que les hydrogrammes de crue et des hauteurs de ruissellement sont similaires avec un pas de temps de 1s à ceux trouvés dans ce même cas avec un pas de temps de 10^{-2} secondes.

1.2.4.5 Confrontation aux données observées : confrontation de deux critères

Il a été choisi ici d'explorer l'ensemble des combinaisons des 3 paramètres appartenant aux champs des possibles, établis au cours des premières simulations, ayant mis en évidence l'existence d'une multitude de maxima locaux sur les indices de comparaison entre données modélisées et observées. Les bornes testées ont également été définies lors des premières simulations.

Toutes les combinaisons de paramètres issus des listes ci-dessous sont ensuite testées :

Ks testés (m s^{-1}) : $10^{-4.4}, 10^{-4.3}, 10^{-4.2}, 10^{-4.1}, 10^{-4}, 10^{-3.9}, 10^{-3.8}, 10^{-3.7}, 10^{-3.6}, 10^{-3.5}, 10^{-3.4}, 10^{-3.3}, 10^{-3.2}$.

Sy testés : 0.02, 0.04, 0.06, 0.08, 0.1, 0.12, 0.14, 0.16, 0.18, 0.2, 0.22, 0.24.

Poros_dispo_init testés : 0.08, 0.09, 0.1, 0.12, 0.14, 0.16, 0.18, 0.2, 0.21, 0.22, 0.23, 0.24, 0.25, 0.26, 0.27, 0.28, 0.3, 0.32, 0.35, 0.4.

Malgré les efforts effectués pour optimiser le script les temps de calculs demeurent très élevés. Une simulation correspondant à une combinaison de paramètres pour un événement d'une durée de 5 jours nécessite environ 2 min 40 secondes.

Les débits mesurés sur le terrain (selon Eq 12) et modélisés aux mêmes instants sont ensuite comparés avec le critère de 'Nash-Sutcliffe efficiency' (NSE) défini ci-dessous :

Eq 39

$$NSE = 1 - \frac{MSE}{\sigma_0^2} = 1 - \frac{\sum_{t=1}^n (Q_{mod_t} - Q_{obs_t})^2}{\sum_{t=1}^n (Q_{obs_t} - \mu_{obs})^2}$$

Avec Q_{mod_t} (l s^{-1}) le débit modélisé à l'instant t, Q_{obs_t} (l s^{-1}) le débit observé à l'instant t et n le nombre d'itérations en temps considérées. MSE (pour 'Mean Square error') est défini selon l'équation suivante :

$$MSE = \frac{1}{n} * \sum_{t=1}^n (Q_{mod_t} - Q_{obs_t})^2$$

Le critère NSE est essentiellement basé sur un critère de moindres carrés (MSE). Cependant la normalisation par la variance des débits observés permet de comparer des évènements d'ampleur différentes. Il s'agit du critère le plus couramment utilisé pour la calibration et la validation des modèles hydrologiques avec des données observées (Gupta et al., 2009).

1.3 Bassins versants

Les stations CAPT et BARR ont été installées au cours de la saison sèche de 2019 afin de disposer de données de ruissellement et d'érosion à des échelles plus importantes que celle des parcelles. Les objectifs initiaux visaient à la quantification de l'érosion et à la compréhension du fonctionnement hydrologique de la zone d'étude.

Les stations de mesures ont été choisies en fonction de l'opportunité des sites de mesures. Afin d'avoir des données de ruissellement fiables, il fallait choisir des sites de mesures adaptés. Les conditions requises sont principalement 1) un écoulement laminaire au niveau du site de mesure, ce qui impose une topographie plate sur une certaine distance dépendant de la taille du BV amont et 2) un point de contrôle hydraulique en aval direct du point de mesure, c'est-à-dire une chute d'eau, assurant un écoulement libre en aval du point de mesure.

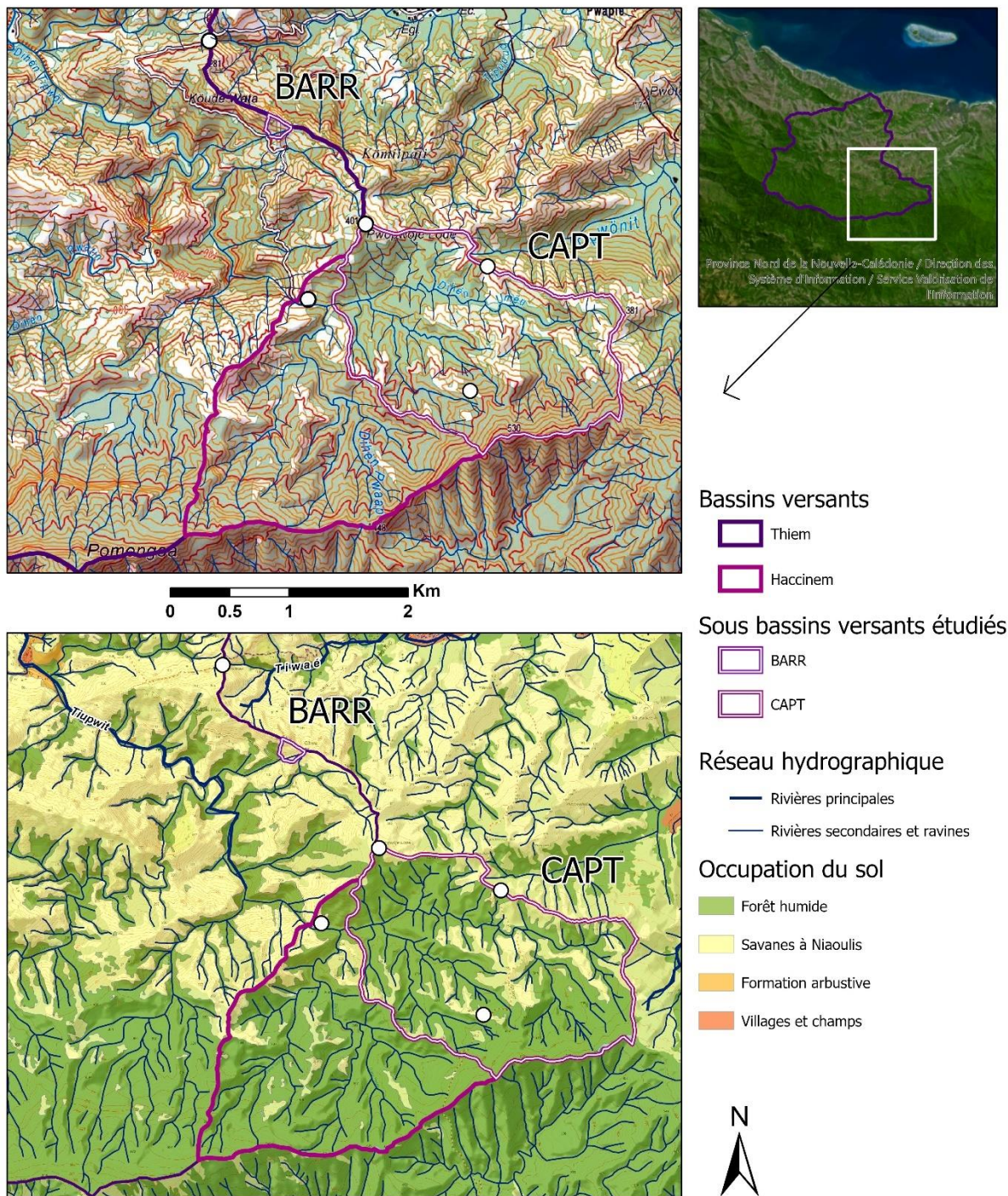


Figure 46 – Position au sein du BV de la Thiem, topographie, réseau de drainage et occupations du sol des BVs BARR et CAPT

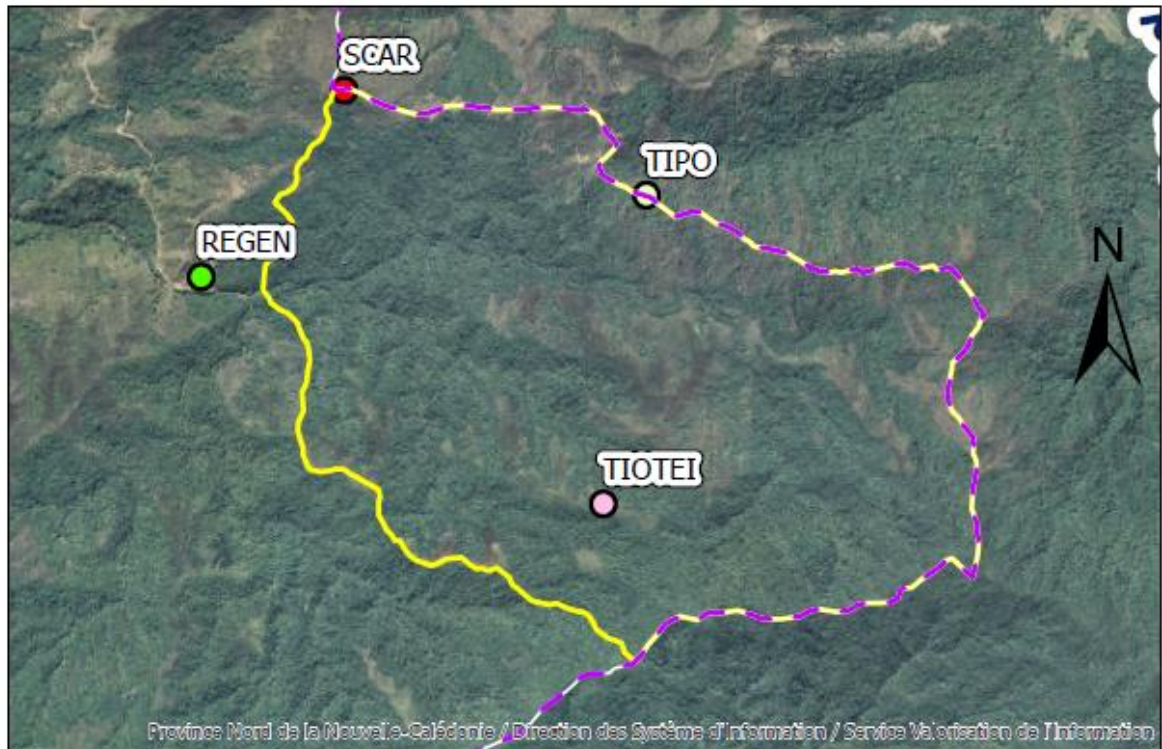
1.3.1 Description

1.3.1.1 CAPT

Le BV nommé CAPT dans cette étude est un BV à dominante forestière d'une surface de 3.12 km². D'après le tracé des limites savanes-forêts sous SIG par interprétation visuelle du couvert végétal sur la photographie aérienne de 2015, la savane représente 24 % de la surface du BV. Les images aériennes de 2015 et de 1976 (Figure 47) montrent la stabilité du couvert forestier depuis les années 1975 sur cette zone. La pente moyenne du BV vaut 18.9°.

Le BV CAPT a une forme subovale dont la plus grande longueur (de la crête la plus éloignée jusqu'à l'exutoire du BV) vaut 2.6 km et la largeur 1.4 km. Le réseau hydrographique a été calculé sur la base du modèle numérique de terrain (MNT) d'une précision de 2 m, avec l'outil 'Stream Network' d'ArcgisPro. Il permet de définir le réseau hydrographique en fonction d'un seuil minimal de surface drainage sur la base du MNT. Le réseau de CAPT est calculé ici avec une surface de drainage minimum de 5000 m². Ce réseau, visible sur la Figure 46, est dense et séparé en deux sous-BV principaux dont les cours d'eau principaux se rejoignent à proximité de l'exutoire de CAPT (Figure 46). Les longueurs de pente moyenne depuis les crêtes jusqu'au réseau hydrographique sont calculées sur la base MNT et du réseau hydrographique précédemment défini, avec l'outil 'slope length' du logiciel ArcGis Pro. Elles sont caractérisées par une forte dispersion autour d'une valeur moyenne de 92 mètres avec un écart type de 93 mètres. La longueur de pente la plus grande atteint 553 mètres.

a)



b)

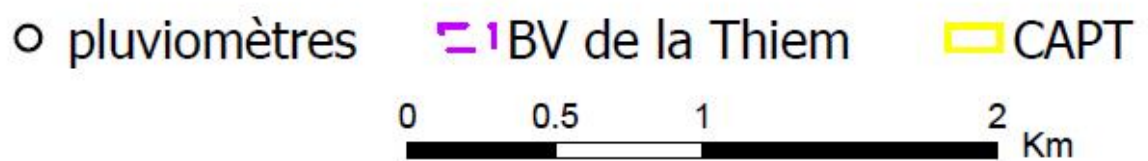
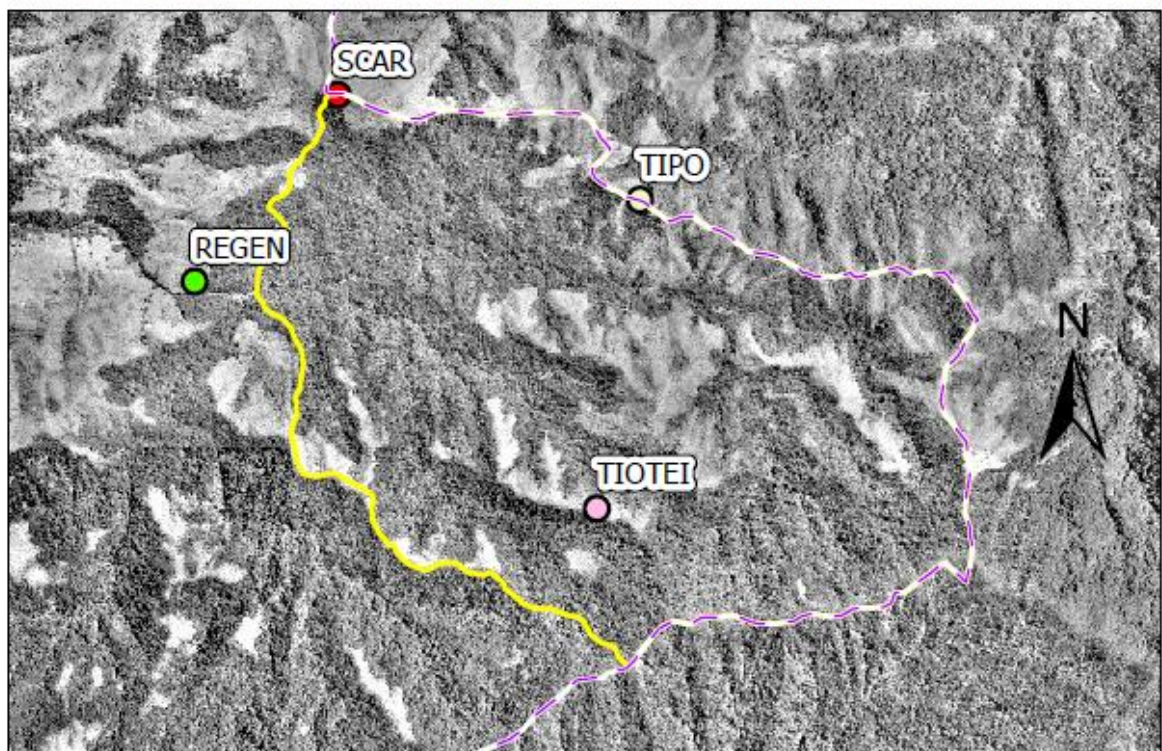


Figure 47 - Images aériennes du BV CAPT de 2015 (a) et de 1976 (b) et position des 4 pluviomètres utilisés pour les analyses hydrologiques.

Le BV CAPT correspond à un sous-BV représentant environ la moitié de la surface du BV du captage d'Haccinem. La station de mesure a été choisie sur des critères de faisabilité pour des mesures de débits.



Figure 48 - Station de mesure à l'exutoire du BV CAPT. Les câbles des sondes de turbidité et de hauteur d'eau sont visibles en haut à gauche de l'image - le 10/02/2020 (cyclone Uesi).

La sonde de hauteur d'eau OTT ainsi que la sonde de turbidité Campbell sont installées sur une zone où l'écoulement de la rivière est horizontal sur une cinquantaine de mètres vers l'amont. La présence d'une roche légèrement avancée dans le cours d'eau offre la possibilité d'installer des appareils de mesure de manière qu'ils soient protégés de l'impact éventuel d'objets charriés par la rivière durant une crue (Figure 48).

Le contrôle hydraulique se situe environ 20 m en aval du point de mesure. L'écoulement devient turbulent et s'écoule librement vers l'aval (Figure 49).



Figure 49 - Contrôle hydraulique marquant le passage d'un régime laminaire à un régime turbulent 20 m en aval du point de mesure de CAPT - le 10/02/2020 (cyclone Uesi).

1.3.1.2 BARR

Le BV nommé BARR est un BV de savane arborée. Il s'agit d'une zone brûlée moins régulièrement que le versant où se trouve la parcelle SAV, ce qui s'explique par une plus grande distance aux tribus. Les données de la PN y indiquent une seule occurrence de feux entre 2010 et 2018. La comparaison des images aériennes de 1976 et de 2015 (Figure 50) montre que le couvert arboré a augmenté entre ces deux dates. BARR a une surface de 25 226 m² soit 2.52 ha et une pente moyenne de 23.2°. Ce BV a été équipé car son exutoire, situé en bordure de la piste menant au captage, offrait la possibilité d'équiper facilement le site avec un seuil de type déversoir grâce à la présence d'une ravine déjà bien creusée et présentant un replat permettant d'avoir un débit laminaire à l'approche du seuil.

Le BV BARR a une forme sub-rectangulaire. Il se divise en deux versants principaux. Le versant nord est beaucoup plus grand (2.00 ha) que le versant sud (0.52 ha). Les pentes moyennes des versants valent 17.4° et 24.7° au sud et au nord respectivement. Le réseau hydrographique, calculé de la même façon qu'à CAPT, se compose d'une seule ravine principale marquant la limite des deux versants. Les longueurs de pente caractérisant les distances entre les crêtes et la ravine ont une moyenne de 106 m avec un écart type de 54 mètres. La longueur de la plus grande pente est de 204 mètres.

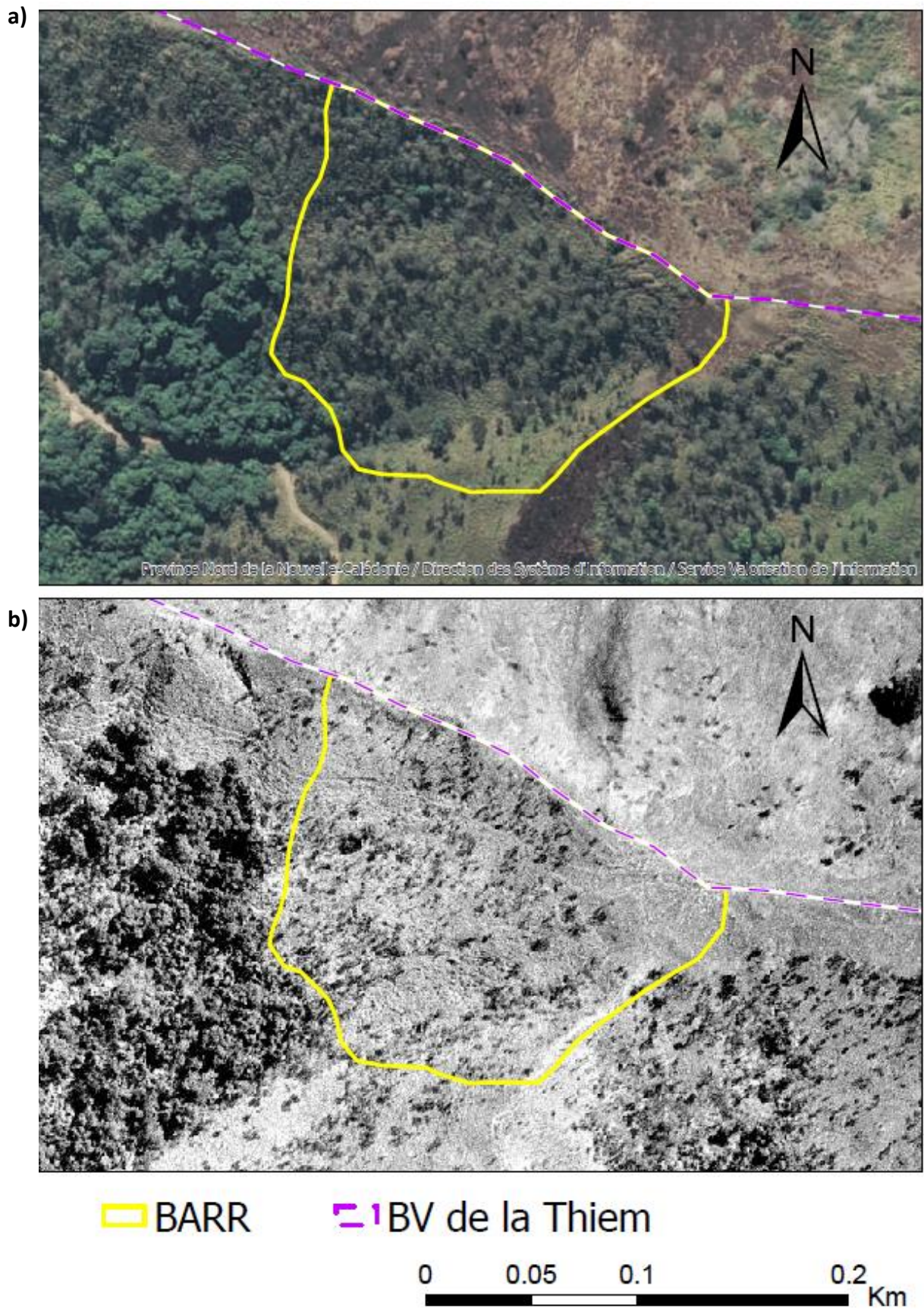
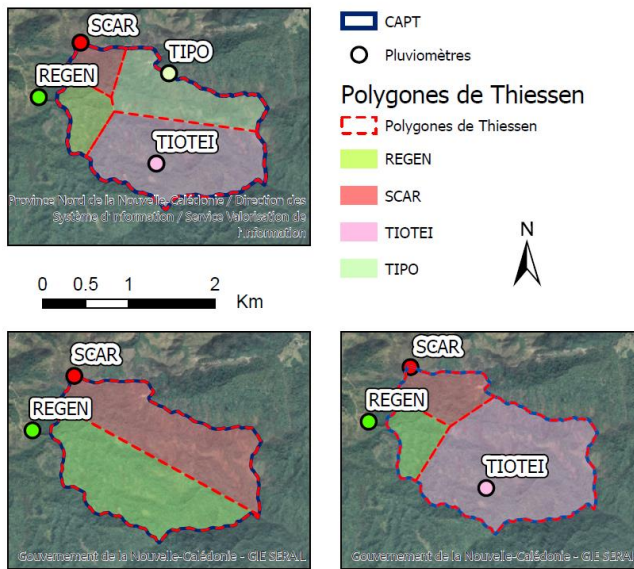


Figure 50 – Photographies aériennes du BV BARR de 2015 (a) et de 1976 (b)

1.3.2 Mesures de pluie

1.3.2.1 CAPT

Les 4 pluviomètres visibles Figure 51 sont utilisés pour l'étude de la réponse hydrologique du BV CAPT pour les évènements pour lesquels les 4 données sont disponibles. Pour les évènements pour lesquels les données des 4 pluviomètres ne sont pas disponibles, la pluie moyenne est calculée selon la même méthode avec les pluviomètres disponibles. Cela correspond principalement à la période antérieure au 14/03/2020 pour laquelle seules les données des pluviomètres équipant les parcelles REGEN et SCAR sont disponibles, ainsi qu'à la période du 18/11/2020 au 30/01/2021 pour laquelle le pluviomètre TIPO ne fonctionnait pas.



La pluie moyenne précipitée sur le BV CAPT pendant un intervalle de temps $[t_0, T]$ est calculée en attribuant à la pluie de chacun des pluviomètres disponibles un poids égal à la proportion surfacique de chacun des polygones de Thiessen (Panigrahy et al., 2009) issu des positions des pluviomètres disponibles rapporté à la surface totale du BV CAPT (Figure 51).

Figure 51 - Division de CAPT en Polygones de Thiessen en fonction des pluviomètres disponibles

Eq 41

$$P_{CAPT}(t_0, T) = \sum_{\text{pluvios disponibles sur } [t_0, T]} a_{\text{pluvio } i} * P_{\text{pluvio } i}(t_0, T)$$

$$\Delta P_{CAPT}(t_0, T) = \sqrt{\sum_{\text{Pluvios}} \left(\frac{\partial P_{CAPT}(t_0, T)}{\partial P_{\text{pluvio } i}(t_0, T)} * \Delta P_{\text{pluvio } i}(t_0, T) \right)^2}$$

$$= \sqrt{\sum_{\text{pluvios}} \left(a_{\text{pluvio } i} * \Delta P_{\text{pluvio } i}(t_0, T) \right)^2}$$

Avec $a_{\text{pluvio } i} = \frac{S_{\text{Thiessen_pluvio } i}}{S_{CAPT}}$, avec $S_{\text{Thiessen_pluvio } i}$ la surface du polygone de Thiessen du pluviomètre correspondant (km²) et S_{CAPT} la surface du BV CAPT (km²). $\Delta P_{\text{pluvio } i}$ se calcule par le produit de l'erreur relative définie en section 1.1.1 par le cumul de pluie mesuré $P_{\text{pluvio } i}(t_0, T)$. Les valeurs des poids attribués à chaque pluviomètre en fonction des pluviomètres disponibles sont présentées dans le Tableau 4.

Pluviomètres disponibles	Poids attribué au pluviomètre REGEN a_{REGEN}	Poids attribué au pluviomètre SCAR a_{SCAR}	Poids attribué au pluviomètre TIOTEI a_{TIOTEI}	Poids attribué au pluviomètre TIPO a_{TIPO}
TOUS	0.119	0.086	0.509	0.286
TIOTEI - REGEN - SCAR	0.122	0.157	0.721	0
REGEN - SCAR	0.514	0.486	0	0

Tableau 4 – Poids attribués à chaque pluviomètre pour le calcul de la pluie sur CAPT

1.3.2.2 BARR

La pluie précipitée sur le BV BARR est calculée avec les pluviomètres SAV et SCAR, avec un poids attribué à chacun des pluviomètres égal à la proportion surfacique des polygones de Thiessen (Figure 52) sur le BV BARR entre ces deux pluviomètres :

Eq 42

$$P_{BARR}(t_0, T) = a_{SCAR} * P_{SCAR}(t_0, T) + a_{SAV} * P_{SAV}(t_0, T)$$

$$\Delta P_{BARR}(t_0, T) = a_{SCAR} * \Delta P_{SCAR}(t_0, T) + a_{SAV} * \Delta P_{SAV}(t_0, T)$$

Avec $a_{pluvio\ i} = \frac{S_{Thiessen_pluvio\ i}}{S_{BARR}}$, avec $S_{Thiessen_pluvio\ i}$ la surface du polygone de Thiessen du pluviomètre correspondant (ha) et S_{BARR} la surface du BV BARR (ha).

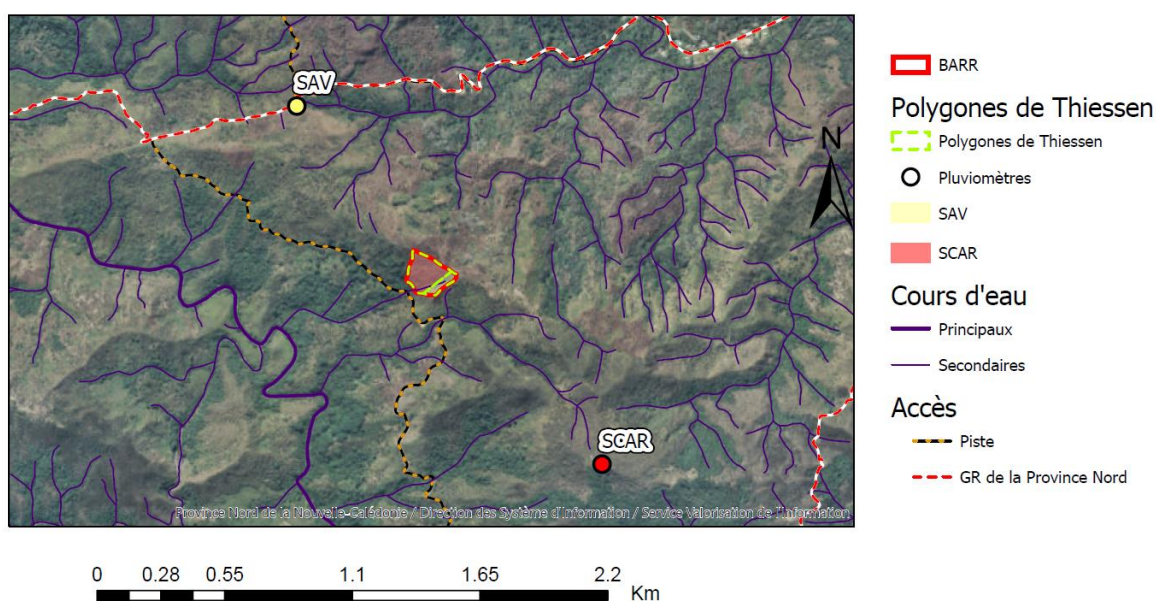


Figure 52 - Division de BARR en Polygones de Thiessen avec les 2 pluviomètres les plus proches

1.3.3 Calcul des débits – Tracé des hydrogrammes à partir des limnigrammes

L'objectif de cette partie est d'établir les relations entre les mesures de hauteur d'eau brute par les sondes OTT et les débits d'eau à l'exutoire des BVs CAPT et BARR. Pour le site CAPT la courbe de tarage sera établie sur la base de 3 mesures de débits par jaugeage au micro-moulinet et de deux mesures de débits effectuées sur la base de l'étude de deux vidéos de la rivière en crue. Pour le site BARR la relation hauteur-débit sera établie grâce aux relations déjà connues pour un seuil de type rectangulaire (Herschy, 2009).

1.3.3.1 CAPT

Les données de hauteurs d'eau à CAPT sont disponibles depuis la date d'installation de la sonde OTT le 22/07/2019 jusqu'au 05/02/2021, avec une absence de données entre le 12/05/2020 et le 20/05/2020 puis entre le 21/01/2021 et le 01/02/2021.

Pour le site CAPT, il n'était pas possible d'installer un dispositif de contrôle comme un seuil ou un flume permettant d'avoir automatiquement une relation hauteur-débit, étant donné les dimensions du site et les moyens alloués. La solution mise en œuvre a donc été la méthode dite de mesure de débits par 'vitesse – surface'. Cette méthode consiste en la caractérisation des champs de vitesses sur l'ensemble d'une surface mouillée, transversale à l'écoulement de la rivière. L'intégration des vitesses permet d'obtenir le débit global (Herschy, 2009).

Pour les faibles débits, des jaugeages ont pu être effectués. Un jaugeage est une méthode de 'vitesse – surface', avec des mesures *in situ* des vitesses grâce à un micro-moulinet, visant à caractériser au mieux les champs de vitesse sur une surface mouillée transversale à l'écoulement.

Pour les débits de crue, le jaugeage n'étant pas possible, l'estimation des champs de vitesse sur une surface mouillée a été calculée grâce à 1) une estimation des champs de vitesse de surface par la méthode de 'large-scale Particle Image Velovimetry' ou LSPIV (Fujita et al., 1998) et 2) à l'intégration des vitesses sur chaque verticale selon une équation connue de variation de vitesse en fonction de la distance au lit de la rivière.

Dans la suite de cette section on notera $Q_c(t)$ le débit à l'exutoire du BV CAPT calculé à l'instant t .

1.3.3.1.1 Jaugeages des basses eaux

Le débit des basses-eaux a été estimé par trois jaugeages. Les jaugeages ont été effectués avec un moulinet OTT C2 mis à disposition pour le projet par le Service de l'eau (SDE) de la DAVAR (Direction des Affaires Vétérinaires, Alimentaires et Rurales du gouvernement de la Nouvelle-Calédonie). Ce moulinet permet de mesurer avec une précision de 2 % des vitesses d'écoulements de 0.025 à 5 m s⁻¹. Le protocole de jaugeage du SDE a été mis en œuvre pour le jaugeage (voir Annexe 9). Le compteur établit le comptage du nombre de tours effectués par l'hélice sur une durée de 30 secondes à chaque fois. Il faut choisir l'hélice avec laquelle on compte entre 30 et 300 tours en 30 secondes. Le protocole

suggère d'effectuer des mesures de vitesses le long d'une dizaine de verticales équidistantes le long du profil jaugé. Pour les verticales de moins de 25 cm de profondeur en tout, on effectue uniquement deux mesures de vitesses, la première à 3 cm en dessous de la surface de l'eau, la seconde à 3 cm au-dessus du fond du cours d'eau. Si la profondeur est supérieure à 25 cm on effectue 3 points de mesure de vitesses : les deux premières vitesses à 3 cm de la surface et à 3 cm du fond, la troisième au milieu.

Le calcul du débit à partir des mesures de vitesses a été effectué avec le logiciel de la DAVAR. La méthode de calcul utilisée par ce logiciel consiste dans un premier temps à intégrer les vitesses sur chaque verticale, selon la profondeur, ce qui donne un débit laminaire pour chaque verticale, puis dans un second temps à intégrer ces débits laminaires sur la largeur du profil. La méthode de calcul est détaillée Annexe 9.

On considère généralement 5 à 7 % d'erreur possible sur les débits jaugés. Afin d'être certain de capturer la valeur réelle du débit dans la gamme des débits calculés, nous avons ici choisi de maximiser cette erreur en choisissant la valeur de 10 %.

Le premier jaugeage a eu lieu en période d'étiage, le 28/08/2019 à 12h50. La hauteur d'eau brute mesurée par la sonde, notée $Hb(t)$ correspondait alors à 20 cm, avec une incertitude d'un cm (voir section 1.1.3).

Eq 43

$$Hb(t = 28/08/2019 \text{ à } 12h50) = 20 \text{ cm} \pm 1 \text{ cm.}$$

Le site de jaugeage se situe environ 50 m en aval du point de mesure de la sonde de hauteur d'eau. Aucun cours d'eau n'alimente la rivière principale entre le point de jaugeage et le point de mesure. Le point de jaugeage correspond à une zone de rétrécissement du lit de la rivière sur fond rocheux. Ce site a été choisi car le rétrécissement du cours d'eau engendre une accélération locale de l'écoulement, permettant de mesurer des vitesses assez importantes pour être dans la gamme de validité du moulinet. L'écoulement est laminaire et le fond rocheux de la zone est régulier, satisfaisant les conditions nécessaires pour un jaugeage de qualité.



Figure 53 - Jaugeage en période d'étiage effectué par Jean-Pierre Poigoune (CAAM). Nordan Bernast (SDE-DAVAR) le 28/08/2019

Les mesures de vitesses ont été effectuées le long de 11 verticales. La profondeur maximum le long de ce profil était de 24 cm. Par conséquent seules deux mesures de vitesses ont été effectuées par verticale. Le débit calculé vaut 20 l s^{-1} avec une incertitude de 10 % de cette valeur.

Eq 44

$$Qc(t = 28/08/2019 \text{ à } 12h50) = 20 \pm 2 \text{ l s}^{-1}$$

Les deux autres jaugeages ont été effectués les 10/02/2020 à 16h00 et 12/02/2020 à 15h30 et correspondent à des hauteurs d'eau similaires (67 cm et 69 cm respectivement).

Eq 45

$$H_b (t = 10/02/2020 \text{ à } 16h00) = 67 \pm 1 \text{ cm}$$

Eq 46

$$H_b (t = 12/02/2020 \text{ à } 15h30) = 69 \pm 1 \text{ cm}$$

Il a été impossible d'effectuer ces jaugeages sur le même site qu'utilisé pour le premier jaugeage, car à cet endroit la montée des eaux engendre une séparation du flux d'eau de la rivière en plusieurs portions de cours d'eau en lien avec le fait que le lit de la rivière soit très accidenté à cet endroit. Ces deux jaugeages ont donc été effectués environ 50 m en amont du point de mesure de la sonde de hauteur d'eau, au niveau d'un site où le lit de la rivière a été pré-aménagé par réorganisation des gros cailloux présents sur place afin d'obtenir un canal d'environ 2.4 m de large, avec une profondeur moyenne d'environ 30 cm lors des jaugeages. Les lignes de courant sont régulières, cependant le plus grand débit n'est pas centré sur le centre du canal, en lien avec la courbure du cours d'eau en amont du site de mesure.

11 verticales dont 10 avec 3 points de mesures de vitesses ont été effectuées pour le jaugeage du 10/02 et 8 verticales dont 7 avec 3 points de mesure de vitesses pour le 12/02. Les débits jaugés sont :

Eq 47

$$Q_c (t = 10/02/2020 \text{ à } 16h00) = 613 \pm 61.3 \text{ l s}^{-1}$$

Eq 48

$$Q_c (t = 12/02/2020 \text{ à } 15h30) = 634 \pm 63.4 \text{ l s}^{-1}$$



Figure 54 - Jaugeage du 12/02/2020 effectué par Caroline Tramier et David Poigoune (CAAM) – Jean-Pierre Poigoune (CAAM) le 12/02/2020

1.3.3.1.2 Méthode pour l'évaluation des débits de crue

La mesure des débits de crue est beaucoup moins précise que la mesure de débits faibles. Le jaugeage n'étant pas possible, il faut faire au mieux pour estimer les débits en mobilisant les connaissances théoriques sur les mesures de débits en rivière ainsi que les observations disponibles, celles-ci étant restreintes au vu des difficultés d'accès au site lors de fortes pluies, et des moyens alloués, ceux-ci étant également limités.

L'évaluation des débits de crue a été effectuée sur la base d'étude de vidéos prises pendant le cyclone Uesi. Deux vidéos ont été utilisées, la première, qui sera noté **vidéo 1** ayant été prise le 11/02/2020 à 10h50, la seconde, qui sera notée **vidéo 2**, ayant été prise le même jour à 15h12.

La méthode présentée ici est appliquée au cas de la vidéo 2. L'ensemble des calculs concernant la vidéo 1 sont présentés Annexe 12.

L'erreur sur le calcul du débit sera basée sur 3 calculs en parallèle, le débit estimé que l'on notera $Q_{est,vidéo}$, le débit minimum possible $Q_{min,vidéo}$ et le débit maximum possible $Q_{max,vidéo}$.

La méthode consiste à caractériser les vitesses de surface le long du profil transversal de la section jaugée sur la base des vidéos, puis à intégrer ces vitesses sur la profondeur puis sur la largeur de la section afin d'obtenir le débit total.

L'application de cette méthode nécessite deux étapes préalables :

- La connaissance du profil de la rivière à l'endroit où l'on caractérise les champs de vitesses superficielles ;
- L'établissement de la relation entre la mesure brute de hauteur d'eau par la sonde et les hauteurs d'eau réelles en tout point du profil jaugé.

Ces deux étapes préalables sont détaillées en Annexe 10. La profondeur du lit de la rivière a été mesuré tous les $\Delta x = 30$ cm à partir du 'niveau zéro du profil' (droite horizontale correspondant à une ordonnée de 0 sur la Figure 55) et en partant de la rive droite (correspondant à une abscisse de 0 sur la Figure 55). On appelle les profondeurs présentées dans la Figure 55 $H_{profil}(x)$.

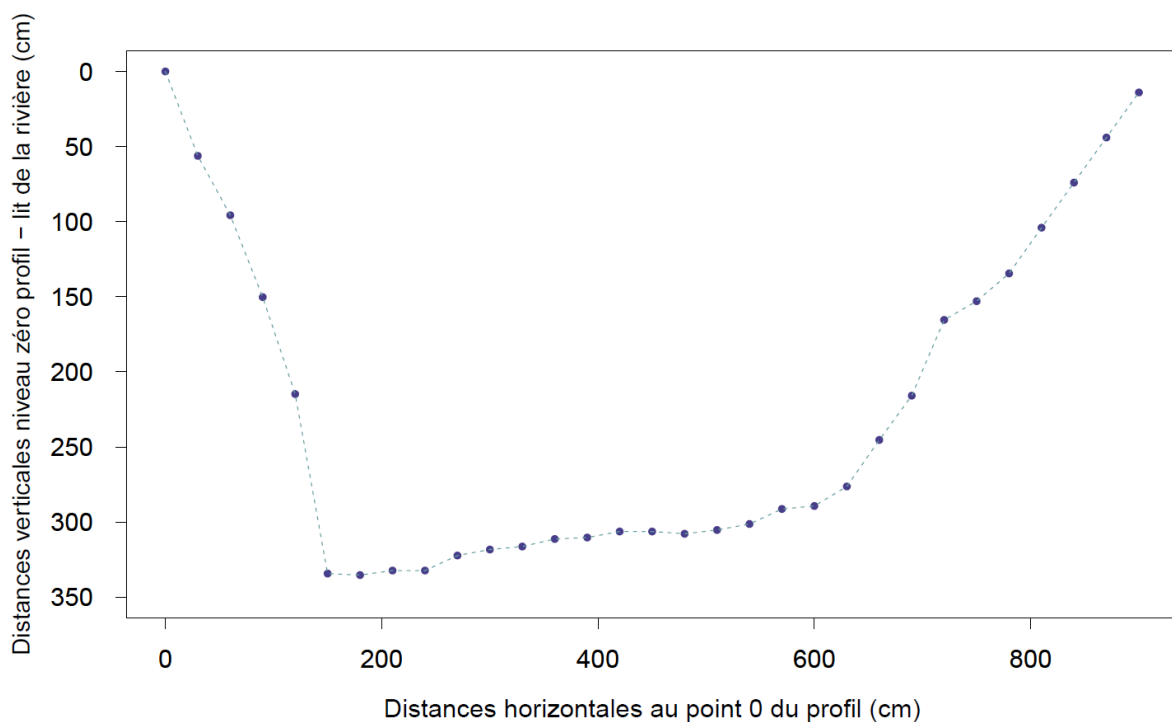


Figure 55 – Profil du lit de la rivière au niveau de la station de mesure CAPT de la rive droite à la rive gauche

Il a été établi qu'en tout point x pour lequel on connaît $H_{profil}(x)$ on obtient la hauteur d'eau totale au point d'abscisse x et au temps t notée $P_{eau}(x, t)$ en fonction de la hauteur brute Hb mesurée par la sonde (Annexe 10) selon l'égalité suivante :

$$P_{eau}(x, t) = H_{profil}(x) - 291.5 + Hb \pm \Delta P_{eau}(x, t)$$

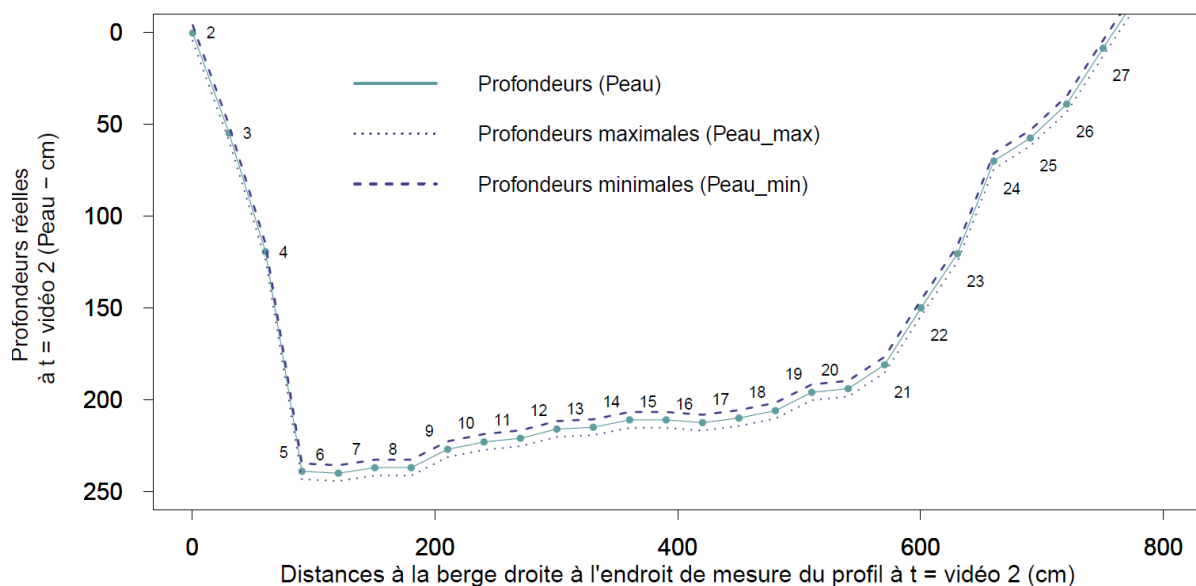
$$\text{Avec } \Delta P_{eau}(x, t = \text{vidéo}) = 4.3 \text{ cm}$$

La hauteur d'eau brute correspondante à la vidéo 2 vaut 196, mesure effectuée à 15h12.

Eq 49

$$Hb (t = 11/02/2020 \text{ à } 15\text{h}12) = 196 \text{ cm} \pm 1\text{cm.}$$

Ainsi on obtient les profondeurs d'eau $P_{eau}(x, t = \text{vidéo } 2)$ présentées sur la Figure 56 :



Maintenant que les hauteurs d'eau totales en tout point du profil jaugé sont connues, il faut calculer les vitesses de surface en tout point du profil jaugé. Pour cela nous disposons de champs de vitesses exprimées en pixel/frame le long du profil jaugé. Celles-ci ont été calculées *via* la plateforme discharge, spécialisée dans les mesures de flux hydriques, au moyen de la méthode LSPIV (Fujita et al., 1998), qui permet théoriquement d'estimer des vitesses d'écoulement de surface avec des erreurs maximums de 3.5 % dans le cadre de mesure de vitesses d'écoulement de surface en rivière (Muste et al., 2008). Les champs de vitesses en pixel/frame de la vidéo 2 sont visibles Figure 57.

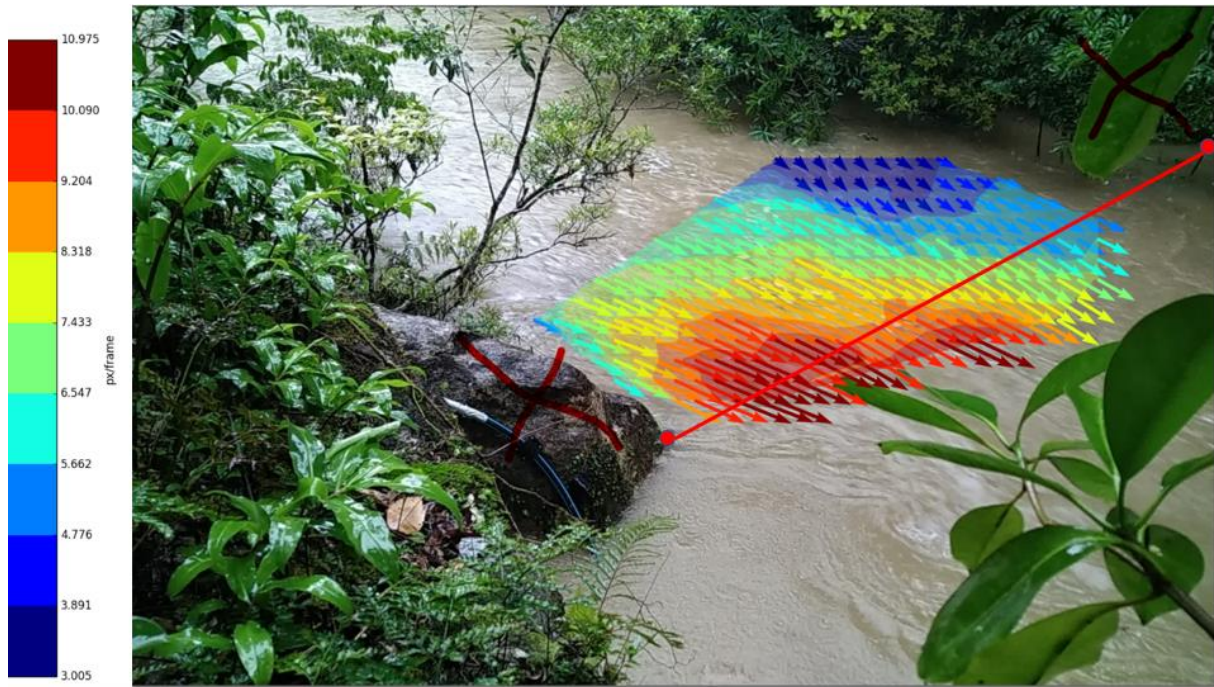


Figure 57 - Champ de vitesse de la vidéo 2 en pixel/frame et recalage de ce champ par rapport à la section connue du cours d'eau. Extrait de la vidéo 2 et champs de vitesses en pixel/frame fournis par DISCHARGE.

Malheureusement la méthode LSPIV n'a pas pu aboutir ici à un calcul de débit à cause du défaut d'échelle dans le sens de l'écoulement. Nous sommes donc partis des vitesses exprimées en pixel/frame puis les avons traduites en vitesses réelles.

- **Première étape du calcul des vitesses de surface : la correction de la déformation des distances à l'image – Calcul du profil de 'vitesses relatives'**

Le principe de ce calcul est expliqué ici mais le détail est présenté en annexe 11. Un pixel de la vidéo 2 situé à proximité de la rive droite, donc proche du milieu de l'image, correspond à une certaine distance réelle qui n'est pas la même que celle correspondante à un pixel situé à proximité de la rive gauche, et donc apparaissant proche du bord droit de l'image : le pixel situé à proximité de la rive gauche correspond à un point réel beaucoup plus éloigné de la caméra que le point réel du pixel de la rive droite. Par conséquent le pixel le plus éloigné correspond à une distance réelle plus grande que le pixel le plus proche. Concrètement cela signifie que le vecteur de vitesses le long du profil exprimées en pixel/frame n'est pas proportionnel au vecteur des vitesses réelles de surface le long du profil à cause de la déformation liée à la prise de vue.

La première étape du calcul a donc ici consisté à trouver la relation de déformation à l'image des distances réelles dans le sens de l'écoulement et au niveau du profil jaugé. Le détail de cette correction est détaillé Annexe 11 et permet d'obtenir un vecteur que l'on appelle ici vecteur de 'vitesses relatives' (noté V_{rel}). Il s'agit d'un vecteur de valeurs proportionnelles aux vitesses réelles (noté $V_{réelles}$) en tout point du profil. Il existe donc un réel a tel que Eq 50 soit vérifiée :

Eq 50

$$V_{réelles}(x, t) = V_{rel}(x, t) * a$$

Pour cela un quadrillage distancié a été pris en vidéo avec le même appareil et selon le même angle de vue que celui de la vidéo. Les images du quadrillage distancié et des vitesses en pixel/frame sont ensuite superposées pour l'obtention du vecteur des vitesses relatives (voir Figure 58 et Annexe 11 pour le détail).

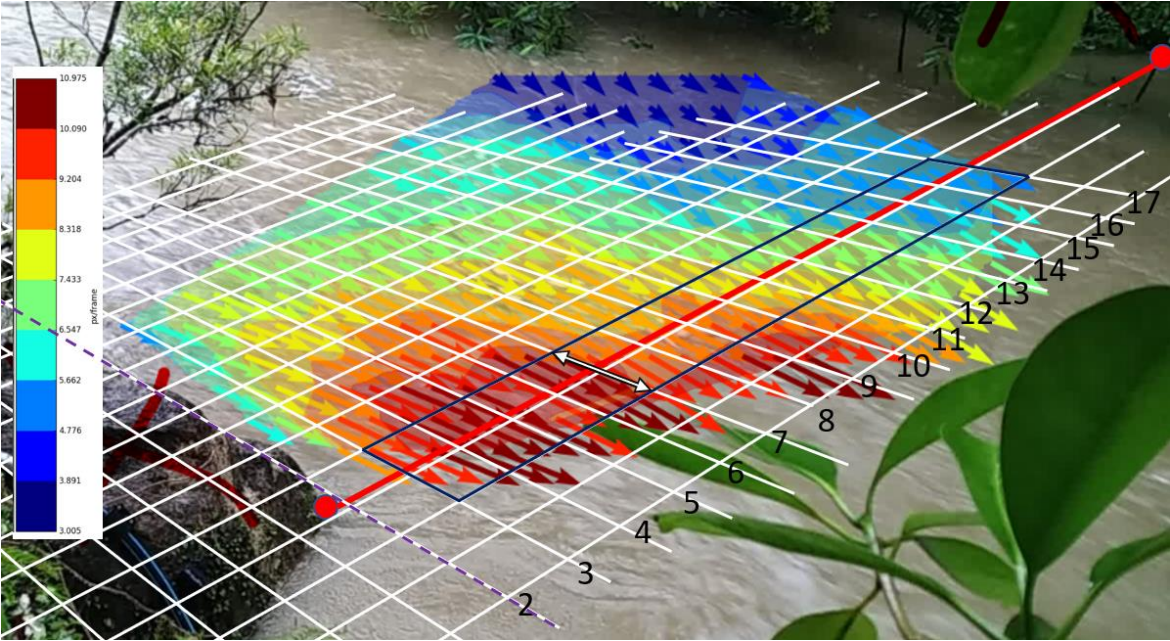


Figure 58 – Superposition du quadrillage de repères distanciés et de l'image donnant des vecteurs de vitesses superficielles en pixel/frame.

Cette étape permet d'obtenir pour chaque repère le long du profil un vecteur de vitesses proportionnelles aux vitesses réelles et dont la valeur maximum vaut 1 :

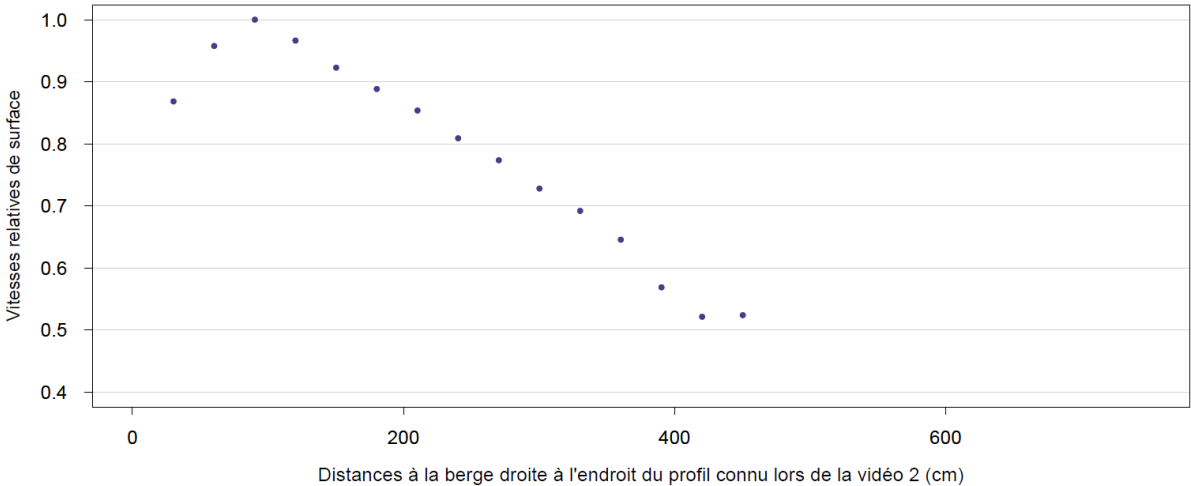


Figure 59 – Vitesses relative (V_{rel}) le long du profil au moment de la vidéo 2

- **Deuxième étape du calcul des vitesses de surface : transformation du vecteur de ‘vitesses relatives’ en vitesses réelles**

Etant donné que le vecteur V_{rel} prend 1 pour valeur maximum, le réel a de Eq 50 doit être égal à la vitesse réelle de surface maximum. Il suffit donc de multiplier le vecteur de vitesse relative par la plus grande vitesse de surface pour obtenir le vecteur de vitesse réelle en tout point du profil pour lequel la vitesse en pixel/frame a pu être calculée.

La vitesse réelle maximum notée ici $Vit_{max}(x = 0 \text{ à } x = xmax)$ est estimée par l’étude de la vitesse des petits matériaux flottants qui parcourent la surface mise en évidence sur la Figure 60. D’après la Figure 59, les vitesses maximums se situent au niveau des marques 4 à 6. On délimite donc la zone d’estimation de la vitesse max aux alentours des repères 4 à 6.



Figure 60 – Estimation de la plus vitesse réelle maximum de surface

La distance entre les deux limites figurées sur la Figure 60, vaut $D = 3.6$ mètres d’après le quadrillage (Annexe 11). On estime avoir une erreur sur cette distance valant $\Delta D = \pm 30$ cm.

Le temps nécessaire aux éléments flottants pour parcourir la zone d’estimation de la vitesse max est chronométré comme suit :

Un élément flottant (amas de bulles ou petits bâton) est repéré, le chronomètre est enclenché quand l’objet choisi franchit la ligne amont de la zone d’estimation de la vitesse max, et arrêté lorsque l’objet franchit la ligne aval. Les lignes amont et aval ont été apposées par-dessus les vidéos pour une mesure plus précise. Cette expérience est renouvelée 20 fois.

Les temps trouvés pour ces différentes mesures sont les suivants, classés par ordre croissant : 1s86 ; 2s00 ; 2s01 ; 2s04 ; 2s04 ; 2s05 ; 2s09 ; 2s11 ; 2s12 ; 2s.12 ; 2s.12 ; 2s12 ; 2s15 ; 2s16 ; 2s16 ; 2s16 ; 2s22 ; 2s31 ; 2s36 ; 2s42. La moyenne des temps trouvés pour la vidéo 2 notée *Moyenne_temps* vaut 2 secondes et 13 centièmes de seconde.

$$Eq\ 51$$

$$Vit_{max\ est} = \frac{D}{Moyenne_{temps}}$$

$$= 1.69\ m.\ s^{-1}$$

$$Eq\ 52$$

$$Vit_{max\ min} = \frac{D - \Delta D}{temps_{max}}$$

$$= 1.36\ m.\ s^{-1}$$

Nous effectuerons 3 calculs de cette vitesse maximale : la première est une valeur ‘estimée’ notée $Vit_{max\ est}$ correspondant à la moyenne des temps trouvés divisée par la distance D (Eq 51). La seconde est une valeur qui minimalise la vitesse de surface maximum. Elle est notée $Vit_{max\ min}$ et est calculée par le quotient de $D - \Delta D$ sur le temps maximum de parcours trouvé (Eq 52). La troisième vise à maximiser la vitesse de surface maximum. Elle est notée $Vit_{max\ max}$ et est calculée par le quotient de $D + \Delta D$ sur le temps minimum de parcours trouvée (Eq 53).

$$\begin{aligned}
 \text{Eq 53} \\
 Vit_{max}^{max} &= \frac{D + \Delta D}{\text{temps}_{min}} \\
 &= 2.10 \text{ m.s}^{-1}
 \end{aligned}$$

Ces trois valeurs de vitesse maximum servent à calculer 3 vecteurs de vitesse de surface réelle (Eq 54, Eq 55 et Eq 56) pour à terme conduire à 3 valeurs de débits permettant de caractériser l'incertitude sur le calcul du débit au moment de la vidéo 2.

Eq 54

$$Vit_{réelles}(x, t = \text{vidéo}) = Vit_{rel}(x, t = \text{vidéo}) * Vit_{max}^{est}$$

Eq 55

$$Vit_{réelles}^{min}(x, t = \text{vidéo}) = Vit_{rel}(x, t = \text{vidéo}) * Vit_{max}^{min}$$

Eq 56

$$Vit_{réelles}^{max}(x, t = \text{vidéo}) = Vit_{rel}(x, t = \text{vidéo}) * Vit_{max}^{max}$$

Pour les repères 2 et 17 à 27, l'analyse de vitesses par la méthode LSPIV n'a pas pu être effectuée pour cause de gêne occasionnée par la berge ou parce que les points sont trop distants du point de prise de la vidéo. En raison de l'allure linéaire des vitesses superficielles des repères 5 à 17, on estime les vitesses suivantes (18 à 27) par extrapolation linéaire (Figure 61). La vitesse superficielle du point 2 est également estimée par interpolation linéaire des points 3 et 4. La vitesse du point 2 calculée ainsi est probablement surestimée en lien avec sa grande proximité avec la berge, cependant étant donné la faible profondeur de ce point, cela influera très peu le calcul du débit.

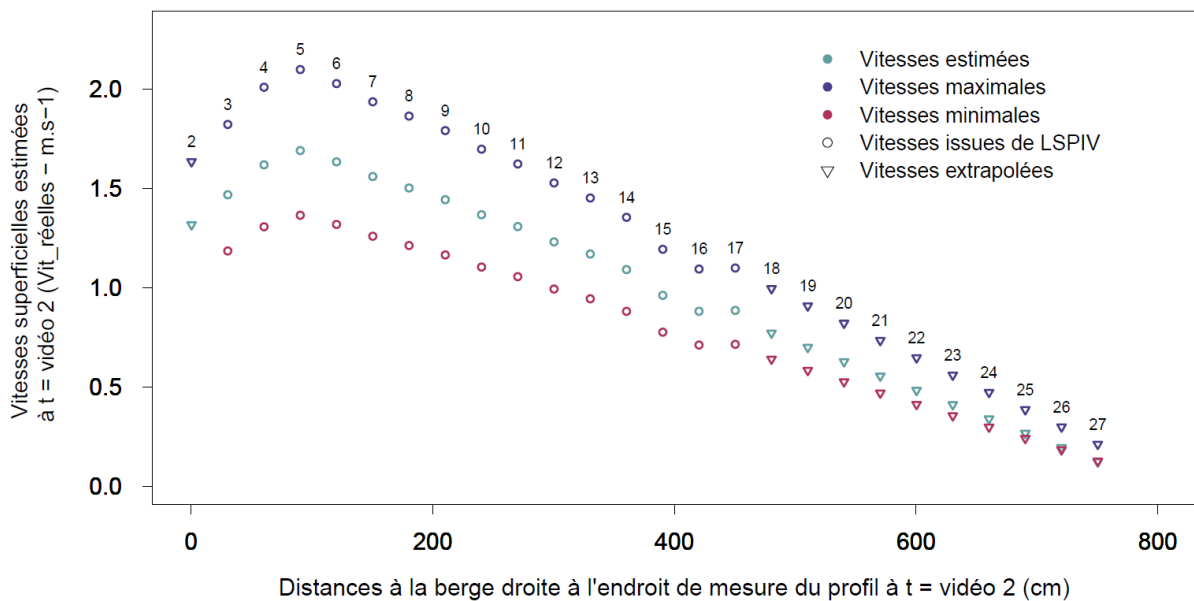


Figure 61 – Champs de vitesses réelles en surface au moment de la vidéo 2

- **Intégration des vitesses pour le calcul du débit**

Le débit laminaire sur chaque verticale correspondant à un repère est calculé par intégration de la vitesse de surface le long d'une verticale à partir de Eq 57 (Herschy, 2009) :

$$\text{Eq 57} \\ v(d) = v(a) * \left(\frac{d}{a}\right)^{1/c}$$

Avec d la distance par rapport au lit de la rivière du point étudié, $v(d)$ la vitesse de l'eau en ce point, $v(a)$ la vitesse connue au point situé à une distance a du lit de la rivière, et c une constante variant de 5 à 6, généralement prise égale à 6 (Herschy, 2009). Ici on considérera cette équation selon l'axe horizontal, $v(a)$ étant la vitesse de surface.

Le débit laminaire sur une verticale d'abscisse x noté $Q_{lam}(x)$ est calculé comme suit :

$$\text{Eq 58} \\ Q_{lam}(x) = \int_0^{Peau(x)} v(d).dd = V(Peau(x)) - V(0)$$

Avec V une fonction primitive de v , et $Peau(x)$ la hauteur d'eau totale de la verticale d'abscisse x .

Au vu de la relation de l'Eq 58, une fonction primitive de v est :

$$\text{Eq 59} \\ V(d) = v(a) * \frac{c+1}{c} * \left(\frac{1}{a}\right)^{1/c} * d^{\frac{c+1}{c}}$$

Ici, on prend $a = Peau(x)$. Par conséquent on prendra pour chacune des verticales d'abscisse x , $v(a, x) = v(Peau(x), x) = Vit_{réelles}(x, t = \text{vidéo})$

Selon les Eq 58 et Eq 59, on a

$$\text{Eq 60} \\ Q_{lam}(x) = V(Peau(x)) = Vit_{réelles}(x, t = \text{vidéo}) * Peau(x) * \frac{c}{c+1}$$

En conclusion, l'application de l'Eq 57 avec $v(a)$ la vitesse de surface revient à considérer que la vitesse moyenne sur une verticale d'abscisse x vaut la vitesse de surface multipliée par une constante valant $\frac{c}{c+1} = 0.86$ si $c = 6$. c pouvant prendre des valeurs de 5 à 7, $\frac{c}{c+1}$ peut prendre des valeurs de 0.83 à 0.88. Généralement c est pris égal à 5 pour des sections de rivière dont le fond est accidenté, et à 7 pour des sections de rivière dont le fond est lisse et régulier. Nous sommes ici dans le cas d'un lit de rivière plutôt irrégulier. On prendra $c = 6$ pour l'estimation des débits estimés et maximum, et $c = 5$ pour le calcul du débit minimum.

Le débit estimé $Q_{est,vidéo}$ est calculé comme suit :

$$\text{Eq 61} \\ Q_{est,vidéo} = \sum_x Q_{lam}(x) * larg_inter(x)$$

Avec les valeurs de $Q_{lam}(x)$ calculés par application de l'Eq 60 avec $c = 6$ et $t = \text{vidéo}2$; x les repères pour lesquelles $Peau(x) > 0$; et $larg_inter(x)$ la largeur de chacune des verticales. $larg_inter(x) =$

Δx pour toutes les verticales sauf pour les verticales des points les plus proches des berges. Pour ceux-ci, $larg_inter(x)$ est égal à la distance du repère à la berge plus $\Delta x / 2 = 15$ cm.

Le débit minimum $Q_{min,vidéo}$ est calculé comme suit :

$$Q_{min,vidéo} = \sum_x^{Eq\ 62} Qlam_min(x) * larg_inter(x)$$

Avec $Qlam_min(x)$ calculé avec Eq 60, en prenant $c = 5$, en remplaçant $Peau(x)$ par $Peau_min(x) = Peau(x) - \Delta Peau(x)$ et $Vit_{réelles}(x, t = vidéo) = Vit_{réelles\ min}(x, t = vidéo)$ issu de Eq 55.

Le débit maximum est calculé comme suit :

$$Q_{max,vidéo} = \sum_x^{Eq\ 63} Qlam_max(x) * larg_inter(x)$$

Avec $Qlam_max(x)$ calculé avec de l'Eq 60 avec $c = 6$; en remplaçant $Peau(x)$ par $Peau_max(x) = Peau(x) + \Delta Peau(x)$ et $Vit_{réelles}(x, t = vidéo) = Vit_{réelles\ max}(x, t = vidéo)$ issu de Eq 56.

On obtient ainsi $Q_{est,vidéo2} = 12.15\ m^3\ s^{-1}$, $Q_{min,vidéo2} = 9.45\ m^3\ s^{-1}$ et $Q_{max,vidéo2} = 15.57\ m^3\ s^{-1}$

Pour la vidéo 1, la même méthode est appliquée (Annexe 12) et les résultats trouvés sont les suivants : $Q_{est,vidéo1} = 4.32\ m^3\ s^{-1}$, $Q_{min,vidéo1} = 3.10\ m^3\ s^{-1}$ et $Q_{max,vidéo1} = 5.35\ m^3\ s^{-1}$

1.3.3.1.3 Etablissement de la courbe de tarage : relation hauteur – débit

Les courbes de tarages, c'est-à-dire les relations hauteur brute - débit estimés, hauteur brute - débit minimum et hauteur brute - débit maximum sont calculés par traçage de courbes de tendances en fonction puissance pour l'ensemble des débits estimés par jaugeage et grâce aux vidéos. La section de jaugeage présente les caractéristiques nécessaires pour un tarage de la forme $Q = a * (h-h_0)^b$: le contrôle aval est permanent (valable en basses et hautes eaux), le profil ne présente pas de discontinuité jusqu'aux plus fortes hauteurs d'eau observées sur notre période d'étude (Jaccon, 1986), et la relation $Q = f(h-h_0)$ présente un excellent alignement des différents points de jaugeages en échelle logarithmique avec une valeur h_0 nulle. L'ensemble des valeurs de débits sont rappelés dans le Tableau 5 :

	Hauteur brute (cm)	Débits estimés (l s ⁻¹)	Débits minimum (l s ⁻¹)	Débits maximum (l s ⁻¹)
Jaugeage du 28/08/2019	20	20	18	22
Jaugeage du 10/02/2020	67	613	551.7	674.3
Jaugeage du 12/02/2020	69	634	570.6	697.4
Vidéo1 Uesi 11/02/2020 à 10h50	133	4321	3096	5351
Vidéo2 Uesi 11/02/2020 à 15h12	196	12152	9452	15574

Tableau 5 – Valeurs des débits estimés pour la station CAPT utilisés pour l'établissement de la relation hauteur - débit.

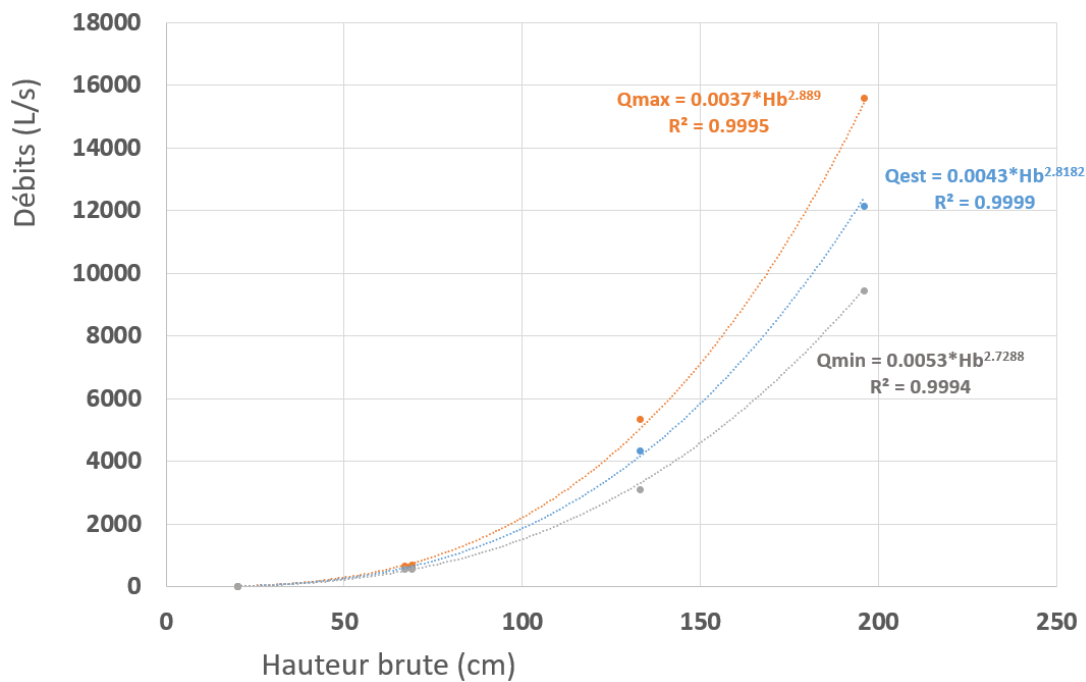


Figure 62 – Courbe de Tarage à CAPT - Régression hauteurs Brutes – Débits calculés pour l'obtention des relations hauteurs débits à CAPT.

On retiendra que les équations des courbes de tarage (Figure 62) seront appliquées pour le calcul des débits à CAPT et leur incertitude.

Eq 64

$$Q_{est} = 0.0043 * Hb^{2.82}$$

Eq 65

$$Q_{min} = 0.0053 * Hb^{2.73}$$

Eq 66

$$Q_{max} = 0.0037 * Hb^{2.89}$$

Pour les hauteurs d'eau brutes < 196 cm, on peut être confiant quant au fait que la valeur réelle du débit se situe dans l'intervalle prédit par [$Q_{min}(t)$, $Q_{max}(t)$] donné par les équations Eq 65 et Eq 66 étant donné la surestimation systématique des erreurs décrites dans les différentes étapes de calcul.

Notre série temporelle contient une dizaine d'événements pluvieux pour lesquels la hauteur d'eau brute a dépassé 196 cm. Pour ces hauteurs d'eau brutes supérieures à 196 cm, on peut raisonnablement supposer que les relations puissances définies ci-dessus sont toujours valables car les berges ne présentent pas de discontinuité au-dessus de la hauteur d'eau telle que $H_b = 196$ cm, les pentes restent régulières jusqu'à la plus grande hauteur observée sur la période d'étude (Jaccon, 1986).

1.3.3.2 BARR

1.3.3.2.1 Design du double seuil rectangulaire

Le débit à l'exutoire du BV BARR est estimé grâce à un seuil jaugeur rectangulaire à deux niveaux qui a été installé en mai 2019 (Figure 63).

Le double seuil est installé en aval d'un canal d'approche horizontal d'environ 3 m de long, ce qui permet d'avoir un écoulement non turbulent au niveau du seuil. Le design du seuil a été créé afin de pouvoir mesurer les petits et les grands débits jusqu'à pouvoir couvrir une crue théorique de 75 mm.h^{-1} avec un coefficient de ruissellement théorique de 1. Ce design permet donc d'estimer des débits jusqu'à 556.8 l s^{-1} .



*Figure 63 - Double seuil à l'exutoire du BV BARR
(le 11/02/2020)*

La sonde de hauteur d'eau est placée 1.7 m en amont du seuil dans le chenal d'écoulement. La sonde est accrochée dans une boîte métallique enterrée dans le sol, ce qui permet de ne pas entraver l'écoulement libre de l'eau dans le canal d'écoulement.

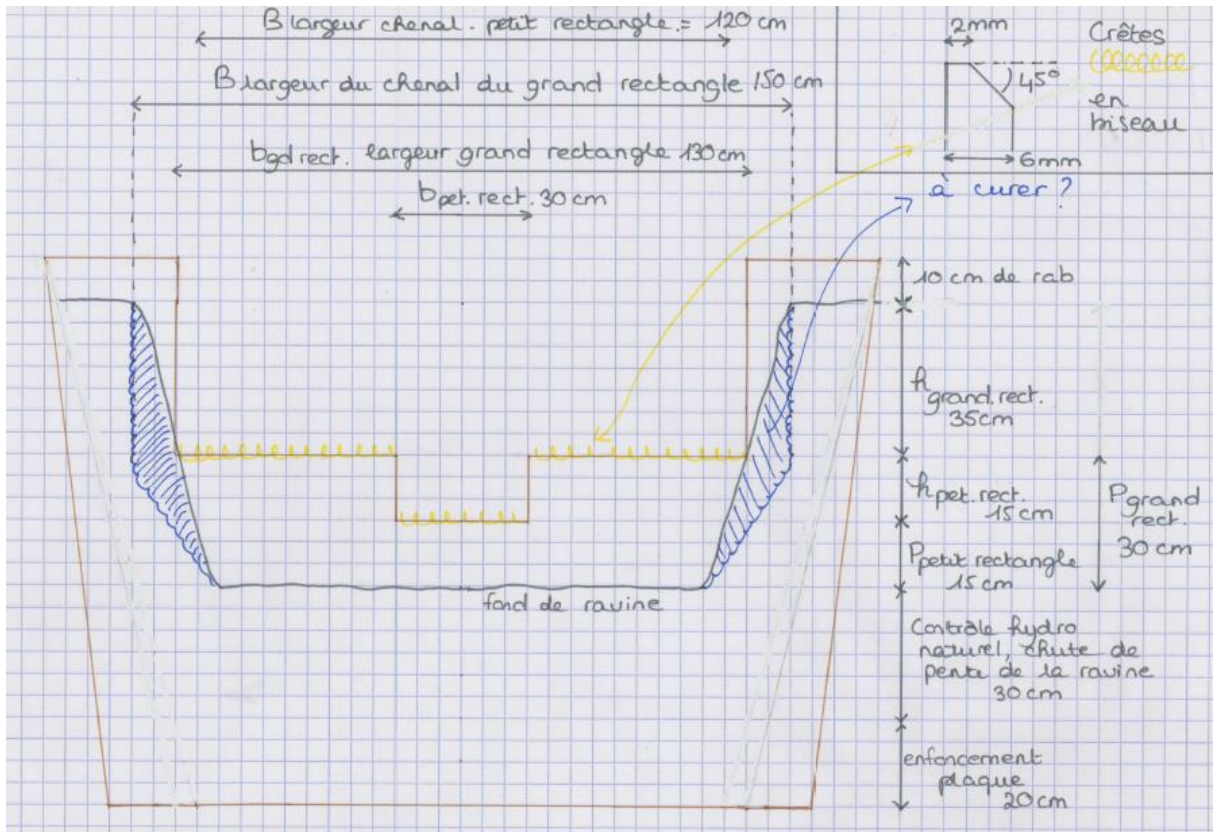


Figure 64 - Schéma de dimensionnement double seuil

Le 'petit' seuil a une largeur $b_{\text{petit_seuil}}$ de 30 cm et une hauteur $h_{\text{petit_seuil}}$ de 15 cm (Figure 64), permettant d'avoir une relation hauteur-débit pour des débits de 0.58 l s^{-1} à 31.4 l s^{-1} . Le grand seuil a une hauteur $h_{\text{grand_seuil}}$ de 35 cm et une largeur $b_{\text{grand_seuil}}$ de 1.3 m, ce qui lui permet de couvrir des débits (à lui seul) de 12.5 l s^{-1} à 525.4 l s^{-1} .

Le dispositif complet de double seuil rectangulaire permet donc d'avoir une relation hauteur-débit pour des débits de 0.58 à 556.8 l s^{-1} .

1.3.3.2.2 Relation hauteur - débit

Le débit est calculé indépendamment pour les deux niveaux de seuil.

Le débit à l'exutoire d'un seuil rectangulaire dont la hauteur effective est h_{eff} (i.e. la hauteur entre la base du seuil et le niveau de l'eau) est donné par l'Eq 67 (Herschy, 2009) :

Eq 67

$$Q_{\text{seuil}} = \frac{2 * C_{d_{\text{seuil}}}(h_{\text{eff}}) * (b_{\text{seuil}} + 0.003) * (h_{\text{eff}} + 0.001)^{\frac{3}{2}} * \sqrt{2g}}{3}$$

Avec Q_{seuil} le débit du seuil rectangulaire ($m^3 s^{-1}$), g l'accélération de la pesanteur ($9.81 m s^{-2}$), b_{seuil} la largeur du seuil (m), h_{eff} est la hauteur effective, i.e. la hauteur d'eau au-dessus de la base du seuil. La hauteur effective h_{eff} doit être supérieure à 3 cm pour que la relation soit vérifiée ; $Cd_{seuil}(h_{eff})$, le 'discharge coefficient' est défini selon Eq 68 :

Eq 68

$$Cd_{seuil}(h_{eff}) = \alpha_{seuil} + \beta_{seuil} * \frac{h_{eff}}{P_{seuil}}$$

P_{seuil} correspond à la hauteur entre la base du canal d'écoulement et la base du seuil. Ici $P_{petit_seuil} = 0.15 m$ et $P_{grand_seuil} = 0.3 m$ (Figure 64).

Les coefficients α_{seuil} et β_{seuil} dépendent du rétrécissement de l'écoulement forcé par le seuil, i.e. du rapport de la largeur du seuil sur la largeur du chenal d'approche. Ce rapport vaut $b_{petit_seuil}/B_{petit_seuil} = 0.25$ pour le petit seuil et $b_{grand_seuil}/B_{grand_seuil} = 0.87$ pour le grand (Figure 64).

Les valeurs de α_{seuil} et β_{seuil} des deux niveaux de seuils sont obtenus par interpolation linéaire des valeurs disponibles de α et β dans le 'streamflow measurement' (Hersch, 2009) :

$$\begin{aligned} \alpha_{petit_seuil} &= 0 & ; & & \beta_{petit_seuil} &= 0.5973 \\ \alpha_{grand_seuil} &= 0.5895 & ; & & \beta_{grand_seuil} &= 0.05767 \end{aligned}$$

Si les conditions de validité de cette équation sont satisfaites, ce qui est le cas ici, l'équation Eq 67 donne un débit avec une précision de 2 % (Hersch, 2009).

Soit He la hauteur effective du double seuil, i.e. la hauteur d'eau au-dessus de la base du petit seuil. He est obtenu en soustrayant la hauteur capteur de pression - base du petit seuil (Noté *Corr*) à la hauteur d'eau brute (Hb) mesurée par la sonde :

Eq 69

$$He = Hb - Corr$$

La valeur de *Corr* a été déterminée par la comparaison d'une mesure manuelle de la hauteur effective He au-dessus du seuil pendant une crue avec la hauteur mesurée par la sonde au même moment :

La hauteur effective He (11/02/2020 9h36) = 2.2 cm a été mesurée à la main. On estime faire une erreur maximum de $\Delta He = 1 mm$ sur cette mesure.

La valeur Hb (11/02/2020 9h36) = 19 cm $\pm \Delta Hb$, avec $\Delta Hb = 1 cm$ (voir section 1.1.3).

$$Corr = Hb (11/02/2020 9h36) - He (11/02/2020 9h36) = 16.8 cm \pm \Delta Corr$$

$$\text{Avec } \Delta Corr = \sqrt{\Delta Hb^2 + \Delta He^2} = 1 cm$$

Corr appartient donc à l'intervalle [15.8 , 17.8] cm que l'on notera [*Corr_min* , *Corr_max*].

On retrouve cette valeur d'environ 17 cm en affichant les données brutes de hauteur d'eau. En effet en fin de crue on voit que la hauteur d'eau diminue de plus en plus lentement jusqu'à stagnation pendant quelques heures à une valeur de 17 cm.

Pour les mesures de débits pour lesquelles le niveau de l'eau ne dépasse pas la base du grand seuil, i.e. $He < h_{\text{petit_seuil}} = 15 \text{ cm}$, le débit effectif (Qe) est calculé à partir de l'équation Eq 67 en prenant $h_{\text{eff}} = He$.

Pour mesures de débits pour lesquelles le niveau de l'eau dépasse la base du grand seuil, le débit effectif est calculé comme suit :

Eq 70

$$Qe = Q_{\text{max_petit_seuil}} + Q_{\text{grand_seuil}}$$

Avec $Q_{\text{max_petit_seuil}}$ calculé en prenant $h_{\text{eff}} = h_{\text{petit_seuil}} = 0.15 \text{ m}$ dans Eq 67 ; $P_{\text{seuil}} = P_{\text{petit_seuil}}$ et $b_{\text{seuil}} = b_{\text{petit_seuil}}$;

Et $Q_{\text{grand_seuil}}$ est calculé en prenant $h_{\text{eff}} = He - 0.15$; $P_{\text{seuil}} = P_{\text{grand_seuil}}$ et $b_{\text{seuil}} = b_{\text{grand_seuil}}$ dans Eq 67.

La relation hauteur-débit est méconnue pour les valeurs de $He < 3 \text{ cm}$ et $15 < He < 18 \text{ cm}$, en lien avec la validité de l'équation de relation hauteur – débit d'un seuil rectangulaire (Eq 67) pour des niveaux d'eau dépassant le bas du seuil de plus de 3cm (i.e. valeurs de $h_{\text{eff}} > 3 \text{ cm}$).

Les valeurs de débits pour des hauteurs $He < 3 \text{ cm}$ et $15 < He < 18 \text{ cm}$ seront extrapolées linéairement entre les valeurs de débits connues les plus proches :

$Qe (He = 0) = 0 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; $Qe (He = 0.03) = 5.83 * 10^{-4} \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; $Qe (He = 0.15) = 3.14 * 10^{-2} \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; $Qe (He = 0.18) = 4.39 * 10^{-2} \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$

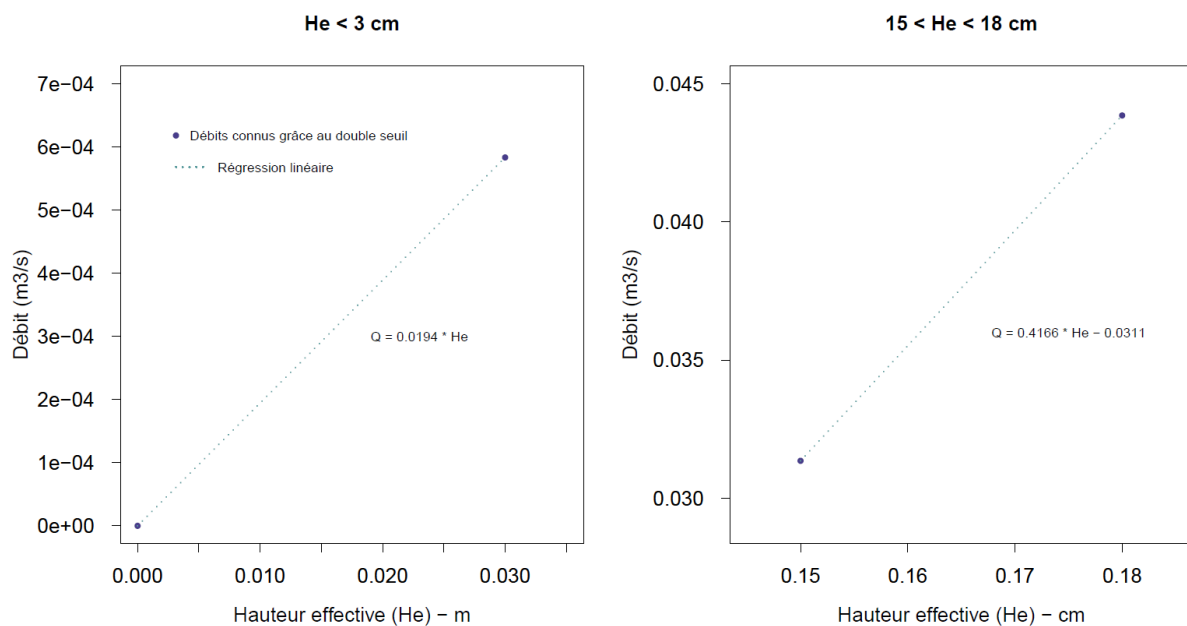


Figure 65 – Régression linéaires pour l'obtention d'une relation hauteur -débit pour les hauteurs effectives ne satisfaisant pas les conditions de validité de la relation hauteur débit du double seuil

L'incertitude sur le calcul de Q_e pour les mesures telles que $He \in [3; 15, 18; 35]$ est prise en compte par le calcul d'un débit maximum Q_{max} et d'un débit minimum Q_{min} . Le débit maximum Q_{max} est calculé en prenant $He = Hb - Corr_{min} - \Delta Hb$ puis en multipliant le débit obtenu par 1.02 afin d'intégrer également l'erreur liée à la précision de Eq 67. Le débit minimum Q_{min} est calculé en prenant $He = Hb - Corr_{max} + \Delta Hb$ puis en multipliant le débit obtenu par 0.98.

Pour les hauteurs effectives telles que $He \in [0; 3]$, on considérera que le débit minimum correspond au débit correspondant à la valeur basse de l'intervalle, le débit maximum à celui de la valeur la plus haute de l'intervalle. Ainsi pour les valeurs de $He < 3$ cm, on prendra un débit minimum valant zéro et un débit maximum correspondant à une hauteur effective de 3 cm pour le petit seuil, soit $5.83 \cdot 10^{-4} \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Pour les valeurs telles que $He \in [15; 18]$ cm, on considérera que le débit réel minimum est égal à la valeur de débit pour une hauteur effective de 15 cm, soit $3.14 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, et que le débit réel maximum est égal à la valeur de débit pour une hauteur effective de 18 cm, soit $4.39 \cdot 10^{-2} \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Ainsi, on obtient une relation hauteur brute (H_b) – débit présentée Figure 66.

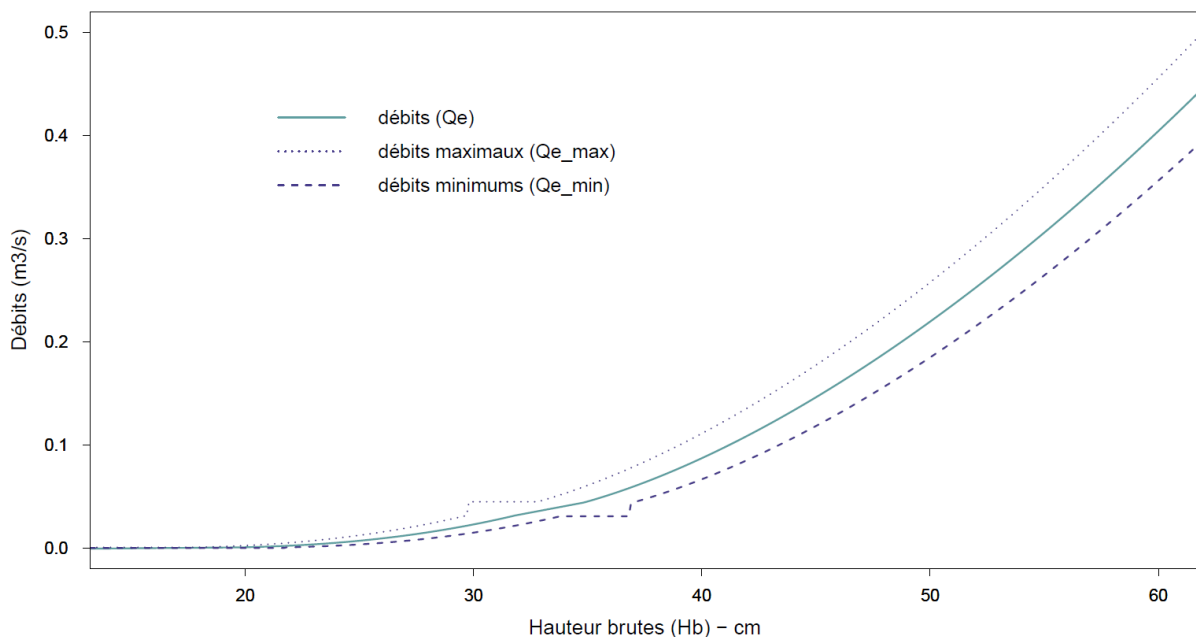


Figure 66 - Relation hauteur débit BARR

En conclusion, le calcul du débit (Q_e) dépend des gammes de valeurs de la hauteur effective (He).

Eq 71

- Pour $He < 0.03$ m : $Q_e = 0.0194 \cdot He$
- Pour $0.03 < He < 0.15$: Eq 67 et Eq 68 avec $he_{eff} = He$, $\alpha_{seuil} = \alpha_{petit_seuil}$, $\beta_{seuil} = \beta_{petit_seuil}$, $P_{seuil} = P_{petit_seuil}$, $b = b_{petit_seuil}$.
- Pour $0.15 < He < 0.18$: $Q_e = 0.4166 \cdot He - 0.0311$
- Pour $He > 0.18$: Eq 11.

1.3.4 Calcul des coefficients de ruissellement

Les évènements pluvieux considérés pour les calculs des coefficients de ruissellement des BV CAPT et BARR sont définis graphiquement sur la base de l'hydrogramme de crue du BV CAPT. On considère les évènements ayant provoqué un débit de pointe maximum au minimum égal à $1.3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Le début de l'évènement est déterminé graphiquement : il se situe avant le premier pic de ruissellement de l'évènement, le début étant choisi sur la base de la courbe de cumul de pluie, au début de l'épisode pluvieux à l'origine du premier pic de crue (exemple Figure 67).

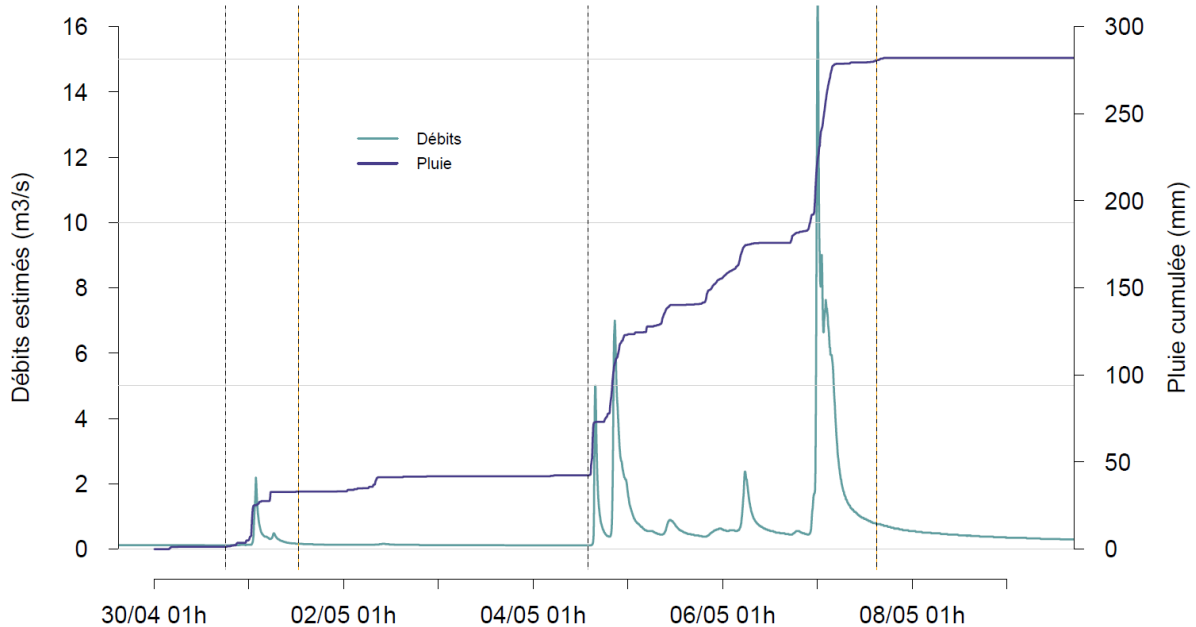


Figure 67 – Détermination graphique des débits (pointillés gris) et fin (pointillés orange) des évènements de début mai 2020.

La fin de l'évènement est prise 2 h après le point d'inflexion de la courbe de tarissement du dernier pic de crue. Si un nouvel épisode pluvieux apparaît dans les 18 h suivantes et provoque un nouveau pic de crue provoquant un débit maximum $> 1.3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, on considérera l'ensemble des pics de crue successifs comme un évènement unique.

Les coefficients de ruissellement des BVs CAPT et BARR correspondent au volume total d'eau ruisselée divisé par le volume total d'eau précipitée sur le BV pendant chacun des évènements définis ci-dessus.

Eq 72

$$CR (BV, \text{evenement pluvieux } i) = \frac{\sum_{ev\ i} Q_{BV} (t) * 360}{Ptot_{ev\ i} (BV) * S_{BV}}$$

$$CRmin (BV, \text{evenement pluvieux } i) = \frac{\sum_{ev\ i} Qmin_{BV} (t) * 360}{(Ptot_{ev\ i} (BV) + Ptot_{ev\ i} (BV)) * S_{BV}}$$

$$CRmax (BV, \text{evenement pluvieux } i) = \frac{\sum_{ev\ i} Qmax_{BV} (t) * 360}{(Ptot_{ev\ i} (BV) - \Delta Ptot_{ev\ i} (BV)) * S_{BV}}$$

Avec $Q_{BV}(t)$ les débits observés au cours de l'évènement ($l\ s^{-1}$), donnés par Eq 64 pour CAPT et Eq 71 à BARR ; $P_{tot_{evi}}$ la pluie estimée sur le BV pendant l'évènement i (mm) (Eq 41 et Eq 42) et S_{BV} la surface du BV (m^2)

L'incertitude sur ces coefficients de ruissellement sera basée le calcul d'un CRmin et d'un CRmax, le CRmin utilisant le volume ruisselé minimum et la quantité d'eau précipitée maximum, et inversement pour le CRmax.

1.3.5 Mesure de l'érosion à CAPT

L'érosion a pu être estimée au niveau de la station CAPT de décembre 2019 à janvier 2021, au moyen du croisement des données de débits et de turbidités. Les données du turbidimètre de CAPT sont disponibles du 08/12/2019 au 05/02/2021. Quelques périodes de plusieurs jours à plusieurs semaines sont absentes dans la base de données pour cause de défaillance des batteries mais ces périodes correspondent toujours à des périodes relativement sèches, sans épisode pluvieux majeur.

La relation turbidité – MES a été établie grâce à des prélèvements ayant été effectués au niveau de station CAPT à l'aide d'un préleveur ISCO. Cette relation turbidité – MES est ensuite appliquée à l'ensemble des mesures de turbidité disponibles pour estimer la concentration en MES en continu.

Les débits sont ensuite multipliés par ces concentrations pour obtenir la quantité d'érosion au cours du temps.

1.3.5.1 Homogénéité de la turbidité

Le capteur de turbidité a dû être installé avec sa fenêtre de mesure positionnée à 20 cm seulement au-dessus du lit de la rivière afin d'être toujours immergé. Etant donné que les vitesses d'écoulement de l'eau augmentent avec la distance aux parois du cours d'eau, un test d'homogénéité de la turbidité de l'eau a pu être effectué afin de voir si la position du turbidimètre influait la mesure de la turbidité. Ce test a été mené pendant le cyclone Lucas, les 02/02/2021 et 03/02/2021. Un deuxième capteur de turbidité de marque Campbell a été installé 90 cm environ au-dessus du premier capteur. Pour les hauteurs d'eau brutes supérieures à 90 cm, on a donc de manière synchronisée les réponses de deux turbidimètres placés respectivement à 20 cm et 110 cm du lit de la rivière.

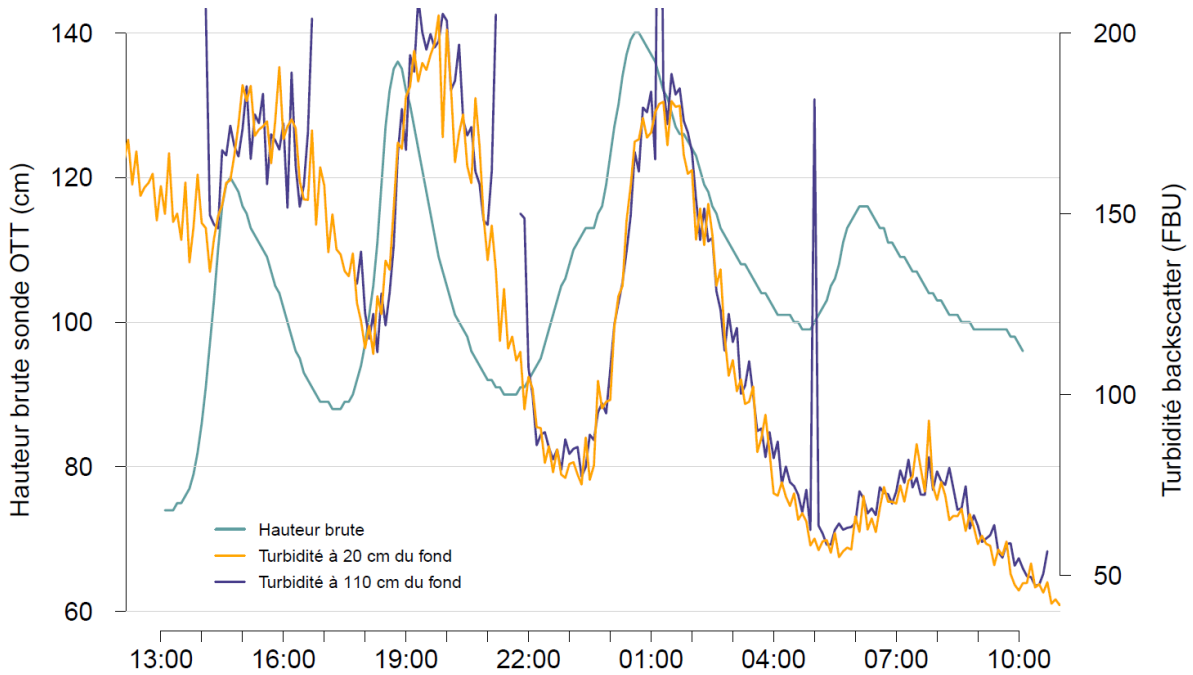


Figure 68 - Turbidité à différentes hauteurs d'eau pendant le cyclone Lucas

Il n'y a pas de différence significative de turbidité en fonction de la profondeur (Figure 68). On considérera donc que la concentration en MES est identique en tout point d'une section de la rivière. Il est important de noter cependant qu'il existe des pics de turbidité 'backscatter' qui sont certainement des artefacts, tout comme à l'échelle des parcelle, tel que le pic de turbidité à 110 cm du fond aux alentours de 5:00 (Figure 68).

1.3.5.2 Prétraitement des données de turbidité 'backscatter'

Les données brutes présentent des pics de turbidité isolés. Il est assez aisé de juger de la véracité des valeurs de turbidité sur les enregistrements de la station CAPT. En effet à cette échelle temporelle (1 point toutes les 6 minutes), les allures des courbes de turbidité sont continues et il n'y a pas de pic réellement isolé (exemple Figure 69).

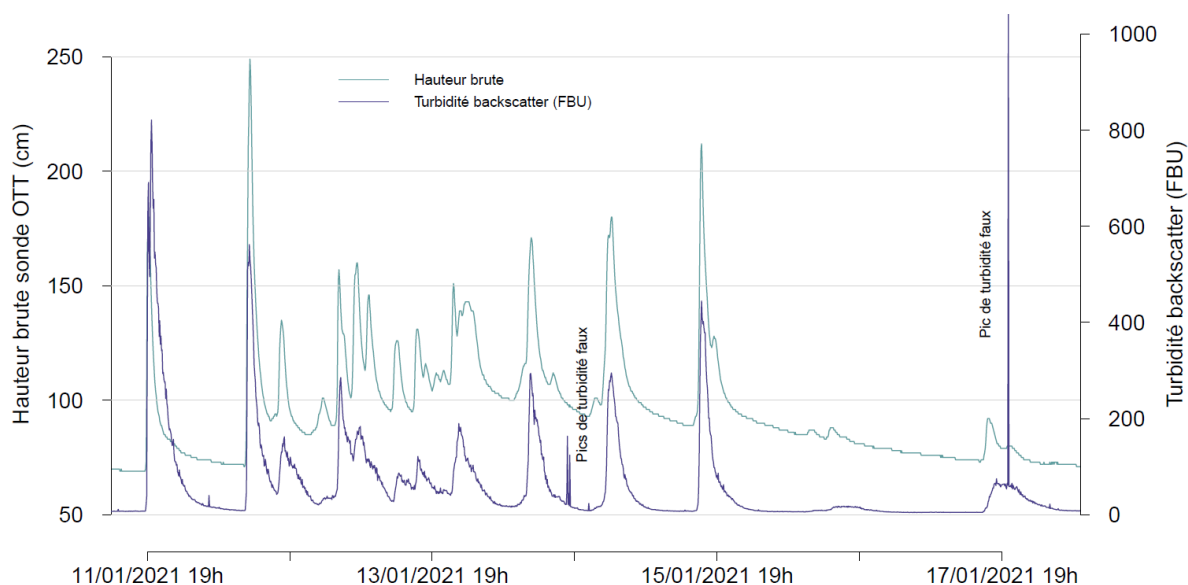


Figure 69 - Allure des courbes de turbidité et repérage des données fausses

Ainsi il est facile de repérer les pics de turbidité faux. Ceux-ci sont préalablement enlevés de la série de données et se voient attribués la moyenne des valeurs précédentes et suivantes.

Après correction de ces artefacts, la donnée de turbidité culmine à 820 FBU le 11/01/2021. Toutes les valeurs de turbidité sont donc inférieures au seuil maximum de turbidité de la sonde 'backscatter' identifiée en section 1.1.4.

1.3.5.3 Relation turbidité – MES

Cette partie détaille l'établissement de la relation entre la turbidité et la concentration en MES à la station CAPT. Pour cela 39 prélèvements ont été utilisés. Ceux-ci ont été effectués avec un préleveur ISCO au cours de 3 événements pluvieux : la crue du 15/03/2020, le cyclone Uesi (10-12/02/2020) et le cyclone Lucas (02-03/02/2021).

Pour chacun de ces prélèvements, la valeur de turbidité du turbidimètre Campbell la plus proche dans le temps est recherchée dans la série temporelle de donnée. Il y a par conséquent une différence de 3 minutes maximum entre le moment du prélèvement et la valeur de turbidité correspondante utilisée. Des volumes variant de de 100 à 200 mL ont été filtrés avec des filtres de cellulose avec des tailles de pores de 0.45 µm. Les volumes ont été mesurés avec une éprouvette graduée garantissant une précision au mL près sur l'estimation du volume. Les filtres sont déposés à l'étuve à 70 °C pendant 48 h avant la filtration, puis sont pesés avec une balance de précision 0.1 mg. Le filtrage est ensuite effectué puis les filtres sont de nouveau passés à l'étuve pendant 48 h avant la nouvelle pesée. La concentration en MES des 39 prélèvements est obtenue selon Eq 73 :

Eq 73

$$C_{MES\ prvts} = \frac{\text{Poids filtre après filtration et séchage (mg)} - \text{Poids filtre sec (mg)}}{\text{Volume filtré (L)}}$$

La concentration en MES C_{MES} s'exprime en $mg\ l^{-1}$

Les 39 prélèvements ont permis de couvrir des concentrations en MES allant de 30 à 1277 $mg\ l^{-1}$.

La turbidité 'backscatter' est utilisée préférentiellement pour le calcul de l'érosion (voir section 1.1.4) car celle-ci est mieux adaptée pour des mesures de turbidités élevées. Une première régression $turbi_{BS}$ -MES a été effectuée avec l'ensemble des échantillons ce qui a permis de fixer le seuil de 100 $mg\ l^{-1}$ en deçà duquel il ne semble pas adapté d'utiliser la sonde 'backscatter' (Annexe 13).

La régression linéaire sur la turbidité 'backscatter' est effectuée avec les $n = 26$ échantillons pour lesquels la MES est supérieure à 100 $mg\ l^{-1}$.

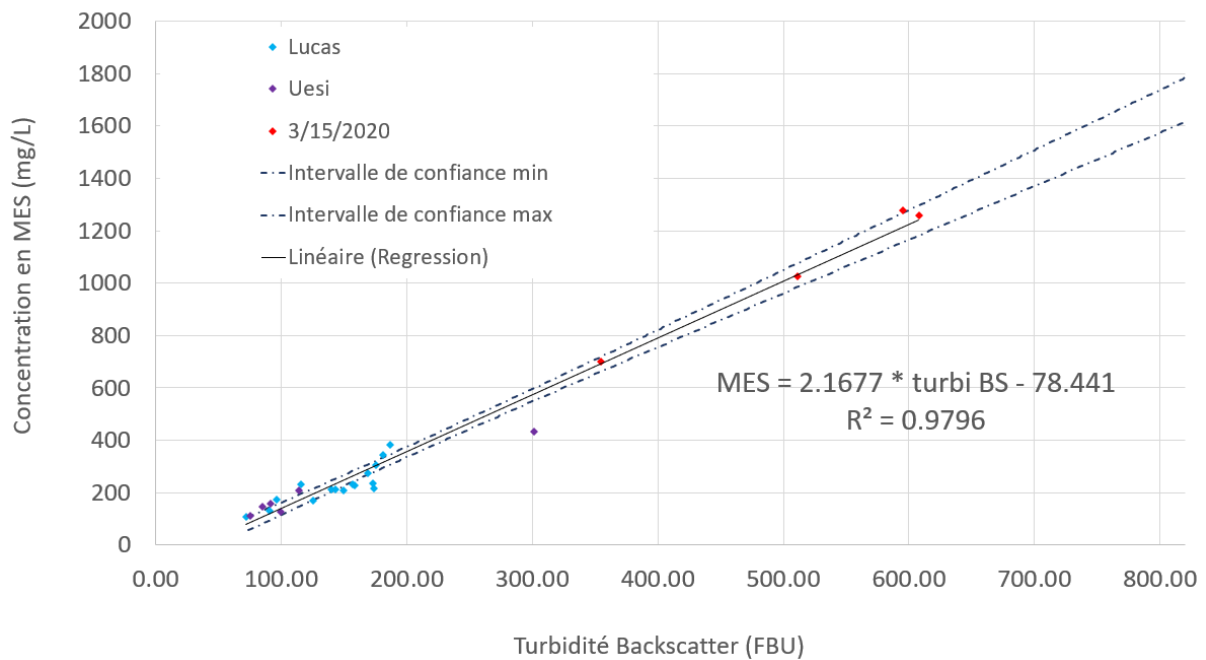


Figure 70 - Régression linéaire turbidité backscatter pour les 26 prélèvements pour lesquels la concentration en MES est supérieure à 100 $mg\ l^{-1}$ et intervalle de confiance à 95 %.

98 % de la variation de C_{MES} est expliquée par la variation de la Turbidité BS ($R^2 = 0.98$). La droite de régression est la suivante :

Eq 74

$$C_{MES} BS (turbi_{BS}) = 2.17 * turbi_{BS} - 78.44$$

$$\begin{aligned} \Delta C_{MES} BS (turbi_{BS}) &= \overline{C_{MES}} - b * \overline{turbi_{BS}} + t_{\alpha,n} \\ &* \sqrt{\frac{\sigma_{C_{MES}}^2}{\sigma_{turbi_{BS}}^2} * \frac{1 - R^2}{n - 2} * \left(\frac{\sigma_{turbi_{BS}}^2 (n - 1)}{n} + (\overline{turbi_{BS}} - turbi_{BS})^2 \right)} + 78.44 \end{aligned}$$

Avec $\overline{C_{MES}}$ (=350.4) la moyenne des concentrations des n échantillons utilisés pour la régression, b la pente de la régression linéaire valant ici 2.17, $\overline{turbi_{BS}}$ (= 197.8) la moyenne des turbidités BS des n échantillons, $t_{\alpha,n}$ la valeur inverse bilatérale d'une variable aléatoire suivant une loi de Student à $n-2$

= 24 degrés de liberté et une probabilité $\alpha = 0.05$; ici $t_{\alpha,n} = 2.06$; $\sigma_{C_{MES}}^2$ (= 111186) la variance des concentrations des n échantillons utilisés pour la régression, $\sigma_{turbid_{BS}}^2$ (= 23181) la variance des turbidités BS des n échantillons ; R^2 le carré du coefficient de corrélation valant 0.98.

Nous allons utiliser cette droite de régression linéaire pour prédire la concentration en MES de l'ensemble de nos observations de turbidités tels que la valeur de $turbid_{BS}$ est inférieure à 80 FBU. La limite de 80 FBU est choisie car elle est légèrement supérieure à la turbidité des prélèvements les moins concentrés en MES utilisés pour la régression. Au-dessus de 80 FBU, on est certain dans le domaine de validité de l'équation Eq 74.

L'intervalle de confiance de prédiction de la MES à partir de la turbidité 'backscatter' est calculée selon la méthode décrite dans (Guillén et al., 2000). L'erreur est calculée sur la base d'un intervalle de confiance de 95 %, et définie selon les équations suivantes, visibles sur la Figure 70.

Pour la prévision de la MES à partir des turbidités des eaux claires, une autre régression linéaire est établie sur la base de la turbidité 'sidescatter', plus précise pour les eaux claires, à partir des n=13 prélèvements pour lesquels la concentration est inférieure à 100 mg l⁻¹ (Annexe 14).

Eq 75

$$C_{MES\ SS}(turbid_{SS}) = 0.76 * turbid_{SS} + 5.68$$

$$\begin{aligned} \Delta C_{MES\ SS}(turbid_{SS}) &= \overline{C_{MES}} - 0.76 * \overline{turbid_{SS}} + t_{\alpha,n} \\ &* \sqrt{\frac{\sigma_{C_{MES}}^2}{\sigma_{turbid_{SS}}^2} * \frac{1 - R^2}{n - 2} * \left(\frac{\sigma_{turbid_{SS}}^2 (n - 1)}{n} + (turbid_{SS} - \overline{turbid_{SS}})^2 \right)} - 5.68 \end{aligned}$$

La relation donnée par Eq 75 sera retenue pour les itérations en temps telles que $turbid_{BS}(t)$ est inférieur à 63 FBU, car cette limite correspond au maximum de valeurs de $turbid_{BS}$ des 13 échantillons utilisés pour cette régression. Pour les valeurs de turbidité telles que la valeur de la 'backscatter' se situe entre 60 et 80 FBU, une combinaison linéaire des deux équations de prédiction de la MES sera utilisée. La prédiction de la MES à partir de la turbidité est finalement résumée dans l'équation ci-dessous :

Eq 76

$$\begin{aligned} C_{MES\ est}(t) &= C_{MES\ est}(turbid_{BS}(t), turbid_{SS}(t)) = f(C_{MES\ SS}(t), C_{MES\ BS}(t)) \\ C_{MES\ est}(t) &= \alpha(t) * C_{MES\ SS}(t) + (1 - \alpha(t)) * C_{MES\ BS}(t) \end{aligned}$$

Avec

$$\alpha = \begin{cases} 1 & \text{si } turbid_{BS}(t) < 63 \\ 0 & \text{si } turbid_{BS}(t) > 80 \\ \frac{80 - turbid_{BS}(t)}{80 - 63} = \frac{C_{MES\ BS}(turbid_{BS} = 80) - C_{MES\ BS}(t)}{C_{MES\ BS}(turbid_{BS} = 80) - C_{MES\ BS}(turbid_{BS} = 63)} & \text{si } 63 \leq turbid_{BS}(t) \leq 80 \end{cases}$$

et $C_{MES\ SS}(t)$ issu de Eq 75 et $C_{MES\ BS}(t)$ issu de Eq 74.

1.3.5.4 Calcul de l'érosion

Les mesures de hauteurs d'eau OTT et de turbidité sont synchronisées sur l'ensemble de la période temporelle pour laquelle ces deux données sont disponibles.

Pour chaque instant t , l'érosion du BV CAPT sur l'intervalle de temps de 6 min [$t - 3$ minutes, $t + 3$ minutes], noté $Er(t)$ est estimée comme suit en mg :

Eq 77

$$Er(t) = Q_{est}(t) * 6 * 60 * C_{MES\ est}$$

Avec $Q_{est}(t)$ issu de Eq 64 en $l\ s^{-1}$; et $C_{MES\ est}$ issu de Eq 76.

L'érosion maximum possible sur l'intervalle de temps de 6 min [$t - 3$ minutes, $t + 3$ minutes], noté $Er_{max}(t)$ est estimée comme suit en mg :

Eq 78

$$Er_{max}(t) = Q_{max}(t) * 6 * 60 * C_{MES\ max}$$

Avec $Q_{max}(t)$ issu de Eq 66 en $l\ s^{-1}$; et $C_{MES\ est}$ issu de Eq 76.

L'érosion minimum possible sur l'intervalle de temps de 6 min [$t - 3$ minutes, $t + 3$ minutes], noté $Er_{min}(t)$ est estimée comme suit en mg :

Eq 79

$$Er_{min}(t) = Q_{min}(t) * 6 * 60 * C_{MES\ min}$$

Avec $Q_{max}(t)$ issu de Eq 65 en $l\ s^{-1}$; et $C_{MES\ est}$ issu de Eq 76.

2 Résultats

Ce chapitre décrit les différents types de régimes hydrologiques et hydro-sédimentaires mis en évidence sur les 3 parcelles et les 2 BVs étudiés, à la lumière des résultats acquis et répondant aux méthodes décrites dans le chapitre 1. Après une brève description de la répartition spatio-temporelle de la pluie, et afin de comprendre les processus hydrologiques dans le détail, l'étude des hydrogrammes de crue de certains événements majeurs sont décrits pour chaque site, notamment au travers de la description de la succession temporelle des différentes phases de l'écoulement. Le ruissellement et l'érosion cumulés ainsi que les coefficients de ruissellement et l'érosion à échelle des événements pluvieux sont présentés sur l'ensemble des périodes pour lesquelles les données sont disponibles.

Les événements pluvieux majeurs ont été libellés afin de faciliter la lecture du document. Etant donné la disponibilité temporelle des données, différente selon les sites étudiés (Figure 71), les critères retenus pour discriminer ces événements sont basés soit sur la pluie cumulée ou les CRs de la parcelle SCAR, soit sur les débits de pointe à la station CAPT.

Ils sont définis comme les événements ayant totalisé un cumul de pluie supérieur à 70 mm sur la parcelle SCAR, et/ou ayant produit un ruissellement à l'exutoire de cette dernière supérieur à 140 % de la pluie totale précipitée sur la parcelle au cours de l'évènement. A cela s'ajoute les événements ayant provoqué un débit de pointe au minimum égal à $1.3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ à la station CAPT. Tous les événements répondant à au moins l'un de ces trois critères est inclus dans la liste des événements pluvieux majeurs listés ci-dessous (Tableau 6).

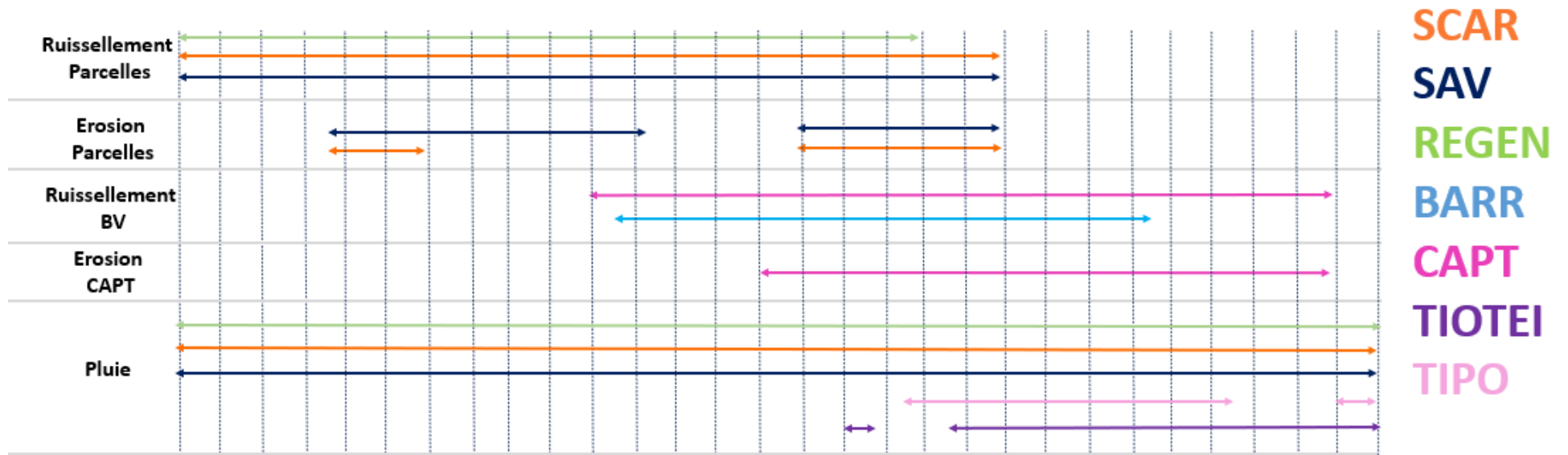
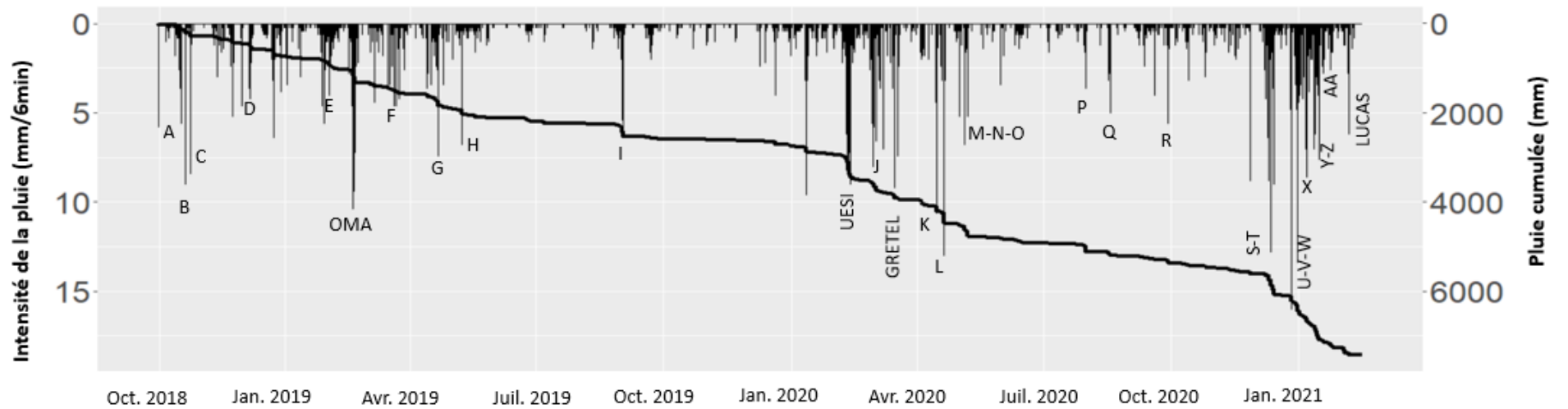


Figure 71 – Disponibilité des différentes données sur la période d'étude

Début	Fin	Libellé	Cumul de pluie SCAR (mm)	SCAR		SAV		REGEN	Pluviomètres					CAPT			BARR
				Ruissellement	Erosion	Ruissellement	Erosion	Ruissellement	SAV	SCAR	REGEN	TIPO	TIOTEI	Ruissellement	Erosion	Ruissellement	
18/10/2018 01:49	18/10/2018 07:43	A	29														
20/10/2018 21:25	21/10/2018 10:19	B	51														
24/10/2018 23:06	25/10/2018 02:36	C	49														
06/12/2018 13:53	08/12/2018 07:35	D	84														
01/02/2019 09:27	03/02/2019 05:02	E	77														
18/02/2019 08:05	21/02/2019 01:29	OMA	129														
20/03/2019 06:28	20/03/2019 14:28	F	35														
18/04/2019 11:41	22/04/2019 02:41	G	170														
08/05/2019 02:29	09/05/2019 00:05	H	75														
31/08/2019 21:00	02/09/2019 02:00	I	212														
09/02/2020 06:00	14/02/2020 09:00	UESI	290														
28/02/2020 04:00	29/02/2020 22:00	I2	84														
01/03/2020 21:30	02/03/2020 14:00	J	72														
07/03/2020 00:00	07/03/2020 20:00	J2	30														
15/03/2020 12:30	15/03/2020 19:00	GRETEL	29														
14/04/2020 19:00	15/04/2020 10:00	K	75														
20/04/2020 01:30	20/04/2020 17:00	L	209														
30/04/2020 19:40	01/05/2020 14:00	L2	35														
04/05/2020 15:30	07/05/2020 16:30	M-N-O	208														
29/07/2020 11:30	01/08/2020 07:00	P	132														
16/08/2020 01:00	18/08/2020 10:00	Q	74														
28/09/2020 17:00	29/09/2020 18:40	R	56														
10/12/2020 01:30	10/12/2020 07:30	S	46														
11/12/2020 14:00	15/12/2020 05:40	T	298														
26/12/2020 06:00	27/12/2020 00:00	U	69														
29/12/2020 11:20	29/12/2020 16:40	V	12														
30/12/2020 14:20	04/01/2021 23:30	W	310														
06/01/2021 03:40	10/01/2021 05:00	X	163														
11/01/2021 17:00	16/01/2021 07:00	Y	276														
17/01/2021 14:00	18/01/2021 04:00	Z	16														
18/01/2021 20:00	19/01/2021 14:00	AA	24														
02/02/2021 01:30	04/02/2021 02:30	LUCAS	87														

Tableau 6 – Liste des évènements majeurs, avec leur libellé et les données disponibles

2.1 Pluie

2.1.1 Répartition spatio-temporelle des précipitations (pluviomètres des 3 parcelles)

Les précipitations sont généralement plus élevées à la parcelle REGEN qu'à SCAR, et moins élevées à SAV qu'à SCAR (Figure 72). Sur 3 années d'observation (oct. 2017 – sept 2020), un total de 8209 (± 246) mm de pluie a été comptabilisé à la parcelle REGEN, contre 7193 (± 575) mm à SCAR et 6249 (± 312) mm à SAV (Tableau 7 et Figure 72). Les évènements tels que définis dans cette étude (voir section 1.2.2.1) comprennent 89 %, 87 % et 87 % de la pluie totale précipitée sur les parcelles REGEN, SAV et SCAR, respectivement.

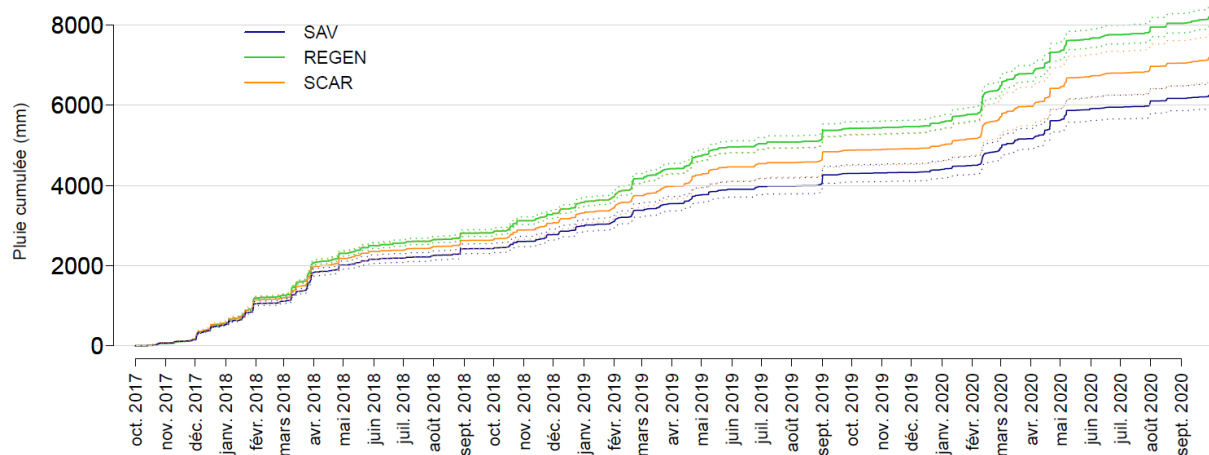


Figure 72 – Cumul de pluie sur les 3 parcelles sur les 3 années d'observation.

L'année 1 (oct. 2017 – sept 2018), sous l'influence du phénomène El Niño, a connu un total de précipitations supérieur de 9 %, 30 % et 18 % sur les parcelles REGEN, SAV et SCAR, respectivement, par rapport à l'année 2 (oct. 2018 – sept 2019) qui elle correspond à une période d'influence du phénomène La Niña. Enfin l'année 3 (oct. 2019 – sept 2020), de nouveau sous l'influence d'un phénomène El Niño mais toutefois modéré, a connu un total de précipitations supérieur de 7 %, 4 % et 3 % sur les parcelles REGEN, SAV et SCAR par rapport à l'année 2.

	Cumul de pluie 3 ans (mm) oct. 2017 -> sept. 2020	Cumul total pendant les évènements (pluie 3 ans) (mm) oct. 2017 -> sept. 2020	Pourcentage de pluie précipitée pendant les évènements (3 ans)	Cumul pluie année 1 (mm) oct. 2017 -> sept. 2018	Cumul pluie année 2 (mm) oct. 2018 -> sept. 2019	Cumul pluie année 3 (mm) oct. 2019 -> sept. 2020
REGEN	8209 ± 246	7305	89 %	2830 ± 85	2595 ± 78	2784 ± 84
SAV	6249 ± 312	5449	87 %	2429 ± 121	1873 ± 94	1947 ± 97
SCAR	7193 ± 575	6270	87 %	2643 ± 211	2240 ± 179	2310 ± 185

Tableau 7 - Synthèse des cumuls de pluie annuelles sur la période oct. 2017 – sept. 2020 sur les 3 parcelles

La Figure 73 présente la répartition des cumuls mensuels de pluie, issues des 3 pluviomètres des parcelles pendant ces 3 années successives.

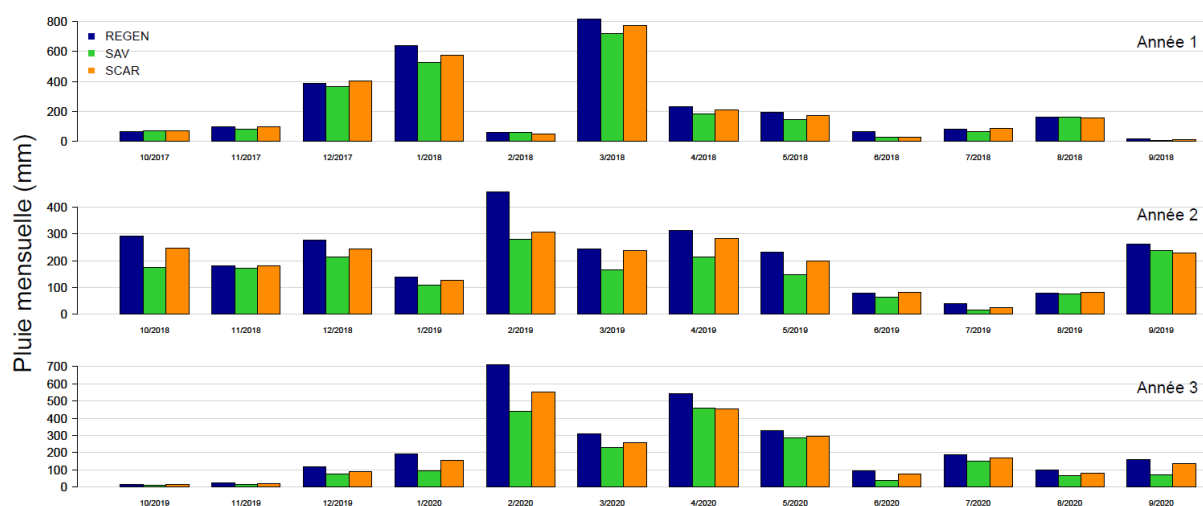


Figure 73 – Pluies mensuelles sur les parcelles sur la période oct. 2018 – sept. 2020.

La saison des pluies concentre la majorité des précipitations pour les deux années (1 et 3) sous l'influence du phénomène El Niño : pour ces deux années les précipitations des mois de janvier à avril représentent 61 à 63 % de la pluie annuelle toute parcelles confondues. En année La Niña en revanche (2) la saison des pluies concentre seulement 41 à 45 % des précipitations annuelles.

Les précipitations surviennent pour moitié du volume au cours d'évènements pluvieux très intenses : en effet la pluie totale précipitée lors d'évènements dont le cumul total s'élève au-dessus de 50 mm représentent 53 %, 48 % et 50 % de la pluie totale sur la période de 3 ans sur les parcelles REGEN, SAV et SCAR, respectivement (Figure 74).

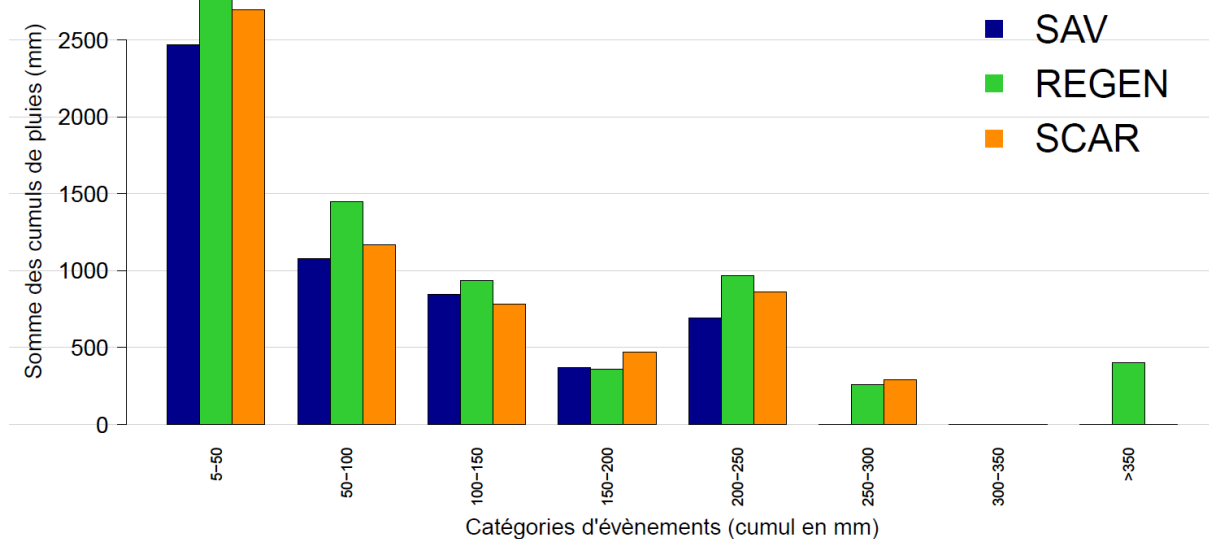


Figure 74 – Répartition du cumul de pluie en différentes catégories d'évènements pour les pluviomètres installés à proximité des 3 parcelles, intégrés sur 3 ans (oct. 2018 – sept 2020)

2.1.2 Caractérisation des précipitations à l'échelle du bassin versant CAPT

La pluie du BV CAPT est caractérisée par les pluviomètres installés à proximité des parcelles REGEN et SCAR, et aux stations TIPO et TIOTEI. Le graphique ci-dessous présente les pluies mensuelles de ces 4 pluviomètres pour les mois dont les données sont complètes.

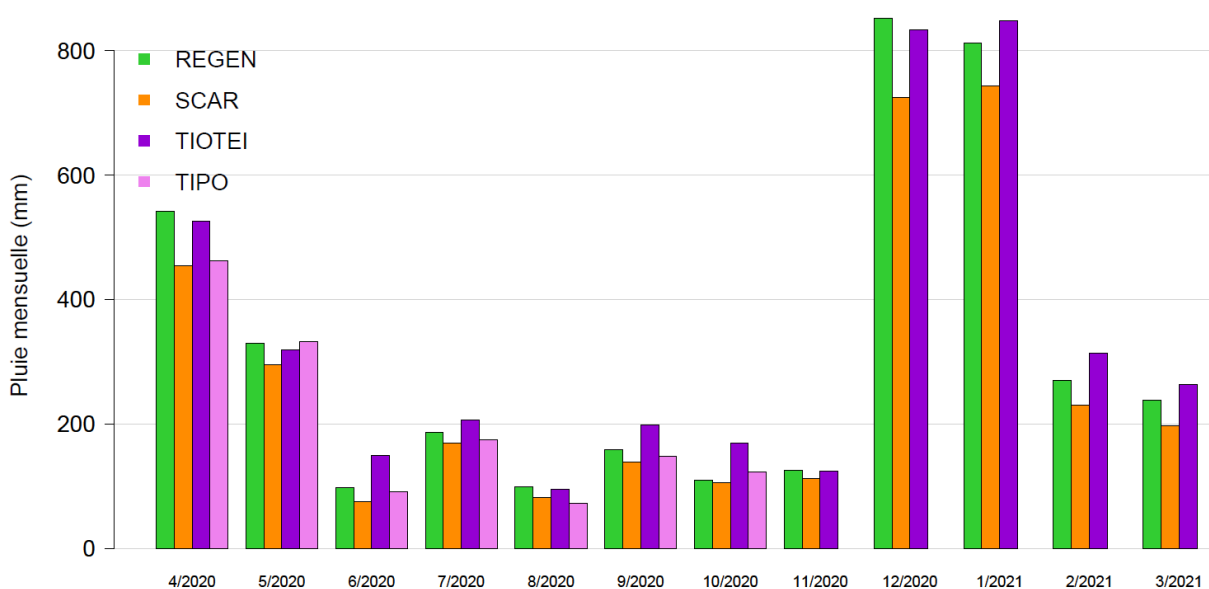


Figure 75 – Pluies mensuelles des pluviomètres installés à proximité des parcelles REGEN, SCAR, et aux stations TIOTEI et TIPO sur la période avril 2020 – mars 2021

Les cumuls de pluies mensuelles montrent que la pluie à la station TIOTEI est généralement plus élevée qu'à la parcelle SCAR. Les pluies mensuelles à TIOTEI se rapprochent des pluies mensuelles enregistrées sur la parcelle REGEN pour les mois les plus pluvieux. Les mois pour lesquels le pluviomètre installé à la station TIPO était fonctionnel semblent indiquer que les précipitations à cette station sont généralement semblables à celles mesurées à la parcelle SCAR.

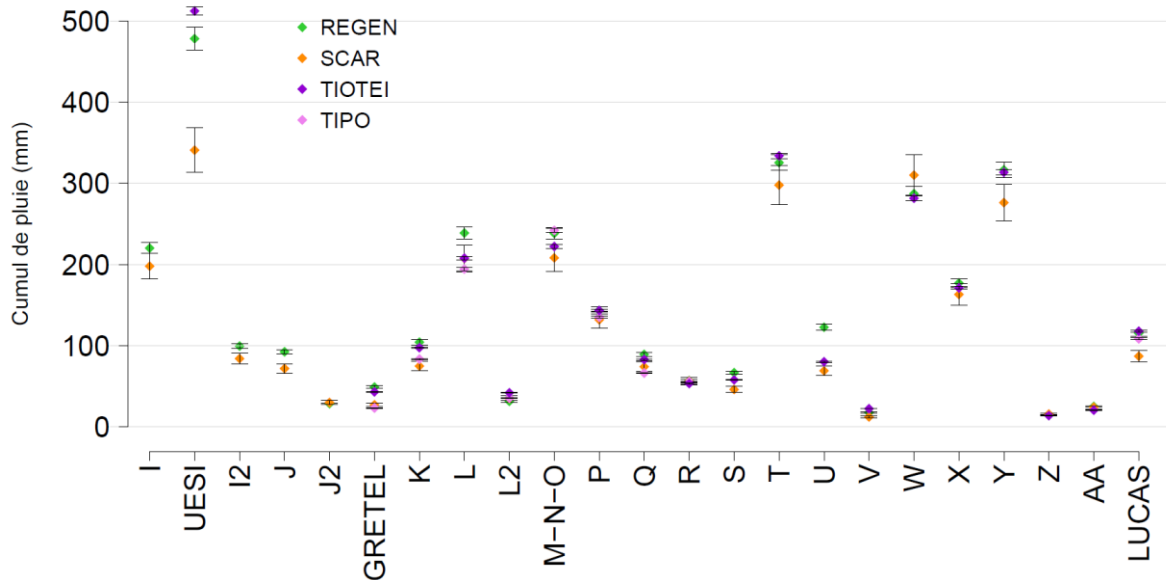


Figure 76 – Cumul de pluie des évènements majeurs pour les différents pluviomètres disponibles utilisés pour l'étude du ruissellement à CAPT

La comparaison des cumuls précipités au cours des évènements majeurs conduit aux mêmes observations que celles des cumuls totaux de pluies mensuelles. En moyenne sur les 23 évènements majeurs, la pluie mesurée à la parcelle REGEN excède celle de SCAR de 21 %, et les cumuls de pluie à la station TIOTEI sont plus proches de ceux observés à la parcelle REGEN.

En conclusion, les précipitations sont généralement plus élevées sur la partie sud du BV CAPT que sur la partie nord. Ce constat est observé à différentes échelles temporelles et seuls certains épisodes pluvieux particuliers échappent à cette règle. Il peut être expliqué par la conjugaison de la topographie du BV, limité au sud par le massif des Lèvres d'altitude plus élevée (culminant à 1076 m) que la crête limitant le BV à l'est (culminant à 401 m), et par le vent dominant en Nouvelle Calédonie, de secteur est et sud-est, qui pousse les nuages en direction de l'ouest et du nord-ouest ce qui provoque des précipitations orographiques plus importantes sur les reliefs les plus marqués, et particulièrement sur les versants orientés vers l'est et le sud-est.

2.2 Des régimes hydro-sédimentaires très contrastés à l'exutoire des 3 parcelles

Cette partie décrit les régimes hydro-sédimentaires très différenciés qui sont observés à l'échelle des 3 parcelles étudiées. Tout d'abord les écoulements observés à l'exutoire des 3 parcelles ainsi que l'érosion sur les parcelles SAV et SCAR sont présentés. Ensuite les résultats des analyses de sol et de perméabilité aux environs des 3 parcelles, puis les observations des sondes d'humidités, et enfin les résultats de la modélisation des écoulements souterrains et superficiels sur la parcelle SAV sont décrits.

2.2.1 Mesures hydro-sédimentaires à l'exutoire des parcelles

2.2.1.1 Ruissellement sur les trois parcelles

Les réponses hydrologiques des trois parcelles aux événements pluvieux sont très différentes. La parcelle forestière saine, REGEN, produit très peu de ruissellement (Figure 77). Un ruissellement est observé pour seulement 13 événements pluvieux sur l'ensemble de la période oct. 2018 – mars 2020, avec un maximum de débit observé à l'exutoire de 1.5 l s^{-1} enregistré lors de la crue du 15/03/2020 (dépression tropicale GRETTEL). Le coefficient de ruissellement à l'exutoire de cette parcelle sur l'ensemble de la période d'étude, défini par le rapport du ruissellement cumulé à l'exutoire de la parcelle ramené à la pluie totale tombée sur la surface de la parcelle, vaut 0.02 avec l'incertitude [0.015, 0.025].

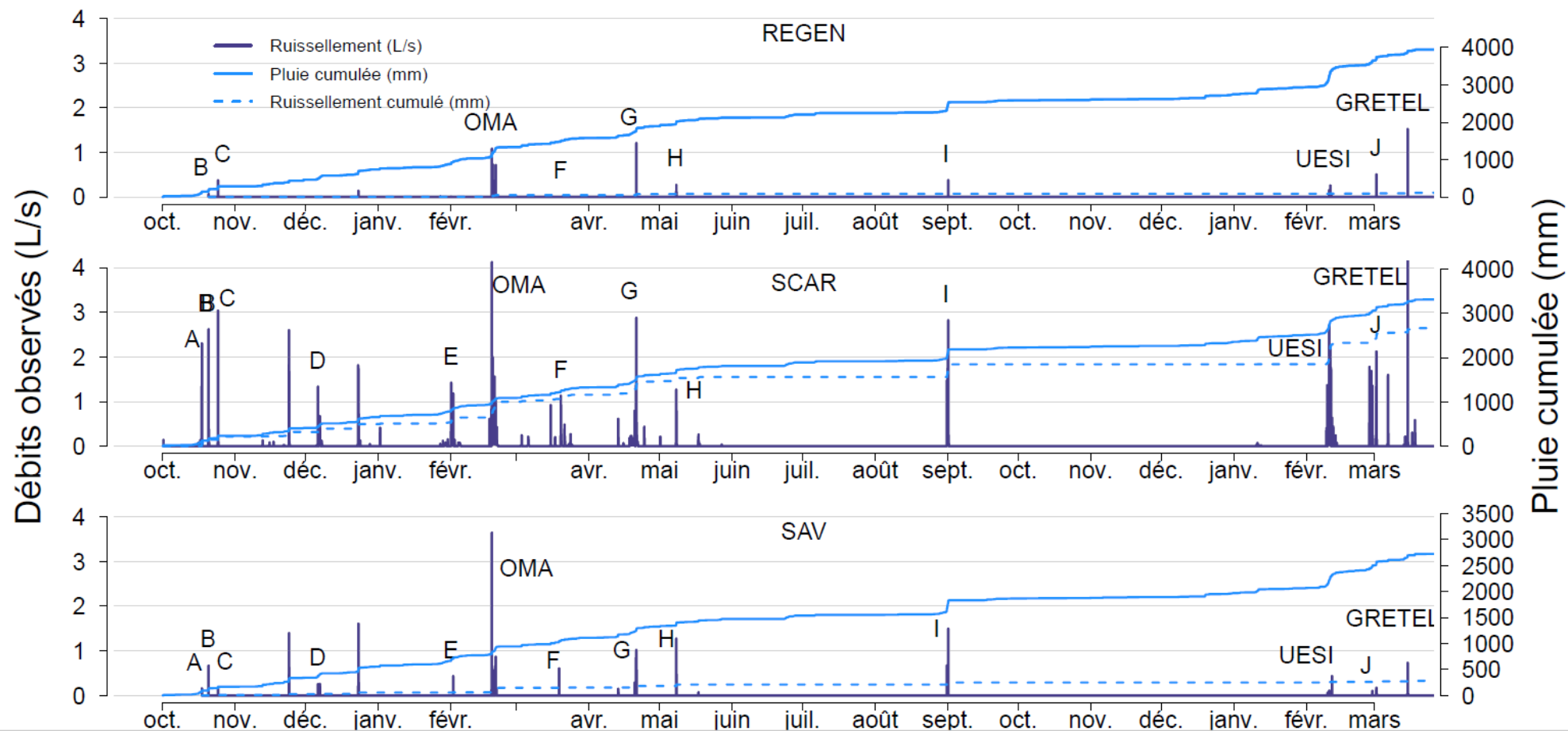


Figure 77 – Régime hydrologique des trois parcelles : débits à l'exutoire des parcelles, pluie et ruissellement cumulés sur la période où les données sont disponibles sur les trois parcelles (oct 2018 – mars 2020). Les lettres désignent les événements majeurs listés Tableau 6.

La parcelle de forêt dégradée, SCAR, présente un comportement fortement contrasté, avec un coefficient de ruissellement global sur la même période valant 0.81 avec l'incertitude [0.61, 1.05]. Cette parcelle a produit du ruissellement pour 58 évènements pluvieux, et son ruissellement a atteint un pic de 4.3 l s^{-1} , également lors la crue du 15/03/2020.

Enfin la parcelle de savane à niaoulis, SAV, présente un comportement intermédiaire avec un coefficient de ruissellement global de 0.12 avec l'incertitude [0.09, 0.15], produit au cours de 19 évènements ayant provoqué du ruissellement et un maximum de débit valant 3.6 l s^{-1} (observé lors du cyclone OMA).

Sur la période avril – mai 2020, seules les données des parcelles SAV et SCAR sont disponibles. Cette période a connu de fortes pluies : 9 évènements y ont produit du ruissellement en seulement deux mois (Figure 78).

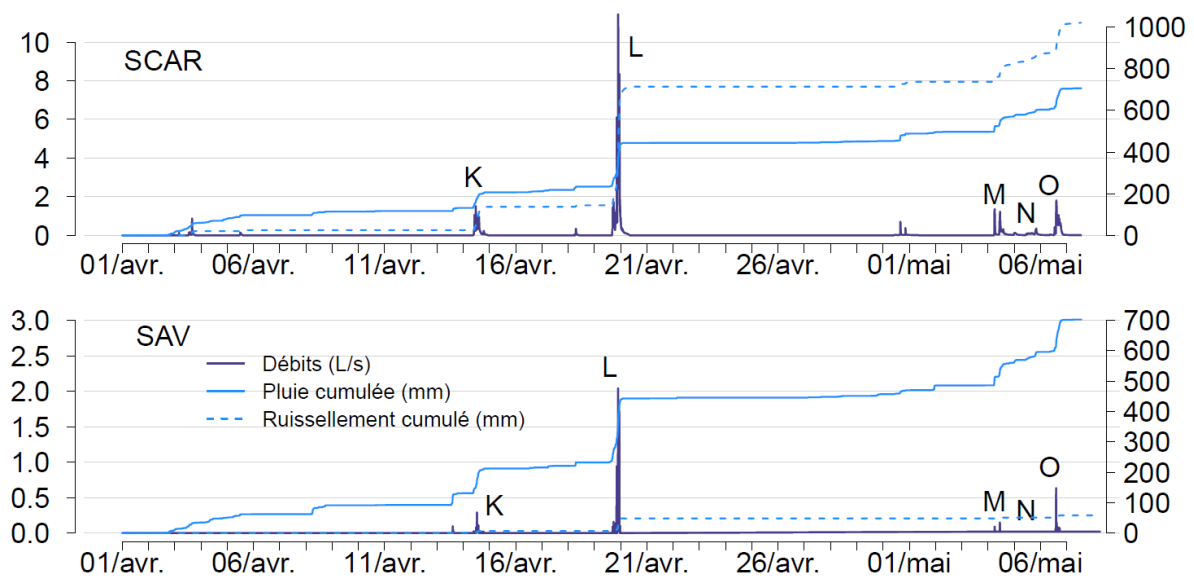


Figure 78 – Ruissellement à l'exutoire des parcelles SAV et SCAR en avril et mai 2020.

A l'échelle des évènements pluvieux pour lesquels la pluie sur les trois parcelles a été similaire, un déclenchement plus précoce du ruissellement aux parcelles SCAR et SAV par rapport à REGEN est observé systématiquement, comme on peut le voir par exemple sur l'hydrogramme de la crue I (31/08/2019 – Figure 79).

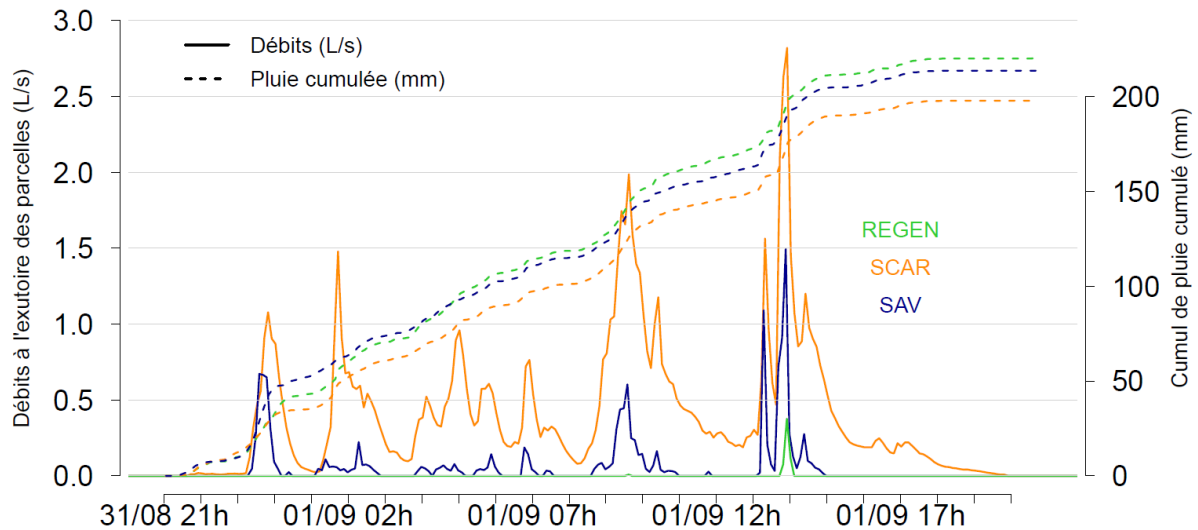


Figure 79 – Hydrogrammes de crue et pluies cumulées sur les 3 parcelles lors de la crue du 31/08/2018 (I).

Lors du cyclone OMA, le cumul de pluie est quasiment deux fois supérieur sur la parcelle REGEN (250 mm) par rapport à SAV (144 mm) ou SCAR (129 mm), et les débits ruisselés à la parcelle REGEN restent largement inférieurs à ceux de SCAR et de SAV (Figure 80).

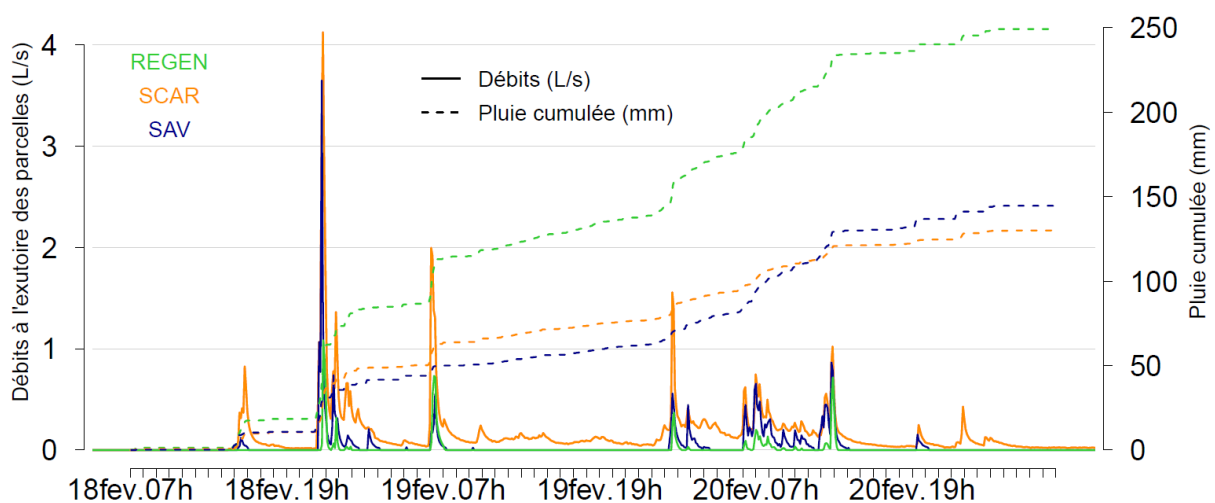


Figure 80 - Hydrogrammes de crue et pluies cumulées sur les 3 parcelles lors du cyclone OMA

En général les pics de pluie qui sont similaires sur les parcelles SAV et SCAR et qui provoquent un pic de débit à SCAR en engendrant également un à SAV mais avec une intensité plus faible. Seuls les épisodes pluvieux les plus intenses déclenchent un ruissellement sur la parcelle REGEN.

Le ruissellement à SAV se déclenche lors des pics de pluie intenses et s'arrête rapidement avec la diminution de la pluie. On observe un ruissellement maximum 12 minutes après un arrêt abrupt de la pluie. Sur la parcelle SCAR en revanche, après un épisode pluvieux fort, le ruissellement se prolonge bien souvent pendant plusieurs heures malgré des diminutions fortes ou un arrêt total de la pluie. Cela peut s'observer par exemple lors du cyclone OMA (Figure 80). Ce prolongement dans le temps de

l'écoulement à SCAR peut durer jusqu'à 5 h après la fin d'un épisode pluvieux, comme on peut le voir avec l'exemple de la crue du 24/12/2018 (Figure 81). Après un arrêt abrupt de la pluie les débits observés à l'exutoire ont été supérieurs à 0.1 l s^{-1} pendant 1h15 puis la parcelle a continué à ruisseler pendant encore 4h.

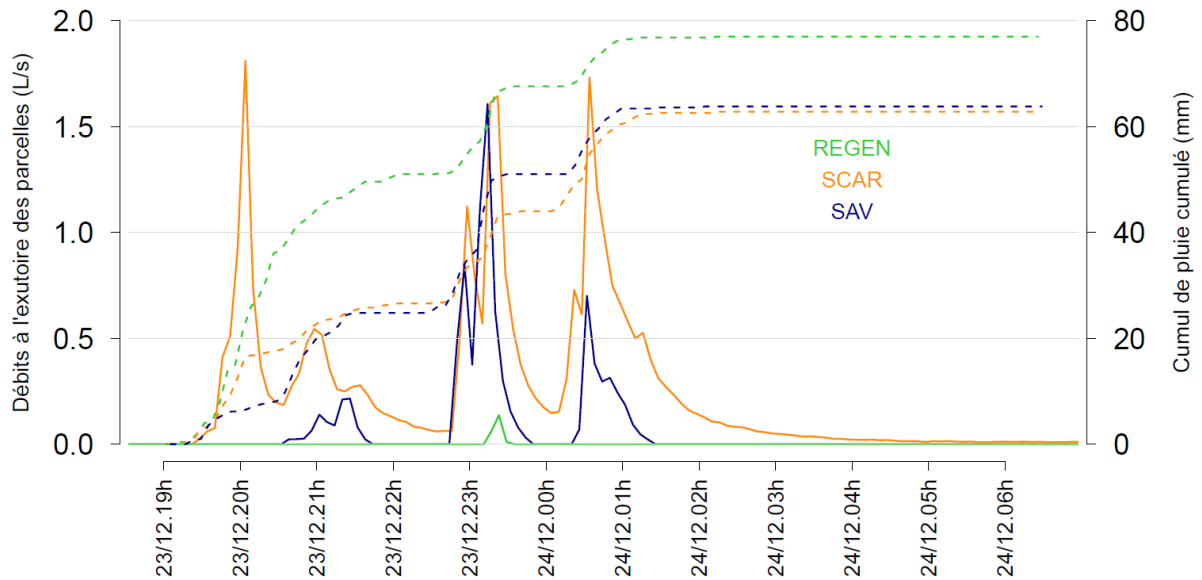


Figure 81 - Hydrogramme de crue et pluie cumulée sur les 3 parcelles lors de la crue du 24/12/2018

La dépression tropicale GRETEL constitue un bon exemple pour illustrer ce phénomène, puisqu'il s'agit d'un épisode pluvieux intense composé d'un seul maximum de pluie et à la fin duquel les précipitations s'arrêtent d'une manière assez nette. Le tracé en échelle logarithmique des débits (Figure 82) au cours du temps permet d'identifier graphiquement les différentes phases de l'écoulement (Mei et Anagnostou, 2015; Tallaksen, 1995).

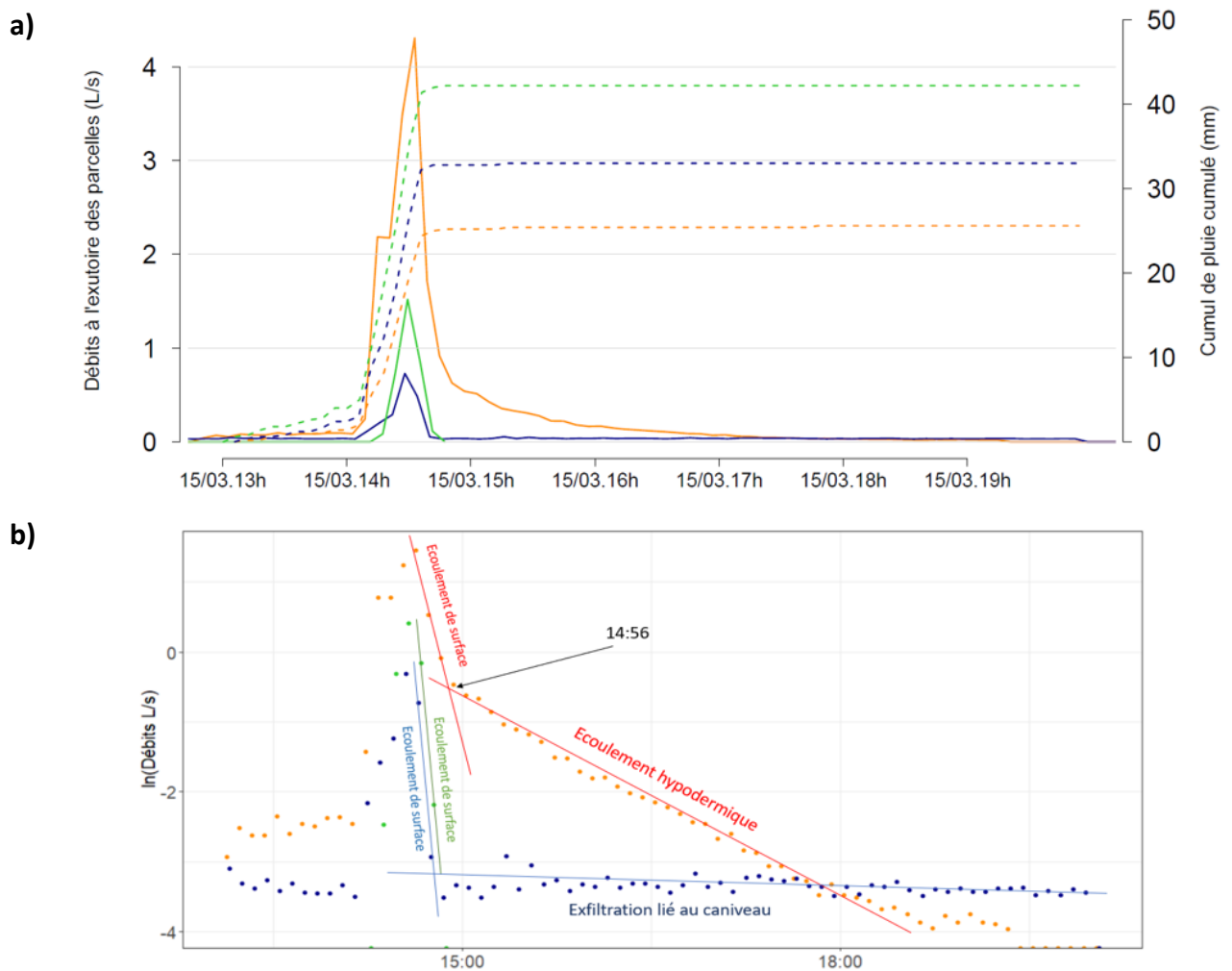


Figure 82 – Hydrogrammes et cumuls de pluie sur les 3 parcelles lors de la dépression tropicale GRETEL (a) et identification des différentes phases de l'écoulement grâce au tracé du logarithme des débits au cours du temps (b).

A SCAR le tracé du logarithme de débits permet d'identifier clairement la limite entre les périodes d'écoulements de surface et d'écoulements classiquement appelés 'hypodermiques' dans la description des hydrogrammes de crues. Ces écoulements correspondent à des écoulements d'eau retardés, ayant transité par les horizons de surface du sol. On les appellera écoulements de subsurface. La durée de la phase au cours de laquelle les écoulements de surface sont majoritaires est ici de 15 minutes – il s'agit de la durée entre la fin de la pluie et la rupture de pente identifiée Figure 82 b. Ces écoulements retardés ont pu être observés sur le terrain au cours du cyclone OMA. Ils étaient alors visibles en surface au niveau d'une rigole de profondeur de l'ordre de quelques centimètres de profondeur depuis le milieu de la pente de la parcelle jusqu'à son exutoire.

A REGEN, une seule phase d'écoulement est visible, celle des écoulements de surface. Elle dure ici pendant 6 minutes après la fin de la pluie. A SAV, les écoulements de surface durent également 6 minutes après la fin de pluie. En revanche une seconde phase est identifiée, caractérisée par des écoulements très faibles (de l'ordre de 0.03 l s^{-1}) et qui dure pendant plusieurs heures. Il s'agit vraisemblablement de l'exfiltration des écoulements de subsurface en lien avec le caniveau de la

parcelle : comme il sera décrit par la suite, les écoulements de subsurface jouent un rôle important dans le régime hydrologique de la parcelle SAV, or le caniveau bloque ces écoulements en bas de parcelle jusqu'à une profondeur de 15.8 cm.

2.2.1.2 Coefficient de ruissellement sur les 3 parcelles

Sur la période oct. 2018 - mars 2020 les données des trois parcelles sont disponibles ce qui permet de comparer les coefficients de ruissellement pour les mêmes évènements (Figure 83).

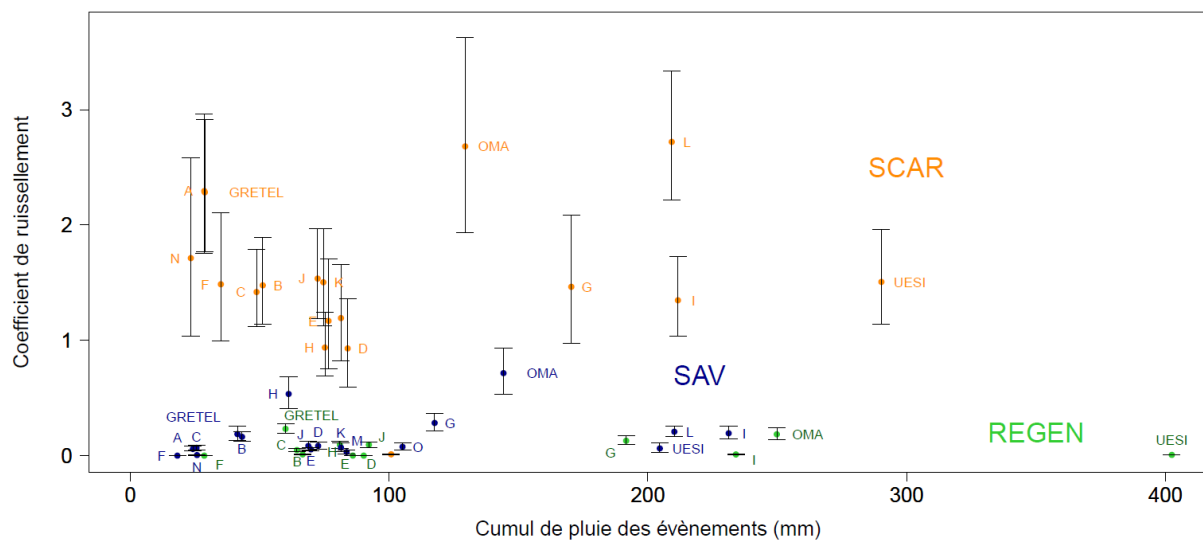


Figure 83 – Coefficients de ruissellement sur les 3 parcelles lors des évènements pluvieux majeurs sur la période oct. 2018 – mai 2020.

A SCAR les coefficients de ruissellement observés sont extraordinaires : sur la période oct. 2018 - mars 2020, 16 évènements ont produit un écoulement à l'exutoire de la parcelle supérieur à la pluie tombée sur la parcelle (i.e, le coefficient de ruissellement est supérieur à 1). Pour 3 évènements le coefficient de ruissellement dépasse même 2. Il ne semble pas que l'excès de ruissellement provienne d'un ruissellement superficiel issu de la zone amont de la parcelle puisque qu'aucun chemin de l'eau n'a jamais été observé au niveau des plaques qui délimitent l'amont de la parcelle. Or, étant donné les importants volumes d'eau que l'excédent 1 des CRs représente, il est évident que si ces volumes provenaient de l'amont de la parcelle et étaient passé par-dessus la plaque amont, cela aurait laissé des traces. Ceci indique qu'une part importante de l'eau comptabilisée en ruissellement à l'exutoire de SCAR est en fait de l'eau ayant transité par le sol et qui s'exfiltre sur la parcelle.

	REGEN	SAV	SCAR
Nombre d'évènements ayant provoqué du ruissellement	13	19	58
Nombre d'évènements avec CR > 1	0	0	16
Nombre d'évènements avec CR > 0.5	0	2	41
Nombre d'évènements avec CR > 0.2	1	5	45
Nombre d'évènements avec CR > 0.05	6	17	53

Tableau 8 – Nombre d'évènements ayant ruisselé ou provoqué des CRs supérieurs à certains seuils sur les 3 parcelles pour la période oct. 2018 - mars 2020.

A REGEN les coefficients de ruissellement sont toujours inférieurs à 0.3 et dépassent les 0.05 pour seulement 6 évènements. A SAV enfin les coefficients de ruissellement dépassent 0.05 pour 17 évènements et 0.25 pour 5 évènements sur la période oct. 2018 - mars 2020. Les coefficients de ruissellement sur l'ensemble des évènements pour lesquels les données sont disponibles sont détaillés Annexe 15.

En raison de l'existence d'un phénomène d'exfiltration d'écoulements de subsurface sur la parcelle SCAR et de son rôle important dans le régime hydrologique, mis en évidence par la fréquence d'évènements dont les coefficients de ruissellements sont supérieurs à 1, il semble ici primordial de prendre en considération la surface des aires contributives amont des parcelles dans le bilan des parcelles, et ce tout particulièrement lorsque l'on compare les ruissellements des différentes parcelles. En effet, les aires contributives amont des 3 parcelles ont des tailles significativement différentes (Tableau 2), elles valent 291.6 m² à SCAR, 103.2 m² à SAV et 0 m² à REGEN. Par conséquent de nouveaux coefficients de ruissellement sont définis par le rapport du volume total ruisselé rapporté au volume de la pluie sur l'ensemble de la zone contributive des parcelles (i.e. la surface de la parcelle + la surface de l'aire contributive amont des parcelles). Ils sont notés CR_{SCT}, l'indice SCT faisant référence à Surface Contributive Totale.

Eq 80

$$\begin{aligned}
 CR_{SCT}(\text{parcelle, evenement pluvieux } i) &= \frac{Rc_{hS}(\text{ev } i, \text{parcelle} + \text{surface contributive amont})}{Ptot_{ev\ i}(\text{parcelle})} \\
 CR_{SCT}(\text{parcelle, evenement pluvieux } i) &= \frac{\sum_{ev\ i} Q(t) * 360}{Ptot_{ev\ i}(\text{parcelle}) * S_{SCT}}
 \end{aligned}$$

Avec $Rc_h(\text{ev } i, \text{parcelle} + \text{surface contributive amont})$ (mm) le ruissellement en hauteur d'eau équivalente sur la surface contributive totale de la parcelle pendant l'événement i , S_{SCT} est la surface

contributive totale de la parcelle (m²), valant 412.4 m² à SCAR, 218.4 m² à SAV et 85 m² à REGEN. $P_{tot_{evi}}$ (parcelle) (mm) correspond à la quantité de pluie estimée sur la parcelle pendant l'évènement i en mm.

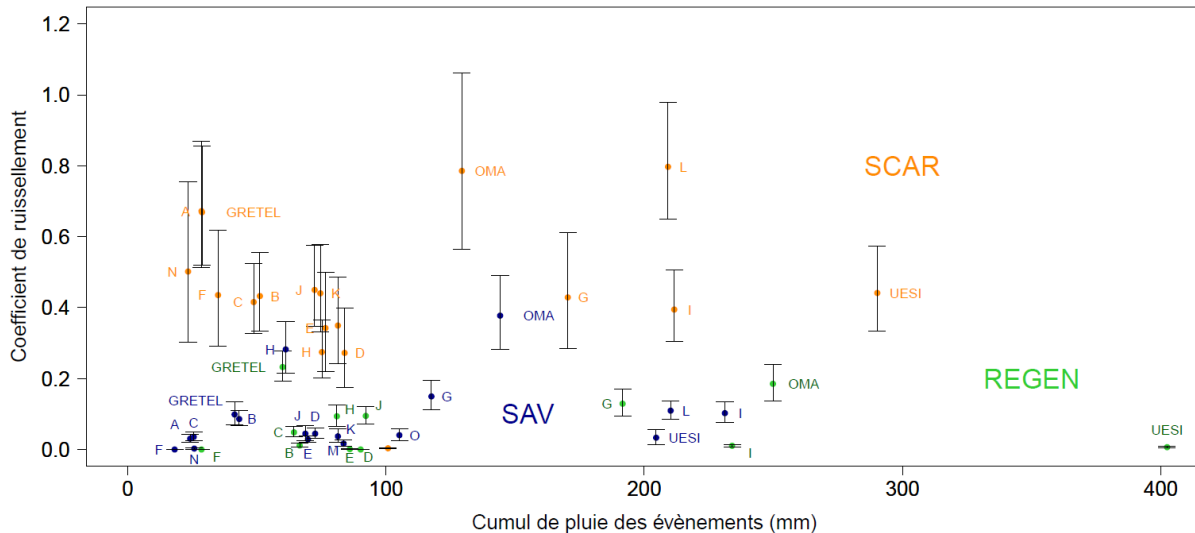


Figure 84 – Coefficients de ruissellement basés sur la pluie tombée sur la surface contributive totale des 3 parcelles pour les évènements majeurs sur la période oct. 2018 – mai 2020.

Sur la période oct. 2018 – mai 2020, les CR_{SCT} de la parcelle SCAR dépassent 0.5 pour 5 évènements et dépassent 0.2 pour 35 évènements. A SAV aucun CR_{SCT} ne dépasse 0.5 et seulement 3 dépassent 0.2. Les CR_{SCT} maximums observés valent 0.80 à SCAR (crue du 20/04/2020 - évènement L), 0.38 à SAV (cyclone OMA) et 0.23 à REGEN (dépression tropicale GRETEL). Les coefficients de ruissellement calculés sur la base de la surface contributive totale montrent que ce n'est pas la différence des surfaces contributives situées en amont des parcelles qui explique à elle seule les différences prononcées de régime hydrologique entre les 3 parcelles : en effet, relativement à la quantité de pluie tombée sur les surfaces contributives totales, la parcelle SCAR produit des écoulements toujours largement supérieurs à ceux observés à SAV, eux-mêmes supérieurs à ceux de REGEN (Figure 84).

2.2.1.3 Des taux d'érosion encore plus contrastés que ceux du ruissellement à l'exutoire des parcelles

Cette partie porte sur la quantification de l'érosion à l'exutoire des parcelles SAV et SCAR. Ce travail a pu être effectué durant deux périodes des saisons des pluies 2019 et 2020, comprenant certains des évènements ayant provoqué le plus de ruissellement. L'érosion est estimée grâce aux mesures synchrones de débits à l'exutoire des parcelles et de turbidité de l'eau ruisselée permettant d'estimer sa concentration en MES. L'érosion n'a pu être quantifiée à la parcelle REGEN en raison de l'absence de prélèvements d'eau à l'exutoire qui sont indispensables à l'établissement de la relation turbidité – MES.

Dans un premier temps, les observations de turbidité sont commentées pour les évènements ayant provoqué le plus d'érosion aux parcelles SAV et SCAR. A titre purement comparatif on s'intéressera également aux observations de turbidités à l'exutoire de REGEN pour certains évènements majeurs. Dans un second temps on s'intéressera à la distribution temporelle de l'érosion aux parcelles SAV et SCAR.

2.2.1.3.1 Turbidités

L'évolution de la turbidité de l'eau de ruissellement est liée aux débits comme on peut le voir à partir de mesures simultanées à la parcelle SCAR (Figure 85). Pour l'ensemble des 8 évènements ayant provoqué le plus d'érosion sur cette parcelle, la turbidité dépasse la barre des 500 FNU, soit 232.2 mg l⁻¹. Cela est observé de manière synchrone aux pics de débits ou bien lors du déclenchement du ruissellement. En général les premiers pics de débits d'un évènement pluvieux déclenchent des pics de turbidité plus importants que les suivants.

A la parcelle SAV, la turbidité des écoulements est plus faible qu'à SCAR (Figure 86). En effet, au cours des 8 évènements ayant provoqué le plus d'érosion sur cette parcelle, la barre des 500 FNU (soit 142.5 mg l⁻¹) n'est dépassée qu'au cours de 5 évènements. De même qu'à la parcelle SCAR, ces pics importants de turbidité sont atteints au cours du déclenchement du ruissellement et/ou pendant les pics de débits.

Enfin sur la parcelle REGEN la barre des 500 NTU n'est jamais atteinte au cours des évènements majeurs (Figure 87). Les pics de turbidités se situent, selon les évènements, entre 250 et 450 FNU.

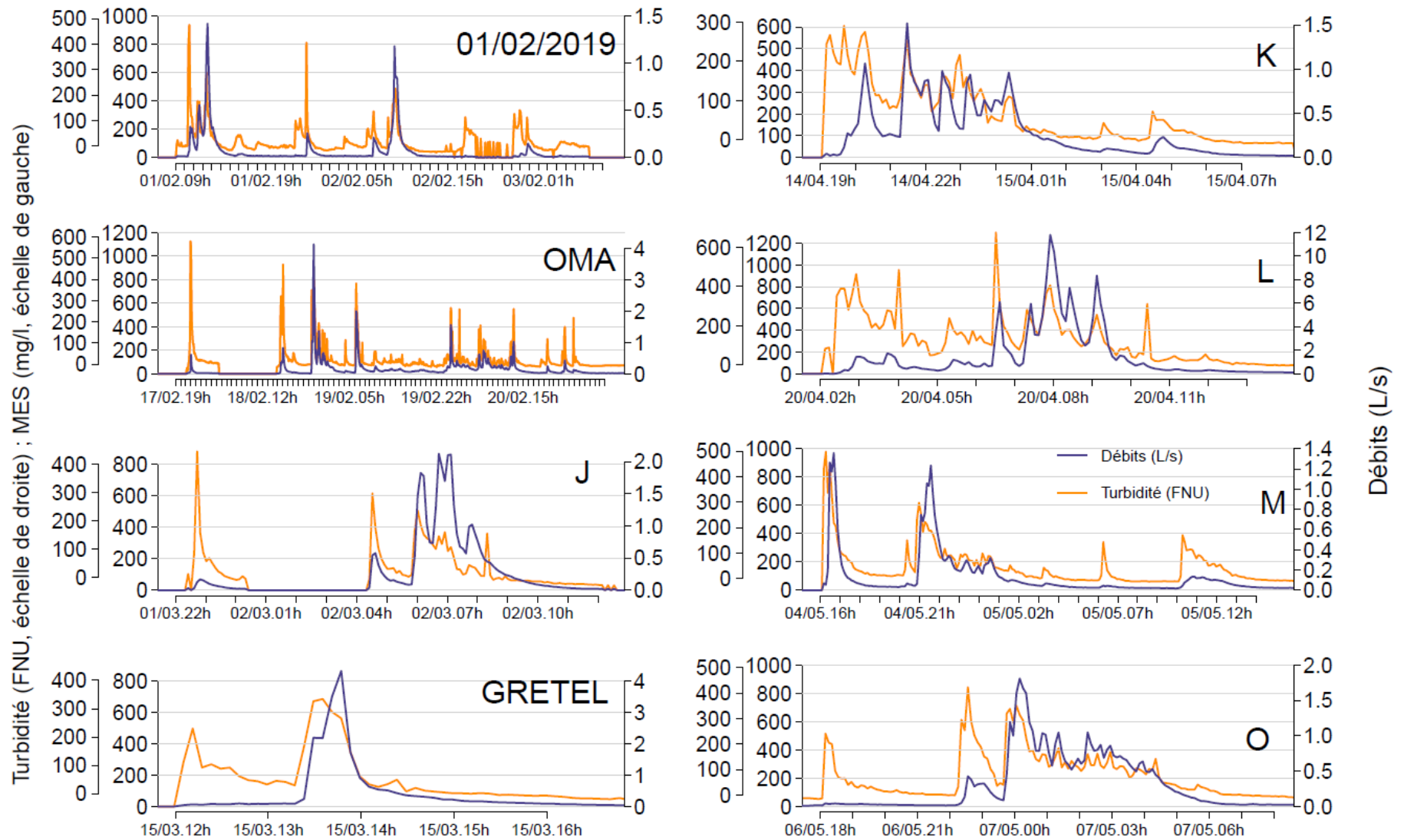


Figure 85 – Turbidités et débits à l'exutoire de la parcelle SCAR au cours des 8 évènements ayant provoqué le plus d'érosion des deux périodes étudiées. La turbidité mesurée à la parcelle SCAR est convertie en MES selon les correspondances des échelles de gauche

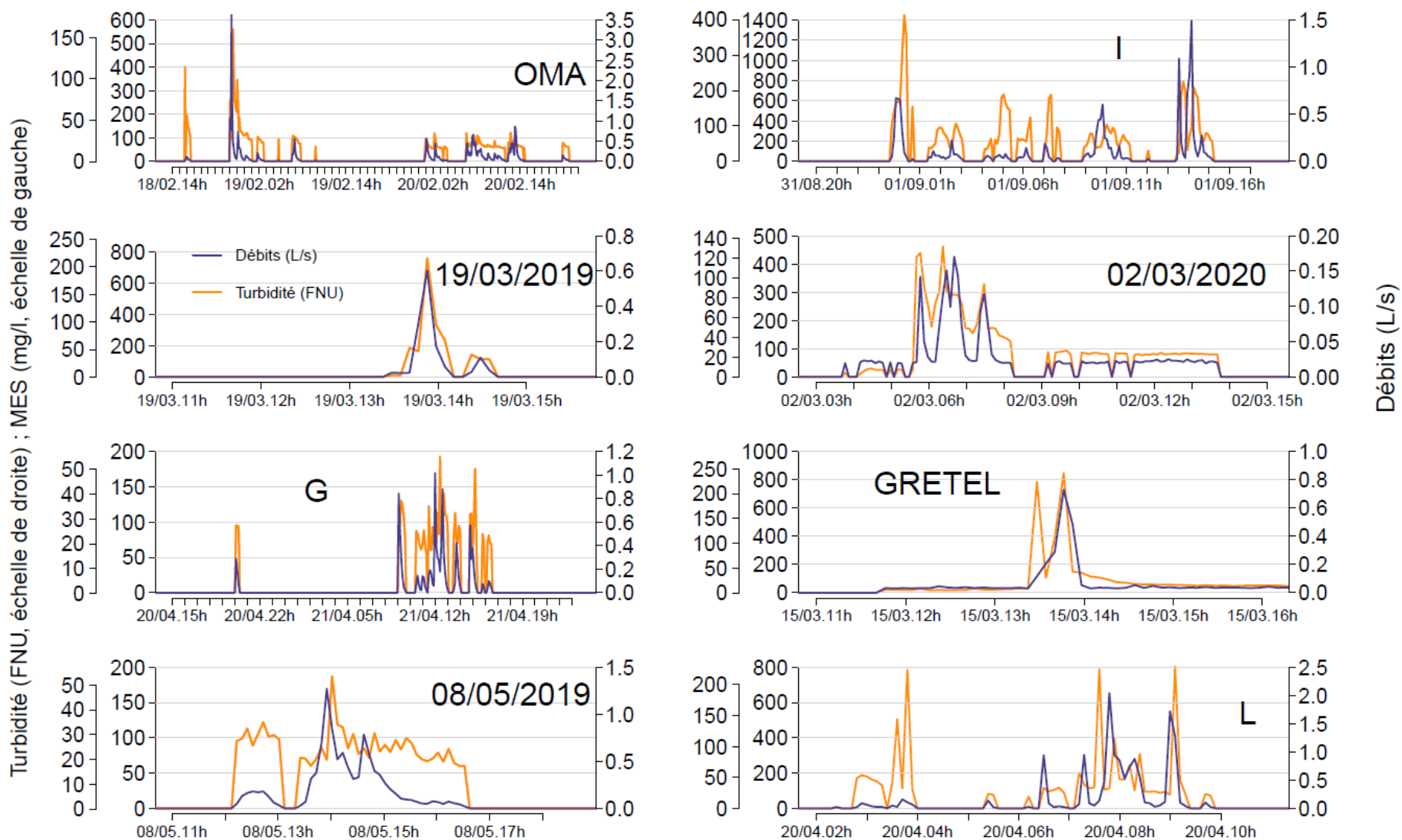


Figure 86 - Turbidités et débits à l'exutoire de la parcelle SAV pendant les 8 évènements ayant provoqué le plus d'érosion à SAV sur les périodes étudiées. La turbidité mesurée à la parcelle SAV est convertie en MES selon les correspondances des échelles de gauche

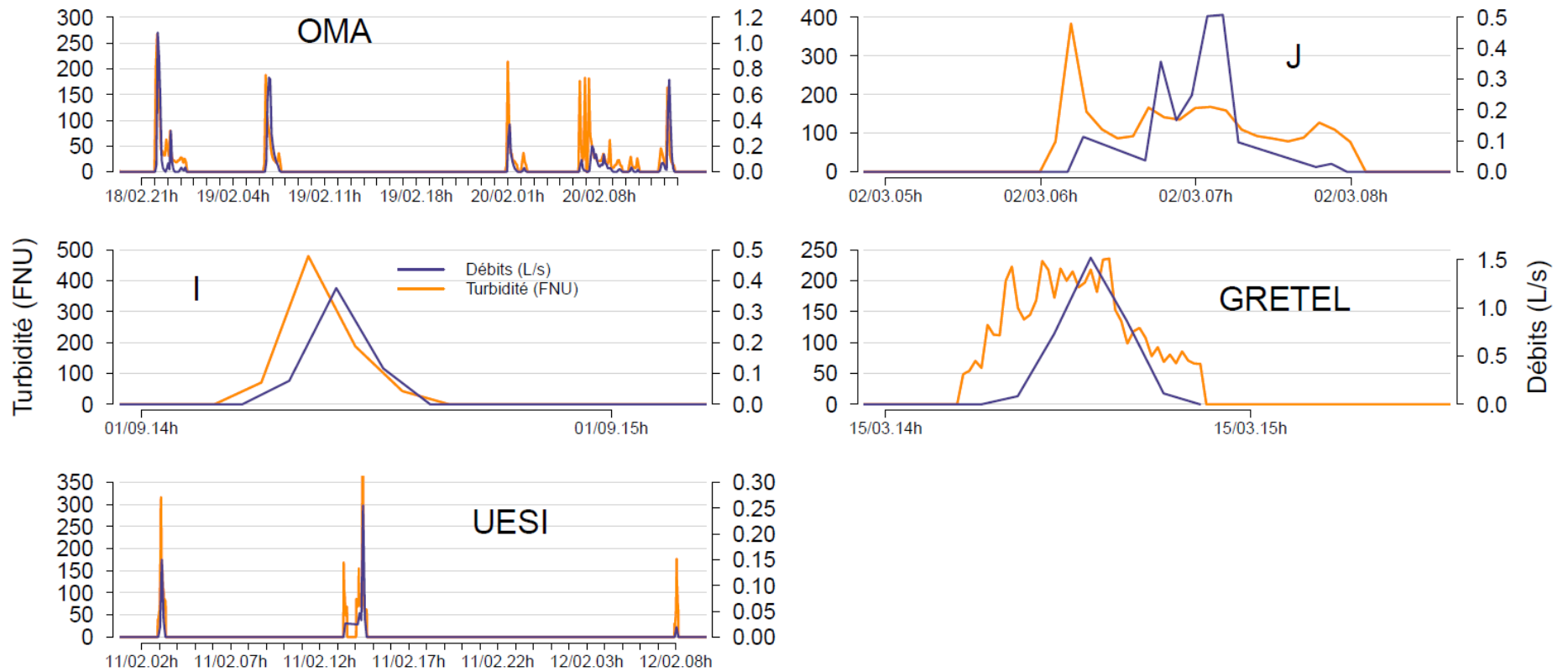


Figure 87 - Turbidités et débits à l'exutoire de la parcelle REGEN au cours des évènements les plus importants dont les données de turbidité sont disponibles. Faute d'étalonnage, la conversion de la turbidité en MES à cette parcelle n'est pas faisable

2.2.1.3.2 Des pressions d'érosion de surface contrastées entre SAV et SCAR

Pendant la saison des pluies de 2019, l'érosion sur la parcelle SCAR est estimée à 7.8 kg [5.8, 10.4] sur la période du 02/01/2019 au 21/03/2019 (Figure 88). Si l'on rapporte ce chiffre à la surface de la parcelle, afin de pouvoir comparer l'érosion sur les différents sites étudiés ainsi qu'avec la bibliographie cela correspond à 0.65 t ha⁻¹ sur la période considérée (le t ha⁻¹ an⁻¹ étant l'unité classiquement utilisée pour les mesures de l'érosion).

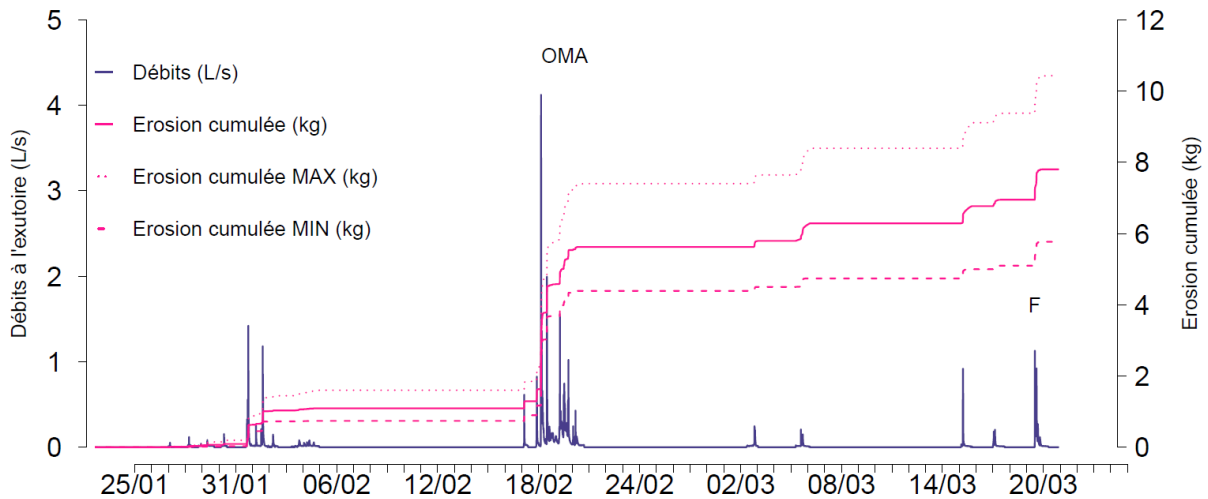


Figure 88 – Erosion et débits sur la parcelle SCAR du 02/01/2019 au 22/03/2019

Sur la même période à la parcelle SAV, l'érosion s'élève à seulement 0.5 kg [0.3, 0.7] (Figure 89), correspondant à 0.04 t ha⁻¹. L'évènement majeur de la première saison des pluies, le cyclone OMA, a provoqué une érosion à SCAR s'élevant à 4.3 [3.5, 5.6] kg, contre seulement 0.5 kg [0.3, 0.7] à SAV.

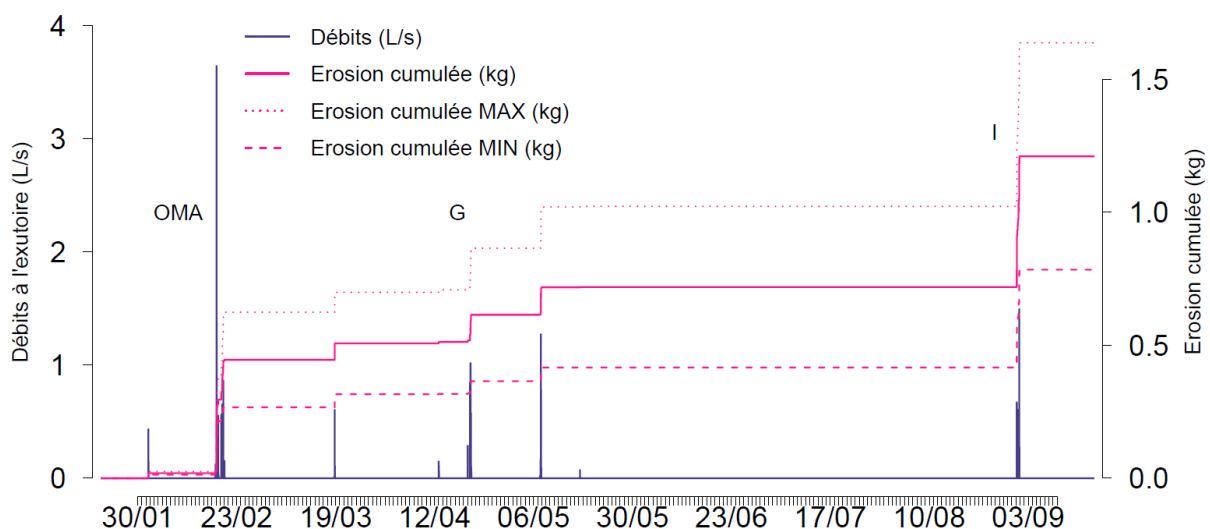


Figure 89 – Erosion sur la parcelle SAV pour la période janvier – août 2019

L'évènement I survenu au cœur de la saison sèche de 2019, le 31/08/2019, a provoqué une érosion de 0.5 kg [0.4,0.6] à SAV, ce qui en fait l'évènement le plus érosif des deux périodes étudiées (03/01/2019 - 26/09/2019 puis 13/01/2020 - 07/05/2020).

Pendant la saison des pluies de 2020, l'érosion s'est élevée à 26.2 kg (soit 2.17 t ha⁻¹) sur la parcelle SCAR entre le 09/01/2020 et le 07/05/2020. L'évènement ayant provoqué le pic de débit le plus important lors des deux années d'étude du ruissellement à cette parcelle (L, le 20/04/2020) a également battu le record de l'érosion sur les deux périodes étudiées avec un total de 14.4 [12.7, 16.2] kg érodé en seulement 12h (Figure 90).

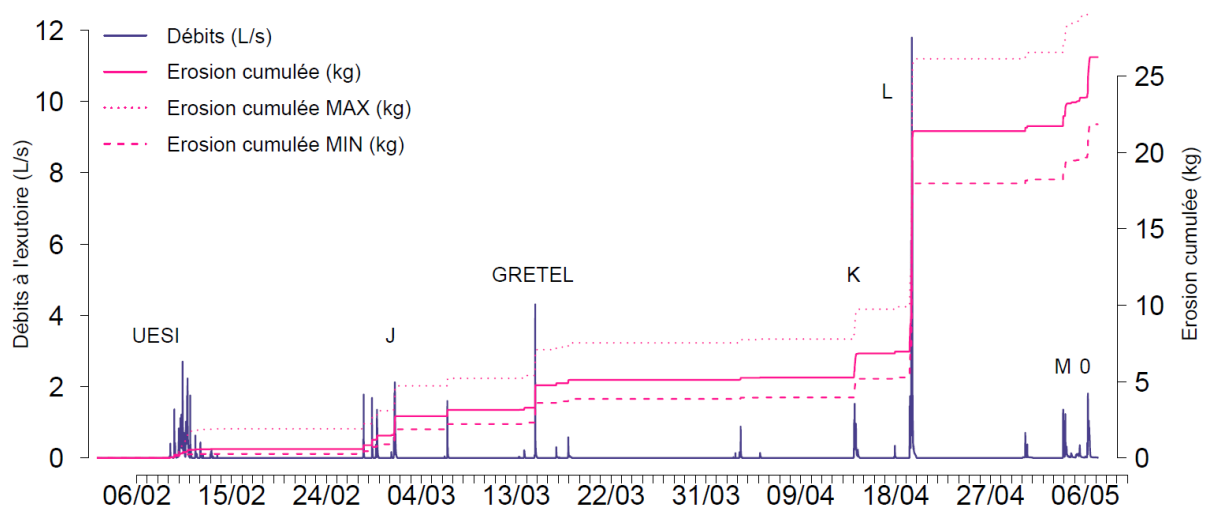


Figure 90 - Erosion sur la parcelle SCAR pour la période février - mai 2020

A SAV sur la même période l'érosion s'élève à 0.6 kg [0.4, 0.8] (soit 0.05 t ha⁻¹) dont 0.3 kg [0.2, 0.4] pendant l'évènement L (Figure 91).

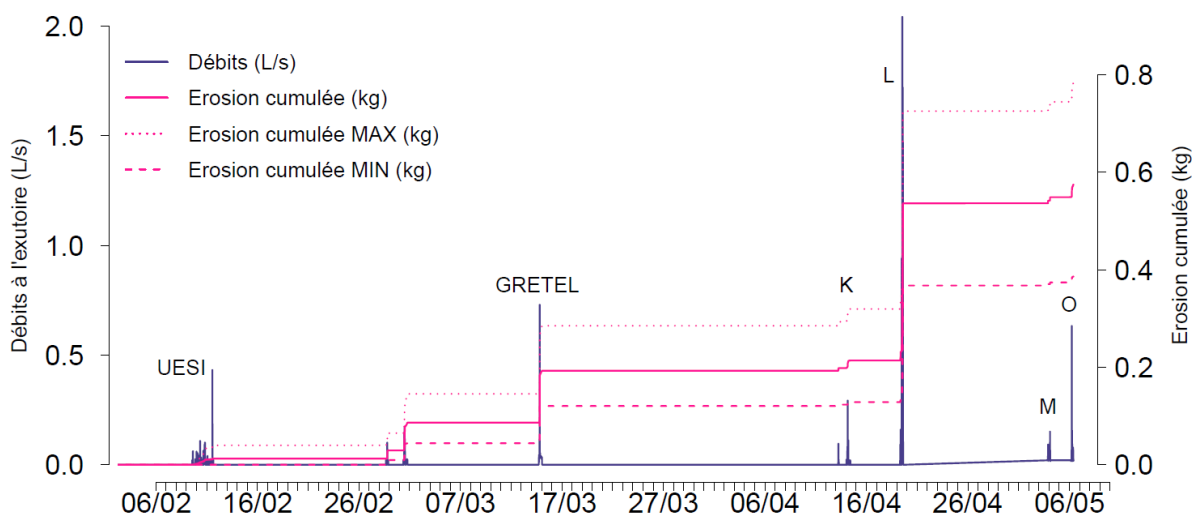


Figure 91 – Erosion sur la parcelle SAV sur la période février – mai 2020

Aussi bien aux parcelles SAV que SCAR, l'évènement L a provoqué à lui seul la moitié de l'érosion sur toute la période fév. – mai 2020.

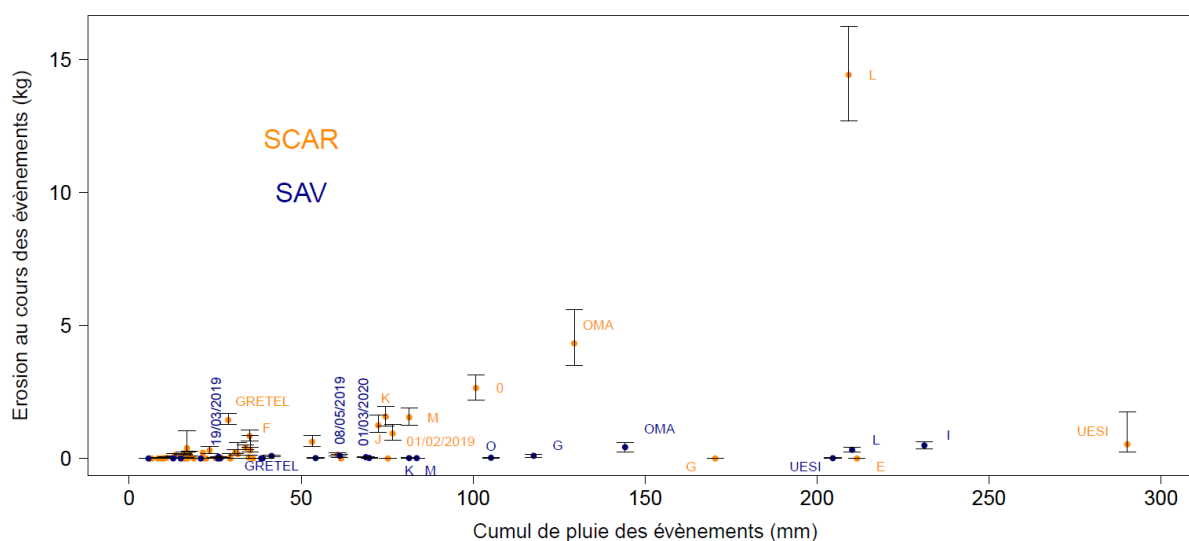


Figure 92 – Erosion au cours des évènements majeurs sur les parcelles SAV et SCAR

L'érosion à échelle des évènements sur les parcelles SAV et SCAR est encore plus contrastée que les coefficients de ruissellement (Figure 92 et Figure 84).

Le passage du feu de début octobre 2019 à la parcelle SAV n'a pas engendré d'augmentation de l'érosion significative : en effet la première saison des pluies (avant le feu) a engendré une érosion de 0.5 [0.3, 0.7] kg à SAV et la seconde saison des pluies (après le feu), une érosion de 0.6 [0.4, 0.8] kg malgré des évènements pluvieux bien plus intenses pendant la seconde saison des pluies. L'évènement I ayant provoqué le plus d'érosion à SAV a également eu lieu avant la mise à feu de la parcelle.

Il ne fait aucun doute que l'érosion sur la parcelle REGEN est encore plus faible que celle de la parcelle SAV, en lien avec un ruissellement beaucoup plus faible et des turbidités également plus faibles.

Pour les évènements UESI et GRETEL, le calcul de l'érosion a pu être affiné grâce aux mesures de turbidité au pas de temps de une minute :

	Calcul avec le pas de temps de 6 minutes	Calcul avec le pas de temps de 1 minute
UESI	0.53 [0.24, 1.75]	0.50 [0.22, 1.70]
GRETEL	1.44 [1.29, 1.69]	1.32 [1.17, 1.48]

Tableau 9 – Erosion à SCAR pour UESI et GRETEL (kg) – calculs basés sur les pas de temps de 1 minute et 6 minutes

D'après ces deux exemples l'erreur liée au pas de temps n'excède pas 8 % de l'érosion calculée avec un pas de temps de 6 minutes.

Lors de la crue L, ayant entraîné une érosion de 14.4 [12.70, 16.23] kg à la parcelle SCAR, des dépôts de terre présents dans le canal d'écoulement en fin de crue ont également pu être récupérés. La pesée après séchage de ces dépôts a révélé une quantité de 3.4 kg. Ces dépôts correspondent principalement à des agglomérats entiers et à des matériaux grossiers. Ceux-ci n'ont donc pas été comptabilisés dans le calcul de l'érosion des MES. Pour cette crue on estime donc une érosion totale de 17.8 kg dont 19 % correspondent à des matériaux grossiers et non à des MES.

En conclusion de cette partie, l'érosion présente une variabilité spatiale et temporelle encore plus importante que celle des ruissellements. On observe en effet sur la première saison étudiée une érosion 15 fois plus importante à la parcelle SCAR qu'à SAV, alors que le ruissellement total, lui, était en volume seulement 6 fois plus important à SCAR sur la même période. Pour la seconde saison des pluies étudiée, ces chiffres s'élèvent à 44 fois plus d'érosion à la parcelle SCAR qu'à SAV contre seulement 19 fois plus de volume ruisselé sur la même période.

Les régimes hydro-sédimentaires sur les 3 parcelles sont donc très fortement contrastés. Dans la partie suivante, nous nous intéressons à certaines propriétés du sol aux alentours des 3 parcelles afin de voir si celles-ci peuvent expliquer ce contraste.

2.2.2 Estimations *in situ* de la perméabilité et de certaines propriétés des sols aux alentours des parcelles

La première partie de ce volet présente les résultats d'estimation de la perméabilité par la méthode du double anneau à proximité des parcelles. La seconde s'intéresse aux résultats des analyses de granulométrie, la troisième enfin donne les densités et porosités des échantillons non remaniés de sol prélevés à différentes profondeurs.

2.2.2.1 Méthode du double anneau

La Figure 93 donne les perméabilités apparentes à la fin des expériences de double anneau, i.e. les vitesses d'infiltration de l'eau après stabilisation des temps d'infiltration d'un même volume d'eau dans l'anneau central. Selon les sites les expériences ont duré entre 36 minutes et 4h. Les volumes totaux infiltrés depuis l'anneau central varient entre 7 et 33 litres soit entre 245 et 1050 mm.

Les perméabilités apparentes varient de 10^{-6} à 10^{-4} m s⁻¹ (Figure 93). Elles sont en moyenne moins élevées aux alentours de la parcelle SAV (moyenne de $3.2 \cdot 10^{-5}$ m s⁻¹) qu'aux alentours de REGEN ($7.4 \cdot 10^{-5}$ m s⁻¹), et le sont encore moins à proximité de SCAR ($1.3 \cdot 10^{-5}$ m s⁻¹). D'autre part la dispersion des valeurs trouvées est également très contrastée entre les 3 sites. Les écarts types des 3 séries de mesures valent $7 \cdot 10^{-5}$ m s⁻¹ à REGEN, $2.3 \cdot 10^{-5}$ m s⁻¹ à SAV et $5.0 \cdot 10^{-6}$ m s⁻¹ à SCAR, soit 95 %, 72 % et 38 % de coefficients de variation.

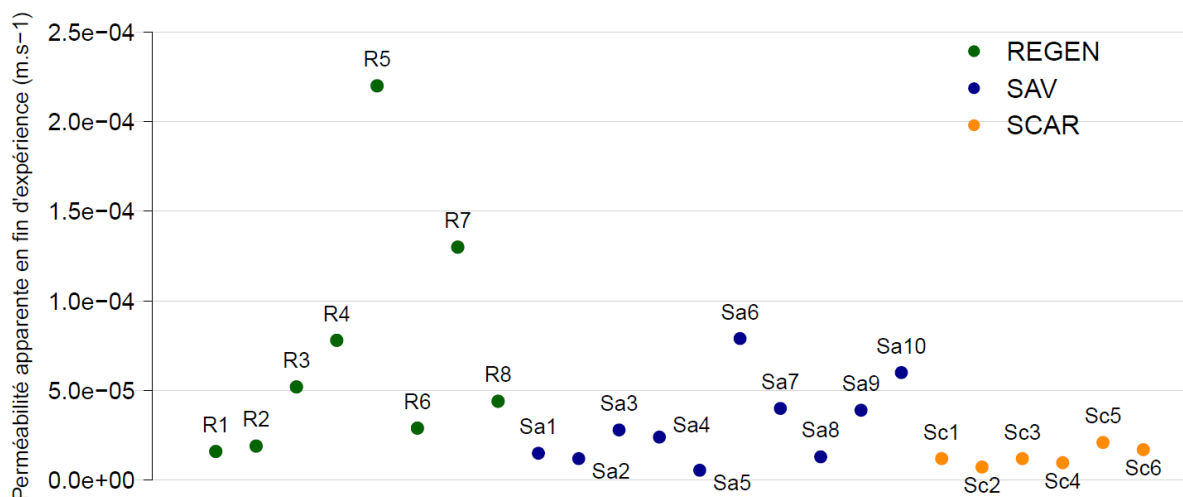


Figure 93 – Perméabilité apparente en fin d'expérience de double anneau aux alentours des 3 parcelles

Nos résultats confirment qu'il ne faut pas attribuer les valeurs de perméabilités apparentes trouvées à celles des conductivités hydrauliques à saturation du sol : malgré l'usage du double anneau sensé limiter l'étalement non vertical de l'eau introduite dans l'anneau central, une forte proportion de cette eau s'est forcément étalée de manière horizontale. Cela est certain, étant donné les temps très longs de stabilisation des vitesses d'infiltration. Les volumes totaux infiltrés dépassent largement la porosité maximale disponible dans le sol superficiel. D'autre part l'eau excédentaire ne peut pas s'être en totalité infiltrée verticalement dans le sol profond pour cause de perméabilité trop faible des horizons plus profonds. Cela a été mis en évidence aux parcelles REGEN et SAV où des expériences de double anneau ont été réalisées à une profondeur de 30 cm après avoir creusé une fosse. Lors de ces expériences de double anneau sur le sol profond, un premier volume d'eau a été introduit dans l'anneau central et ne s'était toujours pas infiltré totalement au bout de 3h, ce qui indique une perméabilité apparente inférieure à $2.9 \cdot 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$. Cela représente 2 fois moins que la perméabilité apparente trouvée sur le site le moins perméable aux alentours de la parcelle SAV. D'autre part, le choix de zones horizontales imposé par la méthode du double anneau introduit un biais : il est possible que les zones horizontales présentent cette caractéristique topographique car elles diffèrent des zones alentours. Il est probable notamment qu'elles soient caractérisées par une érodabilité plus faible ce qui aurait pour conséquence une possible différence de perméabilité.

Cependant, étant donné que la même méthode a été appliquée aux trois sites, les perméabilités apparentes peuvent être comparées en terme qualitatif. Le sol aux alentours de la parcelle REGEN est en moyenne plus perméable que celui de SAV, lui-même en moyenne plus perméable que le sol de SCAR, ce qui est cohérent avec les résultats de ruissellement.

Un résultat important à retenir est l'hétérogénéité spatiale de la perméabilité dans la zone de forêt saine (parcelle REGEN, Figure 94). Les vitesses d'infiltrations de l'expérience R3 pour lequel le double anneau a été positionné entre les contreforts d'un arbre de diamètre important sortent du lot : au bout d'une heure les vitesses sont de l'ordre de $5 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ ce qui est 2 fois plus rapide que la vitesse d'infiltration observée au bout d'une heure de l'expérience R5 ou la plus grande perméabilité apparente a été obtenue.

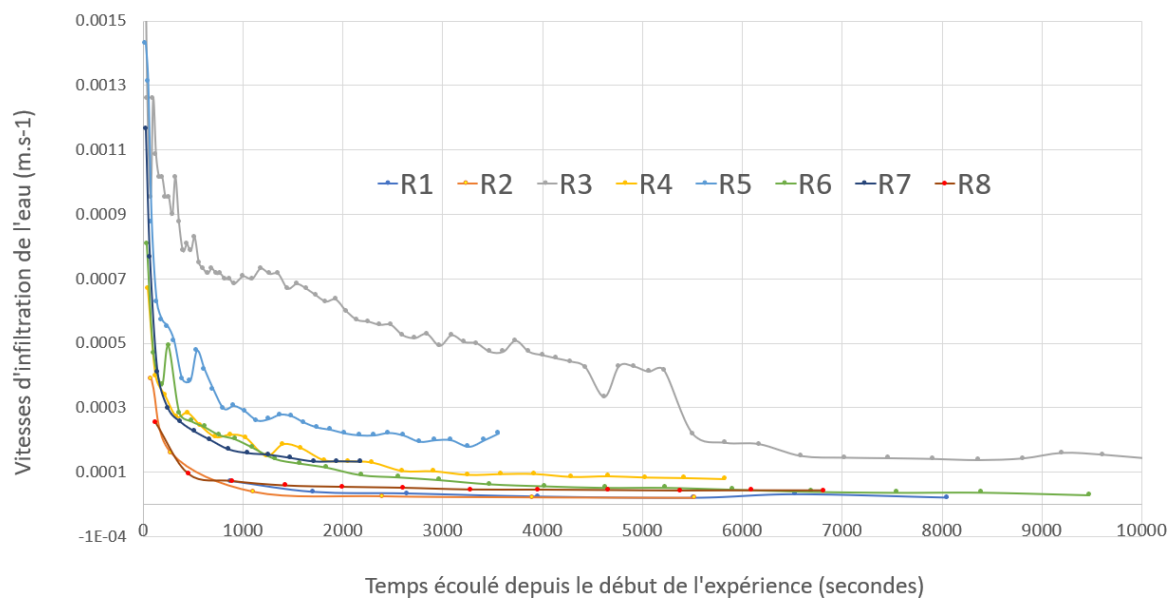


Figure 94 – Vitesses d’infiltration de l’eau de l’anneau central des volumes successifs insérés dans l’anneau central au cours du temps pour les 8 expériences réalisées aux alentours de la parcelle REGEN.

La rupture de pente observée pour l’expérience R3 au bout de 5500 secondes correspond à une pause de l’expérience au cours de laquelle 30 litres ont été insérés dans l’anneau central. Cette expérience a permis de mettre en évidence l’existence de chemins préférentiels de l’eau qui peuvent exister *via* le système racinaire des grands arbres et la grande capacité d’infiltration que cela permet.

Dans la section suivante on s’intéresse aux propriétés de porosité et densité du sol à différentes profondeurs afin de comprendre si ces paramètres peuvent expliquer les différences de perméabilité observées précédemment.

2.2.2.2 Texture des sols

L’ensemble des prélèvements de sol à proximité des 3 parcelles est caractérisé par une texture limoneuse (Figure 95).

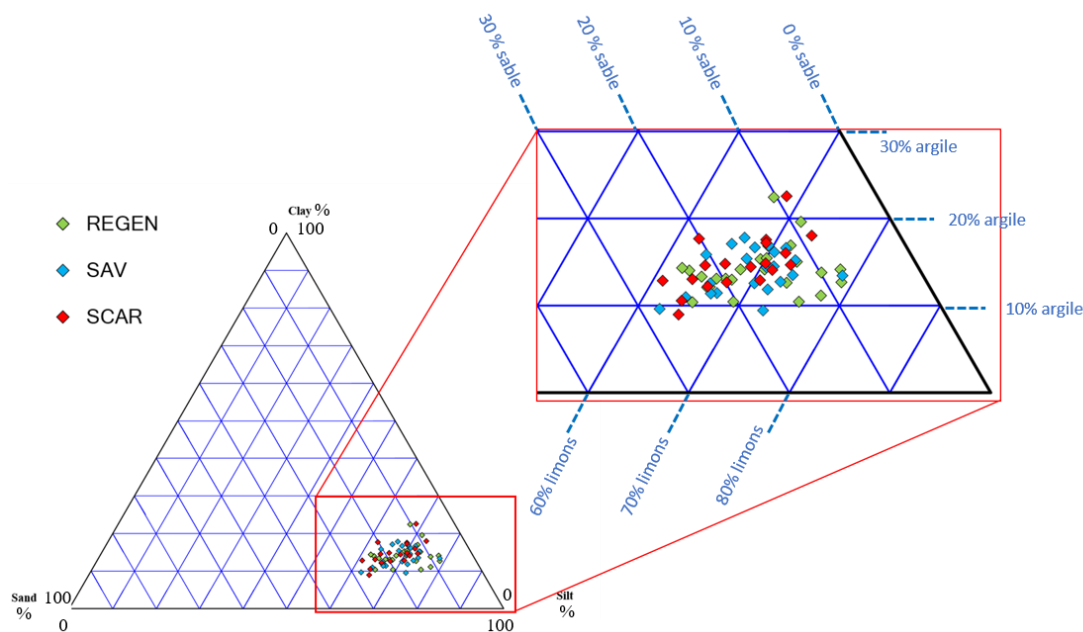


Figure 95 – Diagramme ternaire des textures de sol des prélèvements de sol aux alentours des 3 parcelles.

Le pourcentage de limons se situe dans la gamme 60 – 80 % pour tous les échantillons, alors que le pourcentage d’argile reste inférieur à 25 % et à 30 % pour les sables. La répartition des compositions granulométriques des prélèvements issus des 3 parcelles sur le diagramme textural sont très semblables, même si les nuages de points correspondants aux parcelles REGEN et SAV s’étendent plus dans la gamme des 70 – 80 % de limons que ceux de SCAR. Les analyses granulométriques en diagrammes ternaires, tracés de manière indépendantes pour les 3 parcelles indiquent que la composition texturale ne dépend pas de la profondeur de prélèvement (Annexe 16).

Il est surprenant de ne pas avoir trouvé un taux d’argile plus important car d’une part au toucher la texture semble très argileuse, d’autre part les cambisols de la zone d’étude sont connus leur forte teneur en kaolinite. Cependant les phyllosilicates peuvent avoir des tailles allant de quelques dizaines de nm à quelques dizaines de μm (Caner, 2011) et certains auteurs ont déjà émis des réserves importantes sur l’assimilation des argiles d’un sol à sa fraction granulométrique inférieure à deux micromètres (Caner, 2011). Sur nos échantillons de sols la distribution granulométriques présente une allure similaire pour la majorité des échantillons (Figure 96).

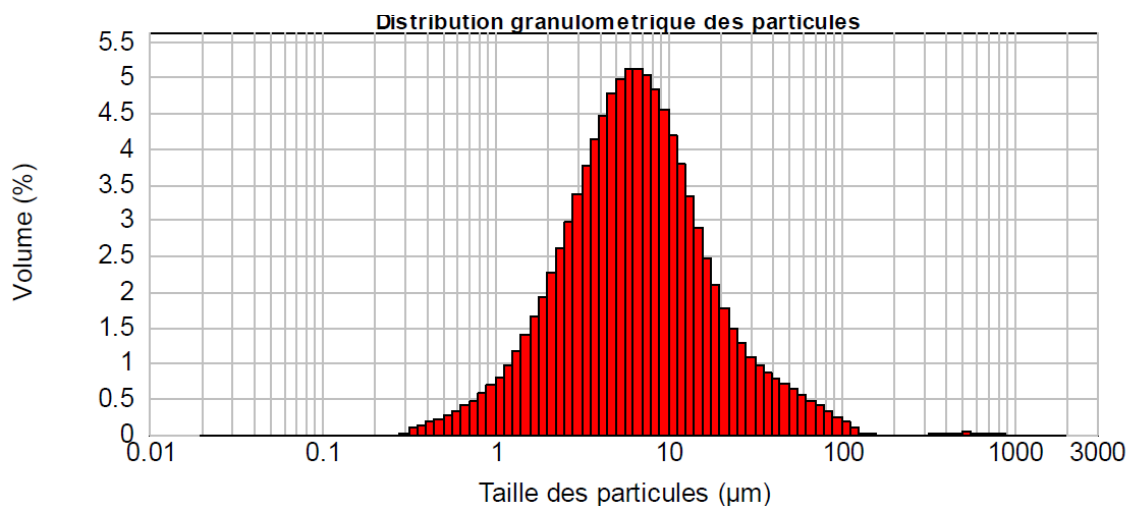


Figure 96 – Distribution granulométrique des tailles de grains d'un échantillon prélevé à SAV (fosse n°8) – Source Rapport d'analyse Mastersizer.

On peut voir que la grande majorité du volume est représenté par des grains de tailles inférieures à 20 µm. Sur l'ensemble des échantillons la part représentée par les grains de tailles inférieures à 25 µm représente 85 % au minimum.

2.2.2.3 Mesure de la porosité et de la densité sèche

Les densités des prélèvements non remaniés sont comprises entre 0.57 et 1.77 g cm⁻³. Elles augmentent avec la profondeur. Les densités sont légèrement supérieures à la parcelle SAV, intermédiaires à SCAR et légèrement inférieures à REGEN.

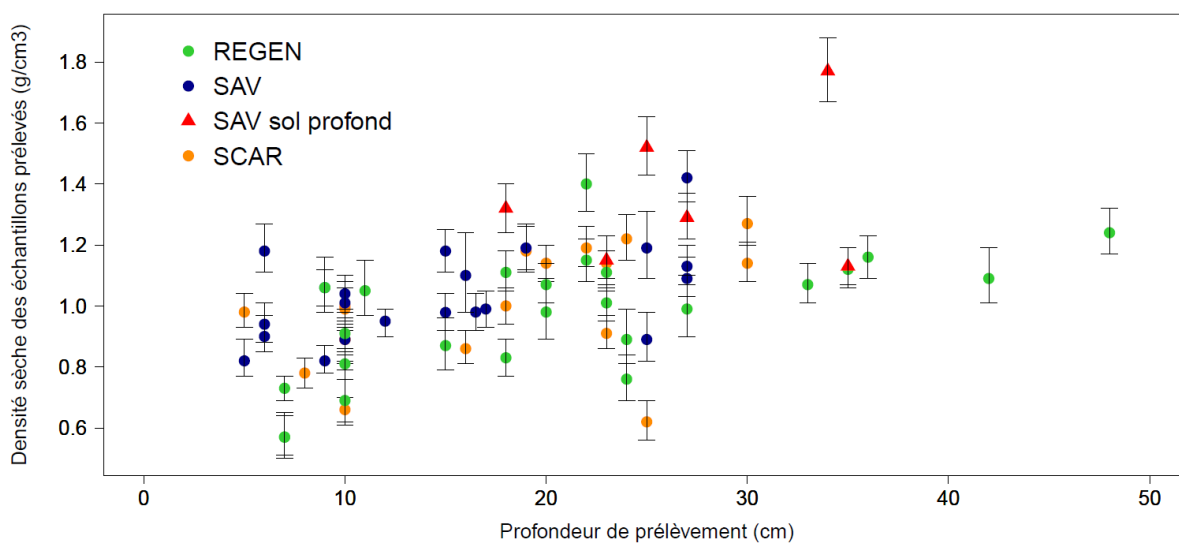


Figure 97 - Densité des échantillons de sol en fonction de la profondeur. Les densités symbolisées par des triangles rouges à la parcelle SAV correspondent aux prélèvements effectués dans l'horizon B

Les deux prélèvements les plus denses de la parcelle SAV ont été effectués dans l'horizon B (Figure 97). Les porosités des échantillons, égales à l'humidité des échantillons lorsqu'ils sont saturés en eau, sont pour la plupart situées dans la gamme 50 – 70 %. Les échantillons de la parcelle SAV de porosité inférieure à 45 % correspondent à des échantillons qui contenaient de nombreux débris rocheux.

Les porosités des échantillons des parcelles REGEN et SCAR sont du même ordre de grandeur alors que celles de SAV sont légèrement inférieures. Les porosités ont une tendance à la diminution avec la profondeur bien marquée à la parcelle SAV, assez faible à SCAR et encore plus faible à REGEN (Figure 98).

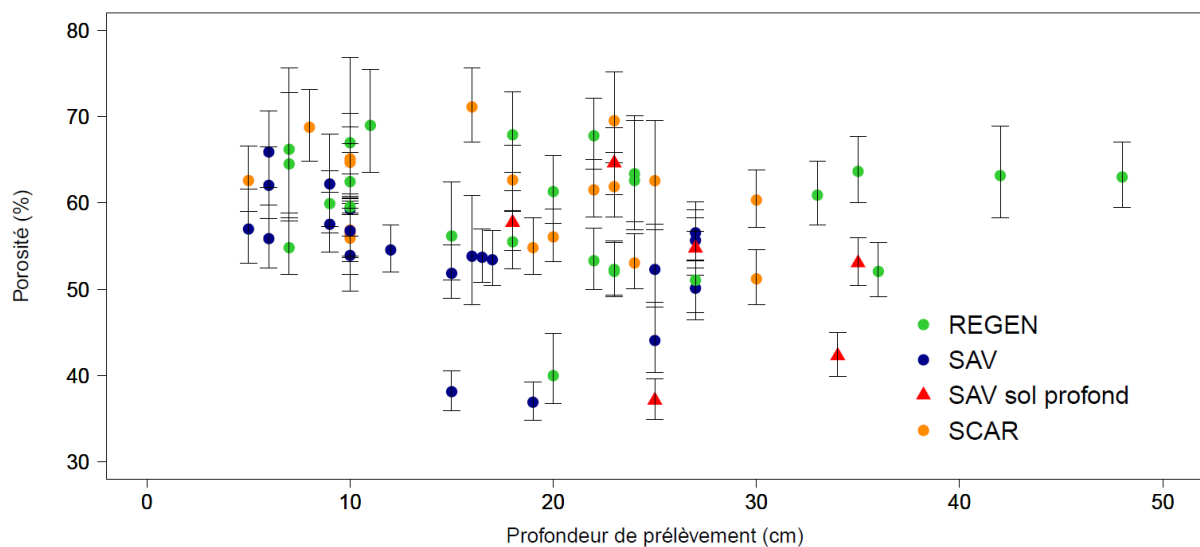


Figure 98 - Porosité des échantillons prélevés à saturation en eau

La plupart des échantillons non remaniés aux alentours des 3 parcelles ont révélé des porosités élevées à toutes profondeurs. Cela a été retrouvé dans la bibliographie dans des sols argileux sous climat tropical humide : Schellekens et al., (2004) ont trouvé des porosités de 56 à 68 % sur des sols forestiers argileux de Puerto Rico, correspondant à des densités de 0.8 à 1.13 g.cm⁻³. Sur le même site d'étude White et al., (1998) avaient trouvé des porosités de 50 à 70 % pour une densité de 0.87 pour des échantillons prélevés à moins de 17 cm de profondeur. Au Bangladesh dans une forêt tropicale humide (Islam et Weil, 2000) ont trouvé sur un sol de type glaiseux une porosité de 55 % pour une densité de 1.2 g.cm⁻³. Nos résultats ne sortent donc pas de l'ordinaire.

2.2.3 Comportement des sondes d'humidité et interprétation qualitatives

La sonde d'humidité placée en bas de la parcelle SAV et à 60 cm de profondeur présente de très faibles variations autour de 0.36 et 0.39 entre novembre 2018 et mi-juillet 2019, ce qui semble indiquer une faible perméabilité de l'horizon B de cette parcelle (Figure 99). La diminution progressive de l'humidité mi-juillet à début septembre 2019 indique que certaines racines sont capables d'évapotranspirer de l'eau jusqu'à une profondeur de 60 cm en situation de sécheresse. Toujours sur cette parcelle, les sondes placées à 20 cm présentent un comportement de saturation très rapide en réponse aux pics de

pluies, le temps de réaction étant inférieur au pas de temps d'enregistrement (soit 6 minutes). La désaturation est également très rapide dans un premier temps : la plupart des maximums d'humidité présentent une première phase de décroissance très rapide, de l'ordre de 3 % à 6 %, en 6 à 12 minutes. La diminution de l'humidité se poursuit par la suite de manière beaucoup plus lente. Les désaturations des sondes d'humidité du haut et du bas de la parcelle présentent un décalage temporel dont la durée varie entre 4h et 18h, la désaturation de la sonde du haut de parcelle étant systématiquement la première à désaturer.

Ce comportement laisse à penser que l'infiltration verticale dans le sol superficiel de la parcelle SAV est très rapide et qu'une nappe perchée se forme dans le sol superficiel. Cela est cohérent avec les observations qualitatives des piézomètres (voir section 1.2.4.1). Lors des phases d'arrêt de la pluie la nappe perchée se déplace vers l'aval *via* les écoulements de subsurface, ce qui pourrait expliquer la désaturation plus précoce de la sonde située en haut de parcelle par rapport à celle du bas.

A la parcelle SCAR, le comportement des sondes de surface n'est pas fiable. L'ambivalence de la réponse ou le comportement invraisemblable des sondes de surface empêchent l'interprétation des signaux (Annexe 17).

A la parcelle REGEN les maximums de la sonde située à 20 cm sont encore plus élevés que ceux de SAV, ce qui rend leur interprétation difficile (Figure 100). Par contre, la sonde installée à 45 cm a un comportement qui semble fiable, présentant des augmentations très rapides (inférieures à 6 minutes) en réponse aux pics de pluies. Cela indique une forte perméabilité du sol jusqu'à 45 cm de profondeur. La sonde installée à 60 cm présente de très faibles variations ce qui semble indiquer un fort contraste de perméabilité entre 45 et 60 cm.

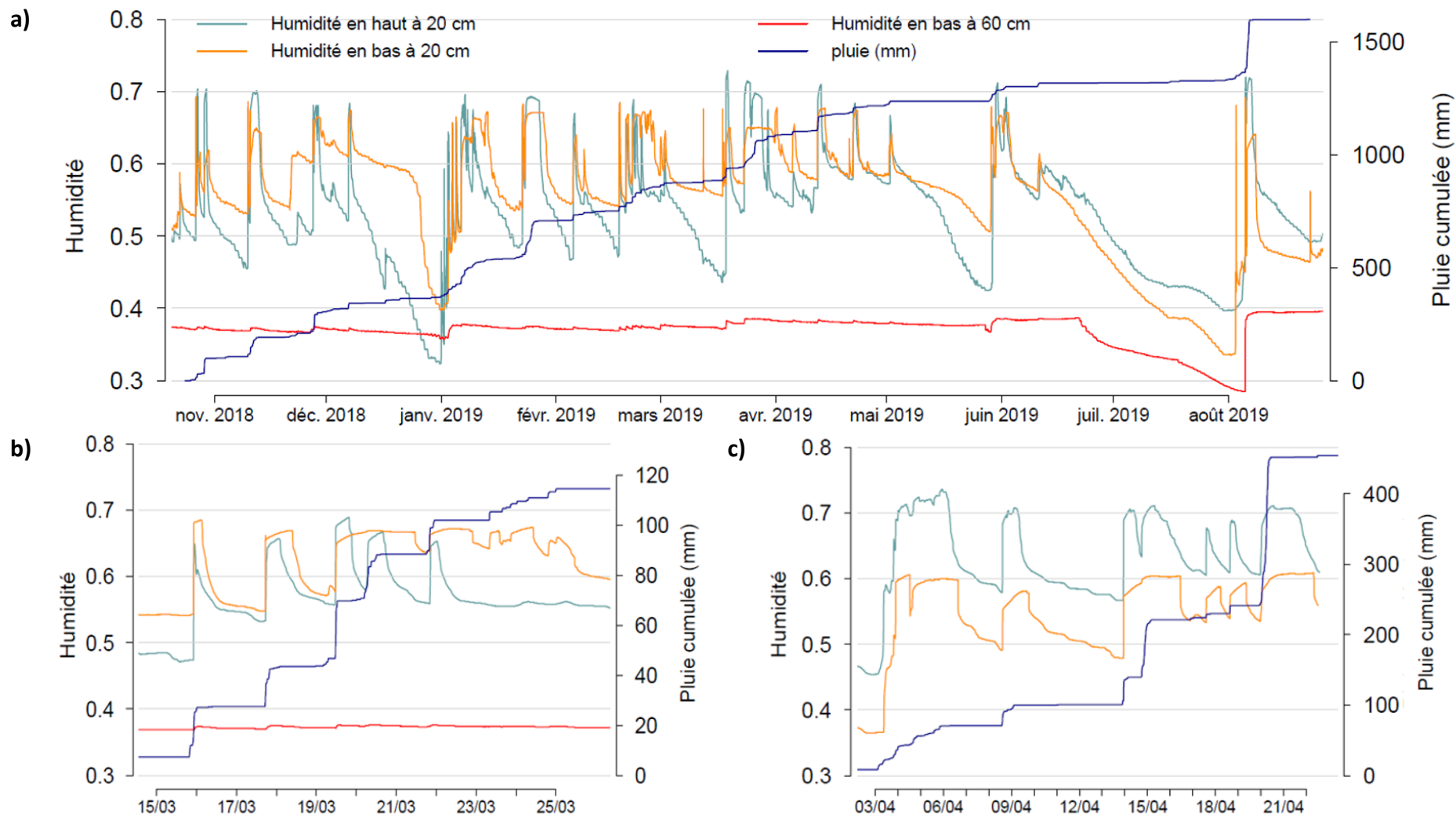


Figure 99 – Réponse des sondes d’humidité de la parcelle SAV à la pluie. Période de nov. 2018 à aout 2019 (a) ; du 15 au 25 mars 2019 (b) ; du 3 au 21 avril 2020 (c)

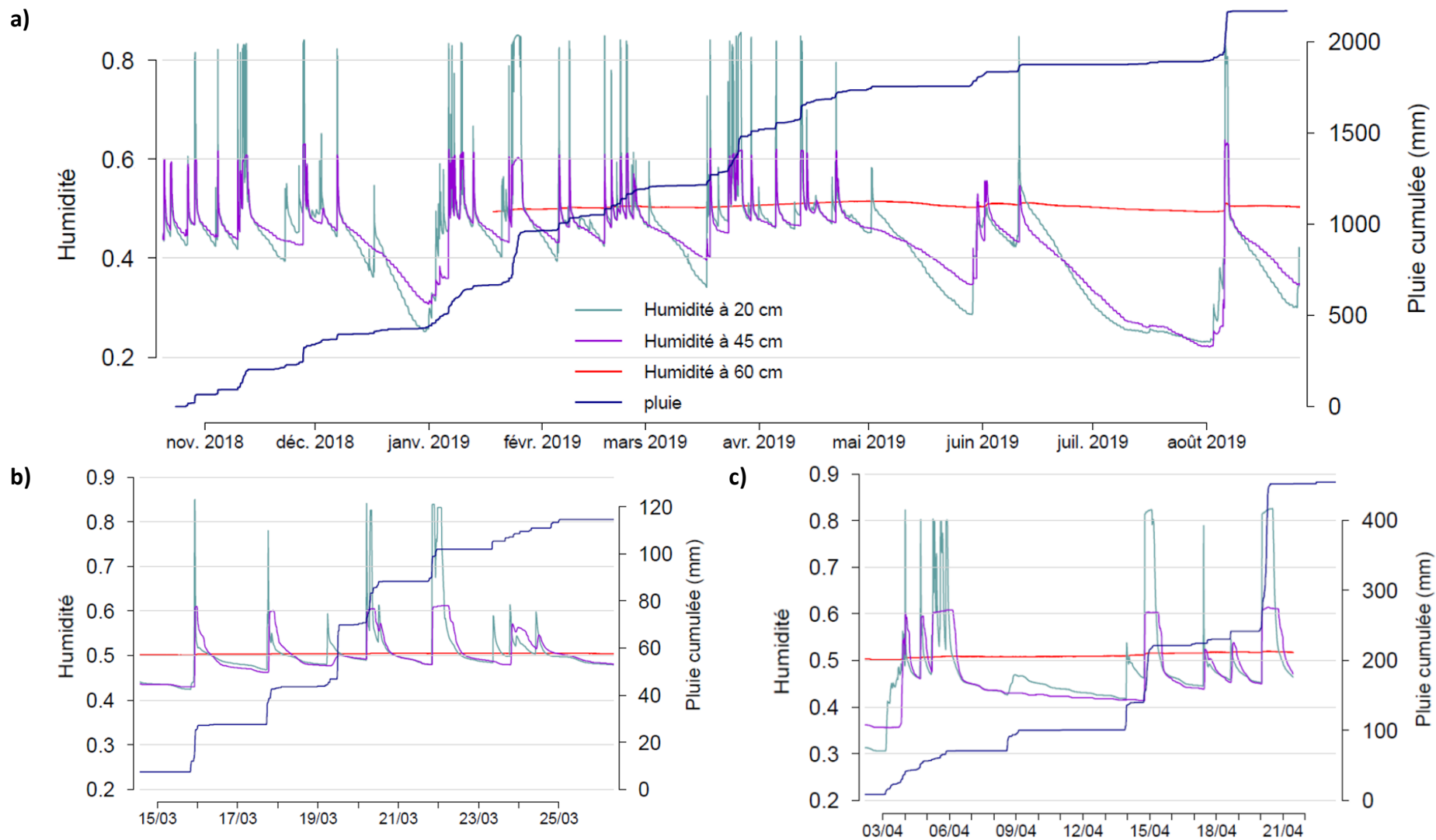


Figure 100 - Réponse des sondes d'humidité de la parcelle REGEN à la pluie. Période de nov. 2018 à aout 2019 (a) ; du 15 au 25 mars 2019 (b) ; du 3 au 21 avril 2020 (c)

2.3 Bilan sur les régimes hydrologiques des parcelles

Les faibles différences constatées sur les propriétés des sols (granulométrie, densité, porosité) n'expliquent qu'en partie les différences de régimes hydrologiques fortement contrastés des trois parcelles. Certains auteurs considèrent que le profil pédologique vertical et notamment l'épaisseur du sol sont les premiers facteurs explicatifs des chemins de l'eau (Elsenbeer, 2001; Fu et al., 2011). Ici les profils de sols sont fortement contrastés, et la structure du sol superficiel, son épaisseur et sa densité en racines fines semblent être les facteurs prépondérants qui varient selon les sites. La structure en agrégats est fortement corrélée au taux de matière organique du sol (Stanchi et al., 2015), qui est probablement plus élevé à SAV et à REGEN qu'à SCAR. Des analyses complémentaires de stabilité des agrégats et de taux de MO pourraient être réalisés aux alentours des 3 parcelles pour confirmer ces résultats.

Le taux de matière organique est probablement élevé à SAV en lien avec le passage fréquent de feux de faible sévérité (Mataix-Solera et al., 2011; Oluwole et al., 2008), ce que explique la forte structuration de l'horizon de surface. Le fort contraste entre l'horizon superficiel et l'horizon B est certainement à l'origine de la formation d'une nappe perchée. Les écoulements de subsurface, favorisés par une forte perméabilité du sol superficiel, un fort contraste avec la perméabilité de l'horizon B, et un couvert arboré faible, sont donc probablement prépondérants sur cette parcelle. La faible érosion sur cette parcelle s'explique par la forte perméabilité de l'horizon superficiel limitant le ruissellement superficiel, mais aussi par la présence d'une strate herbacée dense et d'une couche de litière protectrice du sol superficiel, empêchant l'impact direct des gouttes de pluie sur le sol et freinant le ruissellement de surface (Labrière et al., 2015).

A REGEN une forte productivité primaire nette (Taylor et al., 2017) et une décomposition rapide de la matière organique de la litière (Vitousek et Sanford, 1986) en lien avec des températures et une humidité élevées expliquent également un fort taux de matière organique dans le sol à l'origine de la présence de nombreux agrégats, comme c'est typique dans les sols superficiels de forêt tropicale humide en bonne santé (van Noordwijk et al., 1997). Le faible ruissellement superficiel s'explique par un faible indice topographique, une forte perméabilité jusqu'à 45 cm de profondeur au moins, ainsi que la présence de chemins préférentiels plus ou moins verticaux permis par la macroporosité connectée formée par les racines des arbres, à l'origine d'une infiltration profonde bien qu'hétérogène dans l'espace (Kan et al., 2019).

A SCAR en revanche où l'on observe moins d'agrégats dans le sol superficiel d'épaisseur réduite par rapport aux deux autres parcelles, le taux de MO est probablement moins élevé. Cela s'explique par le taux d'érosion élevé qui a lieu sur cette parcelle, qui a pour effet l'amincissement progressif du sol superficiel. Le régime hydrologique sur cette parcelle est particulier, puisque qu'on y observe une exfiltration d'eau qui peut représenter plus de 100 % de la pluie tombant sur la parcelle. L'eau qui s'exfiltre sur la parcelle provient des écoulements de subsurface générés en amont. L'exfiltration de ceux-ci sur la parcelle s'explique par une combinaison de facteurs topographiques et pédologiques : la concavité, la pente supérieure de l'aire contributive amont et sa surface importante entraîne une concentration des écoulements de subsurface vers la parcelle. D'autre part la perméabilité du sol superficiel est probablement moins forte que sur les deux autres parcelles en lien avec le faible couvert herbacé et arbustif. La quantité d'eau évacuée dans le sol, *via* les écoulements de subsurface en aval de la parcelle, est donc amoindrie. D'autre part la moindre épaisseur de sol superficiel entraîne une

saturation plus rapide de celui-ci ce qui provoque une exfiltration de l'excédent d'eau. Cette eau se concentre ensuite dans une rigole d'une profondeur de quelques centimètres. D'autres rigoles sont également présentes de part et d'autre de la parcelle. Même s'il existe probablement des chemins racinaires permettant une infiltration profonde à SCAR en lien avec la présence de grands arbres, une grande partie de l'eau de pluie tombant sur la parcelle ruisselle directement en surface à cause de la saturation plus rapide de l'horizon de surface. Le ruissellement est très fort en raison de la conjugaison du ruissellement direct et de l'exfiltration. Le taux d'érosion élevé s'explique par le ruissellement fort mais également par l'absence de protection du sol, la litière couvrant une surface très faible de la parcelle. Cela s'explique par la présence régulière de cerfs sur la parcelle qui piétinent le sol et semblent également s'alimenter de feuilles mortes tombées au sol (Annexe 3). Le passage des cochons qui déstructurent le sol superficiel lors des fouilles alimentaires joue probablement un rôle prépondérant dans l'érosion (Long et al., 2017). En effet la destruction des agrégats entraîne un détachement des particules de sol plus facilement (Stanchi et al., 2015).

2.4 Modélisation des écoulements à la parcelle SAV

Les valeurs des meilleurs NSE varient de 0.69 à 0.8 en fonction des différents épisodes pluvieux testés (Tableau 10), indiquant systématiquement l'existence d'une combinaison des paramètres K_s , S_y et Poro_disp_init permettant une simulation relativement en accord avec les données observées, puisque des NSE supérieurs à 0.5 sont considérés comme satisfaisants dans le domaine de la modélisation hydrologique (Moriassi et al., 2007).

	24/11/2018	21/04/2019	15/03/2020
Meilleur NSE	0.80	0.71	0.69
K_s (m s^{-1})	$10^{-4.1}$	$10^{-4.1}$	$10^{-3.7}$
Poro_disp_init	0.22	0.24	0.23
S_y	0.2	0.2	0.22

Tableau 10 – NSE de la simulation ayant donné le meilleur NSE pour les épisodes pluvieux testés et paramètres correspondants

Les figures 101 à 103 montrent les débits modélisés et observés sur les 3 périodes modélisées, les hauteurs de nappe perchée modélisées correspondants aux volumes élémentaires n°58 ('en haut') et 90 ('en bas'), correspondant aux positions des sondes d'humidité, et l'histogramme de distribution des résidus correspondant aux meilleurs NSE. Les données des sondes d'humidités sont tracées avec les hauteurs de nappe perchée modélisées sur le même graphique afin de pouvoir comparer qualitativement les réponses respectives. Les sondes d'humidités dont les données sont affichées ici sont situées à 20 cm de profondeur, ainsi avec la hauteur de sol estimée à 300 mm cela correspond à une ordonnée de 100 mm sur les graphiques. Seul un accord qualitatif avec ces sondes est recherché ici : ces sondes n'ont pas pu être calibrées et l'humidité maximale qu'elle indiquent n'est pas compatible avec la porosité totale mesurée. De plus, au contraire des mesures de ruissèlement en bas

de parcelle, qui intègrent l'ensemble des propriétés de la parcelle, les sondes n'échantillonnent qu'un petit volume, qui au sein d'un milieu hétérogène est susceptible de se saturer et désaturer avec des constantes de temps non représentatives de l'ensemble du milieu. La parcelle présente notamment une incurvation plus marquée entre les portions de pente L3 et L4 (Figure 33) du côté droit de la parcelle dans le sens de la pente par rapport au côté gauche où se situe la sonde du haut (Figure 22). Concrètement cela signifie que cette sonde se situe plus en hauteur qu'un point situé à une même distance du bas de la parcelle, à une même profondeur dans le sol, mais de l'autre côté de la parcelle. Elle se situe donc sur une zone topographique encourageant une désaturation plus rapide du sol par rapport à l'autre côté.

- **Evènement du 24/11/2018**

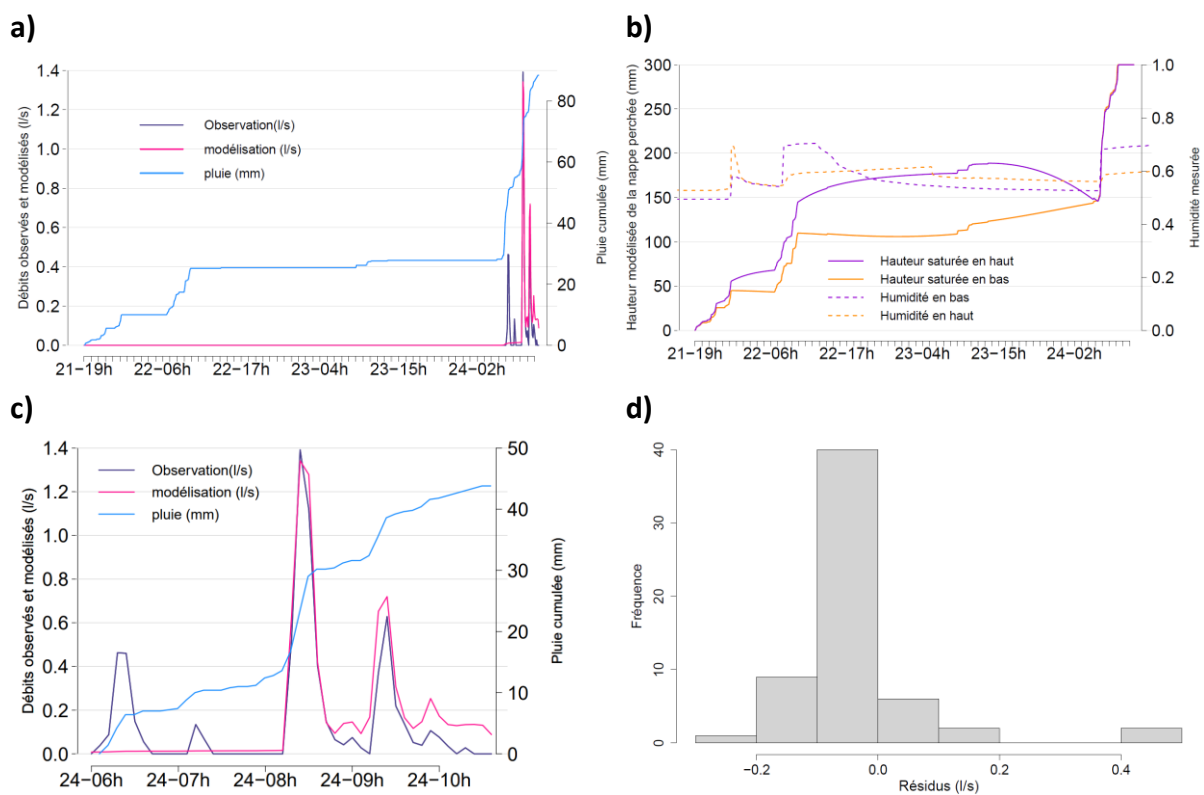


Figure 101 - Débits modélisés et observés sur l'ensemble de la période modélisée (a) et zoomés sur le pic de crue (c) ; hauteur de nappe perchée modélisée (b) et histogramme de distribution des résidus (d) pendant l'épisode du 24 novembre 2018

Pour l'évènement du 24/11/2018 les débits sont fidèlement modélisés pour la seconde partie de l'épisode pluvieux. Les sondes d'humidités indiquent une désaturation à partir du 22 à 12h45 pour la sonde du haut, par rapport à laquelle la modélisation de la nappe perchée est en retard, puisqu'elle prédit une diminution de la hauteur de nappe perchée à partir du 23 vers 00:00, ce qui pourrait s'expliquer par la position surélevée de cette sonde par rapport à l'autre côté de la parcelle pour une même position dans le sens de la pente.

- Evènement du 21/04/2019

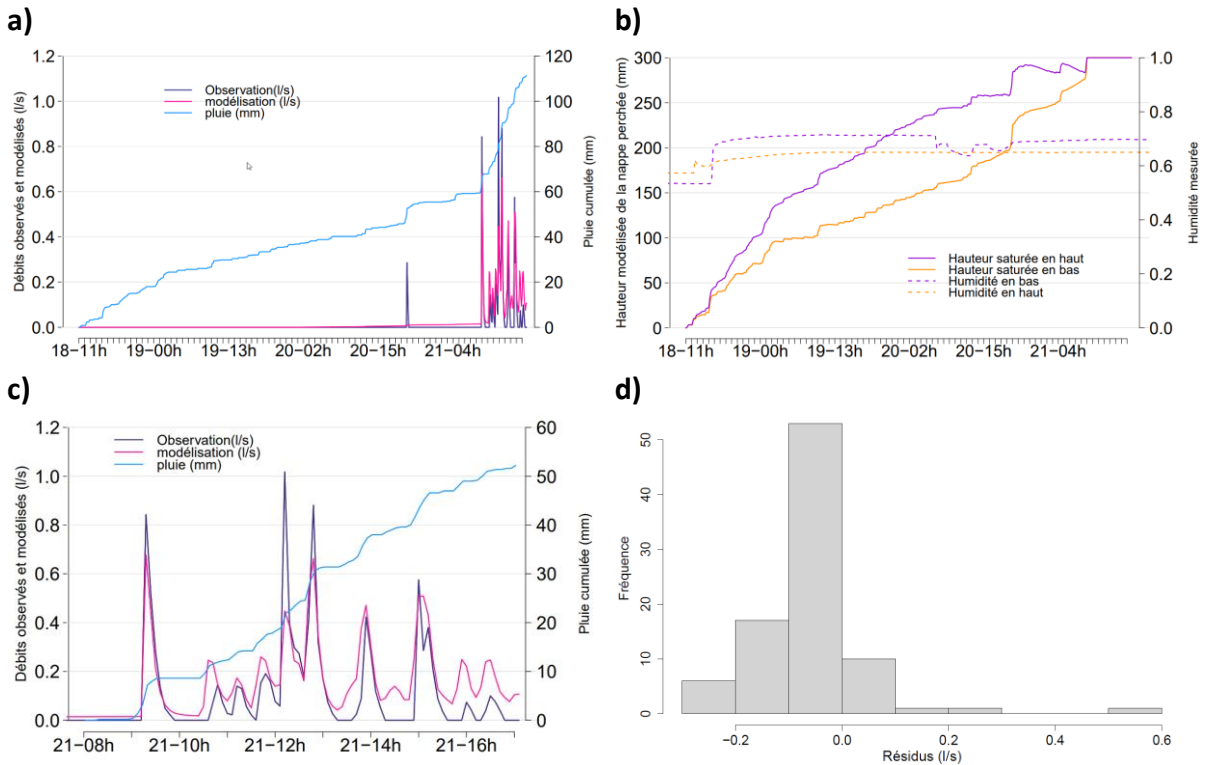


Figure 102 - Débits modélisés et observés sur l'ensemble de la période modélisée (a) et zoomés sur le pic de crue (b) ; hauteur de nappe perchée modélisée (b) et histogramme de distribution des résidus (d) pendant la crue du 21/04/2019

La meilleure modélisation de l'évènement du 21/04/2019 représente assez fidèlement les débits observés ainsi que les hauteurs de nappe perchée, qui restent supérieurs à 100 mm jusqu'à la fin de l'épisode pluvieux. La sonde du haut présente des variations aux alentours de 12 : 45 le 20/04 indiquant une désaturation très temporaire du sol à ce moment-là qui n'apparait pas dans les hauteurs de nappe perchées modélisées, ce qui pourrait s'expliquer encore une fois par la position 'surélevée' de la sonde.

- Évènement du 15/03/2020

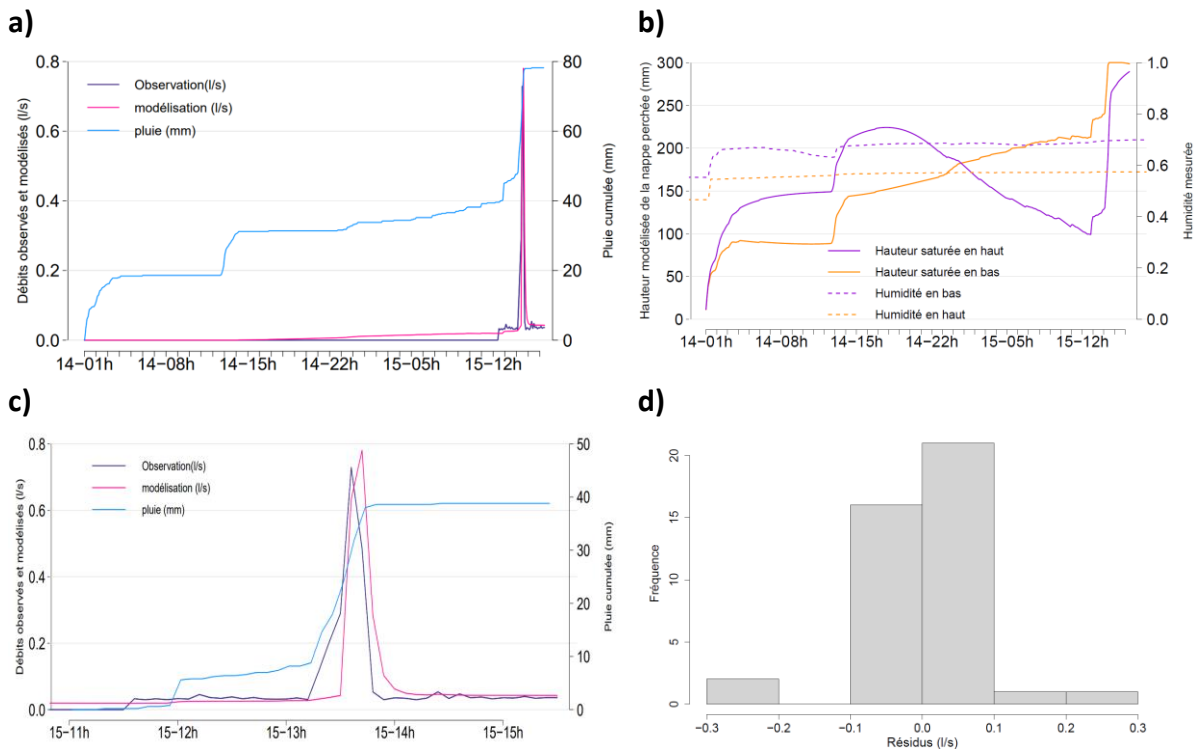


Figure 103 - Débits modélisés et observés sur l'ensemble de la période modélisée (a) et zoomés sur le pic de crue (c) ; hauteur de nappe perchée modélisée (b) et histogramme de distribution des résidus (d) pendant la crue du 15/03/2020

L'évènement du 15 mars présente un assez bon accord entre les débits modélisés et observés ainsi qu'entre les humidités du sol et la modélisation des hauteurs de nappe perchée.

Les simulations des évènements du 24/11/2018, du 21/04/2018 et du 15/03/2020 montrent une bonne détermination du paramètre K_s , formalisé par des maxima clairement identifiés sur la Figure 104, ce qui permet d'établir l'ordre de grandeur de la conductivité hydraulique à saturation du sol superficiel de la parcelle SAV à 10^{-4} m s^{-1} . Cela correspond à une capacité d'infiltration maximale de 36 mm pour 6 min, soit une intensité largement supérieure à l'ensemble des intensités de pluie pendant ces 3 évènements pluvieux. Ainsi l'hypothèse d'infiltration verticale immédiate choisie au besoin de la modélisation se vérifie pour ces évènements puisque la conductivité hydraulique à saturation est largement supérieure à l'intensité de la pluie.

Pour ces 3 évènements, on voit également une bonne détermination du paramètre `poro_disp_init`, indiquant une bonne représentation par le modèle des conditions initiales de ces évènements.

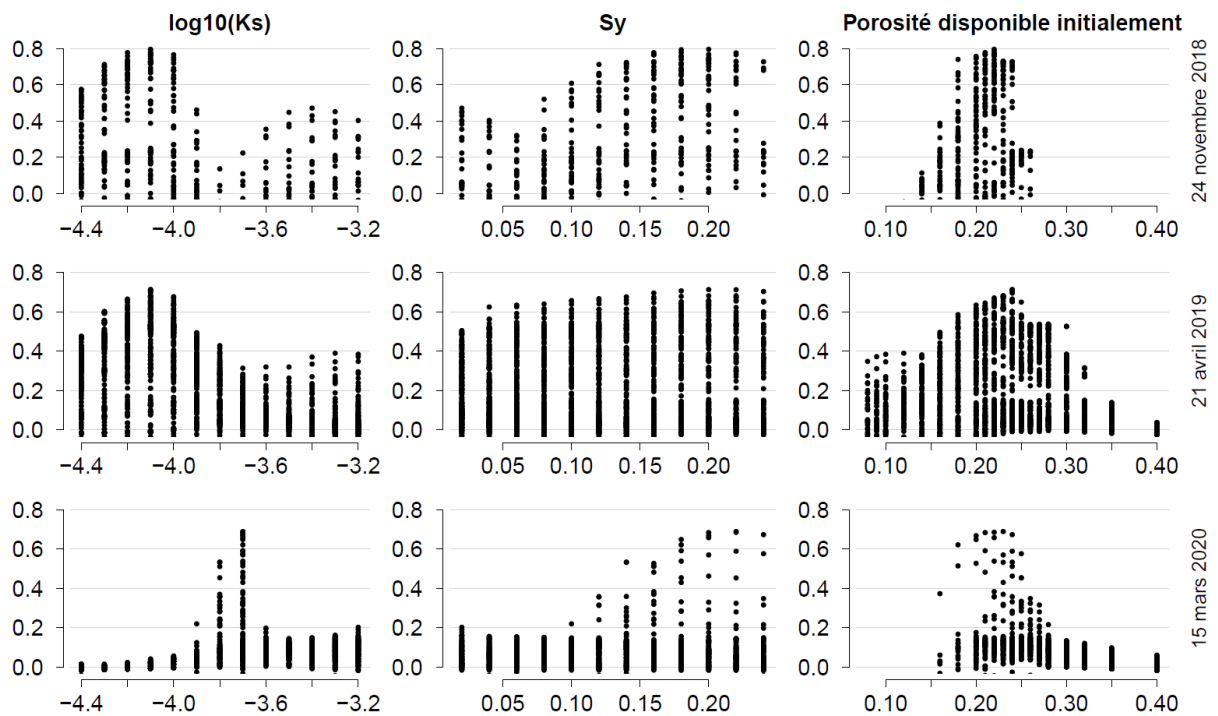


Figure 104 – NSE en fonction de $\log_{10}(Ks)$ (1^{ère} colonne), de Sy (2^{ème} colonne) et de $poro_dispo_init$ (3^{ème} colonne) de l'ensemble des simulations ayant donné des NSE supérieures à 0

En revanche le paramètre Sy est moins bien déterminé par le modèle (Figure 104). Ce paramètre influe sur la porosité disponible pour l'ensemble des volumes de sol au sein desquelles la hauteur d'eau modélisée à l'instant considéré a déjà été dépassé au cours de la crue. C'est pourquoi il ne joue pas un rôle déterminant pour la crue du 21/04/2019 : la pluie continue pendant tout l'évènement entraîne une augmentation continue des hauteurs de nappe perchées. La pluie remplit donc systématiquement la $poro_dispo_init$, ce qui explique la très mauvaise détermination de Sy pour cette crue. Pour l'évènement du 15/03/2020 et du 24/11/2018 en revanche, plusieurs pics de pluies nettement séparés par des périodes plus sèches sont à l'origine d'une augmentation puis d'une diminution des hauteurs de nappe perchées pour les volumes élémentaires situés dans la partie haute de la parcelle. Ainsi le Sy joue un rôle plus important dans la modélisation des pics de crue pour ces deux évènements, expliquant une meilleure détermination de celui-ci.

La détermination moins précise des Sy peut être interprétée de manière générale par des hypothèses trop simplificatrices dans la conceptualisation du modèle. En effet dans la réalité l'eau gravitaire est effectivement la première à se vider *via* l'évacuation de l'eau liées aux écoulements de subsurface, cependant ce phénomène n'est sûrement pas abrupt comme le suppose le modèle, mais certainement plus progressif dans le temps, à l'origine d'une porosité disponible dépendante du temps écoulé depuis le dernier épisode de saturation du sol, et non constant dans le temps comme supposé dans le modèle.

2.5 Réponses hydro-sédimentaires à l'échelle des bassins versants étudiés

2.5.1 Réponse hydrologique des deux bassins versants

Cette partie présente les résultats de ruissellement à l'exutoire des deux BVs étudiés, et analyse certains hydrogrammes de crue afin de mieux comprendre leur fonctionnement hydrologique.

2.5.1.1 Un ruissellement au bassin versant BARR qui se déclenche seulement pour les évènements les plus importants

Sur la période de données d'un an disponibles au BV BARR (20/08/2019 – 18/08/2020), le ruissellement à son exutoire représente 6.3 % [3.8, 10.8] de la pluie estimée sur ce BV. Le ruissellement s'est déclenché uniquement à l'occasion de 12 évènements (Figure 105).

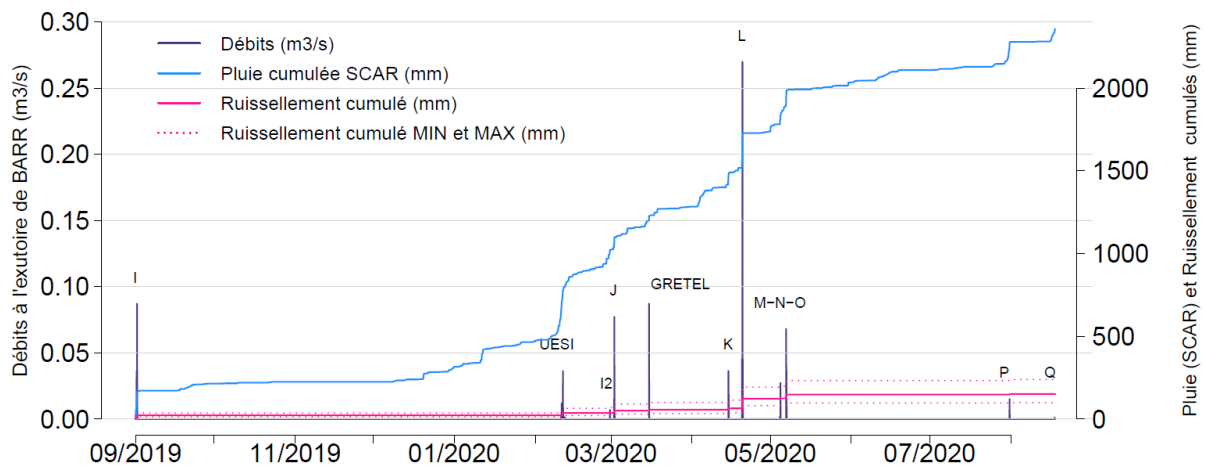


Figure 105 – Débits, pluie et ruissellement cumulés à l'exutoire du BV BARR sur la période sept. 2019 – août 2020.

Les coefficients de ruissellement à l'échelle des évènements pluvieux ont atteint un maximum lors de l'évènement L (20/04/2020) de 0.28 [0.20, 0.40]. Il s'agit du seul évènement pour lequel le CR a dépassé 0.2, et il a provoqué le pic de crue le plus important de la période d'étude avec une valeur de 270 [231, 312] l s^{-1} soit 10.7 [9.1, 12.3] $\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{km}^{-2}$. Cinq évènements ont provoqué un ruissellement supérieur à 0.1 (Figure 106). Le détail des évènements ayant provoqué du ruissellement est fourni en Annexe 18.

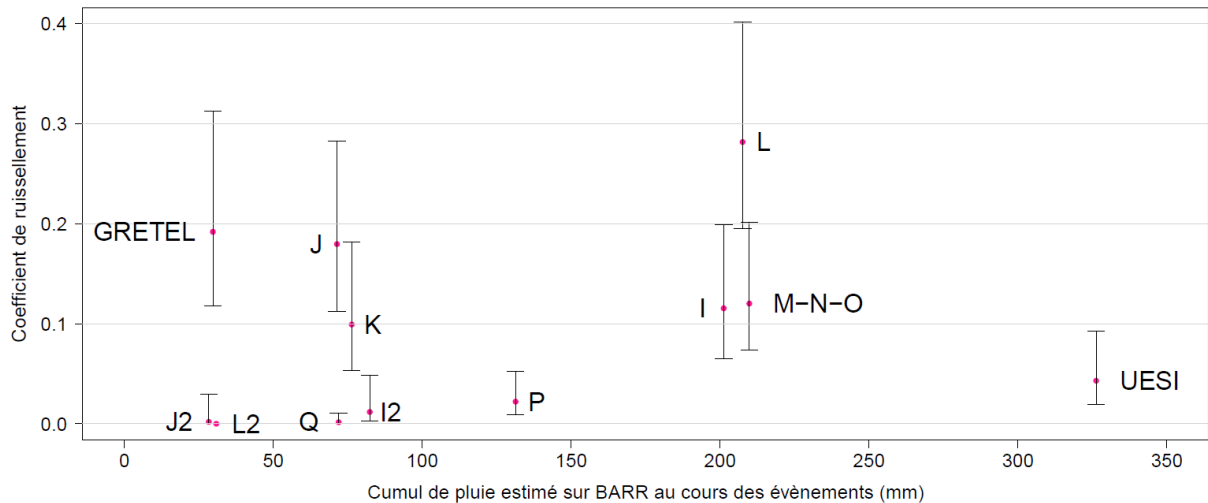


Figure 106 – Coefficients de ruissellement à l'exutoire du BV BARR

Les temps caractéristiques de réponse hydrologique du BV ont été calculés pour la dépression tropicale GRETEL (15/03/2020), car il s'agit du seul évènement caractérisé par un seul pic de crue répondant à un signal de pluie constitué d'un unique pic majeur.

Pour identifier ces temps caractéristiques, il faut dans un premier temps quantifier la pluie nette et la situer dans le temps. La pluie nette correspond à la fraction de la pluie brute qui ruisselle strictement sur le sol (Musy et al., 2014). Elle correspond à la pluie totale à laquelle sont soustraites les fractions interceptées par la végétation, infiltrées ou stockées dans les dépressions de surface du sol (Musy et al., 2014). Elle est déterminée par calcul de la part de l'écoulement qui dépasse le débit de base, lui-même tracé graphiquement comme reliant le débit initial avant la crue au débit observé à la limite des phases d'écoulement de surface et hypodermique. Pour le BV BARR, le débit de base est nul puisque le débit y est nul en dehors des crues.

Les phases d'écoulement de surface et d'écoulement hypodermique sont déterminées graphiquement, par le tracé en échelle logarithmique des débits au cours du temps (Mei et Anagnostou, 2015). Au cours des différentes phases successives des droites de pentes différentes sont obtenues en échelle logarithmique (voir exemple pour la dépression tropicale GRETEL Figure 107).

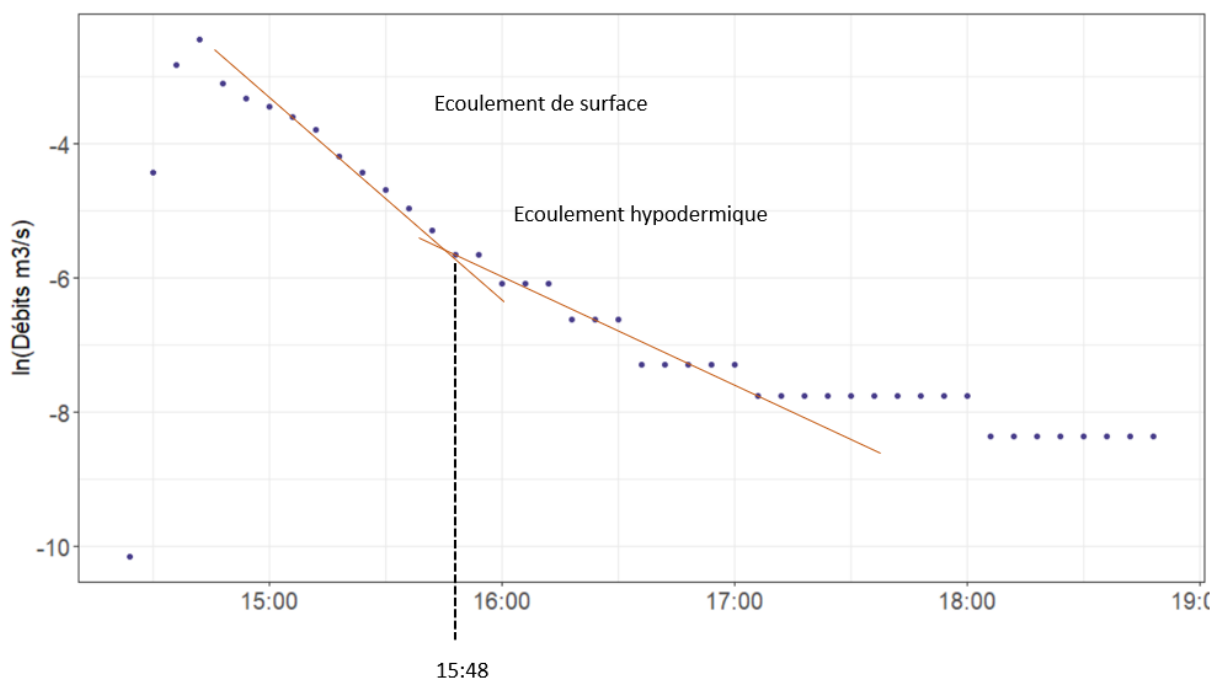


Figure 107 – Identification des différentes phases de l'écoulement lors de la dépression tropicale GRETEL grâce au tracé en échelle logarithmique des débits

La quantité de pluie nette est ensuite transférée sur le hyétogramme par la définition d'une intensité de pluie minimale au-dessus de laquelle la pluie participe théoriquement à l'écoulement de surface. Cela permet de situer temporellement la pluie nette. Cette définition est donc dépendante des conditions initiales, puisqu'un sol initialement plus sec sera à-même d'absorber plus d'eau qu'un sol déjà humide, par conséquent un état initialement sec amènera à une quantité de pluie nette plus faible et donc à un seuil de déclenchement de celle-ci plus élevé.

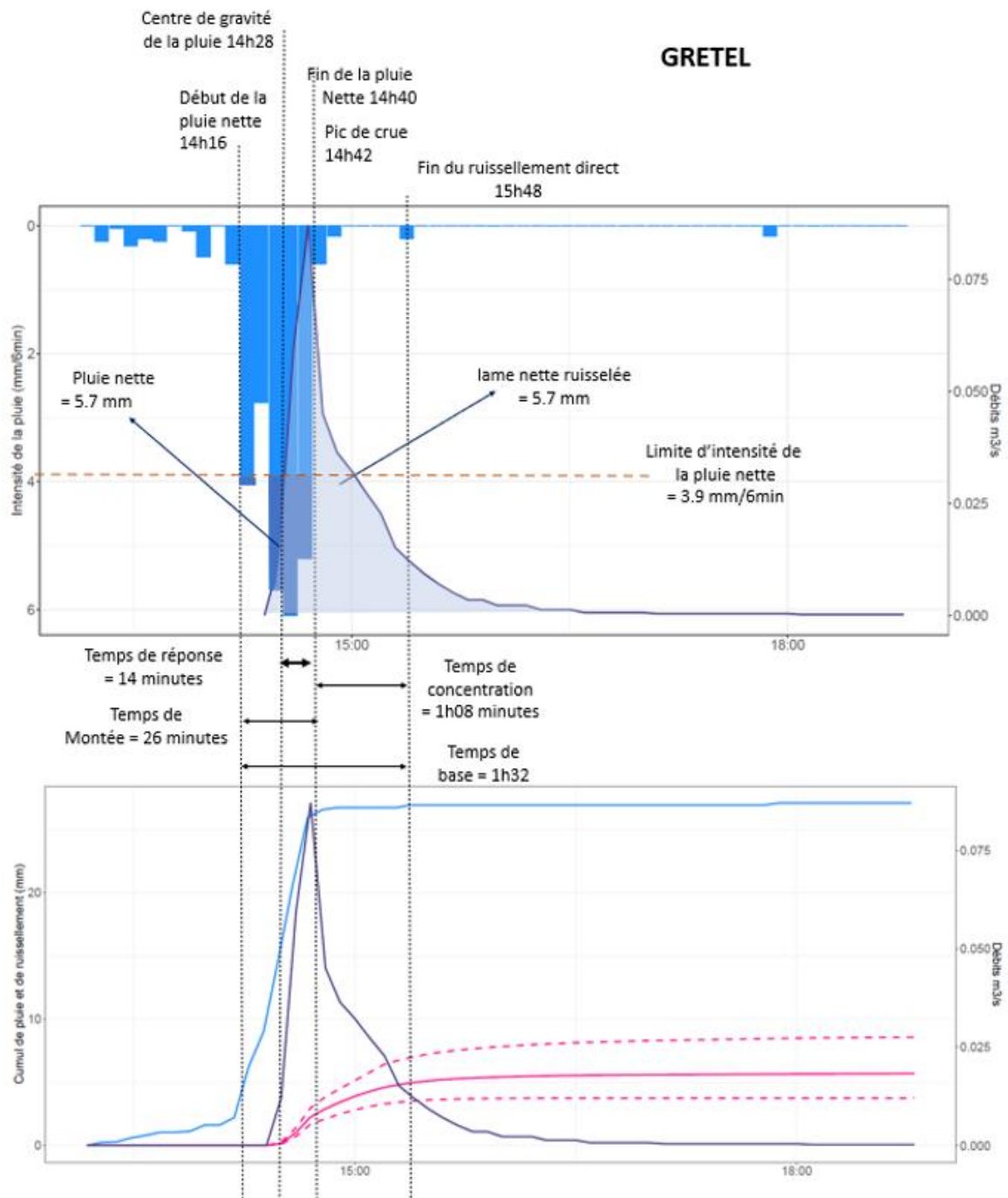


Figure 108 - Calcul des temps caractéristiques de réponse hydrologique du BV BARR lors de la dépression tropicale GRETEL (15/03/2020).

Le temps de réponse se définit comme le temps écoulé entre le début de la pluie nette et le pic de crue. Le temps de concentration donne le temps maximum de parcours des particules d'eau, entre les crêtes les plus éloignées du BV et son exutoire, et qui arrivent à l'exutoire sous forme de ruissellement superficiel. Il se calcule comme le temps écoulé entre la fin de la pluie nette et la fin de l'écoulement superficiel. Lors de la dépression tropicale GRETEL le temps de réponse du BV BARR vaut 14 minutes, son temps de concentration 1h08.

Les temps de réponse et de concentration peuvent également être calculés pour des évènements pluvieux présentant plusieurs pics de précipitation. Etant donné qu'un débit de base existe alors et qu'il existe plusieurs pics le calcul est moins précis que pour l'exemple de la dépression tropicale GRETEL. Afin d'avoir un autre exemple de temps de concentration et de réponse, le calcul est effectué pour les deux pics de la crue I (Figure 109).

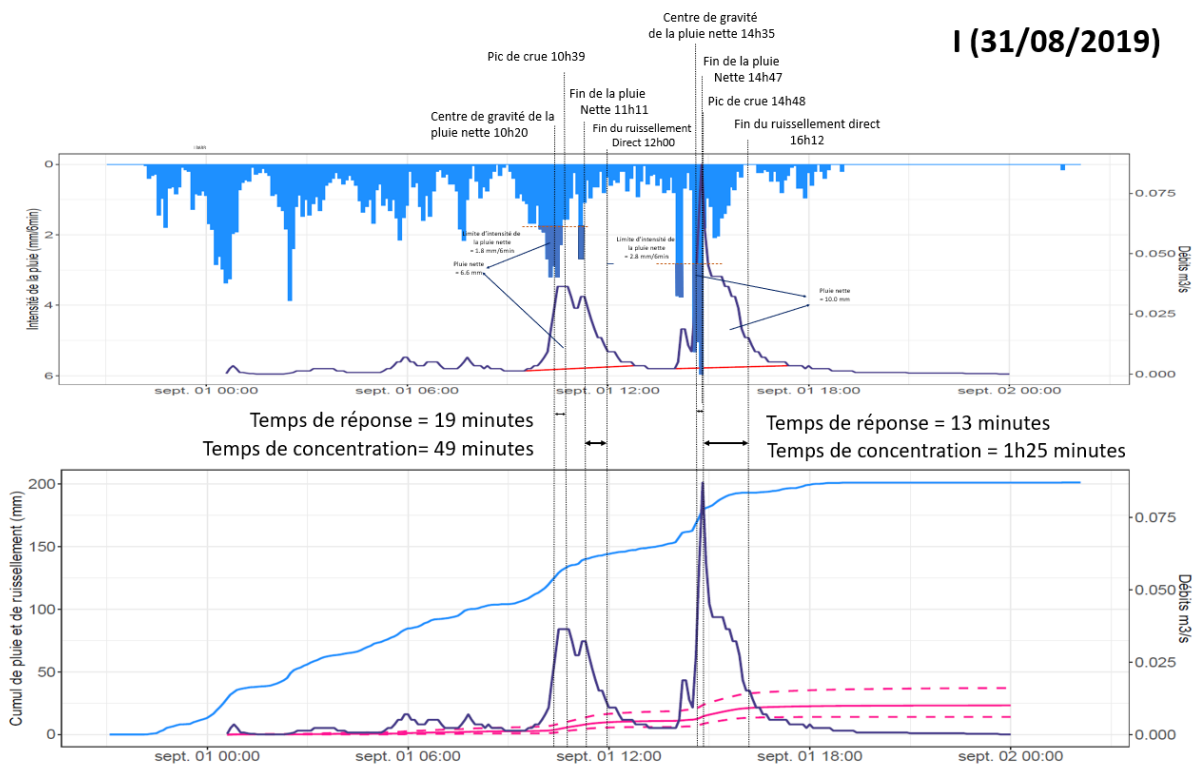


Figure 109 - Calcul des temps caractéristiques de réponse hydrologique du BV BARR pendant la crue I (31/08/2019 - 02/09/2019)

Les temps de réponse et de concentration du premier pic de crue valent respectivement 19 et 49 minutes ce qui est relativement proche des temps trouvés pour la dépression GRETEL. Pour le second pic le temps de réponse est de 13 minutes ce qui se rapproche également des autres temps de réponse. En revanche le temps de concentration du second pic vaut 1h25 ce qui très long par rapport aux deux autres exemples. Cela s'explique par le pic de pluie de 15h15 qui ne fait pas partie de la pluie nette d'après le calcul, mais a rallongé le temps de décrue.

On retiendra donc pour le BV BARR un temps de réponse de l'ordre du quart d'heure et un temps de concentration de l'ordre de l'heure.

2.5.1.2 Un ruissellement très fort pendant les crues au BV CAPT

Sur l'ensemble de la période d'étude du ruissellement au BV CAPT (22/07/2019 – 05/02/2021), le ruissellement total a représenté 72.5 % [57.6, 89.7] de la pluie estimée sur ce BV.

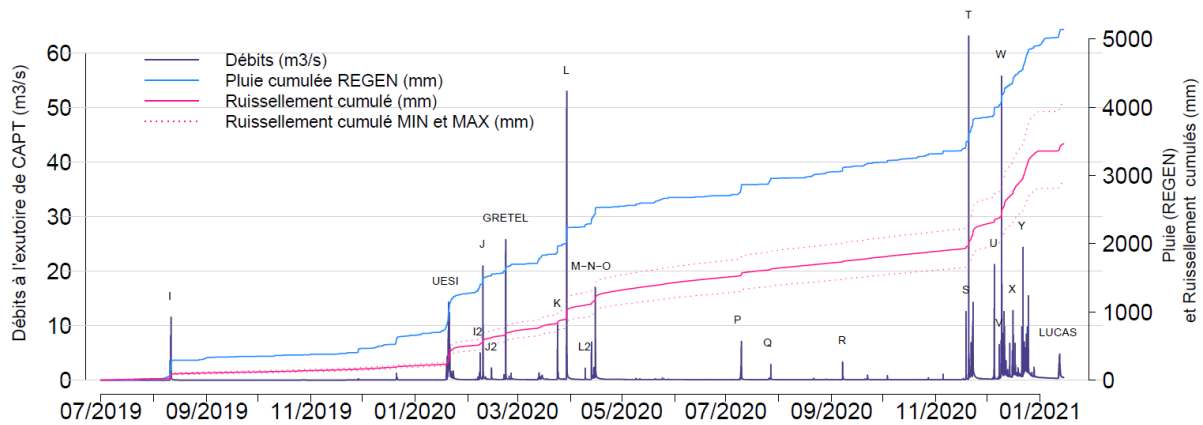


Figure 110 – Hydrogramme de la station CAPT sur la période août 2019 – fév. 2021

A titre comparatif avec le BV BARR, en considérant seulement la période de données disponibles à BARR qui est plus courte (20/08/2019 – 18/08/2020), le ruissellement au BV CAPT a représenté 59.6 % [48.0,73.0] de la pluie. Le coefficient de ruissellement à cette échelle temporelle est plus faible que celui estimé sur l'ensemble de la période car elle exclut la saison des pluies de fin 2020 – début 2021, qui a concentré beaucoup plus d'évènements pluvieux intenses que la saison des pluies précédente (Figure 110). Toujours sur la période de comparaison avec BARR, au cours de 11 évènements le coefficient de ruissellement a dépassé 0.2, au cours de 5 il a dépassé 0.4, et enfin pour 2 évènements le CR est supérieur à 0.6. L'ensemble des coefficients de ruissellement calculés au BV CAPT sont détaillés en Figure 111 et Annexe 19. Les débits estimés à l'exutoire de ce BV ont atteint 63.0 [46.0, 82.1] $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ lors de l'évènement T du 11/12/2020. Cela représente 20.2 [14.8, 26.3] $\text{m}^3 \text{s}^{-1} \text{km}^{-2}$.

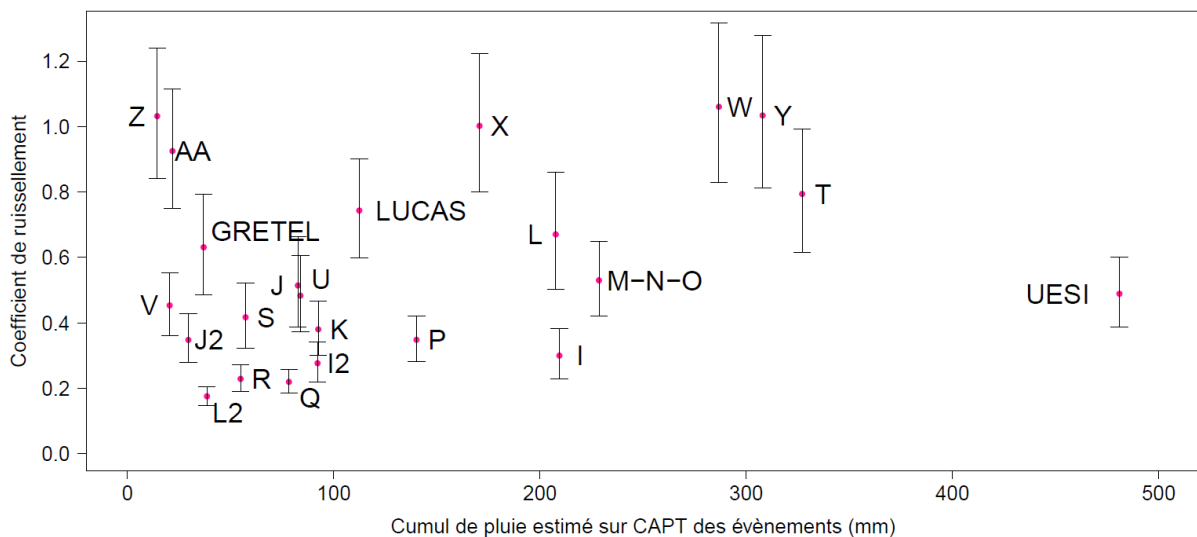


Figure 111 – Coefficients de ruissellements du BV CAPT au cours des principaux évènements pluvieux

Certains des évènements les plus intenses ont un CR supérieur à 1 (W, X, Y, Z) (Figure 111). Ceux-ci sont survenus entre les 10/12/2020 et 20/01/2021, période ayant enregistré un cumul de pluie total de 1500 mm en seulement un mois et demi (Figure 112). L'enchaînement d'évènements importants au cours de cette période a eu pour conséquence le maintien de débits de base importants. En effet les débits avant la crue étaient déjà de $0.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ [0.4, 0.6], 0.6 [0.5,0.6], 0.7 [0.6,0.8] et 0.8 [0.6,0.9] pour W, X, Y et Z respectivement.

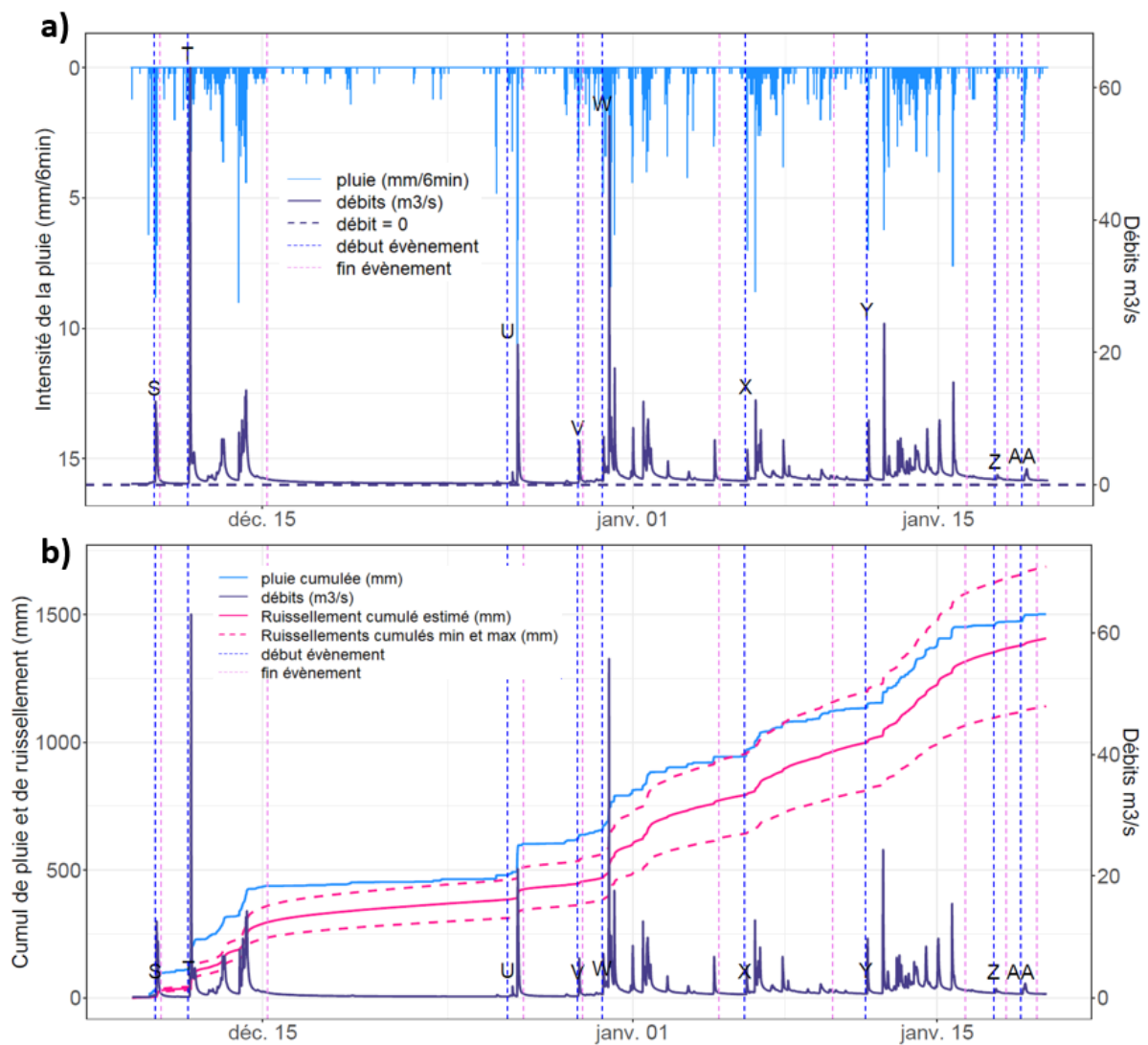


Figure 112 – Hyétogramme et hydrogramme de crue au BV CAPT (a) pendant la période ayant concentré les précipitations les plus importantes de la période d'étude (10/12/2020 – 20/01/2021) et pluie et ruissellement cumulés sur la même période (b)

Au cours de l'évènement W, si l'on considère un débit de base de valeur égale au débit juste avant la crue (i.e., $0.5 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ [0.4, 0.6]) et que l'on soustrait ce débit de base à l'ensemble des débits observés au cours de l'évènement, on obtient un 'ruissellement lié à la crue' valant 225 mm [176, 277], soit 78.5 % de la pluie tombée sur le BV pendant cet évènement. L'écoulement de base pendant cet évènement vaut 79 mm [67, 91], soit 27.5 % de la pluie tombée sur le BV pendant cet évènement. Cela explique donc le coefficient de ruissellement observé supérieur à 1.

La Figure 113 présente les pourcentages de ‘ruissellement liés à la crue’, i.e. les pourcentages d’écoulement calculé en ayant soustrait les débits de base pour l’ensemble des évènements étudiés au BV CAPT. Ceux-ci seront notés CR_{crue} et calculés sur la base de la formule suivante :

Eq 81

$$CR_{crue}(BV, \text{evenement pluvieux } i) = \frac{\sum_{ev\ i} (Q_{BV}(t) - Q_{base\ BV,i}(t)) * 360}{Ptot_{ev\ i}(BV) * S_{BV}}$$

$$CR_{min_{crue}}(BV, \text{evenement pluvieux } i) = \frac{\sum_{ev\ i} (Q_{min_{BV}} - Q_{min_{base\ BV,i}}(t)) * 360}{(Ptot_{ev\ i}(BV) + \Delta Ptot_{ev\ i}(BV)) * S_{BV}}$$

$$CR_{max_{crue}}(BV, \text{evenement pluvieux } i) = \frac{\sum_{ev\ i} (Q_{max_{BV}}(t) - Q_{max_{base\ BV,i}}(t)) * 360}{(Ptot_{ev\ i}(BV) - \Delta Ptot_{ev\ i}(BV)) * S_{BV}}$$

Avec $Q_{base\ BV,i}(t)$, $Q_{min_{base\ BV,i}}$ et $Q_{max_{base\ BV,i}}(t)$ les débits de base estimés, minimum et maximum ($l\ s^{-1}$) pris comme la valeur du débit avant le début de la crue, S_{BV} la surface en m^2 du BV.

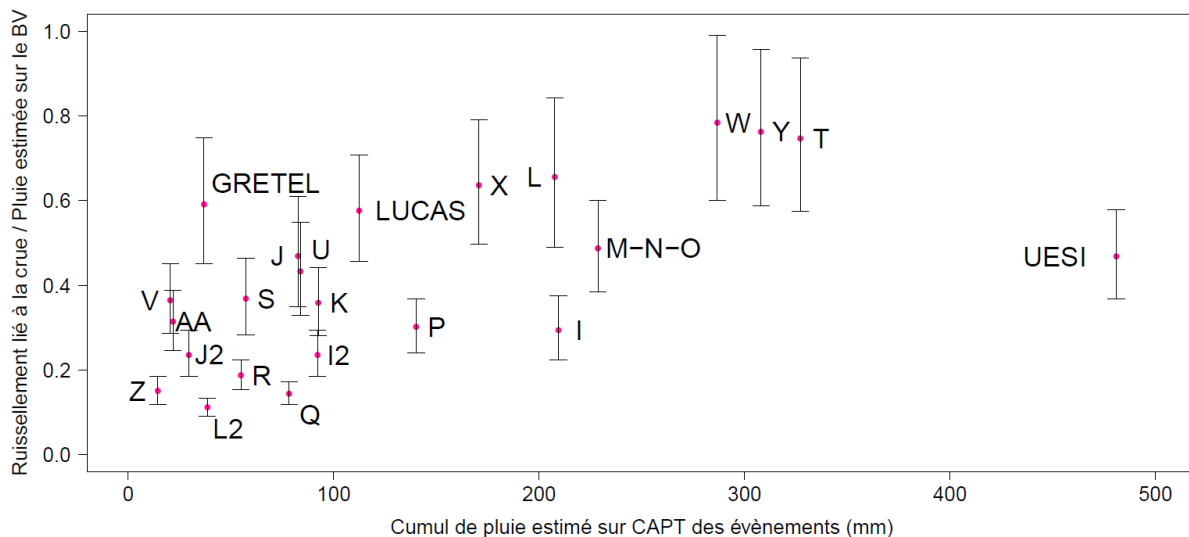


Figure 113 – Pourcentage de ruissellement lié aux crues au BV CAPT

Les CRs ‘liés à la crue’ au BV CAPT sont toujours supérieurs aux coefficients calculés au BV BARR. Sur la période de comparaison possible avec le BV BARR, CR_{crue} est supérieur à 0.6 pour un évènement, il excède 0.4 pour 5 évènements et pour 10 évènements il est supérieur à 0.1.

Les temps caractéristiques de réponse hydrologiques de ce BV ont été calculés pour le cyclone GRETEL (15/03/2020 - Figure 115), pour la crue U (26-27/12/2020 - Figure 116) et pour les deux pics de crue de l’évènement I (Figure 117). De même que décrit plus haut, le tracé du logarithme des débits au cours du temps est tracé pour ces crues afin d’identifier les différentes phases de l’écoulement.

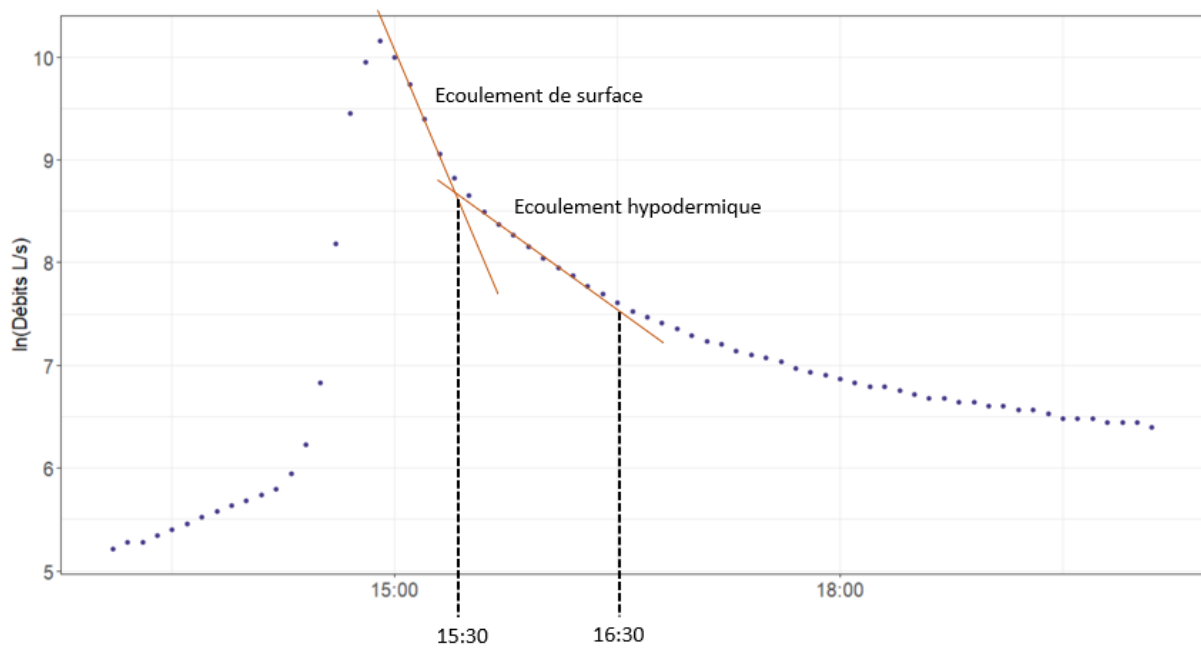


Figure 114 – Détermination graphique des limites des différentes phases de l'écoulement pendant la dépression tropicale GRETEL

La pluie nette est déterminée par calcul de la part de l'écoulement qui dépasse le débit de base, lui-même tracé graphiquement comme reliant le débit initial avant la crue au débit observé à la fin de la phase d'écoulement hypodermique.

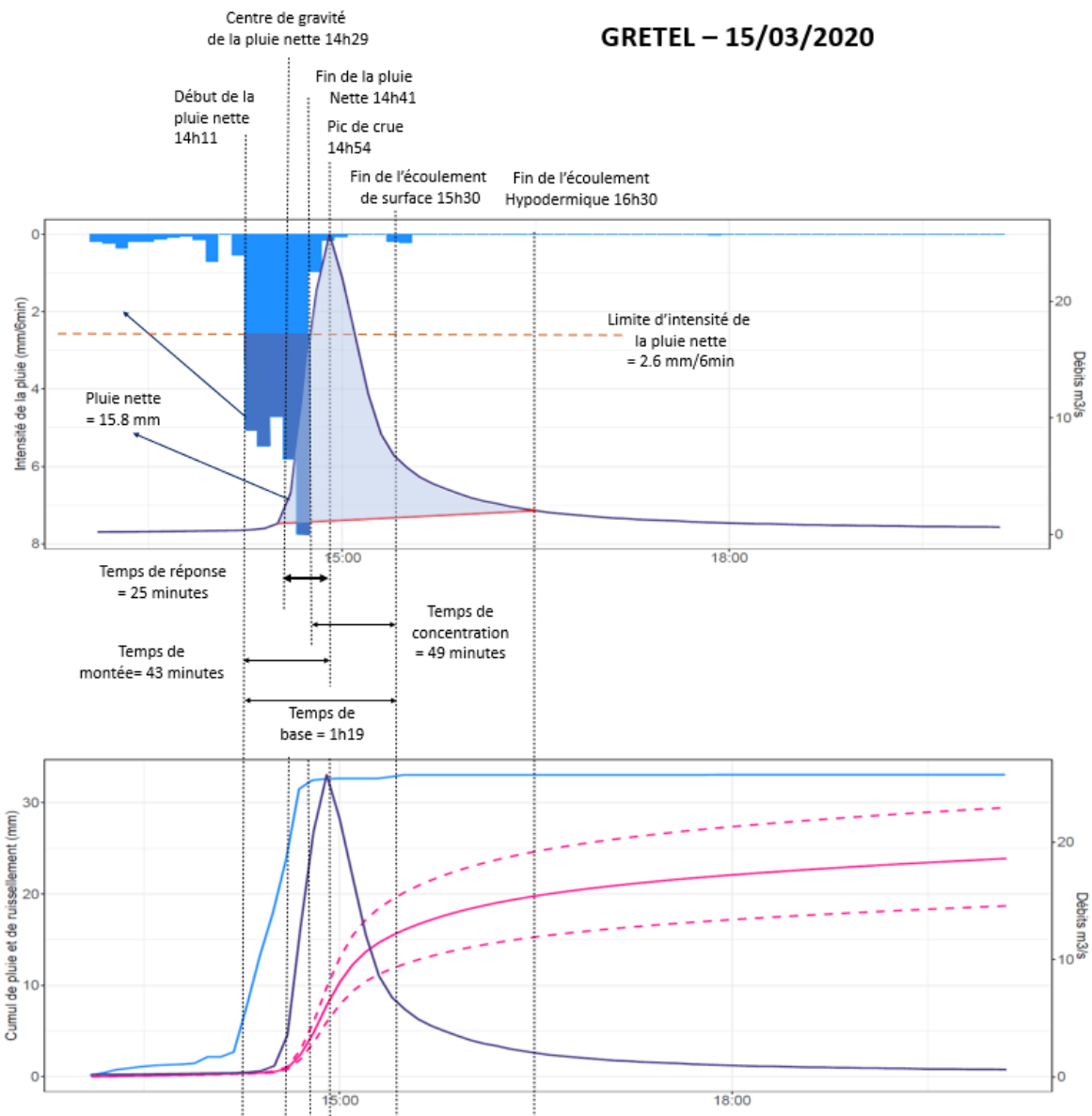


Figure 115 – Calcul des temps caractéristiques de réponse hydrologique du BV CAPT lors de la dépression tropicale GRETEL (15/03/2020).

La réponse hydrologique du BV CAPT lors de la dépression tropicale GRETEL est caractérisée par un temps de réponse de 25 minutes et par un temps de concentration de 49 minutes.

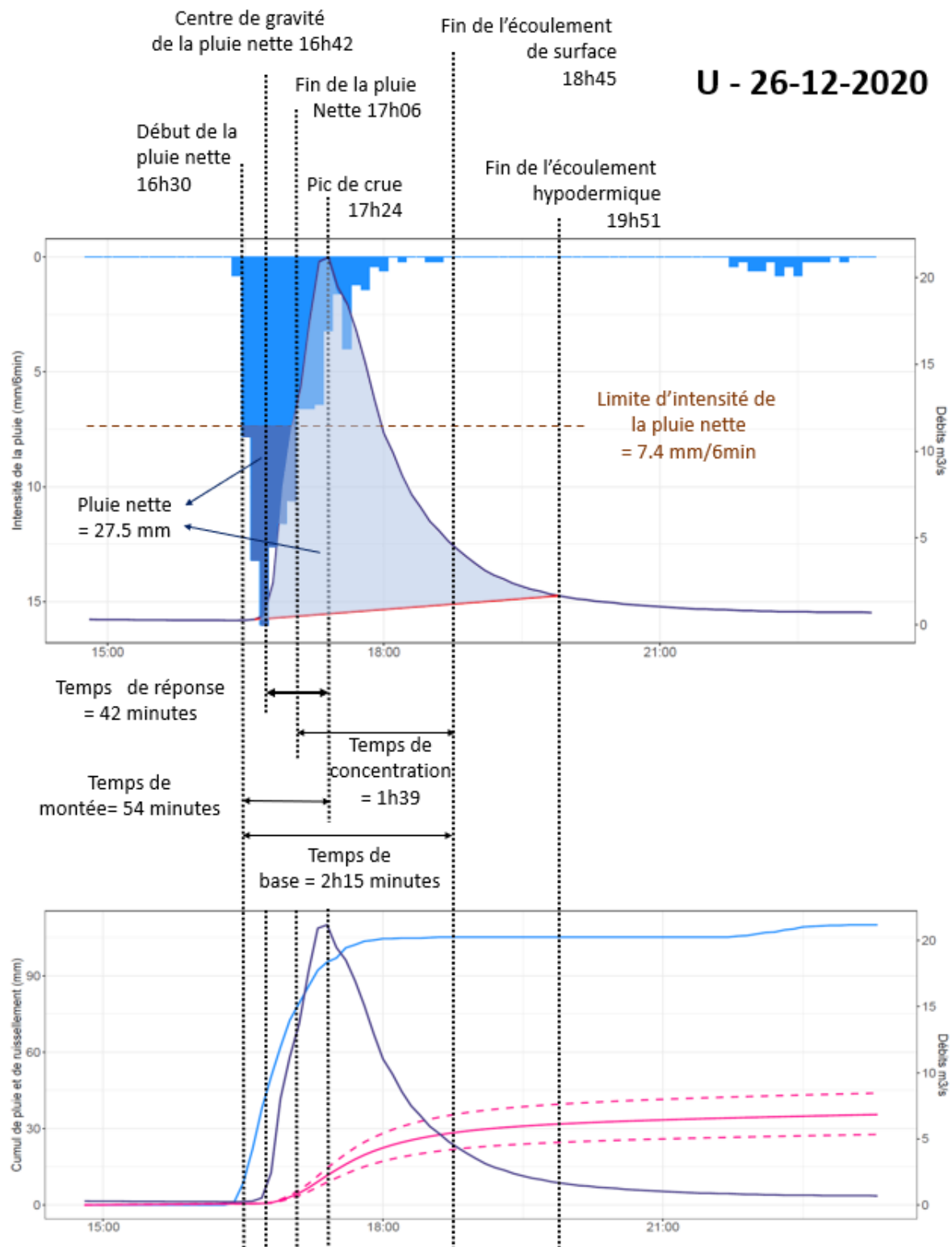


Figure 116 - Calcul des temps caractéristiques de réponse hydrologique du BV CAPT pour la crue U (26-27/12/2020)

Lors de la crue U du 26-27/12/2020, le temps de réponse est de 42 minutes et le temps de concentration 1h39 minutes ce qui est pour ces deux temps caractéristiques aux alentours du double de ce qui a été trouvé pour GRETEL.

La Figure 117 présente le calcul des temps caractéristiques pour les deux pics de crue de l'évènement I.

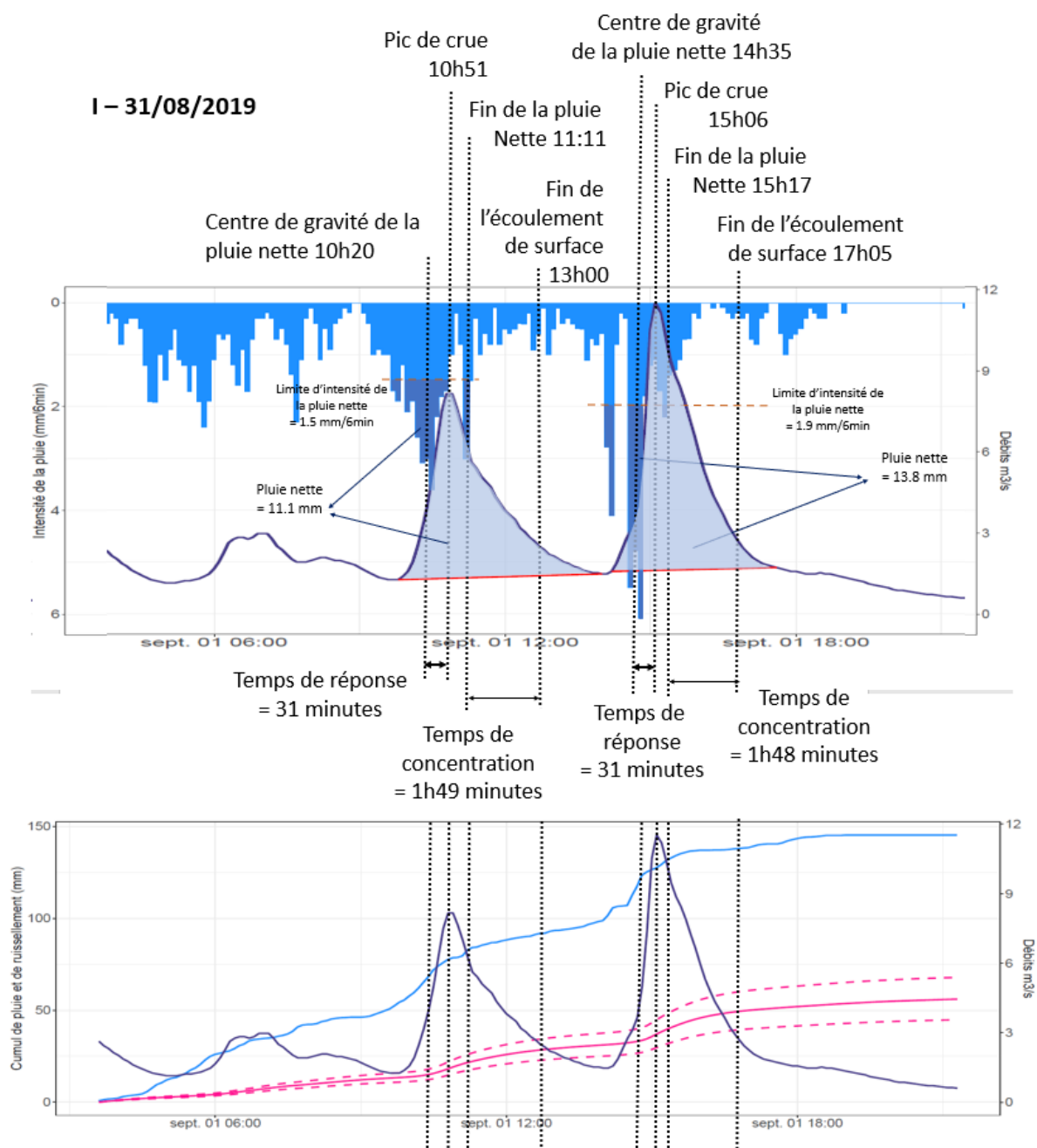


Figure 117 – Calcul des temps de réponse et des temps de concentrations à CAPT des deux pics de crue de l'évènement I (31/08/2019)

Les temps de réponses du BV CAPT varient entre 25 et 41 minutes pour les exemples étudiés. Les temps de concentration estimés varient entre 50 minutes et 1h50.

Le débit minimum observé pendant la période d'étude, correspondant à l'étiage le moins soutenu, a eu lieu fin novembre 2019. Le débit prévu par la courbe de tarage de CAPT (Eq 64, section 1.3.3.1.3) vaut alors 10.2 l s^{-1} . Si cette valeur de débit n'est pas très fiable en lien avec la non-précision de la

courbe de tarage pour des débits faibles, on sait toutefois qu'il est inférieur à 20 l s^{-1} , correspondant au débit jaugé à micro-moulinet le 28/08/2019 (Eq 44), alors que le niveau de l'eau était plus haut de 4 cm par rapport à fin novembre. Le débit d'étiage observé en 2019, une année particulièrement sèche, est donc inférieur à $6.3 \text{ l s}^{-1} \text{ km}^{-2}$.

2.5.2 Mesure de l'érosion à CAPT

Cette partie présente les calculs d'érosion à l'exutoire du BV CAPT pendant la période déc 2019. – fév. 2021. Dans un premier temps on s'intéressera à la forme de la réponse en turbidité au cours de certains évènements ayant provoqué beaucoup d'érosion puis on s'intéressera à la distribution temporelle de l'érosion.

2.5.2.1 Comportement turbidité / débit

De même qu'à l'échelle des parcelles, la turbidité de l'eau écoulee est fortement reliée aux débits à l'exutoire du BV comme on peut le voir sur la Figure 118 au cours des 8 évènements ayant provoqué le plus d'érosion à CAPT.

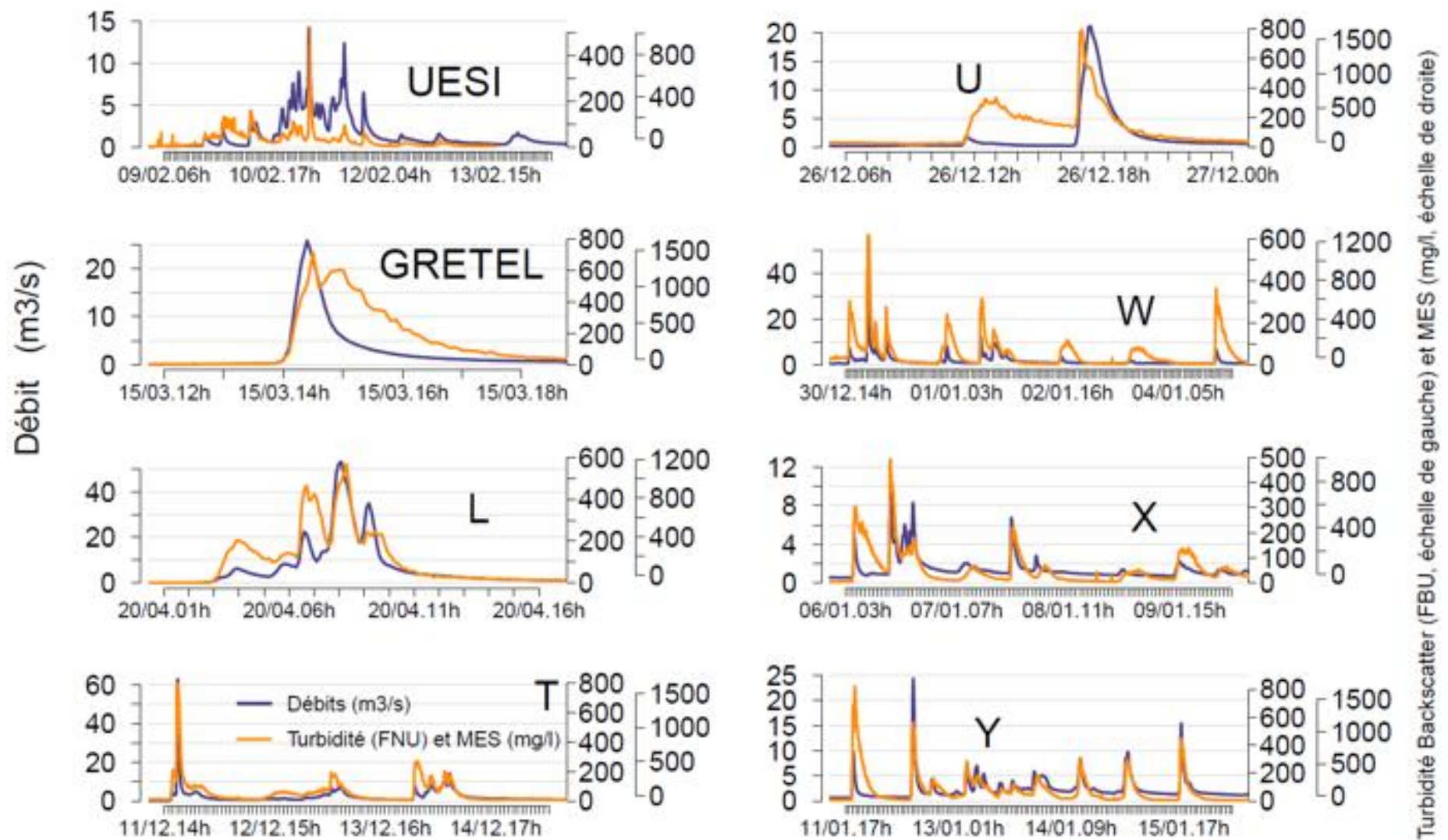
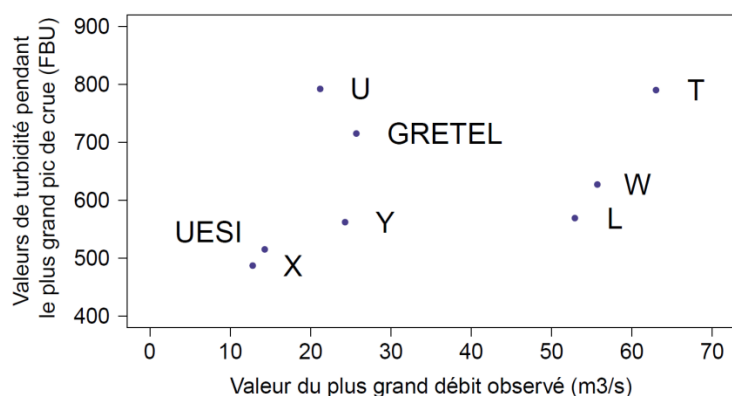


Figure 118 – Turbidité ‘backscatter’, MES prévue par celle-ci et débit à l’exutoire de CAPT au cours des 8 évènements ayant produit le plus d’érosion de la période d’étude



Il existe une tendance à l'augmentation des turbidités avec l'augmentation des débits (Figure 119). Il semble que les pics de turbidités soient plus importants relativement aux débits pour les événements qui arrivent après une période sèche de quelques jours. C'est le cas des événements U et GRETEL.

Figure 119 – Pics de débits et turbidités correspondantes pendant les pics de crue des 8 événements les plus érosifs

2.5.2.2 Quantification de l'érosion

Sur l'ensemble de la période d'étude de l'érosion au BV CAPT (08/12/2019 - 05/02/2021), l'érosion totale estimée sur le bassin versant s'élève à 1627 tonnes avec l'incertitude [1095, 2266] (Figure 120), soit 5.22 [3.5, 7.27] t ha⁻¹ sur la période complète. L'importance de la marge d'erreur s'explique principalement par l'incertitude portant sur les débits, qui elle-même est élevée en lien avec la méthode de jaugeage des débits de crue qui est peu précise.

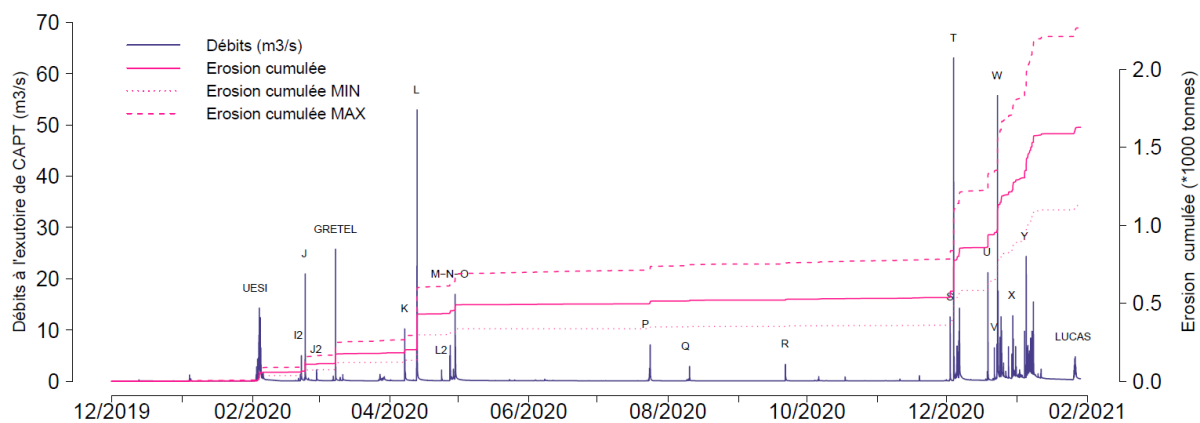


Figure 120 – Estimation de l'érosion au cours de la période déc 2019 – fév. 2021

L'érosion lors de la saison des pluies de 2020 est estimée à 492 tonnes [337, 696] contre 1096 [769, 1496] soit 2.2 fois plus la seconde année. Quant au ruissellement cumulé, il donne pour les mêmes périodes 1070 mm [887, 1264] la première année et 1542 mm [1254, 1878] la seconde, soit 1.44 fois plus la seconde année. L'érosion a été particulièrement importante au cours des événements W, Y, T et L, qui sont également les événements pour lesquels les pics de débits ont été les plus intenses de la période d'étude (Figure 121).

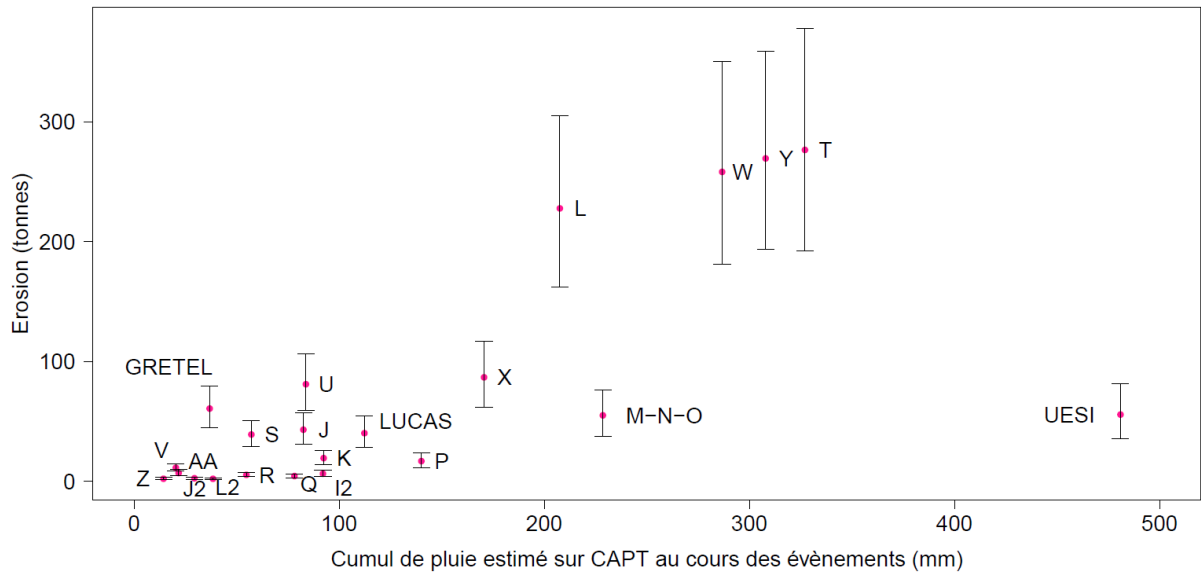


Figure 121 – Erosion estimée aux cours des évènements pluvieux principaux au BV CAPT

3 Discussion

Les résultats portant sur une échelle locale ont été largement abordés *via* l'interprétation des résultats observés sur les parcelles (voir section 2.3). Ici le focus sera donc orienté en considérant l'échelle spatiale du BV de l'ordre de grandeur de l'hectare et du km². La première partie de cette discussion (3.1) développe des hypothèses d'interprétations sur les coefficients de ruissellement (CRs) et d'érosion calculés à différentes échelles. La seconde partie (3.2) propose une description détaillée du fonctionnement hydrologique du BV CAPT. Enfin les limites et perspectives de recherche de cette étude sont développées dans une troisième partie (3.3).

3.1 Enseignements de la comparaison des coefficients de ruissellement et de l'érosion à différentes échelles

On considère classiquement que le ruissellement à l'exutoire d'un bassin versant pendant une crue résulte de deux processus reliés l'un à l'autre : le ruissellement de surface produit sur les pentes, et l'écoulement le long du réseau de ravines qui rejoignent le cours d'eau principal. Le fonctionnement de ces deux sous-systèmes et leur imbrication constitue la connectivité hydrologique du paysage, concept primordial dans la compréhension du régime hydrologique d'un BV (Bracken et Croke, 2007).

Le processus de l'érosion de surface comprend de son côté 3 mécanismes : le détachement des particules, leur transport, et éventuellement leur dépôt. Chacune de ces étapes peut avoir lieu au sein de chacun des sous-systèmes hydrologiques.

L'évolution des CRs avec l'échelle spatiale constitue un questionnement majeur en hydrologie (McGlynn et al., 2004). De nombreux auteurs ont souligné l'impossibilité de prédiction de la réponse hydrologique ou de la quantification de l'érosion à échelle d'un BV sur la base d'observations à échelle d'une parcelle (de Vente et al., 2007; Lemma et al., 2018; Verbist et al., 2010). Cela pose notamment problème dans le cadre de la modélisation hydrologique et/ou de l'érosion (de Vente et Poesen, 2005). En effet, l'échelle de la parcelle reflète principalement les processus hydrologiques et érosifs de manière diffuse sur les pentes. Le passage à une plus grande échelle implique la concentration des écoulements dans les ravines et l'érosion qui y est concentrée (Verbist et al., 2010).

La comparaison des CRs et des taux d'érosion par unité de surface à différentes échelles permet d'apporter des éléments de compréhension sur l'imbrication de ces différents niveaux de sous-systèmes hydro-sédimentaires. C'est pourquoi dans cette partie nous nous concentrons sur la comparaison du ruissellement et de l'érosion aux différentes échelles étudiés à la Thiem, à la lumière de ce qui a été compris à l'échelle des parcelles et de la bibliographie.

3.1.1 Réflexions portant sur l'augmentation des coefficients de ruissellement avec l'échelle spatiale à la Thiem

L'échelle spatiale désigne dans cette étude la surface de drainage étudiée.

3.1.1.1 Etat de l'art sur le lien échelle spatiale – coefficient de ruissellement

Il est communément admis en hydrologie que les CRs diminuent avec l'échelle, car c'est le résultat observé dans la grande majorité des études (Wainwright et Parsons, 2002).

Cela a été largement montré lors du passage de la micro-parcelle (ordre de grandeur de 1 m² ou d'une longueur de pente de l'ordre du mètre) à la parcelle (ordre de grandeur de la dizaine de m² ou d'une pente d'une dizaine de mètres de longueur). Peuvent être cités notamment les études de Mounirou et al., (2012), Parsons et al., (2006) ou Gomi et al., (2008). Les travaux font consensus sur une diminution des CRs avec l'échelle du m² à la dizaine de m².

Ce phénomène s'explique si l'on considère l'exemple d'un ruissellement hortonien (i.e. un ruissellement qui se déclenche par dépassement de la capacité d'infiltration du sol) sur des pentes de différentes longueurs et avec une pluie tout d'abord intense (dépassant le seuil de capacité d'infiltration du sol) puis par son arrêt ou une diminution forte de son intensité. Le ruissellement hortonien se déclenche pendant la phase de pluie intense. Si l'on étudie une petite surface ce ruissellement hortonien sera observé. Si l'on s'intéresse à une pente plus longue, une part du ruissellement aura l'occasion de s'infiltrer après avoir ruisselé en surface lors de la phase d'arrêt ou de diminution de la pluie. Le CR calculé sur une plus grande pente sera donc inférieur à celui observé sur une courte pente (van de Giesen et al., 2005). Ce phénomène est lié notamment à l'hétérogénéité temporelle de l'intensité de la pluie (Wainwright et Parsons, 2002). Mounirou et al., (2012) ont montré que les différences de CRs entre la micro parcelle et la parcelle sont plus fortes si la durée de la pluie diminue.

A échelle de grands BVs (surface supérieure à 50 km²), le résultat majoritairement trouvé est également une diminution des CRs avec l'échelle, comme cela est mis en évidence par exemple par Huo et al., (2021), Zhang et al., (2019) Yu et al., (2020) sur des BV de 50 à 20 000 km². L'effet d'échelle est d'autant plus marqué dans cette dernière étude que l'épaisseur du sol est faible, en lien avec la variation de la capacité de stockage du sol. Zhang et al., (2019) ont trouvé une relation de décroissance logarithmique des CRs avec l'échelle qu'ils attribuent à l'hétérogénéité de la distribution spatiale de la pluie ainsi qu'à l'existence de seuils pluviométriques pour la production de ruissellement qui sont plus élevés à grande échelle. Ils ont notamment calculé des pluies annuelles qui diminuent avec l'échelle spatiale. Ils notent cependant que l'effet d'échelle sur les CRs est influencé par de nombreux facteurs, eux même fortement dépendant de l'échelle, incluant l'évapotranspiration ainsi que son rapport aux précipitations ('drought index'), le couvert végétal et la réserve utile du sol en eau. La sensibilité à ces facteurs a tendance à diminuer avec l'échelle, ce qui participe à la diminution globale des CRs avec celle-ci.

Lorsque l'on s'intéresse à une échelle intermédiaire, plus précisément lors du passage d'une échelle de l'ordre de la centaine de m² jusqu'à la dizaine de km², la plupart des études trouvent également une diminution des CRs avec l'échelle. Van de Giesen et al., (2000) ont trouvé des CRs de 30 à 50 % à

échelle de la parcelle (dizaine de m²) et de 4 % à échelle d'un BV de 130 ha. Ils attribuent cette réduction de CR à la dynamique temporelle du processus pluie-ruissellement (i.e. la longueur de pente qui donne plus de chance à l'eau pour s'infiltrer après avoir ruisselé), mais aussi aux variabilités spatiales de la pluie et des propriétés du sol qui augmentent avec l'échelle (van de Giesen et al., 2000).

Lors du passage de 500 m² à 70 hectares, Le Bissonnais et al., (1998) ont trouvé en région parisienne et sur des sols limoneux une diminution des CR (10 % à 30 % de réduction) au cours de 4 périodes humides étudiées. Enfin Cerdan et al., (2004) ont trouvé une diminution graduelle des CRs avec augmentation de l'échelle (15 % pour 460 m², 5.4 % pour 90 ha et 0.5 % pour 1100 ha) en Normandie, qu'ils expliquent par les positions relatives et la connectivité entre les surfaces productrices de ruissellement et les surfaces autorisant l'infiltration.

Cependant certains auteurs ont trouvé des résultats plus contrastés :

Toohey et al., (2018) ont trouvé dans une région tropicale humide et montagneuse sur substrat volcanique au Costa Rica une diminution des CRs sur les pâturages (de 21 % à 1 % en passant du m² à 2 ha) et sur de la canne à sucre (28 % à 7 % en passant du m² à 4.5 ha). En revanche ils ont trouvé des CRs de même ordre de grandeur à l'échelle du m² et à l'exutoire d'un BV forestier de 6 ha, et des CRs augmentant avec l'échelle sur des plantations de café sur 1 m² (CR inférieur à 1 %) et 1.2 hectare (CR de 3 %).

Dans le sud du Brésil, sur socle basaltique et sols ferrallitiques, Dos Reis Castro et al., (1999) ont étudié trois bassins versants imbriqués les uns dans les autres (0.14, 1.1 et 20 km²) avant et après l'arrêt du traitement par labour. Les CRs diminuent puis augmentent avec l'échelle lors de la phase de labour (3 % pour le BV de 0.14 km², 2.3 % pour 1.1 km² et 5.8 % pour 20 km²) et ne font qu'augmenter avec l'échelle lors de la phase d'arrêt du labour (0.9 %, 1.6 % et 7.7 %).

Enfin, Lemma et al., (2018) ont trouvé en Ethiopie dans une zone montagneuse à climat humide une augmentation des CRs avec l'échelle (14 % à 28 %) sur l'un de leur 3 BVs d'étude (BV de Maybar), en passant de 30 m² à 112 ha. Sur deux autres BVs, pourtant situés à proximité du premier, ils ont trouvé en revanche une diminution des CRs avec l'échelle. Cette différence s'explique d'après eux par des mécanismes de déclenchement du ruissellement qui diffèrent en fonction des BVs. Le détail de leurs conclusions sera mieux développé dans les paragraphes qui suivent car certains de leurs résultats convergent avec ceux observés à la Thiem.

3.1.1.2 Observations à la Thiem et sur la commune de Touho.

Dans le cadre de notre étude, une forte augmentation des CRs avec l'échelle est observée lors du passage de 2.5 ha (BARR) à 3.12 km² (CAPT), que ce soit à l'échelle d'une période de plusieurs mois (Tableau 11) ou à l'échelle d'événements pluvieux (Figure 122). Sur la période la plus longue où il est possible de comparer les données à l'exutoire des deux BVs (durée d'un an, du 20/08/2019 au 18/08/2020), la différence est très significative avec un CR de 59.6 % à CAPT contre 6.3 % à BARR. Ce résultat s'oppose à ceux observés dans la majorité des publications scientifiques. Le CR annuel à CAPT pour l'année 2019-2020 (épisode El Niño modéré) est très élevé par rapport aux CRs trouvés dans la bibliographie dans des conditions similaires, i.e. des BVs de surface du même ordre de grandeur en zone montagneuse sous climat tropical humide. L'étude de Lemma et al., (2018) est la seule ayant été

trouvée dans l'état de l'art de cette étude présentant des CRs comparables avec ceux trouvés à CAPT. Les CRs qu'ils donnent sont calculés à échelle temporelle de 15 jours. De plus les débits de bases sont soustraits dans leurs calculs. On peut noter que le BV de Maybar de 1.1 km² atteint un maximum observé de CRs sur 15 jours valant environ 70 % correspondant à un cumul de pluie de 400 mm en 15 jours. Les CRs calculés à CAPT sur des périodes successives de 15 jours et en soustrayant les débits de base selon la même méthode qu'adoptée par Lemma et al., (2018) sont maximisés à une valeur de 80 % pendant la première quinzaine de janvier 2021, ayant comptabilisé un cumul de pluie de 630 mm.

En Calédonie des CRs très élevés ont déjà été observés sur la côte est. Selon Alric (2009), un CR annuel de 68 % a été atteint à l'exutoire du BV de 252 km² de la Tipindje (pour une moyenne de 44 % entre 1955 et 2008) et de 67 % sur le BV de 261 km² de la Tiwaka (moyenne de 46 % sur la même période).

Le CR très élevé du BV CAPT est fortement déterminé par des débits de crue très importants comme c'est le cas sur les BV de la cote est (Wotling et al., 2012). On peut noter notamment que la crue L a provoqué un débit de crue au BV CAPT estimé à 52.9 [38.9, 68.6] m³ s⁻¹ soit 17.0 [12.5, 22.1] m³ s⁻¹ km⁻². Le BV de la Tipindje avait alors atteint un débit de crue de 21.5 m³ s⁻¹ km⁻² (Wotling, 2020) ce qui correspond à un évènement de période de retour supérieure à 20 ans sur ce BV.

Ainsi, les débits de crue et les CRs particulièrement élevés au BV CAPT sont cohérents avec les observations disponibles sur d'autres BV de la ZCNE.

Surface de drainage	CAPT (3.1 km²)	BARR (2.5 ha)	SAV (218.4 m²)	SCAR (412.4 m²)	REGEN (85 m²)
20/08/2019 - 18/08/2020	59.6 % [48.0, 73.0]	6.3 % [3.8, 10.8]	NA	NA	NA
20/08/2019 - mai 2020	56.6 % [45.2, 69.8]	7.1 % [4.4, 7.1]]	4.0 % [2.8,5.2]	29 % [23.4, 35.6]	NA
20/08/2019 - mars 2020	47.6 % [38.4, 58.3]	4.2 % [2.3,8.1]	3.8 % [2.5, 5.1]	23.2 % [18.6, 28.6]	1.6 % [1.4, 1.9]

Tableau 11 – Comparaison des CRs des différentes surfaces de drainage étudiées (parcelles SAV SCAR et REGEN et BVs BARR et CAPT), sur différentes périodes temporelles autorisant la comparaison entre certaines surfaces. Par cohérence avec les mesures à l'exutoire des BVs les CRs des parcelles sont ici calculés sur la base de la surface contributive totale.

Le passage de l'échelle de la parcelle à l'échelle des BVs ne correspond pas à une modification univoque des CRs étant donné la forte variabilité des CRs des parcelles (Tableau 11).

Si l'on compare la parcelle SAV et le BV BARR qui sont caractérisés par une couverture végétale assez similaire, une faible augmentation des CRs sur la période sept 2019 à mars 2020 est observée (3.8 % à SAV pour 4.2 % à BARR), et une augmentation plus importante sur la période sept 2019 à mai 2020 (4.0 % à SAV pour 7.1 % à BARR). La différence s'explique par la prise en compte de l'évènement L sur la deuxième période. L'évènement L a effectivement produit un CR 2.5 fois plus important à BARR (28.2 % [19.5, 40.1]) qu'à SAV (11.1 % [8.8, 13.9]).

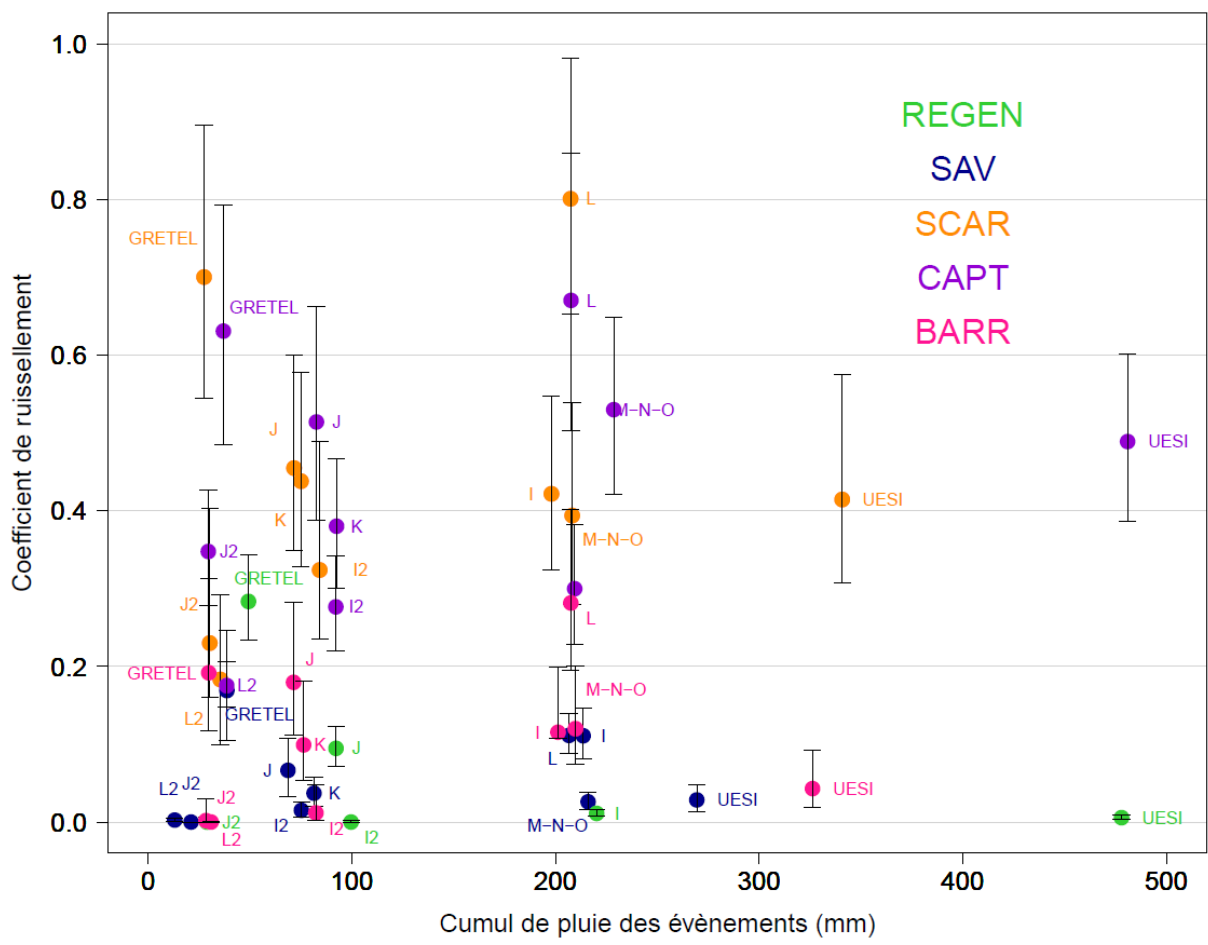


Figure 122 – Comparaison des CRs des différentes surfaces de drainage étudiées, à échelle temporelle d'évènements pluvieux au cours de la période où toutes les données sont disponibles. Afin de s'affranchir du biais introduit par les définitions des évènements pluvieux qui diffèrent sur les parcelles et aux BVs, les CRs ont ici été calculés pour tous les sites sur les périodes temporelles définies comme évènements pluvieux sur les BVs.

Le CR du BV CAPT est 2 fois plus important que celui de la parcelle SCAR sur la période d'août 2019 - mars 2020 (Tableau 11), en revanche à échelle d'évènements pluvieux les CRs de CAPT peuvent être inférieurs ou supérieurs à ceux de SCAR selon les évènements (Figure 122).

Ces résultats corroborent les observations de nombreux chercheurs : le régime hydrologique d'un bassin versant ne peut pas être prévu sur la base d'une extrapolation simple des régimes observés à l'échelle d'une parcelle (Cerdan et al., 2004; McGlynn et al., 2004).

3.1.1.3 Une augmentation des coefficients de ruissellement avec l'échelle pouvant s'expliquer par la prépondérance des écoulements de subsurface – focus SAV *versus* BARR à la lumière du modèle conceptuel de savane

Il a été proposé dans les résultats de cette étude que les écoulements de subsurface sont prépondérants sur la parcelle SAV, en lien avec le profil du sol qui présente un fort contraste à 30 cm de profondeur (voir section 2.3). En admettant que le profil de sol de la parcelle SAV soit représentatif de celui des savanes à niaoulis de la zone d'étude, le fonctionnement hydrologique des savanes doit être similaire à celui observé à SAV et correspondre au schéma conceptuel de notre modèle hydrologique : le sol superficiel perméable permet une infiltration rapide de l'eau verticalement jusqu'à saturation, et l'eau de subsurface est transférée vers l'aval *via* les écoulements de subsurface. Le ruissellement se déclenche lorsque le sol superficiel est saturé.

La désaturation des hauts de pente va contribuer à augmenter la saturation des bas de pente. En considérant une pente régulière, les niveaux de nappe perchée seront donc plus hauts en bas de pente qu'en haut de pente. Nous allons montrer que cet état de fait permet d'expliquer une augmentation des CRs avec la longueur de pente en général, et également de fournir une interprétation de l'augmentation des CRs observée entre SAV et BARR.

On prend ici l'exemple d'une conductivité hydraulique à saturation de 10^{-4} m.s^{-1} , un S_y de 0.20, une épaisseur H_{sol} de 300 cm et un k valant $2.33 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$, cependant la démonstration qui va suivre est intrinsèquement liée au concept du modèle, et reste valable avec n'importe quel jeu de paramètres, dès lors que le signal de pluie est ajusté.

La séquence de pluie choisie pour ce test est caractérisée par un premier pic de pluie de 60 mm qui sature presque entièrement le sol superficiel, suivie d'une période sèche, puis d'un second pic de pluie de 50 mm. Le signal de pluie et la réponse simulée par notre modèle conceptuel d'écoulement en savane en terme d'évolution de la hauteur de nappe perchée sur une pente inclinée à 18.4° (correspondant à la pente moyenne de l'aire contributive totale de SAV) de 80 m sont présentés Figure 123.

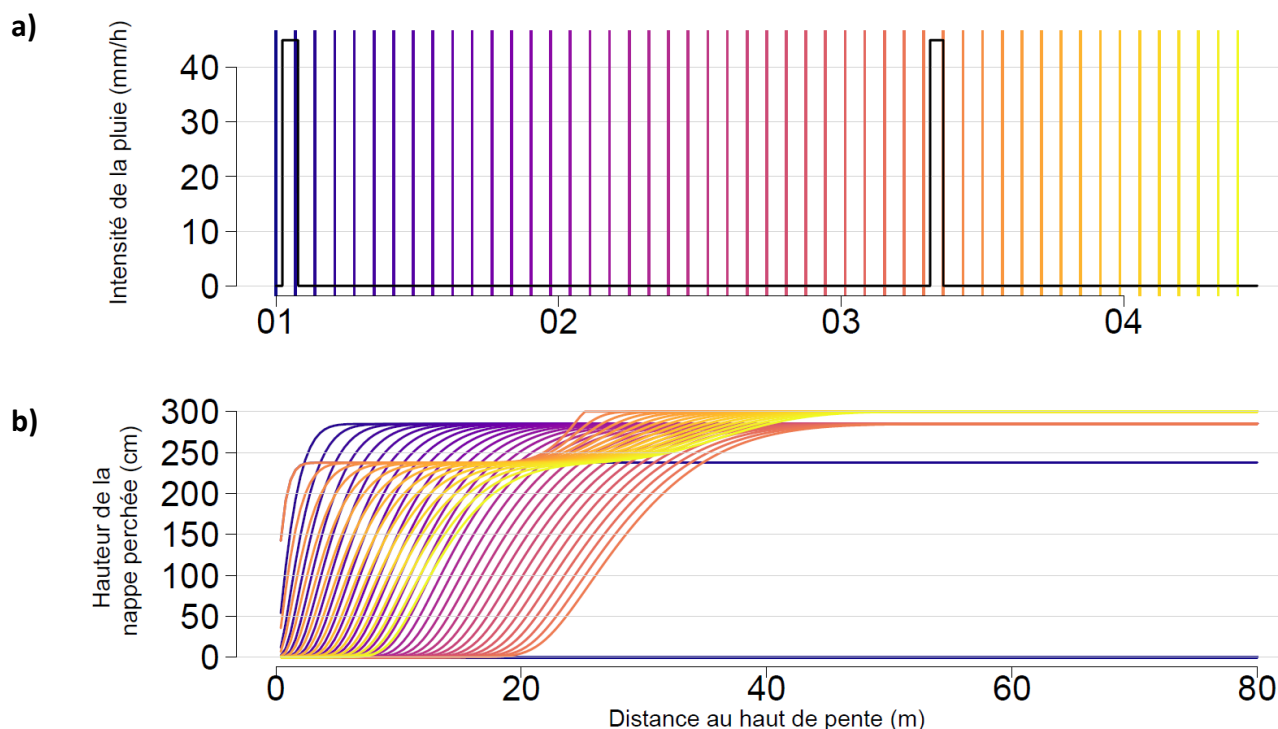


Figure 123 – Modélisation du déplacement de la nappe perchée (b) en réponse au signal de pluie figuré en noir sur la figure a). L'axe des abscisses de la figure a) indique le temps en jours, et les abscisses des lignes verticales colorées indiquent les heures correspondant aux courbes de même couleur de la figure b).

Pendant la période sèche entre les deux pics de pluie les écoulements de subsurface sont à l'origine d'un transfert de l'eau vers le bas de la pente. La vitesse de l'onde de désaturation est telle qu'au moment où le deuxième pic de pluie survient, celle-ci se situe à 40 m du haut de la pente. La pluie va donc remplir la porosité disponible S_y avant de provoquer du ruissellement dans la partie haute de la pente. En considérant 40 m de pente, le CR modélisé avec cet exemple vaut 9 %. Dans la partie basse de la pente, le sol est toujours saturé au moment où survient le second pic de pluie. Par conséquent le ruissellement se déclenche dans le bas de pente de manière plus précoce que sur le haut de pente pendant le second pic de pluie. Cela explique les plus importantes valeurs de CRs de 20 % et 26 % modélisés en considérant 60 et 80 m de pente respectivement.

En prenant les mêmes paramètres et le même signal de pluie avec une pente inclinée à 23.2° de 100 m de long, correspondant approximativement à la longueur moyenne de pente entre les crêtes et la ravine du BV BARR et à sa pente moyenne (voir section 1.3.1.2), le CR atteint la valeur de 25 %.

L'objectif de cet exercice de simulation n'est pas de quantifier les différences de CR entre SAV et BARR, ni de représenter fidèlement les processus hydrologiques de leurs surfaces de drainage puisqu'on a seulement considéré des pentes et longueurs de pente moyennées. Il est évident qu'en réalité, les surfaces qui vont produire du ruissellement sont dépendantes des ruptures de pentes existantes ainsi que de la forme concave ou convexe des surfaces. Ici le but est simplement d'illustrer le fait que la prépondérance des écoulements de subsurface se déplaçant dans le sol superficiel perméable sous forme de nappe perchée permet d'expliquer une augmentation des CRs avec la longueur de pente.

Le concept de l'écoulement en savane du modèle est donc compatible avec une augmentation des CRs entre la parcelle SAV et la BV BARR. Ce phénomène d'augmentation des CRs est cependant dépendant du signal de pluie : la différence de CR est vraisemblablement plus marquée pour les événements pour lesquels un pic de pluie majeur arrive sur une situation telle que l'onde de désaturation de la nappe perchée est parvenue jusqu'en bas de la parcelle SAV mais pas encore en bas des pentes du BV BARR. Finalement cela dépend donc du laps de temps sans pluie entre les différents pics de pluie. Si ce laps de temps est très long, les pentes de la parcelle et du BV auront eu le temps de se désaturer complètement donc il n'y aura pas de différence majeure entre les CRs. Si ce temps est très court, les sols des deux sites seront en grande partie saturés et il n'y aura pas non plus de grande différence de CR. Si en revanche le temps entre les pics de pluie est tel que le sol de la parcelle s'est complètement vidé de son eau gravitaire mais qu'au BV les sols de la moitié basse des pentes sont toujours saturés, alors les CRs seront sensiblement différents.

Cela se confirme par la comparaison des événements L et GRETEL : Le CR de l'évènement L vaut 0.11 [0.09, 0.13] à la parcelle SAV et 0.28 [0.20, 0.40] au BV BARR, il est donc significativement plus important à ce dernier. Pour la dépression tropicale GRETEL les CRs valent 0.17 [0.10, 0.25] et 0.19 [0.12, 0.31] à SAV et BARR respectivement, ils sont donc du même ordre de grandeur à l'exutoire des deux surfaces de drainage. Les figures 124 et 125 présentent les réponses des sondes d'humidité et des débits à l'exutoire de la parcelle SAV lors de la dépression tropicale GRETEL.

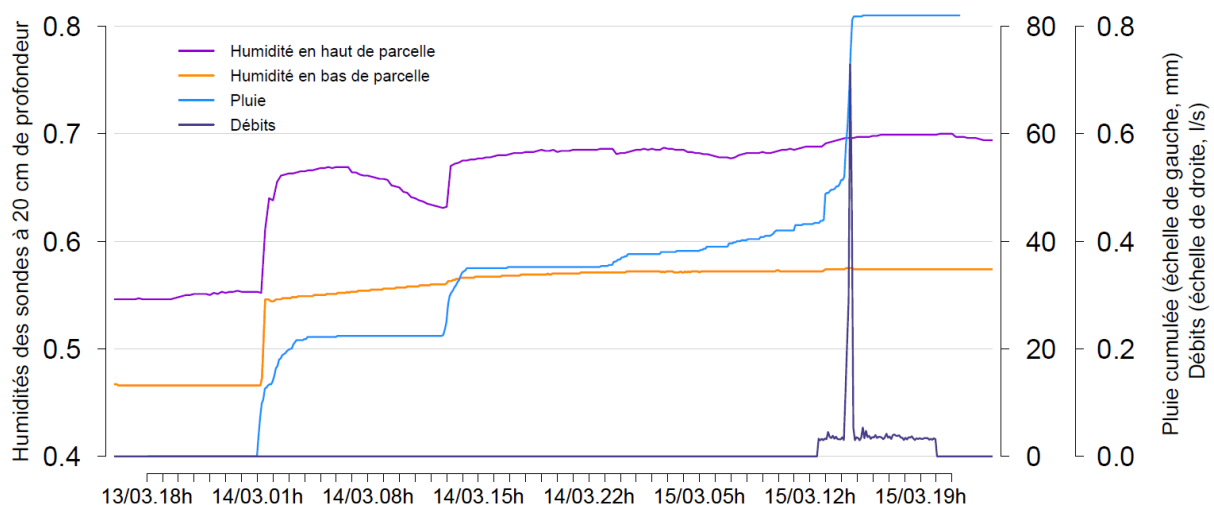


Figure 124 – Humidités enregistrées par les sondes d'humidité de la parcelle SAV, pluie cumulée et débits observés lors de la dépression tropicale GRETEL.

Le pic de crue de la nuit du 14 mars (21 mm) entraîne une saturation du sol de SAV jusqu'à un niveau supérieur à celui des sondes d'humidité (Figure 124). Le second pic de pluie du début d'après-midi (13 mm) contribue à remplir la porosité encore disponible à la parcelle SAV puisqu'aucun ruissellement ne se déclenche. Lors de l'arrivée du pic de pluie du 15 mars en début d'après-midi (39 mm), le niveau de la nappe perchée est encore supérieur aux niveaux des deux sondes, en lien avec la pluie d'intensité faible mais continue qui a contribué à remplir la porosité depuis 23h15 le 14 mars (8 mm entre 23h15 le 14 mars et 12h 46 le 15 mars). L'onde de désaturation n'a donc pas encore atteint le haut de la parcelle SAV au moment de l'arrivée du pic de pluie qui déclenche le ruissellement. Le fait que le sol

soit en grande partie déjà saturé à SAV et à BARR au moment de l'arrivée du pic de pluie provoquant le ruissellement permet d'expliquer que les CRs observés sur les deux sites soient similaires pour cet évènement.

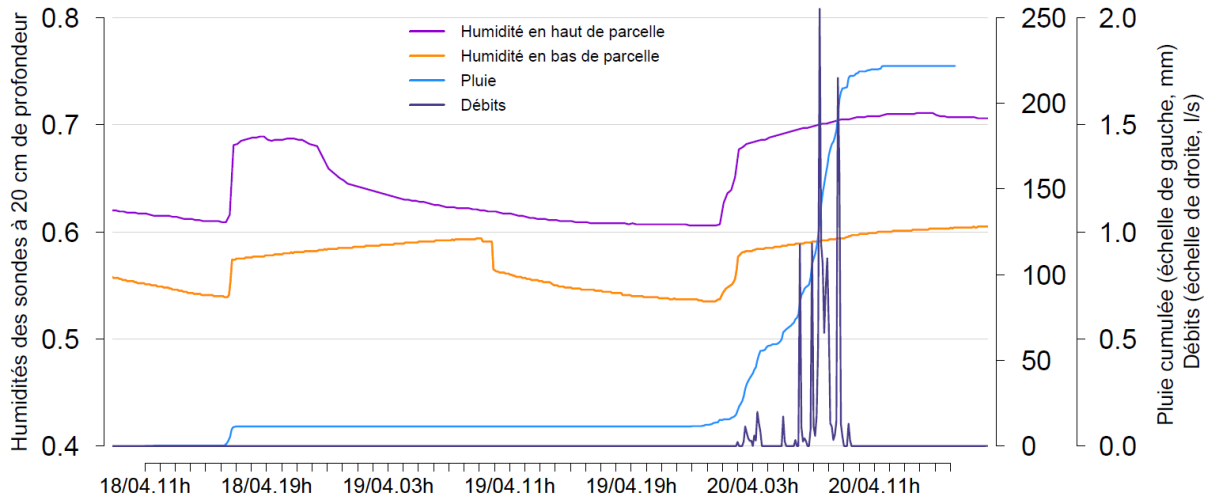


Figure 125 - Humidités enregistrées par les sondes d'humidité de la parcelle SAV, pluie cumulée et débits observés lors l'évènement L.

Pour l'évènement L, la situation est sensiblement différente. Le 18 avril à 17h, un premier pic de pluie de 11 mm entraîne une augmentation du niveau de la nappe perchée à SAV jusqu'à un niveau supérieur à celui des deux sondes (Figure 125). L'onde de désaturation franchit la sonde du haut à 23h30 le 18 et la sonde du bas le 19 à 10h30. L'onde a parcouru la distance de la crête à la sonde du haut (23.2 m) en 6 h 30, elle s'est donc déplacée à une vitesse moyenne de 3.5 m h^{-1} sur cette portion. Elle a ensuite parcouru la distance séparant les deux sondes (12.8 m) en 11 h. Elle s'est donc déplacée à une vitesse moyenne de 1.2 m h^{-1} sur cette portion. La différence de vitesse sur les deux portions s'explique par la différence de pente (Figure 33).

Le 20 avril à 1h30, le pic de pluie déclenchant le ruissellement survient. La pente moyenne à SAV entre les deux sondes vaut 21.4° , la pente moyenne du BV BARR 23.2° . En lien avec la faible différence de pente, on suppose ici que la vitesse de l'onde de désaturation moyenne à BARR équivaut à celle de la parcelle entre les deux sondes.

Le temps écoulé entre les deux pics de pluie est de 32.5 h. En considérant une vitesse de 1.2 m h^{-1} , l'onde s'est déplacée pendant ce laps de temps de 39 m. D'après ce calcul, l'onde de désaturation se situe donc à une distance moyenne d'environ 40 m de la crête au moment de l'arrivée du pic de pluie du 20 avril à 1h30. En moyenne les 60 m de bas de pente de BARR sont donc toujours saturés, ce qui permet d'expliquer le CR observé largement supérieur au BV BARR.

Le fonctionnement hydrologique des pentes tel que modélisé dans cette étude permet d'expliquer le phénomène d'augmentation du CR entre la parcelle SAV et le BV BARR. Il est donc vraisemblable que ce modèle reflète assez bien le fonctionnement hydrologique des savanes.

L'augmentation de CR lors du passage de la parcelle à l'échelle du BV est expliqué de la même façon par Lemma et al., (2018) dans le BV montagneux de Maybar sous climat humide, en Ethiopie : ce BV

est caractérisé par des pentes fortes, dont 75 % de la surface est caractérisée par un sol très structuré et peu épais (de l'ordre de 15 cm d'épaisseur). Selon ces auteurs, le ruissellement se déclenche uniquement dans les bas de pente, au fond des vallées, là où le sol est saturé. Le fonctionnement hydrologique de ce BV a également été étudié au moyen de piézomètres par Engda et al., (2011). Cette étude a mis en évidence des niveaux de nappes perchées au sein de l'horizon superficiel qui augmentent avec les distances aux crêtes. La topographie est le facteur principal qui explique la production de ruissellement. Lemma et al., (2018) expliquent l'augmentation des CRs avec l'échelle par le fait que les parcelles sont situées en milieu de pentes, sur des surfaces qui produisent peu de ruissellement, et non dans les zones plus basses, plus productrices de ruissellement par saturation de l'horizon superficiel. Dans leurs deux autres BVs d'étude, en revanche, ils ont trouvé une diminution des CRs avec l'échelle. Au sein de ces deux autres BVs, le régime hydrologique était sensiblement différent : les écoulements de subsurface n'y étaient pas prépondérants comme à Maybar, les surfaces produisant du ruissellement pouvaient se trouver en haut de pente comme en bas de pente, et s'expliquaient par le type de sol et la couverture de sol, indépendamment de la topographie.

3.1.1.4 Comparaison des coefficients de ruissellement des bassins versants CAPT et BARR

Théoriquement, le couvert forestier plus élevé à CAPT (76 %) devrait conduire à une capacité d'infiltration plus importante dans ce BV (Eldridge et Freudenberger, 2005; Kan et al., 2019) ainsi qu'à une plus forte évapotranspiration (Cheng et al., 2002; Farley et al., 2005) que celles du BV BARR dont le couvert arboré est peu dense et plus jeune. La plus grande surface de drainage de CAPT (3.12 km²) que de BARR (0.025 km²) doit de plus être à l'origine d'une plus grande variabilité spatiale des propriétés des sols et de la pluie à CAPT (van de Giesen et al., 2000). De plus la pente est en moyenne plus faible à CAPT qu'à BARR. L'ensemble de ces facteurs devrait favoriser des CRs plus importants à BARR qu'à CAPT, et pourtant c'est l'inverse qui est observé, avec des CRs à CAPT de l'ordre de 10 fois plus importants qu'à BARR (Tableau 11).

A CAPT la savane à niaoulis représente 24 % de la surface du BV. Certaines zones de savanes à niaoulis de CAPT sont sensiblement différentes de la parcelle SAV : le sol superficiel très organique visible à la parcelle SAV y est absent. Le sol superficiel semble correspondre à l'horizon profond et peu perméable observé à SAV. On s'attend donc à ce que ces surfaces produisent du ruissellement hortonien. Le couvert arboré est constitué de niaoulis rachitiques de hauteur maximum de 2.5 m et le couvert herbacé est absent ou constitué uniquement de fougères. Ce type de couverture sera désignée dans la suite du texte par l'appellation 'fourré monospécifique de niaoulis'. Elle représente une surface estimée inférieure à 10 % de la surface du BV CAPT, et produit probablement beaucoup de ruissellement de surface. Cet état de surface participe certainement à augmenter les CRs de CAPT mais ne peut pas constituer la seule explication des CRs très élevés observés.

Les versants situés au sud du BV CAPT sont probablement caractérisés par des sols moins profonds à cause de leur forte pente. Cette partie du BV pourrait subir des ruissellements plus élevés cependant elle représente une proportion surfacique faible du BV donc ne peut pas expliquer à elle seule des CRs si élevés.

	BARR	CAPT
Surface (km ²)	0.025	3.12
Pente moyenne	23.2 °	18.9 °
Longueur de pente moyenne (μ), longueur de pente maximum (Lmax), écart type (σ) entre crêtes et réseau hydrographique (m) et coefficient de variation $CV = \sigma/\mu$	$\mu = 106 \text{ m} ; \sigma = 54 \text{ m}$ $CV = 51 \%$ $L_{\max} = 204 \text{ m}$	$\mu = 92 \text{ m} ; \sigma = 93 \text{ m}$ $CV = 101 \%$ $L_{\max} = 553 \text{ m}$
Longueur du réseau hydrographique (km)	0.14	24.7
Densité de drainage (km ⁻¹)	5.6	7.9
Distance moyenne au réseau hydrographique (m)	89	63
Végétation	Savane arborée	24 % savanes à niaoulis ; 76 % forêt
Temps de réponse (GRETEL et I)	13 – 19 min	25 – 31 min
Temps de concentration	49 min – 1h25	50 min – 1h 50

Tableau 12 – Propriétés des BVs CAPT et BARR et de leur réponse hydrologique

Le réseau hydrographique de CAPT est 40 % plus dense que celui de BARR : sa densité s'élève à 7.9 km⁻¹ à CAPT contre 5.6 à BARR. Le réseau hydrographique ayant été calculé sur la base du MNT en appliquant un même critère de surface de drainage, cette différence est purement liée à la topographie des BVs. La densité de drainage, i.e. le rapport de la longueur totale du réseau de drainage par la surface du BV, est utilisée classiquement pour décrire la morphologie des BV (Pallard et al., 2009). Il est complexe de comparer la densité de drainage avec des données de la bibliographie étant donné la dépendance forte de celle-ci au seuil de surface de drainage considérée dans les calculs ; ainsi qu'à de nombreux facteurs environnementaux : la formation du réseau hydrographique est un processus qui s'explique sur le long terme et dépend de multiples facteurs. Selon les analyses de réseaux hydrographiques dans différents contextes, la densité de drainage est principalement reliée au climat, au couvert végétal, au socle géologique, au type de sol, au relief, et aux processus de transformation du paysage (Oguchi, 1997; Tucker et al., 2001). Le contrôle géologique et climatique explique des densités de drainage généralement élevées dans les régions soumises fréquemment à de fortes pluies et dont le socle géologique est peu perméable (Oguchi, 1997).

La densité de drainage est physiquement reliée à la distance moyenne parcourue par les flux avant d'arriver à un canal d'écoulement (Tucker et al., 2001). Cette distance moyenne (notée ici D_m) peut être estimée selon Horton (1945) à partir de la densité de drainage (D_d) avec la formule suivante : $D_m = 1 / 2D_d$. Elle vaut 89 m à BARR et 63 m à CAPT. Les valeurs de longueurs de pentes, calculées automatiquement comme les distances crêtes – réseau hydrographique, sont différentes des longueurs moyennes estimées avec la formule de Horton (Tableau 12), mais les deux calculs donnent une moyenne de pentes plus courtes à CAPT qu'à BARR. La différence marquante de CRs entre ces

deux BVs ne peut donc pas s'expliquer par la prépondérance des écoulements de subsurface au sein de pentes de différentes longueurs comme pour la comparaison entre la parcelle SAV et le BV BARR.

La densité de drainage est notamment liée au découpage des BVs en différentes vallées ainsi qu'à la position de départ des canaux d'écoulements par rapport aux crêtes. Des valeurs de densité de drainage élevées traduisent un système de drainage efficient. Le drainage permet d'éviter la saturation du sol par l'eau, il permet son évacuation rapide. C'est d'ailleurs pourquoi certains agriculteurs installent des drains artificiels dans leurs champs (Monsieurs et al., 2015).

Des études portant sur l'impact de la densité de drainage sur la génération des crues font état d'un effet « direct » de la densité de drainage appelé l'effet « temps » (Di Lazzaro et al., 2015). Il concerne le temps de réponse d'une surface de drainage, qui sera plus court si la densité de drainage est élevée, et ce en lien avec des pentes plus courtes. La différence de vitesse et de temps de parcours de l'eau entre les pentes et le réseau de drainage explique cet effet (Berger et Entekhabi, 2001). Il est très bien représenté par les modèles hydrologiques pluie-débit et explique notamment une augmentation des pics de crue en lien avec un temps de réponse plus court sur des BVs dont le réseau hydrographique est dense (Rinaldo, 1996).

A BARR les temps de réponses sont plus courts qu'à CAPT (Tableau 12), cependant la taille des BVs est très différente et le temps de parcours au sein du réseau de drainage de CAPT représente certainement une part non négligeable du temps de réponse de CAPT alors qu'à BARR il est certainement négligeable. La densité de drainage est donc un élément important qui participe à la production importante de ruissellement à CAPT.

La densité du réseau hydrographique est liée à la notion de connectivité hydrologique des écoulements superficiels. Depuis plusieurs décennies la recherche sur le concept de connectivité s'est développée et plusieurs définitions ont été proposées selon les auteurs (Bracken et Croke, 2007; Knudby et Carrera, 2005; Wainwright et al., 2011). Il s'agit dans tous les cas d'identifier l'organisation dans l'espace des chemins d'écoulements les plus rapides, que ceux-ci soient souterrains ou superficiels. Knudby et Carrera (2005) ont défini la connectivité comme « les éléments interconnectés qui concentrent les flux et réduisent les temps de parcours ».

S'il est logique de penser que les chemins d'écoulements superficiels sont les plus rapides, dans le cadre des forêts tropicales il est primordial de considérer également les chemins souterrains proches de la surface du sol : les écoulements de subsurface jouent un rôle prépondérant dans le régime hydrologique des forêts tropicales humides (Bruijnzeel, 2004; Elsenbeer, 2001; Sidle et al., 2007). Certaines études concluent même que les écoulements proches de la surface du sol sont prépondérants et alimentent les rivières directement sans passage par la formation de ruissellement superficiel au niveau des versants (Sidle et al., 2006).

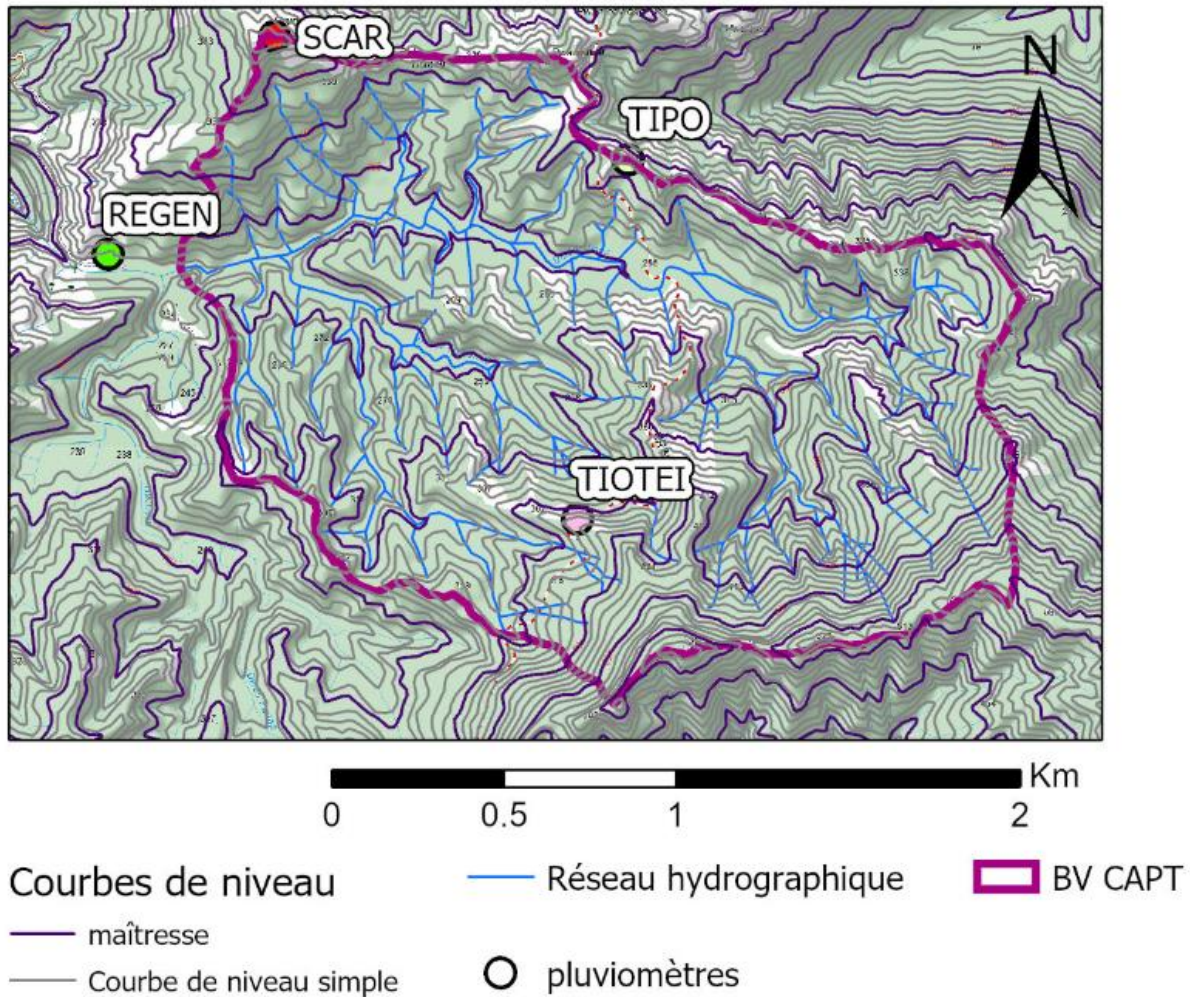


Figure 126 – Topographie et réseau de drainage de CAPT

Les hydrologues s’interrogent de plus en plus sur les liens qui existent entre CR et connectivité (Gomi et al., 2008; Zimmermann et al., 2014). Zimmermann et al., (2014) se sont intéressés au Panama à la connectivité du ruissellement de surface au sein d’un BV de 3.3 ha en milieu forestier tropical humide. Les cambisols de leur zone d’étude sont caractérisés par une faible conductivité hydraulique à faible profondeur ce qui explique des réponses hydrologiques éclair du BV aux fortes pluies. Il s’agit typiquement d’un contexte où la formation de ruissellement superficiel se produit par saturation des horizons superficiels. Lors des crues, le ruissellement se concentre rapidement le long de lignes d’écoulements, appartenant au domaine de la microtopographie, et caractérisées par une conductivité hydrologique à saturation du sol superficiel plus faible (Zimmermann et al., 2014). Ces lignes d’écoulements prolongent vers l’amont le réseau hydrographique et sont activées (i.e. elles délivrent du ruissellement de surface au réseau de drainage) sur des longueurs augmentant de l’aval vers l’amont avec l’intensité des évènements pluvieux et de l’état d’humidité initiale. Elles ont été équipées de capteurs tous les 5 mètres afin de quantifier l’expansion du réseau de drainage au cours des crues. La fréquence d’activation de chacun des capteurs présente une relation de décroissance nette avec la distance au réseau de drainage principal, alors qu’elle ne présente pas de relation univoque avec l’aire contributive correspondant à la position des capteurs.

Toujours selon ces auteurs, le pourcentage de réseau de drainage actif (i.e. le rapport de la somme des longueurs de lignes d'écoulements activées sur la somme des longueurs du réseau complet) est corrélé positivement avec les CRs, le CR augmentant plus vite que le pourcentage de réseau actif. Cela signifie concrètement que plus les chemins d'écoulements superficiels sont activés sur de longues distances, plus les CRs sont importants. Cela est logique puisque dès lors que les écoulements sont concentrés dans des chemins d'écoulements de surface (rigoles, ravines), l'écoulement est beaucoup plus rapide, ce qui lui laisse moins de chance pour s'infiltrer.

Pallard et al., (2009) obtiennent des conclusions similaires par la voie de la modélisation pluie-débit avec le modèle AFFDEF qui simule les processus de ruissellement sur les pentes et les écoulements concentrés dans le réseau de drainage, sur le BV de Riarbero en Italie. Leurs simulations ont été effectuées avec une gamme de densités de drainage variable, tout autres facteurs environnementaux égaux par ailleurs. Les différentes densités de drainage testées sont cartographiées *via* le MNT à partir d'une gamme de seuils de surface de drainage minimale pour l'initiation des ravines. Une surface de drainage minimum faible donne un réseau de drainage dense et vice-versa. Leurs résultats reflètent l'effet « temps » : les valeurs des pics de crue sont corrélées positivement à la densité de drainage, ce qui s'explique par la plus grande vitesse de l'écoulement concentré. Une plus grande densité de drainage implique une réponse plus rapide du BV donc un temps de concentration plus court.

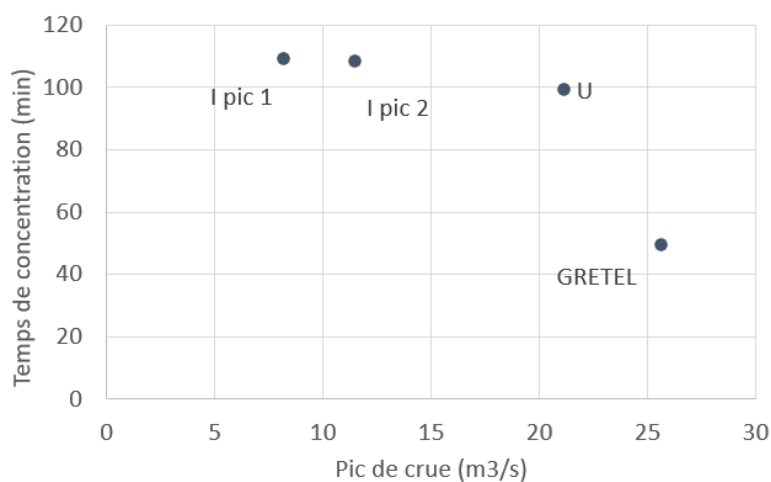


Figure 127 – Temps de concentration (minutes) en fonction du débit de crue maximum observé pour les deux pics de crue de l'évènement I, et les pics de crue de la dépression tropicale GRETEL et de l'évènement U.

A CAPT, pour les 4 pics de crue pour lesquels les temps caractéristiques de réponse hydrologique du BV ont été caractérisés, le temps de concentration diminue avec la valeur maximum du débit observé (Figure 127).

Cela est cohérent avec les observations de Pallard et al., (2009) ce qui porte à croire qu'à CAPT la densité de drainage superficielle est dépendante de la crue.

L'identification graphique par le tracé sur une échelle logarithmique des différentes phases d'écoulement dans un hydrogramme de décrue donne des indications sur la prépondérance de chemins de l'eau, superficiels ou souterrains (voir section 1.3.1.2). Avant la fin du temps de concentration, ce sont les écoulements superficiels qui sont prépondérants alors qu'après, ce sont les écoulements souterrains. La différenciation est ici caractérisée à l'exutoire du BV, elle donne donc une indication sur la différenciation des types écoulements sur les parties les plus basses du BV.

Un temps de concentration long signifie que l'eau a circulé sous forme d'écoulement de subsurface, relativement lent, sur des portions de pentes importantes, avant d'être concentrée le long des lignes d'écoulements. Une diminution du temps de concentration indique un écoulement qui s'est concentrée dans les chemins d'écoulements plus en amont dans les pentes.

A la Thiem on observe un CR plus élevé pour l'évènement GRETEL (0.63 [0.48, 0.79]) pour lequel le temps de concentration vaut 49 minutes, que pour l'évènement U (CR de 0.48 [0.37, 0.61]) caractérisé par un temps de concentration de 99 minutes.

Ainsi, le BV CAPT présente une connectivité de surface dépendante de l'intensité des évènements et matérialisée par une extension du réseau de drainage vers l'amont lors des crues les plus intenses, ce qui explique des CRs et des pics de crues particulièrement élevés dans le BV CAPT et des temps de concentration variables selon les évènements. Les deux hypothèses suivantes peuvent donc être formulées :

- Le ruissellement de surface joue un rôle prépondérant dans le régime de CAPT pendant les crues ;
- Le ruissellement superficiel se concentre dans des chemins d'écoulements préférentiels (rigoles, ravines) assez haut dans les versants, et d'autant plus que les CRs sont élevés ;

Ces deux hypothèses sont cohérentes avec ce qui est observé à la parcelle SCAR : les écoulements de subsurface s'exfiltrent ce qui active des chemins d'écoulements superficiels rapidement focalisés au niveau d'une rigole. Une forte connectivité à CAPT pourrait ainsi être expliquée par la présence de zones dégradées sur les versants. La connectivité de surface, matérialisée par de nombreuses rigoles et ravines, se forme par érosion concentrée le long de ces chemins préférentiels, ce qui nous amène à l'étude de l'érosion sur notre site expérimental.

3.1.2 Erosion et échelles

3.1.2.1 Etat de l'art

L'érosion hydrique est un phénomène naturel et continu extrêmement variable qui dépend de nombreux paramètres incluant le climat, le sol, la couverture de sol et la topographie. Ce sont ces paramètres qui sont pris en considération dans le modèle USLE (Universal Soil Loss Equation), le modèle de prédiction de l'érosion le plus utilisé (Kinnell, 2010). Ces dernières décennies l'érosion est devenue une préoccupation majeure à l'échelle planétaire puisqu'elle est la cause principale de dégradation du sol (García-Ruiz et al., 2015). En lien avec la dégradation des écosystèmes et des états de surfaces, et exacerbées par le changement climatique (Li et Fang, 2016), les taux d'érosion explosent. Cela engendre de forts impacts sur les propriétés physiques et chimiques des sols affectés (R. Lal, 2001). L'érosion affecte en premier lieu le sol superficiel où la matière organique et les nutriments sont les plus concentrés (Li et al., 2009). Les cours d'eau et écosystèmes côtiers sont également affectés par les sédiments charriés (Kar et al., 2020). L'érosion du sol est l'une des causes principales de dégradation des écosystèmes à l'échelle planétaire (R. Lal, 2001) et dans les tropiques (Labrière et al., 2015).

A l'échelle d'un bassin versant, le détachement des particules à l'origine de l'érosion a plusieurs sources. La première et la mieux documentée à ce jour est l'érosion 'diffuse' des pentes ('sheet and rill erosion' ou 'overland flow erosion' en anglais). Celle-ci est provoquée par l'effet 'splash' des gouttes d'eau de pluie ayant transité ou non par la canopée, ou bien par les forces de cisaillement imposées par le ruissellement de surface, diffus ('interill erosion') ou concentré dans des micro-ravines ou rigoles ('rill erosion') (Merritt et al., 2003). L'érosion au niveau des ravines, ou ravinement ('gully erosion' en anglais), est l'érosion qui se déroule au niveau des parois et des fonds des ravines et est provoquée par la contrainte de cisaillement du flux d'eau concentré. Loch et Silburn (1996) ont proposé un critère de différenciation entre une rigole ('rill') et une ravine ('gully'), considérant qu'une rigole peut disparaître avec un simple travail du sol alors qu'une ravine non. Enfin la troisième source d'érosion se situe au niveau des cours d'eau permanents ('stream erosion').

Les forêts sont à l'échelle mondiale les types de couvertures de sol les moins affectées par l'érosion (García-Ruiz et al., 2015). D'après une méta étude rassemblant les résultats de 55 références de mesure *in situ* de l'érosion sous climat tropical humide, les forêts sont les états de couvertures de sol où le moins d'érosion est observé (Labrière et al., 2015). Selon ces auteurs, l'érosion en milieu forestier est toujours inférieure à $1 \text{ t ha}^{-1} \text{ an}^{-1}$. Renard et al., (2018) considèrent qu'un taux d'érosion 'normal' en montagne se situe aux alentours de 200 mm en 1000 ans. Cela représente $2 \text{ t ha}^{-1} \text{ an}^{-1}$ si l'on considère une densité de sol égale à 1 g cm^{-3} .

Cependant d'autres auteurs ont trouvé des taux d'érosion plus élevés en forêt tropicale humide comme le montre le Tableau 13 synthétisant certains résultats issus de la bibliographie.

Les études inventoriées ici et réalisées sur des forêts non dégradées ou exploitées, pour lesquelles les mesures de l'érosion ont été effectuées à échelle temporelle de quelques années, et sur la base de mesures intégrées sur une surface, montrent des taux d'érosion inférieurs à $1.5 \text{ t ha}^{-1} \text{ an}^{-1}$.

Les exemples où le taux d'érosion dépasse cette valeur concernent soit des forêts dégradées par l'exploitation, soit sont basés sur des mesures d'érosion très différentes : le pont de l'érosion pour (Mohamad et al., 2020), le calcul des sédiments à l'exutoire pour Madsen et al., (2017). En ce qui concerne la méthode du pont de l'érosion, il s'agit de tendre un câble, de manière à ce qu'il soit parfaitement immobile dans le temps, horizontalement et à quelques cm au-dessus d'une surface de sol. Le suivi des hauteurs surface du sol – câble le long de celui-ci permet une estimation de l'érosion du transect de sol situé sous le câble au cours du temps. Il s'agit donc de mesures localisées de l'érosion.

Contexte		Echelle spatiale et temporelle / méthode de mesure	Erosion (t.ha ⁻¹ .an ⁻¹)	Source
Malaisie 2000 – 3000 mm de pluie annuelle	Forêt tropicale humide « contrôle »	Parcelle 200 m ² pente 15-21°	0.038	Sidle 2006
		BV (surface non précisée)	0.16 – 0.22	
	Forêt manuellement exploitée pour le bois	Parcelle pente 15-21°	0.11	
		BV (surface non précisée)	2.2	
	Forêt exploitée mécaniquement pour le bois et brûlée	Parcelle pente 15-21°	0.2	
		BV (surface non précisée)	3.9	
Ghana – 1400 mm de pluie annuelle	Forêt tropicale humide	Erosion calculée <i>via</i> l'étude des sédiments accumulés à l'exutoire des BV	1.95 – 3.15	Breuning-Madsen et al., (2017)
Méta étude de l'érosion dans les tropiques impliquant 20 études	Forêts « dégradées »	Parcelles de ruissellement	0.46 - 1	Labrière et al., (2015)
	Forêts « old growth »		0.07 – 0.12	
	Forêts secondaires		0.017 – 0.10	
	Végétation arbustive		0.2 – 0.6	
Malaisie 2500 mm	Forêt « old growth »	BV 33° de pente moyenne ; Pont de l'érosion sur des pentes > 30°	87.63	Mohamad et al., (2020)

Tableau 13 – Exemple de taux d'érosion en forêt tropicale humide

3.1.2.2 Interprétation des observations sur la zone d'étude

Le Tableau 14 résume les quantités totales de matière érodée, calculées aux parcelles SAV et SCAR et au BV CAPT pendant les saisons des pluies 2019, 2020 et 2021.

		SAV	SCAR	CAPT
fév - mars 2019	Érosion totale (kg)	0.5	7.8	NA
	Érosion en hauteur (mm en 1000 ans)	4.3	64.6	NA
	Érosion (t ha⁻¹)	0.04	0.65	NA
fev - mai 2020	Érosion totale (kg)	0.6	26.2	488000
	Érosion en hauteur (mm en 1000 ans)	5.2	216.9	156.4
	Érosion (t ha⁻¹)	0.05	2.17	1.56
déc. 2020 - 05/02/2021	Érosion totale (kg)	NA	NA	1091300
	Érosion en hauteur (mm en 1000 ans)	NA	NA	349.8
	Érosion (t ha⁻¹)	NA	NA	3.50

Tableau 14 - Erosion aux cours des 3 périodes étudiées sur les parcelles SAV et SCAR et au CAPT.

Le peu d'érosion observé sur la parcelle SAV est probablement lié à une forte perméabilité de l'horizon superficiel, ainsi qu'au fort taux de matière organique qui stabilise les agrégats du sol (voir section 1.2.4) et à la protection de celui-ci par la strate herbée et la litière, très denses, qui interceptent les gouttes de pluie et ralentissent le ruissellement (Lacombe et al., 2018). Le taux d'érosion élevé à la parcelle SCAR est lié à la combinaison 1) du fort ruissellement incluant une grande part d'exfiltration, 2) d'un sol superficiel peu structuré et non protégé, 3) du faible couvert du sous-bois. La présence de racines mises à nu sur des épaisseurs pouvant atteindre la dizaine de cm sur l'ensemble de la parcelle témoigne d'une érosion diffuse importante sur le long terme. D'autre part, la présence d'une rigole qui centralise les flux indiquent une érosion plus forte focalisée le long de cette ligne d'écoulement. Le fond de la rigole dans la partie basse de parcelle laisse apparaître ce qui semble être l'horizon B en surface (Figure 128).



Figure 128 – Photographie de la rigole visible en bas de la parcelle SCAR (le 17/10/2018)

L'érosion ramenée à l'hectare pendant la saison des pluies de 2020 (épisode El Niño modéré) a entraîné une érosion de 2.17 t ha^{-1} à la parcelle SCAR et 1.56 t ha^{-1} au BV CAPT. Ces taux d'érosion sont largement supérieurs aux taux d'érosion trouvés dans la bibliographie dans des forêts tropicales humides pour des études s'intéressant à une période de quelques années et avec des méthodes de mesure comparables. García-Ruiz et al., (2015) ont mis en évidence une forte dépendance des résultats de calcul d'érosion en fonction de la durée des études. En effet l'érosion est fortement pondérée par les événements extrêmes, comme cela se voit bien avec l'exemple de la parcelle SCAR où l'évènement L a provoqué 55 % de l'érosion de toute la saison des pluies. Il est évident que les taux d'érosion présentés Tableau 14 ne sont pas représentatifs de l'érosion moyenne sur un long terme (Cantón et al., 2011).

De plus, il est possible que l'érosion à SCAR ait été sous-estimée par le biais de l'érosion des matériaux grossiers et des agrégats de sol qui n'ont pas été pris en compte. Les dépôts de ce type pendant l'évènement L dans le canal d'écoulement représentaient 20 % de l'érosion totale (i.e. l'érosion des MES estimée *via* les mesures du turbidimètre + celle des dépôts grossiers). Il est probable qu'une part de ces éléments grossiers ne se soit pas déposée dans le canal et n'ait donc pas été comptabilisée dans ce calcul. En considérant par une approximation large que 40 % de l'érosion sur la parcelle n'a pas été comptabilisé dans le calcul de la MES, on estime sur la saison des pluies de 2020 une érosion totale de 3.62 t ha^{-1} .

En supposant que l'érosion à l'échelle du BV de CAPT provient en totalité de zones fortement dégradées représentées par la parcelle SCAR et qu'elles ont produit une érosion telle que celle calculée à cette parcelle sur la période février – mai 2020 (i.e. 2.17 t ha^{-1}), on en conclut que 72 % de la surface du BV est dégradé. En admettant que les matériaux grossiers érodés sur les pentes participent à l'érosion calculée à CAPT, et que l'érosion totale à la parcelle SCAR sur la période février – mai 2020 vaut 3.62 t ha^{-1} , cela porte la proportion théorique de surface dégradée de type parcelle SCAR à 43 %.

Or ce chiffre est trop élevé par rapport aux observations de terrain. En effet les surfaces visiblement très dégradées telles que la parcelle SCAR représentent moins d'un quart de la surface du BV.

De même que pour le ruissellement, de nombreux auteurs ont souligné l'impossibilité de calculer l'érosion d'un BV à partir de mesures sur des parcelles en lien avec les processus différents qui sont dépendants de l'échelle d'étude (de Vente et Poesen, 2005; Verbist et al., 2010). Le résultat du calcul théorique de surface dégradée au BV CAPT à partir de l'érosion à la parcelle SCAR corrobore cette impossibilité et porte à croire que les phénomènes érosifs visibles à l'échelle du BV et non à l'échelle de la parcelle ont une importance élevée dans l'érosion globale du BV CAPT.

Ces phénomènes érosifs non visibles à l'échelle de la parcelle mais visibles à l'échelle du BV pourraient être liés : 1) à la présence de surfaces soumises à une érosion diffuse importante et non représentées par les parcelles, 2) à l'existence de surfaces encore plus dégradées que la parcelle SCAR et marquées par une érosion plus forte, et/ou 3) à une érosion localisée au niveau des chemins d'écoulements préférentiels de type ravine et/ou rivière : la parcelle est représentative de l'érosion diffuse sur les pentes, incluant l'érosion liée au ruissellement diffus et concentré dans des rigoles, alors que l'échelle du BV inclut les phénomènes d'érosion dans les ravines et les cours d'eau (Cantón et al., 2011; Descroix et al., 2008; de Vente et al., 2007; de Vente et Poesen, 2005; Verbist et al., 2010).

L'hypothèse 1) peut être reliée à la présence au BV CAPT de surfaces de type 'fourré monospécifique de niaoulis' (voir section 3.1.1.4). De même que lors de la discussion portant sur cet état de couvert dans la section portant sur le ruissellement (3.1.1.4), on peut dire ici celui-ci ne peut pas expliquer à lui seul la forte érosion observée à cause de la faible proportion surfacique qu'il représente, d'autant que ces surfaces ne sont pas marquées par des signes visibles d'érosion forte.

L'hypothèse 2) semble cohérente avec des observations de terrain : des zones marquées par des signes d'érosion encore plus importants que ceux visibles à SCAR ont en effet été observées sur le terrain. Cette hypothèse sera développée dans la partie suivante.

L'hypothèse 3) est cohérente avec les idées développées dans la partie précédente, portant sur la connectivité du BV CAPT, puisqu'une érosion focalisée dans les rigoles et ravines renforce la connectivité hydrologique du paysage en creusant les drains d'écoulement (Bracken et Croke, 2007; J Poesen et al., 2003).

L'érosion diffuse est constituée de deux sous-processus : le détachement et le transport des particules. Dans certaines situations le transport est le facteur limitant de l'érosion diffuse (Zhang et al., 2017). C'est le cas si l'impact des gouttes de pluie entraîne un détachement des particules, et si les écoulements de surface diffus ne sont pas assez énergiques, à l'origine du processus de dépôt (Zhang, 2019). La capacité de transport des particules de sol au sein des écoulements diffus est fortement favorisée par l'impact des gouttes de pluie (Kinnell, 2005; Zhang, 2019). Si l'écoulement de surface n'est pas assez rapide pour assurer le transport des particules, c'est l'énergie délivrée par les gouttes de pluie qui empêche le dépôt des particules (Zhang et al., 2017). Cela explique la corrélation forte trouvée par des hydrologues entre l'intensité de la pluie et l'érosion diffuse (Gumiere et al., 2009). L'intensité de la pluie est souvent représentée par la variable I_{30} , correspondant à l'intensité maximum de pluie pendant une durée d'une demi-heure.

La recherche de corrélation *via* des régressions entre deux ou plusieurs variables climatiques et hydrologiques est souvent utilisée en hydrologie dans le but de comprendre l'origine de l'érosion

(Haregeweyn et al., 2008). Ares et al., (2016) ont par exemple mis en œuvre cette recherche systématique de corrélations lors d’une étude portant sur un BV en Argentine. Leur meilleur modèle de régression incluait les variables I_{30} et la variable le pic de crue pour prédire l’érosion à échelle d’évènements pluvieux.

Au BV CAPT, les relations entre les variables I_{30} et le pic de crue d’une part, et l’érosion d’autre part, sont présentées Figure 129 à l’échelle des évènements pluvieux. La variable I_{30} ne présente pas une bonne corrélation linéaire avec la quantité d’érosion ($R^2 = 0.36$). La variable pic de crue présente une bonne corrélation avec l’érosion ($R^2 = 0.81$), ce qui a été trouvé dans plusieurs études, et qui s’explique par le fait qu’elle constitue un bon intégrateur de différents phénomènes qui surviennent à échelle du BV (Duvert et al., 2012).

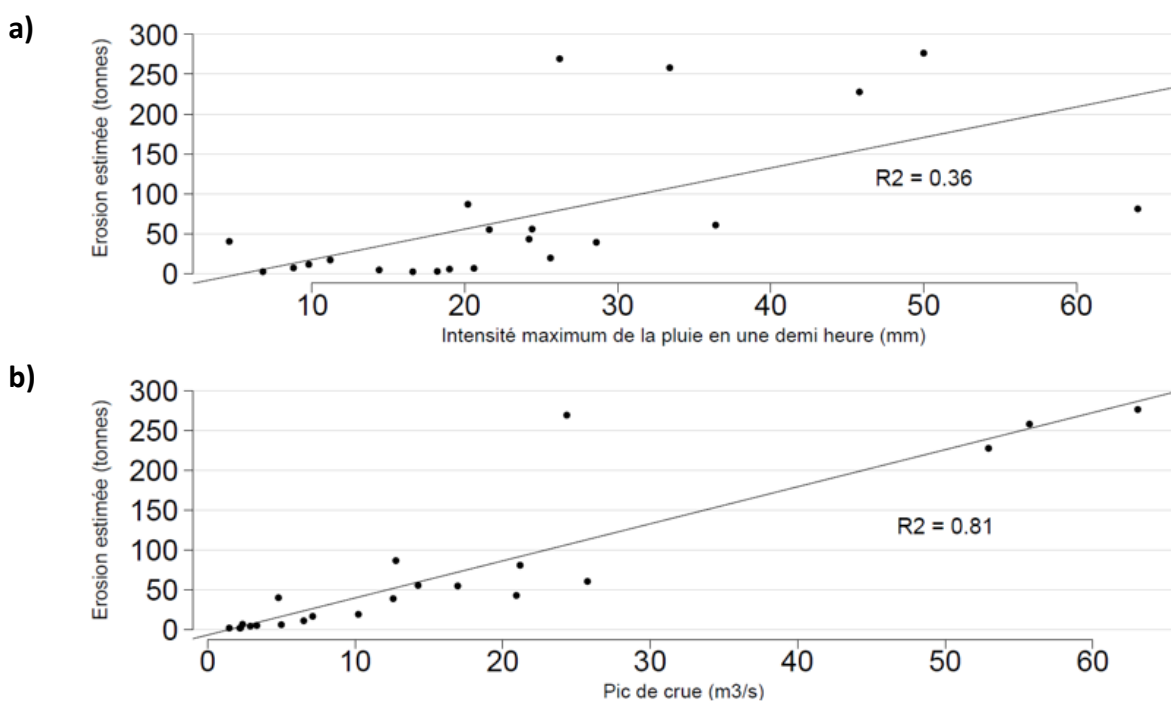


Figure 129 – Régression linéaires I_{30} – Erosion (a) et Pic de crue – Erosion à CAPT (b)

Dans les essais de modélisation de l’érosion dans les ravines, des variables liées aux débits et non à la pluie sont utilisées (T. Yang et al., 2012), alors que pour la modélisation de l’érosion diffuse ce sont des variables liées à l’intensité de la pluie (Merritt et al., 2003). Le modèle USLE par exemple prédit l’érosion annuelle par le produit de plusieurs facteurs dont l’un concerne la pluie (facteur R (‘rainfall erosivity factor’), égal à la moyenne annuelle de la somme des produits $E * I_{30}$, E étant l’énergie cinétique d’un orage, s’exprimant en $MJ ha^{-1}$ (Nazuhan et al., 2018). L’application du modèle USLE, initialement calibré à l’échelle de parcelles de ruissellement, mais extrapolé à l’échelle de bassins versants a posé des problèmes en lien avec la non prise en compte de l’érosion produite par le ruissellement superficiel et notamment concentrée dans les rigoles et/ou les ravines (Kinnell, 2010). De nombreuses modifications de ce modèle ont été proposées par la suite pour remédier à ce problème (USLE-M, MUSLE). Ces nouvelles versions prenant en compte le ruissellement superficiel et

notamment la valeur du pic de crue ont permis de meilleures prédictions de l'érosion à l'échelle de bassins versants (Kinnell, 2010).

D'autre part, les réflexions du paragraphe 3.1.1 portant sur le lien entre temps de concentration, la valeur du pic de crue et la connectivité hydrologique, portent à croire qu'il existe une forte corrélation entre la valeur du pic de crue et la prépondérance des écoulements rapides concentrés dans les ravines et autres chemins d'écoulements préférentiels superficiels. Si la variable pic de crue donne une indication sur la prépondérance des écoulements concentrés, et qu'elle est bien corrélée à l'érosion, cela signifie logiquement qu'une grande part de l'érosion doit provenir des chemins d'écoulements préférentiels. Cependant, il est possible que cette érosion localisée dans les ravines et mobilisée pendant les pics de crue les plus intenses corresponde en réalité à des dépôts préalablement érodés pendant des crues plus modestes et déposés dans les zones de décélération des flux le long des chemins d'écoulements, puis remobilisés lors de pic de crue plus intenses à pouvoir érosif plus important. Un tel processus a été mis en évidence *via* l'étude de traceurs biogéochimiques aux Etats-Unis (Rose et al., 2018), et par la confrontation de variables d'érosion différenciées selon les phases des hydrogrammes de crues avec des variables liées à la crue en cours et aux crues précédentes à Puerto Rico (Gellis, 2013).

L'étude de l'érosion du BV CAPT corrobore donc l'hypothèse 3) proposant qu'une importante part de l'érosion à ce BV pourrait provenir des chemins préférentiels d'écoulements superficiels. Cette érosion localisée entraîne l'augmentation de la connectivité hydrologique du BV par renforcement progressif du réseau de rigoles et de ravines. Cette hypothèse permet également d'expliquer les CRs très élevés ce BV. Elle n'est pas incompatible avec l'hypothèse 2) portant sur l'existence de surfaces encore plus érosives que la parcelle SCAR : en effet, la présence de surfaces très dégradées dont l'horizon A est réduit à cause d'un taux d'érosion élevé correspond typiquement à des zones d'exfiltration d'eau, comme c'est le cas à la parcelle SCAR, donc ce sont des surfaces créatrices de connectivité superficielle (ou bien la renforçant).

Pour conclure cette partie, les hypothèses formulées par l'étude des CRs à la Thiem, à savoir la prépondérance de l'écoulement superficiel et sa concentration forte en réseau de rigoles et ravines, sont cohérentes avec la réflexion menée sur l'érosion du BV CAPT, et notamment les hypothèses 2) et 3), stipulant la présence de surfaces plus érosives que celles de la parcelle SCAR et d'une érosion forte au niveau des chemins d'écoulement concentrés.

3.2 Fonctionnement hydrologique des bassins versants à la Thiem

Les paragraphes précédents ont permis d'introduire l'hypothèse d'une grande connectivité au sein du BV CAPT, expliquant les importants CRs et les taux d'érosion élevés. La connectivité d'un bassin versant se définit par la structure et la densité du réseau de chemins d'écoulements rapides.

Le profil de sol est, d'après de nombreux auteurs, le premier facteur explicatif des chemins de l'eau (Fu et al., 2011). Or, le paysage de notre zone d'étude est composé d'une mosaïque de savanes à niaoulis et de forêts dont les fonctionnements hydrologiques sont très distincts, en lien avec des profils de sols et des couverts végétaux contrastés. La fragmentation du paysage peut entraîner des

modifications importantes du régime hydrologique (Ziegler et al., 2004) qui s'expliquent par les discontinuités dans les profils de sol.

Nous allons donc dans un premier temps nous intéresser aux caractéristiques de la connectivité hydrologique dans les savanes et dans les forêts ainsi qu'au niveau des zones dégradées. Ensuite, un focus sera effectué sur les conséquences de la distribution topographique des différents types de couverts sur la connectivité.

3.2.1 Savanes *versus* forêt : des mécaniques de création de connectivité hydrologiques différents

3.2.1.1 La connectivité hydrologique dans la savane

La mise à nu par le feu de nombreux sols de savanes dans la zone d'étude pendant la saison sèche de 2019 a permis d'observer la surface du sol des savanes pendant certains épisodes pluvieux intenses. Dans les savanes des ravines assez profondes et étroites sont observées dans les creux topographiques, mais aucune rigole alimentant ces ravines n'a été observée sur le terrain (Figure 130). Cette absence de rigole peut s'expliquer par la faible propension à la formation de rigoles sur les sols riches en MO et fortement structurés en agglomérats (Barthès et Roose, 2002).



Figure 130 – Exemple de ravine de savane (Pierre Genthon, le 11/02/2020).

A certains endroits, des ravines d'une profondeur d'une cinquantaine de centimètre sont observées. Leur point d'initiation correspond à une coupure nette et verticale du profil de sol (Figure 131). Ce type de figure d'érosion est qualifié de 'tête coupée' ('headcut' en anglais), elle marque l'initiation amont d'une ravine et l'érosion y est souvent élevée au niveau de la berge : des effondrements successifs engendrent le déplacement progressif de la berge vers l'amont durant les fortes crues (on parle de 'bank gullies' en anglais).



Figure 131 – Point d'initiation d'une ravine de type « tête coupée » de 50 cm de profondeur dans la savane (à proximité du pluviomètre TIPO, dans le BV de CAPT, le 19/05/2020)

Les effondrements successifs de la berge de ce type de ravine sont fortement favorisés par la saturation du sol superficiel (Yibeltal et al., 2021).

On observe également dans le paysage de savane des surfaces marquées par un effondrement localisé du sol (Figure 132).



Figure 132 - Exemple d'effondrement localisé dans les pentes entre les parcelles REGEN et SCAR (le 28/07/2018)

De tels effondrements sont témoins de l'existence d'une érosion de subsurface fragilisant le sol à tel point qu'il finit par s'effondrer sur lui-même. De nombreux auteurs se sont penchés sur la question de l'érosion de subsurface ou érosion 'interne' (Ke et Takahashi, 2012; W. Liu et al., 2019; J. Yang et al., 2019). Il existe deux processus principaux d'érosion de subsurface : l'érosion sélective des particules fines au niveau des pores séparant des particules plus grossières, ou 'suffusion' ; et l'érosion focalisée au sein de canaux souterrains, correspondant à de réelles conduites ou un flux concentré se forme lors des crues. Ces deux processus agissent souvent de manière couplée (Ke et Takahashi, 2012).

Le premier processus, la suffusion, désigne le détachement par les écoulements souterrains des plus petites particules de sol, ce qui entraîne une modification de la composition granulométrique du sol en faveur des plus grosses particules (Ke et Takahashi, 2012). Celle-ci entraîne une augmentation de la conductivité hydraulique du sol, ce qui amplifie le processus de suffusion à cause de plus forts débits traversant le sol. La suffusion n'implique pas de modification de volume de sol, uniquement de masse. Dans certains cas, la disparition progressive des matériaux les plus fins du sol entraîne une réduction de sa cohésion, jusqu'à entraîner un effondrement du sol sur lui-même. C'est ce qu'on appelle la 'suffosion', processus au cours duquel la perte des particules fines entraîne une diminution du volume de sol associé à la perte de masse, provoquée par des effondrements.

L'intensité de la suffusion dépend de multiples paramètres incluant les caractéristiques géométriques du sol, la vitesse du flux de subsurface, ainsi que le gradient hydraulique (Ke et Takahashi, 2012). Le critère géométrique implique que pour que la suffusion se produise 1) la taille des particules fines doit être inférieure à la taille des espaces séparant les particules plus grosses, constituant le 'squelette' du sol ; et 2) la quantité des particules fines ne doit pas être suffisante pour remplir ces espaces. Le critère hydraulique, quant à lui, implique que le gradient hydraulique doit être suffisant pour entraîner les particules fines à travers les espaces entre grosses particules.

Le second processus désigne la formation de canaux souterrains. Il a été montré sur des sols forestiers tropicaux que des chemins souterrains d'écoulement ont tendance à s'auto-organiser en un réseau complexe, dont la continuité est encouragée par les écoulements de subsurface, et qui relie les macropores correspondant à des racines en décomposition ou produits par la mésofaune du sol, ou

bien les cavités formées par érosion souterraine, ou encore les poches de matière organique (Sidle et al., 2001). La connectivité de ce réseau a tendance à se renforcer dans les zones plus humides. La formation de conduites souterraines est encouragée dans les zones de formation de nappe perchée à faible profondeur (Verachtert et al., 2013), et notamment par la forte décroissance de la conductivité hydraulique avec la profondeur, comme cela a été mis en évidence en forêt tropicale amazonienne (Elsenbeer et Vertessy, 2000). Ces chemins préférentiels souterrains peuvent être soumis à une érosion conduisant à la formation de conduites de diamètre pouvant atteindre plusieurs cm de diamètre dans certains cas (Sayer et al., 2006). Celles-ci peuvent jouer un rôle prépondérant dans la génération des débits de crue : selon Sayer et al., (2006) l'écoulement en conduites souterraines représente 30 % minimum des écoulements de crue dans une forêt tropicale humide en Malaisie.

Ces conduites souterraines peuvent finir par s'effondrer sur elles-mêmes ce qui conduit à la formation de ravines (Bernatek-Jakiel et Poesen, 2018). D'après Poesen et al., (2003), l'érosion liée à l'effondrement de conduites souterraines peut représenter 1.3 à 15 t ha⁻¹ an⁻¹ dans des zones de végétation herbacée en Europe contre moins de 0.3 t ha⁻¹ an⁻¹ pour l'érosion superficielle.

Le régime hydrologique pendant les crues des savanes à niaoulis est caractérisé par la prépondérance des écoulements de subsurface et une faible infiltration en dessous de la limite des horizons A et B, liée au faible couvert arboré et à une forte anisotropie du sol (i.e. une décroissance marquée de la perméabilité avec la profondeur), avec une forte perméabilité de l'horizon A. Cette configuration favorise certainement les processus d'érosion interne décrits ci-dessus car la présence d'une nappe perchée rend le sol moins résistant à l'érosion : en milieu saturé, la succion matricielle est nulle. Or celle-ci est l'un des termes qui intervient dans le calcul de la résistance du sol au cisaillement (Fox et Wilson, 2010). Un sol saturé a donc une résistance au cisaillement amoindrie par rapport à un sol non saturé.

L'érosion au niveau d'une berge s'explique par son instabilité due à l'anisotropie de l'horizon conducteur au-dessus de l'horizon restrictif (Fox et Wilson, 2010). Les mécanismes intervenant dans ce type d'érosion sont liés à la pression de l'eau interstitielle sur les forces de cisaillement du sol, au gradient hydraulique au niveau de la berge, et à la mobilisation de particules par suffusion qui diminuent la résistance du sol aux forces de cisaillement (Fox et Wilson, 2010). L'érosion se produit par transport des particules et/ou par effondrement de la berge. L'érosion des particules fragilise le sol et l'effondrement se produit si les contraintes de mouvement excèdent les forces de cohésion. Ainsi les berges des ravines sont des zones particulièrement sensibles à l'érosion.

Les processus d'érosion interne sont plus intenses sur des surfaces caractérisées par un indice topographique (Eq 7) élevé, i.e. une importante surface contributive amont et une pente faible, et qui sont par conséquent plus souvent saturées. C'est sur ce type de surface qu'ont d'ailleurs été observés les effondrements de sol et initiations de ravine à 'tête coupée'.

La parcelle savane présente un taux d'érosion faible. Cependant il est très probable que l'érosion en savane soit concentrée au niveau des ravines qui se forment le long de chemins préférentiels d'écoulements, dans des zones à fort indice topographique, donc situés plus en aval que la parcelle SAV, en lien avec des sols plus fréquemment saturés.

La connectivité hydrologique dans les savanes est donc constituée par de forts écoulements de subsurface favorisés par la forte anisotropie du profil de sol. Ces écoulements de subsurface

importants amènent dans certaines zones à fort indice topographique à des effondrements et à la formation de ravine de type 'bank gullies' en conséquence de processus d'érosion interne.

3.2.1.2 La connectivité hydrologique dans la forêt

L'étude de la perméabilité des sols aux alentours de REGEN a mis en évidence une forte hétérogénéité dans l'espace de la capacité d'infiltration de l'eau. Le facteur prépondérant de cette hétérogénéité semble lié à la présence de grands arbres créant d'importants chemins racinaires autorisant localement une infiltration profonde et rapide.

Le régime hydrologique forestier est caractérisé notamment par une forte évapotranspiration liée à l'important couvert végétal (Cheng et al., 2002; Farley et al., 2005; Marapara et al., 2021). La transpiration des arbres permet d'évacuer d'importantes quantités d'eau du sol vers l'atmosphère, ce qui permet d'augmenter la porosité disponible du sol. Cette forte capacité d'évapotranspiration donne donc à la forêt une certaine résistance vis-à-vis de la production de ruissellement.

Ces deux éléments conduisent à un constat général : la forêt a à la base moins de propension à la création de forte connectivité que la savane, en lien avec des écoulements de surface et de subsurface restreints par rapport à la savane pour les deux raisons évoquées ci-dessus.

Selon de nombreux travaux, les écoulements de subsurface jouent un rôle prépondérant dans le régime hydrologique des forêts tropicales humides (Bruijnzeel, 2004; Elsenbeer, 2001; Sidle et al., 2007). Les chemins d'écoulements proches de la surface du sol sont prépondérants et alimentent dans certains cas directement les rivières sans forcément qu'il y ait de formation de ruissellement superficiel au niveau des versants (Sidle et al., 2006). Cela explique la faible érosion de surface généralement observée dans les forêts tropicales humides (Bruijnzeel, 2004). Cependant, sur notre zone d'étude, l'érosion est très élevée sur certaines surfaces, telles que la parcelle SCAR, par rapport au cas général des forêts tropicales humides. D'autre part, de nombreux écoulements superficiels localisés dans des rigoles et des ravines ont été observés dans la forêt pendant durant les crues (figures 134 et 135).

Il semble que dans notre zone d'étude le ruissellement soit produit majoritairement par excès de saturation des horizons superficiels et non par dépassement de la capacité d'infiltration en lien avec des horizons superficiels de forte perméabilité sur la plupart des surfaces. C'est ce qui a été décrit par Elsenbeer et Vertessy (2000) : le ruissellement de surface dans la forêt tropicale amazonienne est créé par excès de saturation de l'horizon superficiel. La formation de ravines dans ce contexte est probablement favorisée par la présence de nappe perchée atteignant la surface du sol (Vandaele et al., 1997).

Elsenbeer (2001) a décrit les mécanismes de chemins de l'eau expliquant la formation des crues en milieu tropical dont les sols sont caractérisés par une forte anisotropie : les écoulements de subsurface sont prépondérants sur les hauts de pente, et ceux-ci vont s'exfiltrer au niveau de pente concaves et en fonction de la microtopographie, formant ce qui est communément appelé le 'return flow'.

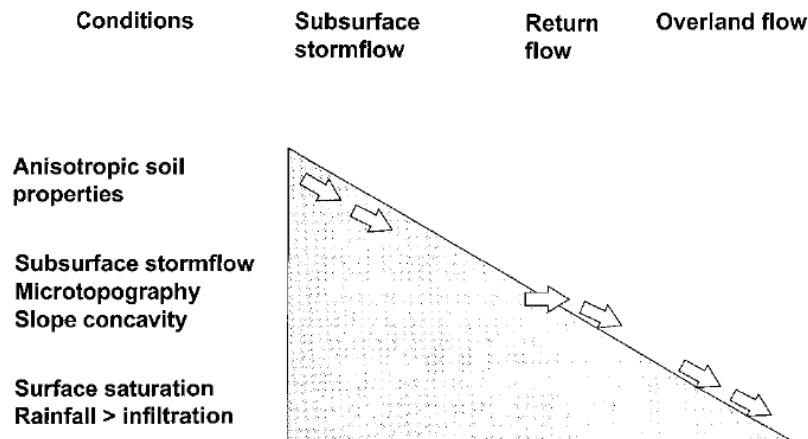


Figure 133 – Schématisation des chemins d'écoulements préférentiels pendant une crue en milieu tropical humide caractérisé par une forte anisotropie du sol superficiel - schéma issu de Elseneer et Vertessy, (2000)

Ce 'return flow' s'écoule ensuite sur les bas de versants sous forme de ruissellement de surface. La formation du 'return flow', ou exfiltration, peut être selon cet auteur liée à des modifications de l'activité biologique du sol (chemins racinaires, macroporosité créée par la mésofaune du sol), de gradients de pente, ou à un changement de profondeur du sol. Cette description de régime hydrologique correspond finalement au processus que nous avons décrit dans les savanes.

Certains auteurs ont émis l'hypothèse d'une érosion préférentielle au niveau des zones d'exfiltration de l'eau. Selon Tanaka (1982), l'eau qui s'exfiltre constitue un agent érosif plus important que l'eau de ruissellement de surface, puisqu'elle initie le chemin de passage superficiel au niveau du point d'exfiltration.

Le 'return flow' a été observé dans les pentes forestières situées au-dessus de la station CAPT au cours de certaines crues. La zone forestière observée semblait relativement peu impactée par la faune envahissante. De nombreuses formations de rigoles concentrant l'écoulement de surface y ont été observées pendant le cyclone UESI (Figure 134).



Figure 134 – exemple de rigole observée dans la forêt au-dessus de la station CAPT (cyclone UESI). La partie basse de la photographie se situe environ une dizaine de mètres en dessous du premier point d'émergence de l'eau

Les profils de sols et les niveaux de nappe perchée ont pu être observés aux alentours de cette rigole au moyen de trous creusés à la tarière. Plus on s'éloignait de la rigole (jusqu'à une quinzaine de mètres) plus on trouvait une grande épaisseur de l'horizon A, et plus la nappe perchée se situait en profondeur (à une quinzaine de cm de profondeur pour une distance d'environ 15 m de la rigole). Au niveau de la rigole, le sol superficiel est absent et on observe un sol de type glaiseux dès la surface.

Ces rigoles se prolongent vers l'aval et leurs débits se renforcent de plus en plus. Plusieurs rigoles fusionnent à mesure que les surfaces drainées augmentent pour former des ravines au flux encore plus concentré telles que celle observée pendant le cyclone LUCAS (Figure 135).

La ravine visible Figure 135 est caractérisée par une grande largeur et une faible profondeur. Cependant il n'est pas évident que cette ravine soit représentative des ravines de la forêt. Des ravines profondes et peu larges ont également été observées, notamment sur des fortes pentes.

Aucun départ de ravine de type 'bank gully' n'a été observée dans la forêt, la formation des ravines forestières ne semble donc pas causée par une érosion interne intense suivie d'effondrement du sol comme c'est le cas dans la savane.

Le processus de formation des ravines dans la forêt semble donc simplement contrôlé par la topographie et les profils de sols.

Selon Wang et al. (2021), à l'échelle de la parcelle, l'espacement entre les arbres est corrélé positivement à la longueur des ravines et négativement à leur largeur. Ils ont également montré que la largeur des ravines est liée positivement à l'infiltration et négativement au taux d'érosion. La longueur des ravines a une corrélation positive avec le taux d'érosion. Il est donc vraisemblable que la densité du couvert forestier influe sur la formation de ravines et sur leur évolution.

Le 'return flow' apparaît clairement dans les hydrogrammes de la parcelle SCAR. Sur cette parcelle il est probablement lié à une combinaison des raisons citées ci-dessus. La topographie de la parcelle SCAR est en effet caractérisée par une réduction de la pente par rapport à sa zone contributive amont. Le phénomène d'exfiltration est également favorisé par un sol superficiel réduit.



Figure 135 – Ravine observée dans la zone forestière amont à la station CAPT pendant le cyclone LUCAS (le 02/02/2021).

Comme cela est observé au niveau de la parcelle SCAR, les zones dégradées caractérisées par un sol superficiel réduit vont engendrer un 'return flow' plus important. Dès lors que le sol n'est pas protégé par de la litière, l'érosion sera plus importante. Ce phénomène est certainement fortement aggravé si des fouilles de cochons ont eu lieu peu de temps avant une crue et au niveau d'une zone de 'return flow' : la déstructuration des agrégats par les fouilles aura alors conduit à une moindre résistance du sol au stress de cisaillement ce qui favorise une forte érosion (Barrios-Garcia et Ballari, 2012; Long et al., 2017). Les cerfs eux ont un impact sur le sous-bois forestier. Or celui-ci joue un rôle prépondérant dans la perméabilité du sol superficiel (Lacombe et al., 2018). Le 'return flow' peut se produire en lien avec une diminution de la perméabilité du sol dans le sens de la pente. Les surfaces très affectées par les cerfs sont donc également susceptibles à l'exfiltration des flux de subsurface.

Dès lors que l'érosion est engagée, le mécanisme exfiltration – érosion va se renforcer en lien avec un horizon A toujours moins épais et ce d'autant plus vite si des cochons fragilisent le sol. Si l'eau exfiltrée se concentre dans les rigoles où une érosion plus importante a lieu en lien avec l'augmentation des

forces de cisaillement liées au flux concentré, le mécanisme exfiltration – érosion sera plus encore plus destructeur. Dès lors qu'une rigole se forme elle va avoir tendance à s'agrandir et à s'approfondir par érosion.

La connectivité hydrologique va donc se renforcer au cours du temps à cause de l'érosion diffuse qui diminue les épaisseurs de l'horizon A, augmentant le 'return flow', et de l'érosion dans les rigoles et ravines qui cassent les profils de sols et provoquent l'exfiltration des flux de subsurface. Les zones dégradées par la faune envahissante jouent certainement un rôle prépondérant dans la création de connectivité hydrologique.

3.2.2 Importance du positionnement des types de végétation et bilan sur le régime hydrologique

Au sein de la ZCNE, les savanes sont en général situées au-dessus des forêts. Or les savanes sont des états de surface plus à même de produire de forts écoulements de subsurface et de ruissellement superficiel, en lien avec un déficit d'infiltration profonde et d'évapotranspiration. La quantité d'évapotranspiration est liée à la densité du couvert végétal (Wei et al., 2017). La transpiration des plantes, l'un des 3 termes de l'évapotranspiration, est liée à la morphologie de la végétation (Zhou et al., 2016) : la conductance d'un certain couvert végétal est reliée à l'indice de surface foliaire (i.e. la surface foliaire par unité de surface au sol). Un couvert herbacé a donc moins de capacité à transpirer, donc à évacuer l'eau du sol, en lien avec son faible couvert foliaire. Le couvert arboré de niaoulis est très faible en comparaison d'un forestier. De plus, les niaoulis transpirent peu en comparaison d'autres arbres de dimensions équivalentes comme cela a été montré en Australie (McJannet, 2008). Les zones de savanes à niaoulis caractérisées par un couvert arbustif absent et un couvert herbacé 'tondu' par les cerfs doivent transpirer des quantités d'eau amoindries en raison d'une surface foliaire totale réduite par rapport à des savanes dont le couvert herbacé et arbustif est dense. Il en va de même pour les zones qui viennent d'être affectées par un passage de feux. L'évacuation de l'eau du sol *via* la transpiration des plantes joue un rôle prépondérant dans le régime d'humidité des sols, et par conséquent sur la porosité disponible pour l'eau dans le sol.

Une première conséquence de la distribution topographique des types de couverts est donc un excès de flux hydriques transféré dans les forêts qui sont situées en aval de savanes. La distribution topographique des états de couvertures a donc pour conséquence directe une augmentation de la saturation des sols forestiers situés en dessous des savanes et du ruissellement de surface. Ce phénomène de sursaturation *via* l'arrivée d'écoulements provenant des savanes amonts sera d'autant plus marqué que les surfaces de savanes drainées sont grandes. Les versants caractérisés par la présence de savane sur les hauts de pente seront affectés par un 'return flow' qui arrivera plus en amont que sur des versants entièrement forestiers. L'apparition d'un 'return flow' plus en amont signifie augmentation de la connectivité hydrologique et de l'érosion.

Le MNT a été utilisé au BV CAPT pour calculer les courbures longitudinales (dans le sens de la pente, Figure 136) et planiforme (perpendiculairement au sens de la pente, Figure 137), dans les forêts, dans les savanes, ainsi qu'à la limite des deux types de couvertures (Tableau 15).

	Courbure longitudinale moyenne	Courbure planiforme moyenne
CAPT	0.02	0.02
Forêts CAPT	0.1 (+) décélération	-0.06 (-) convergence
Savanes CAPT	-0.22 (-) accélération	0.31 (+) dispersion
Limites savanes forêts	-0.18 (-) accélération	0.21 (+) dispersion

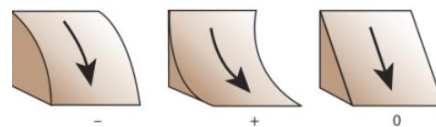


Figure 136 - Courbure longitudinale (Source : ArcGis)

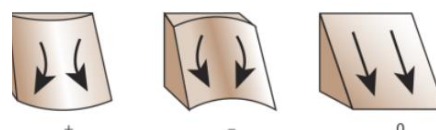


Figure 137 - Courbure planiforme ou transversale (Source : ArcGis)

Tableau 15 – Moyenne des Courbures longitudinales et planiformes sur différentes surface et interfaces à CAPT

La courbure longitudinale influe sur l'accélération ou la décélération des flux hydriques, alors que la courbure planiforme explique la concentration ou la dispersion des flux (Florinsky, 2000).

La moyenne des courbures longitudinales dans la forêt est positive, ce qui indique une tendance à la décélération des flux, et une courbure planiforme négative, encourageant la convergence des flux. Cette configuration s'explique par la présence des forêts dans les talwegs. La forme topographique des surfaces forestières, en moyenne de type « concave-concave » est donc à l'origine d'une accumulation des flux dans les forêts. En savane c'est en moyenne l'inverse, la courbure longitudinale moyenne négative indique une tendance à l'accélération des flux et la planiforme positive une tendance à la dispersion du flux. La forme moyenne des savanes est donc de type « convexe-convexe ». Ce type de surface topographique entraîne une dissipation des flux hydriques (Florinsky, 2000).

	Savane	Foret
Evapotranspiration	-	+
Infiltration profonde	faible	+ forte
Perméabilité de l'horizon superficiel	forte	variable
Position topographie	Haut de pente	Bas de pente
	Tendance à la dispersion et à l'accélération des flux	Tendance à la décélération et à la concentration des flux

Tableau 16 – Facteurs tendant à expliquer une sur-saturation des sols forestiers

Ces formes topographiques différenciées qui s'expliquent par la disposition topographique des couverts entraînent un transfert accéléré des flux sur les pentes amonts de savanes vers la forêt et un ralentissement associé à une concentration des flux dans la forêt.

Ainsi la forme topographique de type majoritairement concave dans les savanes et convexe dans les forêts renforce la rapidité des transferts de flux hydriques des savanes vers les forêts (Tableau 16).

Il est probable que la présence dans la forêt d'une ravine de type 'bank gully' préformée dans la savane ait de forts impacts sur le régime hydrologique des versants forestiers situés en aval. Nous avons en effet observé sur le terrain des ravines formées dans la savane et qui se prolongent dans la forêt. Généralement une ravine assez profonde (supérieure à 20 cm) formée à un certain niveau de la pente se prolonge sur les versants aval.

Les berges des ravines formées dans la savane en lien avec leur fonctionnement hydrologique propre constituent une forme de talus, une cassure dans le profil de sol qui se poursuit vers l'aval, tout le long de la ravine. Cette cassure entraîne l'exfiltration des écoulements de subsurface issus des pentes situées de part et d'autre de la ravine jusqu'à une profondeur égale à celle-ci, sur l'ensemble des versants dont la plus grande pente mène à la ravine considérée. L'écoulement concentré se renforce ainsi ce qui augmente son pouvoir érosif. La concentration des écoulements en surface entraîne une diminution des temps de transfert vers le cours d'eau, ce qui provoque des pics de crue plus intenses, et diminue les chances d'infiltration profondes de l'eau. Ainsi le régime forestier se trouve altéré par un phénomène ayant été initié en amont. Cet exemple met en évidence l'importance de la profondeur des ravines, qui doit affecter positivement la quantité d'eau s'exfiltrant, et donc ruisselant en surface, et par conséquent les débits de crue ainsi que les coefficients de ruissellements.

La topographie des zones forestières leur confère une capacité à concentrer et à ralentir les flux hydriques, cependant si les profils de sols sont coupés par des ravines cette capacité sera fortement affectée par l'augmentation de la connectivité hydrologique.

L'ensemble du mécanisme décrit ci-dessus est également valable pour toute ravine, qu'elle soit initiée dans une savane ou non. Les zones fortement dégradées telles que la parcelle SCAR sont à-même de provoquer de l'exfiltration de l'eau et sa concentration en ravines. La présence de zones dégradées ont donc également une incidence sur le régime hydrologique des versants aval si elles sont à l'origine de ravines qui se prolongent vers l'aval.

Dans le BV de la CAPT des surfaces sont très dégradées, marquées par des signes d'érosion spectaculaires de manière très localisée. Souvent elles se situent au niveau des lisières forestières (Figure 138). Des marques d'érosion fortes de type 'marches' sont visibles et sont localisées au niveau des racines des arbres. C'est ce type de surface auxquelles faisait référence l'hypothèse 2), formulée au paragraphe 3.1.2.2, portant sur la présence de surfaces encore plus érosives que la parcelle SCAR, et qui peuvent expliquer les différences d'érosion calculées aux BV CAPT par rapport à la parcelle SCAR.



Figure 138 – Exemple de lisière forestière marquée par une forte érosion

De telles figures d'érosion doivent être provoquées par un processus hydrologique particulier aux niveaux de certaines lisières. Théoriquement, la forêt doit avoir des porosités disponibles plus importantes que la savane, ainsi qu'une plus forte capacité d'infiltration profonde. Logiquement les flux de subsurface arrivant de la savane devraient donc poursuivre leur trajectoire à l'arrivée dans la forêt, en ayant moins de propension à l'exfiltration puisque le sol doit être moins saturé et qu'une partie plus importante doit pouvoir s'infiltrer plus profondément. Il semble cependant que ce ne soit pas le cas sur les lisières fortement dégradées telle que celle visible Figure 138.

Les lisières forestières sont des espaces non représentatifs d'une forêt saine et à l'équilibre. Il existe des différences marquées de composition spécifique, de structure et de densité de la végétation, et de microclimat entre une lisière et une zone de cœur forestier (Riutta et al., 2012). Le couvert forestier est moins dense au niveau des lisières, les températures sont plus variables et notamment plus élevées pendant la journée, la lumière est plus intense, tout comme l'intensité du vent (Laurance, 2004). La productivité primaire nette est notamment amoindrie en lisière (Laurance et al., 2018). La litière forestière se décompose moins bien en lisière qu'en cœur de forêt à cause d'une humidité moins élevée en lisière (Riutta et al., 2012), et les taux de carbone du sol y sont moins élevés (Cardelús et al., 2020). Les sols des lisières sont également plus denses et moins poreux (Cardelús et al., 2020), ce qui affecte la capacité du sol à infiltrer de l'eau (Laurance et al., 2018). Toujours selon ces auteurs, les

effets lisières peuvent exister jusqu'à des distances à la lisière supérieures au km et sont souvent dégradés selon un gradient lisière - intérieur de forêt.

La première conséquence à noter pour la ZCNE est que les forêts restreintes aux talwegs, d'une largeur parfois de seulement une vingtaine de mètres, n'ont certainement pas les mêmes propriétés que les cœurs forestiers car il s'agit de forêts affectées dans leur totalité par l'effet lisière. Les lisières sont (ou ont été) affectées par les feux. Il s'agit de zones fragilisées dont les propriétés hydrologiques sont différentes de celle des cœurs forestiers. S'il semble que les savanes à niaoulis régulièrement brûlées ont une certaine stabilité, permise par leur composition spécifique adaptées et résilientes aux feux, ce n'est certainement pas le cas des lisières forestières. La reconstitution de la forêt par expansion de celle-ci sur la savane se fait progressivement, par le passage de stades de la succession écologique forestière, avant de retrouver un couvert forestier à l'équilibre ou 'climacique'. L'installation des premières espèces arbustives et arborées par suite d'une ouverture du milieu constitue le premier stade de la succession secondaire par des espèces adaptées à une croissance en milieu ouvert, qualifiées de pionnières. Or les espèces de la succession secondaire les plus courantes en Nouvelle-Calédonie ne sont pas résistantes aux feux (Ibanez, 2012), mis à part le niaouli. Les stratégies de survie des arbres calédonien vis-à-vis des feux consistent en l'investissement sur une croissance en épaisseur de l'écorce, dont l'épaisseur constitue une protection du cambium, le tissu conducteur des arbres. Cependant cette capacité est très peu développée chez les arbres étudiés dans la thèse de Thomas Ibanez en comparaison avec la plupart des arbres typiques de savanes au niveau mondial. C'est pourquoi les strates arborées des savanes à niaoulis régulièrement brûlées sont monospécifiques.

Comme dit précédemment, les feux réguliers de savane, de faible sévérité, ne semblent pas avoir dans le cas général d'impact néfaste sur le sol de savane. Nous en avons en effet vu que l'érosion était très faible sur la parcelle savane, que ce soit avant le passage du feu ou après son passage, et que le sol superficiel présente des caractéristiques d'un sol sain, avec de nombreux agrégats et une bonne perméabilité. La richesse du sol en MO peut s'expliquer par la fréquence du feu qui laisse de nombreuses racines mortes dans le sol enrichissant celui-ci.

La strate herbacée des lisières forestières est très peu dense ce qui s'explique par les conditions de lisières listées ci-dessus. L'effet du passage du feu n'a donc pas le même effet sur le sol en savane et en lisière. Il semble d'autre part que les lisières sont des espaces appréciés par les cerfs, puisqu'elles offrent à la fois la possibilité d'abrutissement de certaines herbes appétentes de savane et la protection forestière à proximité. Pour ces raisons les lisières ont des strates herbacées et arbustives peu denses ce qui les rends plus sensibles à l'érosion (Lacombe et al., 2018).

Les particularités liées à la lisière permettent de formuler l'hypothèse d'une perméabilité du sol superficiel en lisière plus faible qu'en savane. Cette hypothèse se justifie par un déficit de système racinaire du sous-bois (Nespoulous et al., 2019) en lisière et par une mauvaise agrégation du sol liée à un taux de carbone faible s'expliquant par une mauvaise décomposition de la litière en lisière.

Cette hypothèse permet d'expliquer le phénomène visible d'érosion forte au niveau de certaines lisières : si les écoulements de subsurface arrivant au niveau de la lisière forestière rencontrent un sol moins perméable, la vitesse d'écoulement va diminuer, ce qui dans le cas d'un sol saturé entrainera une exfiltration de l'eau, renforçant ou créant selon les cas du ruissellement superficiel à l'origine de l'érosion. Dès lors que le ruissellement de surface devient significativement plus important à partir d'un endroit critique, la présence des racines découvertes va renforcer le phénomène érosif par la

création de marches créant de petites cascades à fort pouvoir érosif. Une augmentation forte de la rugosité du sol existe au niveau des lisières fortement affectées par l'érosion, en lien avec la présence des arbres et notamment de leurs racines dont beaucoup sont sub-horizontales (Figure 138). Sur des pentes inclinées à 17 °, l'augmentation de la rugosité du sol engendre une concentration des flux supérieure et une érosion plus forte (Helming et al., 1998; Römkens et al., 2002). Dans la savane le faible couvert arboré et l'uniformité du couvert herbacé expliquent une rugosité plus faible. Dès lors que le ruissellement superficiel rencontre des obstacles tels que des racines ou des bases de troncs d'arbres, une concentration du ruissellement se produit, à l'origine de la création de rigoles ou de ravines à pouvoir érosif plus important que le ruissellement diffus. Un autre facteur pouvant expliquer une plus forte érosion à la lisière de la forêt est la force cinétique des gouttes de pluies concentrées par les feuilles de la canopée forestières associées à une absence de sous-bois (Lacombe et al., 2018).

Il semble que le BV attendant à CAPT, formant l'autre moitié du bassin versant d'Haccinem, soit moins affecté par l'érosion que le BV CAPT. Cette intuition est liée à l'observation du point de confluence des deux cours d'eau le 17/03/2020 (Figure 139).

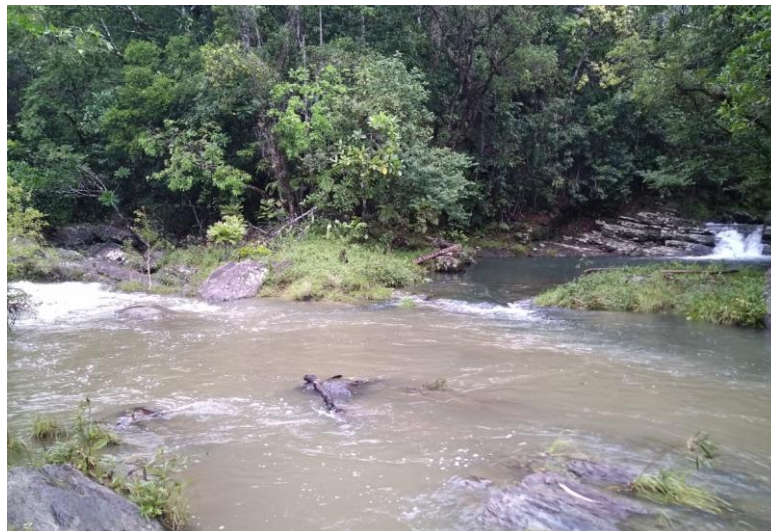


Figure 139 – Confluence des deux rivières alimentant le captage d'Haccinem. La rivière apparaissant du côté gauche de l'image correspond à l'exutoire du BV CAPT (à une soixantaine de mètre en aval de la station de suivi CAPT le 17/03/2020)

On y voit une différence très nette de la turbidité entre les deux cours d'eau. Cela pourrait bien évidemment être lié à des précipitations différentes sur les deux BV, cependant étant donné la proximité des deux BV il semble improbable que la différence de pluie soit tellement différente qu'elle puisse expliquer à elle seule une telle différence de turbidité de l'eau. L'évènement pluvieux correspondant est survenu 2 jours après le cyclone GRETTEL, il était donc caractérisé par des conditions initiales humides. Il a concentré 12 mm de pluie à REGEN et 17 à TIOTEI, a provoqué un débit de pointe de $7.7 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ à CAPT et y a entraîné une érosion de 0.52 [0.31, 0.86] tonnes. Si l'on accepte l'hypothèse que ce BV soit moins affecté par l'érosion, cela est cohérent avec les conclusions concernant l'importance de l'organisation du paysage. En effet ce second BV, d'une surface de 2.7 km^2 et de pente

moyenne de 21.2° (contre 18.9 ° à CAPT), a une surface de 12 % de savane contre 24 % à CAPT, ce qui implique des lisières moins nombreuses.

Il est également possible qu'une érosion moins importante sur le second BV soit liée à une pression de la faune envahissante moindre. En effet les hauts de versants du BV CAPT du côté sud et du côté est sont connus des chasseurs comme des zones très fréquentées par ces animaux. L'autre BV, moins accessible, est beaucoup moins connu.

L'encadré ci-dessous résume les connaissances acquises sur le régime hydrologique du BV de la Thiem et les différentes hypothèses formulées pour expliquer celui-ci au cours de cette étude.

Le régime hydrologique du BV de la Thiem est marqué par des CRs et des taux d'érosion très importants pour des forêts tropicales humides. Les CRs sont fortement déterminés par d'importants pics de crue pendant les événements pluvieux intenses. Les hypothèses avancées dans cette étude pour expliquer ce type de régime hydrologique sont les suivantes :

- L'anisotropie des sols est à l'origine de la formation de nappes perchées qui s'exfiltrent sur certaines surfaces pendant les crues, en fonction de la topographie et de l'épaisseur de l'horizon A.

- L'écoulement superficiel est provoqué par saturation de l'horizon superficiel.

- Les zones caractérisées par un horizon A peu épais ou moins perméable sont plus à-même de provoquer une exfiltration de l'eau que d'autres surfaces pour une même surface de drainage et une même situation topographique.

- Ces zones correspondent souvent à des lisières forestières ou à des zones fortement fréquentées par les cerfs et les cochons.

- L'exfiltration de l'eau rend les zones affectées sensibles à l'érosion du sol.

- L'érosion du sol amplifie le phénomène d'exfiltration par diminution de l'épaisseur de l'horizon A.

- La connectivité de l'écoulement superficiel se traduit par une exfiltration (ou 'return flow') plus ou moins en amont dans les pentes. La connectivité sera activée plus en amont pour les événements plus intenses et s'ils surviennent dans des conditions où le sol est déjà gorgé d'eau.

- L'organisation topographique du paysage provoque une sursaturation des versants forestiers situés sous savane par rapports à des versants entièrement forestiers, en lien avec une plus forte anisotropie du sol dans les savanes, une plus faible évapotranspiration et une capacité d'infiltration profonde plus faible que dans la forêt.

- Des phénomènes de dégradation du sol importants et localisés pourraient impacter le régime hydrologique de l'ensemble des versants situés en aval *via* la formation de profondes ravines dans lesquelles s'exfiltrent les écoulements de subsurface.

- L'augmentation de la connectivité de surface entraîne une augmentation des pics de crue à cause de temps d'acheminement de l'eau jusqu'à l'exutoire plus courts. Le temps de parcours plus court réduit les chances d'infiltration profondes de l'eau, ce qui explique également une augmentation des CRs avec la connectivité. L'eau perdue pendant les crues n'a jamais l'opportunité de s'infiltrer plus profondément au niveau des surfaces caractérisées par une capacité d'infiltration forte disséminées dans les forêts. La diminution des régimes d'étiages peut donc s'expliquer par une augmentation des zones dégradées caractérisées par une faible épaisseur voire une absence d'horizon A dans le BV.

Ces résultats peuvent être généralisés à la ZCNE, puisqu'elle présente un socle géologique, une organisation paysagère ainsi que des régimes hydrologiques homogènes. Il est cependant certain que la pression de la faune envahissante est très hétérogène dans l'espace. Les BVs non ou peu affectés par ces animaux sont donc certainement caractérisés par des taux d'érosion moins importants, et par conséquent par des niveaux de connectivité hydrologique moins élevés. De même les proportions surfaciques de savanes et par conséquent le niveau d'aggravation de la sursaturation des sols forestiers par transferts hydriques depuis la savane sont variables dans l'espace.

3.3 Limites de cette étude et perspectives de recherche

Cette partie vise à synthétiser les limites de ce travail et à proposer des axes de recherche futurs afin de compléter les incertitudes sur la distribution spatiale de l'érosion et ses causes.

3.3.1 Validation du modèle d'écoulement

La démonstration sur les écoulements de subsurface pouvant expliquer les augmentations de CR avec la longueur de pente dans le cadre d'écoulements de subsurface prépondérants, et notamment la différence de CR entre SAV et BARR, dépend de la validité du modèle, or celui-ci a été testé pour seulement 3 événements pluvieux dont l'un (le 15/03/2020) ne présente qu'un unique pic de débit, et un autre (le 21/04/2019) ne permet pas une bonne détermination du paramètre S_y à cause d'une pluie continue entraînant des hauteurs de sol saturés qui ne font qu'augmenter pendant tout l'évènement. Il demeure cependant que ces 3 événements sont assez représentatifs de la plupart des événements ayant provoqué un ruissellement à SAV. Il est en effet rare que la durée du ruissellement dépasse quelques heures à peine, et que les débits dépassent 1.5 m s^{-1} .

Pour compléter la validation du modèle, il faudrait le transposer à BARR, *via* la construction d'un modèle semi-spatialisé par la définition d'unités hydrologiques indépendantes (Hingray et al., 2009). Etant donné la relative simplicité de la topographie du BV et de son réseau de drainage, le BV pourrait être divisé en une dizaine de surfaces élémentaires selon la direction de la plus grande pente, correspondant à des portions de BV d'une largeur d'une vingtaine de mètre, et de longueur correspondante à la distance crête-ravin. Le modèle pourrait être lancé indépendamment pour chacune de ses pentes élémentaires, puis les débits à l'exutoire de chacune des pentes seraient

sommés pour modéliser la réponse du BV. Il faudrait cependant installer un pluviomètre au niveau du BV BARR puisqu'à ce jour les deux pluviomètres les plus proches (SAV et SCAR) présentent bien souvent des précipitations assez différentes ce qui représente une incertitude trop importante dans le cadre de la comparaison de données modélisées sur la base de la pluie et de données observées à l'exutoire.

3.3.2 Perspectives pour une meilleure compréhension des sources de l'érosion

Le bilan essentiel de ce travail est le suivant : les modifications du régime hydrologique du BV de la Thiem durant les dernières décennies sont liées à un état avancé de dégradation de ses sols superficiels. Les écoulements de subsurface s'exfiltrent de plus en plus en amont des pentes à mesure que l'érosion affecte le sol superficiel, ce qui exacerbe la pression d'érosion. Ce résultat résulte de l'interprétation des observations de ruissellement, de l'étude des temps caractéristiques de réponses hydrologiques de différentes surfaces de drainage ainsi que des CRs et des taux d'érosion à différentes échelles à la Thiem. Ce phénomène s'aggrave en lien avec la présence de savanes sur les hauts de pente. Ces résultats sont robustes car ils ont été argumentés à la lumière de connaissances générales en hydrologie (évapotranspiration et infiltration profonde différenciées en fonction du couvert végétal) et de la bibliographie abondante sur les régimes des forêts tropicales humides.

Les processus de dérèglement hydrologique auto-amplifiés liés à la faune envahissante ont été mis en évidence sur la parcelle SCAR et leurs conséquences à plus grande échelle ont été discutés. Cependant cette étude n'a pas permis de quantifier l'impact des cerfs et des cochons sur le régime hydrologique. La question des 'parts de responsabilité' du feu et de la faune envahissante demeure notamment, même si l'on est en mesure de dire que ces deux pressions participent significativement à la dérive hydrologique observée.

En ce qui concerne le BV CAPT, des hypothèses concernant les mécanismes d'érosion ont pu être avancées. Alors que seule l'érosion de surface avait été considérée lors de la mise en place de la partie terrain de ce doctorat, les résultats obtenus suggèrent un processus d'érosion le long des ravines qui doit être significatif. Cependant, les résultats ne permettent pas de quantifier la part de l'érosion localisée dans les ravines ou diffuse au niveau des surfaces dégradées. Une dégradation focalisée principalement le long des ravines provoque une modification du régime hydrologique par le processus d'exfiltration des écoulements de subsurface au niveau des berges des ravines coupant les profils de sol. Une érosion diffuse entraîne une exfiltration diffuse à l'origine d'un ruissellement superficiel affectant de plus grandes surfaces. La diminution des épaisseurs d'horizons superficiels engendre alors des exfiltrations toujours plus en amont. Les deux types d'érosion peuvent donc expliquer l'augmentation de la connectivité de surface en conséquence des mécanismes érosifs. Cependant connaître la part d'érosion en ravines et celle de l'érosion diffuse est primordial pour définir les mesures de gestion adaptées dans le but de restaurer les propriétés hydrologiques d'un BV forestier sain.

Nous avons émis l'hypothèse que la présence de zones très dégradées impacte l'ensemble des versants aval par la formation de ravine qui se prolongent jusqu'aux cours d'eau principaux. Cela a été effectivement observé sur le terrain, notamment au niveau de la ravine d'une trentaine de centimètres de profondeur qui se forme quelques dizaines de mètres en aval de la parcelle SCAR. Cependant ce

n'est peut-être pas toujours le cas. Un inventaire systématique couplé des ravines (à partir d'une certaine profondeur fixée) et des zones dégradées pourrait être envisagé pour étudier cet aspect à l'échelle d'un sous bassin versant du BV CAPT. Cela apporterait également des éléments concernant les hypothèses formulées sur la présence préférentielle de surfaces très dégradées au niveau des limites savanes/forêt.

Il serait souhaitable de compléter le dispositif d'étude hydro-sédimentaire de la Thiem par un suivi de l'évolution des ravines dans la forêt et dans la savane. Cela peut être effectué assez simplement avec des méthodes de type 'pont de l'érosion' (Mohamad et al., 2020). Cela implique la pose de câbles tendus, fixés de manière à être parfaitement immobiles dans le temps, perpendiculairement à la direction des ravines ou des rigoles. La mesure des hauteurs câble - fond de ravine fournirait une mesure de l'érosion au niveau des ravines, et notamment des informations sur l'approfondissement ou l'élargissement préférentiel des ravines selon les contextes topographiques et de couverture végétale. L'inconvénient de cette méthode est qu'elle est fiable uniquement sur le long terme, à cause d'un manque de précision du 'pont de l'érosion' à court terme. Il faudrait donc pouvoir s'engager sur une dizaine d'année minimum pour être certains de pouvoir valoriser de telles données. Elles pourraient être couplées avec un inventaire systématique des ravines, afin d'estimer l'érosion provenant de celles-ci, puis cette estimation serait comparée avec l'érosion globale du BV. Il serait ainsi possible de quantifier la part d'érosion « diffuse » et la part d'érosion le long des chemins d'écoulements concentrés.

Afin de mieux comprendre les chemins de l'eau dans le BV et notamment les phénomènes particuliers survenant aux niveaux des lisières il est primordial d'étudier les topo-séquences de sols. En effet, les profils de sols constituent avec la topographie les facteurs explicatifs principaux des chemins préférentiels de l'eau (Elsenbeer, 2001; Fu et al., 2011). Cela est d'autant plus vrai que notre zone d'étude est caractérisée par une forte anisotropie des profils, ce qui encourage la formation de nappes perchées et explique des écoulements de surface de type ruissellement par saturation du sol. L'étude des topo-séquences pourrait démarrer simplement par des sondages à la tarière et des observations qualitatives de type couleur de sol et texture évaluée au toucher en fonction de la profondeur, qui donnent déjà très facilement une bonne indication de l'épaisseur de l'horizon A.

Les méthodes de traçage des sédiments, ou 'fingerprinting' en anglais, ont montré leur efficacité pour comprendre leur origine (Le Gall, 2016). Elles consistent en la caractérisation de propriétés physiques et chimiques des sédiments, d'une part de manière distribuée dans le BV au niveau des sources potentielles de sédiments, d'autre part au niveau des sédiments charriés à l'exutoire de ce même BV. La comparaison des deux jeux de données permet de déterminer les sources de l'érosion : la discrimination de propriétés présentant des différences marquées en fonction des différentes sources potentielles, et l'utilisation d'un modèle de mélange multivarié simulant les propriétés sectionnées à l'exutoire permettent de quantifier la participation des différentes sources des sédiments (Le Gall, 2016). Il existe une large gamme de propriétés pouvant être analysées : les caractéristiques de concentrations en certains éléments chimiques ou de leurs rapports isotopiques (géochimie), les composés organiques (biogéochimie), la minéralogie, le magnétisme des minéraux ou leur radioactivité (physique).

L'usage à la Thiem d'une telle technique présente un intérêt particulier pour la discrimination entre érosion de surface et érosion en ravines, car des marqueurs différents caractérisent le sol superficiel et le sol de subsurface (Caitcheon et al., 2012; Reusser et Bierman, 2010; Tiecher et al., 2018). Ainsi,

cette approche présente un potentiel important pour répondre à la question non élucidée de la provenance de l'érosion.

Elle peut également permettre de différencier l'érosion provenant de surfaces caractérisées par des couverts végétaux contrastés (Gibbs, 2008; Lizaga et al., 2021). L'érosion différentielle provenant de plantations de pins, de pâturages et de forêts naturelles a été par exemple quantifiée en Nouvelle-Zélande *via* l'étude des signatures isotopiques des acides gras (Gibbs, 2008). Au BV de la Thiem il serait donc possible de différencier par cette méthode l'érosion provenant des savanes à niaoulis de celle provenant des forêts.

Des reconstitutions de l'historique de l'érosion depuis plusieurs centaines d'années peuvent également être effectuées *via* l'étude des sédiments capturés dans des zones d'accumulation à l'exutoire des BVs (Foster et al., 2007; Lizaga et al., 2021). Cela pourrait être effectué à la Thiem étant donné la présence de la mangrove, favorisant l'accumulation des sédiments, à l'exutoire du BV. Ces résultats pourraient être confrontés aux savoirs locaux sur les périodes d'explosion des populations de cerfs et de cochons dans le BV de la Thiem et ainsi de confirmer ou d'infirmer l'hypothèse de la modification du régime d'érosion provoquée par ces animaux.

Ensuite, à terme il serait vraiment intéressant de tester l'impact des cerfs et des cochons et la résilience des écosystèmes par suppression de cette pression, en clôturant entièrement un BV suivi hydrologiquement et en forçant la faune envahissante à l'extérieur par une opération de battue couvrant l'ensemble du BV. La clôture devrait alors être enfoncée dans le sol sur une profondeur d'au moins 20 cm pour empêcher que les animaux puissent passer en dessous. Le BV CAPT pourrait être envisagé pour une telle opération, ce qui nécessiterait une concertation avec les instances administratives et coutumières. Le coût d'installation du grillage estimé à 2300 FCFP m⁻¹ à ce jour (Verda, com. Pers. 2021) représenterait pour ce BV d'un périmètre de 8.0 km un coût de l'ordre de 30 millions de FCFP incluant l'installation de portails pour permettre aux usagers de continuer à fréquenter cet espace auxquels s'ajoute des coûts d'entretien à prévoir sur le long terme. Une opération d'une telle envergure s'apparente plus à un aménagement du territoire qu'à une opération de recherche.

De plus, une parcelle d'érosion au même design que celui utilisé durant cette étude pourrait être installée sur une surface de type 'fourré monospécifique de niaoulis' afin de connaître la réponse hydro-sédimentaire de ce type de surface.

Enfin, il pourrait être intéressant d'équiper le BV attenant à CAPT pour voir si l'hypothèse d'érosion fortement diminuée par rapport à celui de CAPT se vérifie. La méthode d'étude de BVs appariés a prouvé son efficacité pour tester certaines hypothèses notamment sur l'impact de différents couverts depuis plusieurs décennies en hydrologie (Brown et al., 2005; Watson et al., 2001). Dans un premier temps des mesures similaires à celles de la station CAPT pourraient être effectuées à l'exutoire de ce BV. Si cela prouve une différence significative d'érosion entre les deux BVs, les hypothèses concernant la lisière et concernant la faune envahissante pourraient être validées ou infirmées *via* des inventaires de terrain. Ceux-ci auraient pour but 1) d'établir une cartographie de zones dégradées, de densité de ravines et de topo-séquences dans les deux BVs, et 2) d'utiliser des indicateurs d'abondance de cerfs et de cochons pour statuer sur une pression amoindrie ou non sur l'un des deux BVs.

3.3.3 Des solutions de contrôles de l'érosion à tester sur le terrain

Certaines méthodes de contrôle de l'érosion devraient être mises en œuvre sur la ZCNE afin de restaurer les régimes hydrologiques. Certaines d'entre elles, dont l'efficacité ne nécessite pas de démonstration, seront abordées dans la conclusion de cette étude, qui fournit des indications adressées aux gestionnaires des massifs. Certaines méthodes de contrôle de l'érosion méritent cependant une première phase d'expérimentation et de recherche afin de montrer ou non leur efficacité avant leur implémentation à plus grande échelle.

Les surfaces fortement dégradées, souvent visibles en lisières, devraient faire l'objet d'opérations visant à stopper le processus érosif en cours. L'érosion diffuse peut être limitée par le couvert végétal incluant nécessairement une strate herbacée dense (Valentin et al., 2005). Celle-ci fournit une importante résistance à l'érosion grâce à l'interception des gouttes de pluies issues de la canopée ou non ainsi qu'à la densification du réseau de racines fines, de diamètre inférieur à 1 mm, connues pour être particulièrement efficaces pour augmenter la stabilité structurale du sol superficiel. Des réflexions pourraient être menées avec des botanistes afin de trouver une stratégie d'implémentation d'un couvert végétal protecteur pour les surfaces fortement dégradées situées en lisière afin de stopper le processus érosif en cours. Les mousses, en particulier, présentent un énorme potentiel de protection contre l'érosion (Bu et al., 2018; Grover et al., 2020; Zhang et al., 2020). Leur implémentation est recommandée dans le cadre de certains projets de restauration de zones fortement affectées par l'érosion (Shen et al., 2018).

A défaut de solutions basées sur la végétation, le simple fait de couvrir le sol, même partiellement, avec des fragments rocheux pourrait freiner fortement la pression d'érosion. En effet, la plupart des études portant sur le sujet ont mis en évidence que le couvert rocheux réduit l'érosion en diminuant la vitesse des écoulements superficiels et en empêchant le détachement des particules (Cerdà, 2001; Jomaa et al., 2012; Li et al., 2020; Wang et al., 2012; Xia et al., 2018). Le taux d'érosion est inversement corrélé à la couverture de fragments rocheux d'après Li et al., (2020). L'implémentation d'une couverture composée de fragments de roches de diamètre de 10 à 30 cm à hauteur de 5 % et de 10 % de la surface ont permis de réduire l'érosion de 35 % et de 53 % respectivement, sur des parcelles de ruissellement en Jordanie (Abu-Zreig et al., 2011).

La solution de couverture des surfaces très dégradées par des fragments rocheux présente un important potentiel car elle est très simple à mettre en œuvre dès lors que des fragments rocheux sont disponibles à proximité. Cependant elle nécessite une première phase de test, car certains auteurs ont mis en évidence une augmentation de l'érosion avec de plus importants couverts rocheux dans certains cas (Liu et She, 2017; Poesen et Ingelmo-Sanchez, 1992). Selon Xia et al., (2018), l'érosion diminue avec le couvert rocheux si les fragments rocheux sont simplement déposés sur le sol, mais elle peut augmenter, selon le taux de couverture, s'ils sont partiellement enfoncés dans le sol. C'est également ce qui a été démontré par Poesen et Ingelmo-Sanchez (1992). Selon Xia et al., (2018), pour une même couverture rocheuse les petits fragments de roches (de diamètre inférieur à 2 cm) sont plus efficaces pour inhiber l'érosion que les plus gros fragments.

Les effets d'un dépôt de fragments rocheux de différentes tailles, ou d'une installation d'un couvert herbacé ou de mousses, pourrait être testé de manière assez simple sur des parcelles de ruissellement

telles que celles qui ont été utilisées dans cette étude. La parcelle SCAR pourrait par exemple en faire l'objet. Cependant cette approche nécessiterait différentes parcelles afin de tester différents traitements, si bien qu'il faudrait installer de nouvelles parcelles. Des zones de lisières forestières très dégradées pourraient être équipées et suivies pendant deux années avant d'être implémentées avec différents traitements afin de mesurer l'évolution de l'érosion en fonction des traitements testés.

CONCLUSION

L'étude des réponses hydro-sédimentaires de surfaces de drainage de différentes superficies et caractérisées par des types de couverts végétaux contrastés a permis de mieux comprendre le fonctionnement hydrologique du bassin versant de la Thiem. Les taux d'érosion ainsi que les coefficients de ruissellements très élevés à l'exutoire du BV CAPT de 3.1 km² sont pathologiques en regard de l'état de l'art sur l'érosion et le ruissellement en forêt tropicale humide.

La plupart des surfaces sont caractérisées par des sols fortement anisotropes entraînant la formation d'une nappe perchée au sein de l'horizon superficiel. Le ruissellement se produit majoritairement par saturation de ce dernier. Il joue ainsi un rôle de tampon en permettant le transfert de l'eau par des écoulements de subsurface et en limitant le ruissellement superficiel. La continuité des profils de sols le long des lignes de plus grande pente permet l'alimentation en flux hydriques de surfaces localisées d'infiltration profonde, probablement situées au niveau de grands arbres à système racinaire dense et profond, et alimentant les réservoirs sources des écoulements en saison sèche. Une dégradation de la perméabilité de l'horizon superficiel ou une diminution de son épaisseur entraîne une rupture de la continuité des profils de sols, ayant pour conséquence une exfiltration des flux, créant ou renforçant les ruissellements de surface. Ceux-ci peuvent alors entraîner la formation de ravines par érosion, entraînant d'autant plus une modification du régime hydrologique des versants que la continuité du profil de sol est également rompue au niveau de la berge des ravines particulièrement sensible à l'érosion. L'eau qui ruisselle en surface et participe aux crues est perdue pour l'alimentation des rivières en saison sèche. La présence de discontinuités dans les profils de sols ainsi que la création de ravines expliquent donc la dérive du régime hydrologique observé à la Thiem durant les dernières décennies. L'effet « éponge » de la forêt est en partie inhibé par la dégradation des sols superficiels, constituant un frein indispensable pour que l'eau de pluie puisse atteindre les zones d'infiltration profonde *via* le transfert lent des écoulements de subsurface.

L'érosion entraîne une augmentation de la connectivité hydrologique du BV par renforcement de zones initialement fragilisées telles que des surfaces affectées par la faune envahissante et/ou situées en lisières et/ou par renforcement du réseau de drainage. Une rétroaction positive de ce mécanisme existe puisqu'une connectivité hydrologique plus élevée entraîne une plus forte pression d'érosion, puisque de plus grandes surfaces sont affectées par le ruissellement superficiel, l'exfiltration et la création de chemins d'écoulements concentrés. L'augmentation de la connectivité est favorisée par la présence des savanes sur les hauts de versants, qui sont marquées par un déficit de percolation et d'évapotranspiration, et qui sont à l'origine d'un excès de flux hydriques sur les bas de versants.

Des incertitudes demeurent sur les sources majoritaires de l'érosion, en particulier sur la part d'érosion diffuse provenant des surfaces dégradées ou sur celle provenant des ravines. Différentes pistes de recherche ont été suggérées afin de répondre à cette question. Certains points de contrôle semblent cependant jouer un rôle prépondérant dans le régime hydrologique de l'ensemble des versants. Il s'agit des points de départ de la connectivité hydrologique, c'est-à-dire des points d'initiation de ruissellement superficiel, ou de création de rigoles et de ravines.

Ces points de contrôle ont différentes origines. Certains correspondent aux points de départ des ravines de type 'bank gullies', observées à plusieurs endroits dans les savanes à niaoulis. Ce type de ravine est probablement la conséquence de l'érosion interne du sol permise par la forte anisotropie du sol de savane et de sa forte perméabilité. L'érosion interne participe à la création de chemins préférentiels souterrains et à la fragilisation du sol qui finit par s'effondrer sur lui-même. Ils peuvent également correspondre à des zones fortement altérées par les cerfs et les cochons, ayant une plus forte propension au renforcement de la connectivité hydrologique, en lien avec un sol superficiel fragilisé et dont la perméabilité est altérée. C'est le cas de la parcelle SCAR. Enfin il est probable que les lisières forestières soient également des sites de création de connectivité hydrologique à cause d'un sous-bois absent ou très peu dense, ainsi qu'un sol dont le cycle d'intégration de la matière organique est perturbé par l'effet lisière.

La dégradation des régimes hydrologiques *via* l'augmentation de la connectivité hydrologique est un phénomène auto-amplifié par le renforcement des chemins préférentiels d'écoulements de surface *via* les mécanismes érosifs, ce qui rend l'évolution en cours très difficile à inverser (Wainwright et al., 2011). Il existe un stade à partir duquel l'érosion altère de manière permanente le fonctionnement des écosystèmes forestiers tropicaux (Flores et al., 2020) en réduisant leur résilience. Une fois ce seuil de dégradation atteint, l'intervention humaine est indispensable pour un retour à l'état initial stable (Ghazoul et al., 2015). Le passage d'un tel seuil est révélé par des changements drastiques de fonctionnement des écosystèmes (Scheffer et al., 2001). Il est possible que le changement de régime hydrologique observé pendant les dernières décennies à la Thiem soit révélateur d'un tel basculement catastrophique dans le fonctionnement hydrologique des bassins versants.

La modification du régime hydrologique observé à la Thiem est possiblement liée à l'augmentation drastique de la pression de la faune envahissante durant la même période. En effet on sait que les feux façonnent le paysage de la ZCNE depuis au moins plusieurs centaines d'années (Toussaint, 2020). La présence des savanes et la fragilisation des lisières forestières ne sont donc pas *a priori* les raisons principales de la dérive hydrologique qui semble s'être opérée plus récemment. Il est cependant très possible que la pression des cerfs et des cochons au niveau de ces zones déjà particulièrement sensibles soit encore plus dévastatrice que sur des zones plus résilientes situées dans les cœurs forestiers. L'érosion est le facteur prépondérant qui explique la dégradation récente des régimes hydrologiques. Or l'érosion sur le long terme est fortement déterminée par les événements extrêmes. Le changement climatique a par conséquent également sa part de responsabilité dans le changement du régime observé, puisque les 30 dernières années ont été affectées par une augmentation de l'intensité de cyclones tropicaux (Emanuel, 2005). Sur ce point, les prévisions de changement climatiques annoncent des événements cycloniques tropicaux moins fréquents mais plus intenses (Dutheil et al., 2020). Le changement climatique annonce donc une érosion plus forte qu'aujourd'hui.

Il est donc primordial de réagir dès aujourd'hui pour palier le phénomène de dégradation des ressources hydrologiques. Pour cela, il faut définir des méthodes de restauration des écosystèmes efficaces pour lutter contre l'érosion. Les méthodes de gestion à mettre en place doivent viser à maintenir ou restaurer la résilience des écosystèmes (Scheffer et al., 2001).

L'action globale à mettre en œuvre pour restaurer le fonctionnement hydrologique des bassins versants doit viser à limiter la connectivité hydrologique de surface et à réduire l'érosion. On a montré

que l'organisation topographique du paysage joue un rôle prépondérant sur le régime hydrologique. La présence des savanes en amont des versants est néfaste, d'autant plus que les surfaces de drainage sous couvert de savanes sont importantes. Il est de plus probable qu'elles entraînent un ravinement affectant la continuité des profils de sols des versants situés en aval. Les versants entièrement forestiers sont les plus à même de fournir une eau de qualité pendant toute l'année. Il est indispensable pour la préservation des ressources hydriques de prioriser la protection de ces versants forestiers, en les préservant en premier lieu du feu. De même, il faut prévenir la prolifération de la faune envahissante sur ces versants, puisqu'ils sont garants des ressources d'eau du futur. La clôture grillagée demeure la solution la plus efficace pour lutter contre cette menace, elle est cependant très coûteuse. Si l'installation de clôture demeure impossible à mettre en œuvre, les actions de chasses ont également montré leur efficacité pour permettre un rétablissement de la régénération forestière dans le BV d'Haccinem. Jusqu'à maintenant les actions de chasse dans ce BV étaient financées par des projets ponctuels de quelques années. Dès lors que ces projets se terminent les actions de chasse dans le BV de captage s'arrêtent, puisque la chasse de subsistance est la seule qui persiste et qu'elle a lieu préférentiellement à proximité des habitations. La chasse pendant une quinzaine d'année d'affilée pourrait permettre à la végétation d'atteindre des tailles suffisantes pour ne plus être sensibles aux cerfs, cependant la strate herbacée joue un rôle prépondérant dans la limitation de l'érosion. Il faudrait donc trouver des moyens d'assurer des actions de chasse de manière permanente dans les BV de captage.

La régénération de la forêt par la reconquête forestière des espaces de savane doit donc être priorisée en second lieu dans la gestion des BVs de captages d'eau potable municipaux ou privés. Il a été montré que sur des zones caractérisées par un climat très humide et fortement saisonnier, avec des reliefs montagneux et des sols argileux associés à la présence de couverts dégradés, les plantations forestières permettent une diminution de l'érosion et une augmentation des régimes d'étiage, i.e. la restauration de l'effet « éponge » de la forêt (Jobbágy et al., 2011). Sur les versants mixtes, composés de savanes et de forêts, il est stratégique de focaliser les efforts de chasse au niveau des lisières forestières afin de limiter les dommages de ces animaux sur ces espaces déjà fragilisés et pour permettre à la forêt de reconquérir les espaces de savane environnants.

D'après des recherches dans le domaine de l'écologie forestière portant sur la dynamique de l'expansion forestière, la succession secondaire de la forêt, stade indispensable à la reconquête forestière, ne peut pas avoir lieu si les incendies ne sont pas exclus pendant de longues périodes, supérieures à la décennie (Ibanez, 2012). Le feu doit donc être complètement exclu des surfaces de drainage utilisées pour leur ressource en eau. Concernant les travaux de gestion à mettre en œuvre pour restaurer une forêt sur des espaces de savane, de nombreuses indications ont été fournies dans la thèse de Thomas Ibanez (Ibanez, 2012). Un rappel de ces indications est formulé ici. Etant donné les surfaces conséquentes de savanes concernées, les plantations ne se sont pas envisageables partout. Certaines méthodes de restauration écologiques permettent d'encourager la reprise naturelle du couvert forestier grâce à des interventions mineures. La régénération de la savane, dans le cas d'une absence de feu, est notamment limitée par la banque de graines forestières qui est d'autant plus faible que le paysage est morcelé et que les forêts sont éloignées. La présence de grands arbres présentant un couvert foliaire important, même s'ils sont isolés dans les savanes, permet de créer une attraction pour les animaux qui dispersent les graines (oiseaux ou chauves-souris pour la NC), enrichissant ainsi la banque de graines du sol. C'est ce qu'on appelle l'effet 'perchoir'. Cet effet peut être restauré sur

les BVs non affectés par le feu par l'introduction de certaines espèces pionnières à densité foliaire élevée comme par exemple le faux tamanou (*Geissois racemosa*). Celui-ci est un arbre endémique de forêt humide et de lisière présentant une certaine résistance au feu grâce à une écorce épaisse. Il est observé assez fréquemment en savane confirmant cette résistance au feu. De plus si les stades juvéniles sont susceptibles d'être détruits par le feu, ils sont capables de rejeter depuis les racines, ce qui confère à cette espèce une capacité pour la régénération post-incendie (Ibanez, 2012). Il s'agit de l'un des candidats les plus adaptés pour les projets de reforestation.

Les espèces choisies pour la restauration forestière doivent, d'autre part, être non-appétentes vis-à-vis de cerfs. De nombreux exemples de plantations forestières ont déjà échoué à cause de l'abrutissement des cerfs. La solution de grillage individuel (autour de chaque plant) peut être envisagée mais uniquement si les programmes de reforestation incluent des actions d'entretien de ces grillages sur plusieurs années, jusqu'à ce que les arbres atteignent une taille suffisante pour que leur feuillage soit hors de portée des cerfs. En effet, énormément d'exemples d'usage de grillages individuels n'ont pas porté leurs fruits par défaut d'entretien.

En lien avec ce qui a été démontré sur le régime hydrologique, les indications de gestion fournies par les écologues peuvent ici être complétées par des indications portant sur des critères morphologiques des espèces à privilégier pour les plantations ainsi que sur la localisation de celles-ci. La première série de recommandations porte sur le choix spécifique d'espèces dont le système racinaire est dense, et de type pivot : ce type de système racinaire composé d'une racine principale à croissance verticale est plus à même de créer des chemins d'écoulements verticaux dans le sol, alors qu'un système traçant composé de racines à croissance sub-horizontale auront plutôt tendance à encourager des chemins d'écoulements restreints au sol superficiel, voire favoriser l'érosion comme cela a été observé au niveau de certaines lisières. L'objectif souhaité par ce choix morphologique est d'augmenter la porosité disponible du sol, notamment *via* la création de macro-conduits verticaux, et d'augmenter la perméabilité à une profondeur plus importante. Cela permettra de freiner les transferts de surface et de subsurface vers l'aval pendant les crues, et par conséquent la saturation des sols.

Ensuite, les plantations doivent être situées à des endroits stratégiques pour maximiser les effets d'un couvert arboré sur la limitation des flux de ruissellements superficiels. Tout d'abord, il est inutile de planter des arbres sur des surfaces au sein desquelles les arbres ne seront pas en mesure de croître correctement. Des plantations sur des surfaces dont le sol superficiel est absent, particulièrement imperméable par conséquent, ne permettront probablement pas de modifier le régime hydrologique puisque les arbres, s'ils survivent, ne seront pas capables de croître de manière suffisante pour modifier les propriétés du sol de manière significative (Marapara et al., 2021). Les situations topographiques de crêtes sont également à exclure puisqu'elles sont caractérisées par des sols moins développés (Marapara et al., 2021), une forte exposition aux vents et une plus grande susceptibilité d'être affectées par les feux (Ibanez, Borgniet, et al., 2013).

Les plantations doivent être localisées sur des situations topographiques où d'importantes quantités d'eau transigent, et où la vitesse des flux est diminuée, afin de maximiser l'infiltration profonde qu'elles permettront une fois les stades adultes atteints. Les versants orientés vers l'est sont susceptibles d'être plus arrosés que les versants orientés vers l'ouest, en lien avec la direction du vent dominant en NC. Cet effet sera d'autant plus marqué que le gradient topographique est important. Les surfaces

caractérisées par un fort indice topographique, avec une forme de type concave doivent faire l'objet en priorité de plantations, et ce d'autant plus au sein des versants orientés vers l'est. Ce type de surface est stratégique pour les plantations, puisque l'augmentation de l'infiltration permise par les arbres profitera à l'eau de la pluie précipitée localement mais également à l'eau provenant de l'amont *via* les écoulements de subsurface et se trouvant concentrée et ralentie à leur niveau (Marapara et al., 2021). A l'inverse, les fortes pentes ne sont pas des sites stratégiques pour les plantations puisque les flux y sont rapides, limitant les chances de l'eau de s'infiltrer profondément. Les sols y sont également moins favorables à la croissance des arbres.

Des plantations au niveau des lisières forestières permettraient de restaurer les conditions forestières permettant au sol de retrouver un cycle d'intégration de la matière organique normal *via* la restauration de conditions forestières caractérisées par un couvert multi-stratifié et dense.

Enfin, il faut limiter les flux concentrés pour palier la formation des ravines. Les surfaces de drainage des points de formation des 'bank gullies' dans la savane devraient être reboisées jusqu'à une cinquantaine de mètres vers l'amont, afin d'encourager la formation de chemins d'écoulements préférentiels verticaux à proximité du point d'initiation de la ravine, et de diminuer la saturation des sols situées aux alentours grâce à une augmentation de l'évapotranspiration et de l'infiltration profonde.

Une méthode de contrôle de l'érosion en ravine consiste en la mise en place de barrages transversaux successifs visant à freiner l'écoulement et à favoriser le dépôt des sédiments ('check dams' en anglais). Ces méthodes sont souvent mises en œuvre pour le contrôle de ravine de grande envergure (plusieurs mètres de larges et plus d'un mètre de profondeur). Cependant bien souvent les barrages finissent par s'effondrer après quelques mois ou quelques années, ou bien des chemins d'écoulements préférentiels se forment aux alentours des barrages et finissent par former une nouvelle ravine à côté de l'ancienne, rendant les barrages inutiles (Frankl et al., 2021; Nyssen et al., 2004). L'effondrement des barrages est notamment corrélé à l'aire contributive amont et au gradient de pente (Nyssen et al., 2004). Pour ces raisons de nombreux diagnostics seraient nécessaires avant l'implémentation de ce type d'ouvrage sur la ZCNE. Le type de ravine observées à la Thiem, et qui ont fait l'objet de réflexions dans ce travail de doctorat, sont plus petites et plus nombreuses que celles qui font en général l'objet de ce type de projet de restauration. Cette méthode serait donc complexe à mettre en œuvre étant donné le nombre conséquent de ravines présentes sur les versants de la ZCNE. Si ces méthodes peuvent être efficaces pour freiner l'érosion en ravine, elles sont cependant coûteuses et demandent un entretien fréquent, et finalement ne résolvent pas le problème initial, initié en amont, elles ne sont donc pas préconisées pour la ZCNE.

Une autre méthode de contrôle de l'érosion en ravines consiste à modifier leur forme pour les rendre plus larges et moins profondes, et/ou de les remplir avec des gros fragments rocheux afin de freiner les écoulements (Frankl et al., 2021). Cependant ces méthodes sont inutiles et les ravines finissent naturellement par se reformer ailleurs si d'autres mesures visant à limiter les débits provenant de l'amont ne sont pas prises en parallèle (Frankl et al., 2021). C'est pourquoi ce type d'intervention peut être envisagé sur les ravines de type 'bank gullies' de la savane, mais uniquement dans un second temps, après avoir reconstitué un couvert arboré en amont de ces points de rupture.

Cette étude a permis de souligner que les mécanismes érosifs à l'œuvre sur notre site d'étude ont tendance à s'autoamplifier et qu'ils seront notamment renforcés par le changement climatique. L'intervention humaine est nécessaire pour inverser les processus de dégradation en cours. A la question de savoir si la lutte contre les feux ou contre les ongulés envahissants devrait être placée en priorité, cette étude permet de répondre par la nécessité de se battre sur les deux fronts, en priorisant plutôt certaines surfaces stratégiques, afin de s'assurer de la pérennité de certains cours d'eau utilisés pour la consommation. Ainsi les versants entièrement forestiers situés dans les bassins versants de captage doivent être protégés des feux et des ongulés de manière prioritaire. Des actions de régulation de la faune et de restauration forestière devraient être entrepris sur les versants mixtes de ces mêmes BVs.

Bibliographie

- Abu-Zreig, M. M., Tamimi, A. et Alazba, A. A. (2011). Soil Erosion Control and Moisture Conservation of Arid Lands with Stone Cover. *Arid Land Research and Management*, 25(3), 294-307. <https://doi.org/10.1080/15324982.2011.565859>
- Allenbach, M., Andreoli, R., Cavarero, V., Caze, N., Cluzel, D., Couturier, A., De Boissieu, F., Despinoy, M., Dumas, P., Flouvat, F., Gunkel-Grillon, P., Hoibian, T., Jeanpert, J., Join, J.-L., Kranitz, T., Mangeas, M., Mathys, N., Métayer, C., Meyer, M., ... Yu, O. (2015). Volume I - Rapport de Synthèse. Programme « Fonctionnement des petits bassins versants miniers ». CNRT « Nickel & son environnement.
- Alric, R. (2009). Recueil des débits caractéristiques de la Nouvelle-Calédonie. DAVAR (Service de l'eau des statistiques et études rurales, Observatoire de la ressource en eau).
- Araya, S. N., Meding, M. et Berhe, A. A. (2016). Thermal alteration of soil physico-chemical properties: a systematic study to infer response of Sierra Nevada climosequence soils to forest fires. *SOIL*, 2(3), 351-366. <https://doi.org/10.5194/soil-2-351-2016>
- Ares, M. G., Bongiorno, F., Holzman, M., Chagas, C., Varni, M. et Entraigas, I. (2016). Water erosion and connectivity analysis during a year with high precipitations in a watershed of Argentina. *Hydrology Research*, 47(6), 1239-1252. <https://doi.org/10.2166/nh.2016.179>
- Baille, J.-S., Jegat, P., Marini, D. et Louis, A. (2012). La situation minière de 1978 à nos jours. Dans *Atlas de Nouvelle Calédonie* (IRD).
- Barré, N., Brescia, F., Pöllabauer, C., Chartendrault, V., Desmoulins, F. et Spaggiari, J. (2012). La végétation. Dans *Atlas de Nouvelle-Calédonie* (IRD).
- Barrios-Garcia, M. N. et Ballari, S. A. (2012). Impact of wild boar (*Sus scrofa*) in its introduced and native range: a review. *Biological Invasions*, 14(11), 2283-2300. <https://doi.org/10.1007/s10530-012-0229-6>

- Barthès, B. et Roose, E. (2002). Aggregate stability as an indicator of soil susceptibility to runoff and erosion; validation at several levels. *CATENA*, 47(2), 133-149. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(01\)00180-1](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(01)00180-1)
- Berger, K. P. et Entekhabi, D. (2001). Basin hydrologic response relations to distributed physiographic descriptors and climate. *Journal of Hydrology*, 247(3-4), 169-182. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00383-3](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00383-3)
- Bernatek-Jakiel, A. et Poesen, J. (2018). Subsurface erosion by soil piping: significance and research needs. *Earth-Science Reviews*, 185, 1107-1128. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.08.006>
- Beven, K. J. et Kirkby, M. J. (1979). 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 Bulletin*, 24(1), 43-69. <https://doi.org/10.1080/02626667909491834>
- Bilotta, G. S. et Brazier, R. E. (2008). Understanding the influence of suspended solids on water quality and aquatic biota. *Water Research*, 42(12), 2849-2861. <https://doi.org/10.1016/j.watres.2008.03.018>
- Bin Omar, A. et Bin MatJafri, M. (2009). Turbidimeter Design and Analysis: A Review on Optical Fiber Sensors for the Measurement of Water Turbidity. *Sensors*, 9(10), 8311-8335. <https://doi.org/10.3390/s91008311>
- Birnbaum, P., Ibanez, T., Vandrot, H., Blanchard, E., Hequet, V., Chambrey, C. et Pouteau, R. (2015). *Les forêts humides de la province Nord, Nouvelle-Calédonie: synthèse des travaux de recherche 2012-2015*.
- Bouchet, P., Jaffre, T. et Veillon, J.-M. (1995). Plant extinction in New Caledonia: protection of sclerophyll forests urgently needed. *Biodiversity and Conservation*, 4(4), 415-428. <https://doi.org/10.1007/BF00058425>

- Bracken, L. J. et Croke, J. (2007). The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. *Hydrological Processes*, 21(13), 1749-1763. <https://doi.org/10.1002/hyp.6313>
- Brakensiek, D., Osborn, H. et Rawls, W. J. (1979). *Field Manual for Research in Agricultural Hydrology*. US Department of Agriculture.
- Braud, I., Desprats, J.-F., Ayrat, P.-A., Bouvier, C. et Vandervaere, J.-P. (2017). Mapping topsoil field-saturated hydraulic conductivity from point measurements using different methods. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 65(3), 264-275. <https://doi.org/10.1515/johh-2017-0017>
- Breuning-Madsen, H., Kristensen, J. Å., Awadzi, T. W. et Murray, A. S. (2017). Early cultivation and bioturbation cause high long-term soil erosion rates in tropical forests: OSL based evidence from Ghana. *CATENA*, 151, 130-136. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.12.002>
- Brinkert, M. (2019). *Analyse Incendies sur la zone du projet AFB (2000 - 2018)*.
- Brown, A. E., Zhang, L., McMahon, T. A., Western, A. W. et Vertessy, R. A. (2005). A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation. *Journal of Hydrology*, 310(1-4), 28-61. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.12.010>
- Bruijnzeel, L. A. (2004). Hydrological functions of tropical forests: not seeing the soil for the trees? *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 104(1), 185-228. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2004.01.015>
- Bu, C., Li, R., Wang, C. et Bowker, M. A. (2018). Successful field cultivation of moss biocrusts on disturbed soil surfaces in the short term. *Plant and Soil*, 429(1-2), 227-240. <https://doi.org/10.1007/s11104-017-3453-0>
- Buchanan, B. P., Fleming, M., Schneider, R. L., Richards, B. K., Archibald, J., Qiu, Z. et Walter, M. T. (2014). Evaluating topographic wetness indices across central New York agricultural landscapes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(8), 3279-3299. <https://doi.org/10.5194/hess-18-3279-2014>

- Caitcheon, G. G., Olley, J. M., Pantus, F., Hancock, G. et Leslie, C. (2012). The dominant erosion processes supplying fine sediment to three major rivers in tropical Australia, the Daly (NT), Mitchell (Qld) and Flinders (Qld) Rivers. *Geomorphology*, 151-152, 188-195. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.02.001>
- Campbell Scientific. (2017). OBS501 Smart Turbidity Meter with ClearSensor® Technology - Operator's manual.
- Campbell Scientific. (2018). CS701-L - HyQuest Solutions TB4 Rain Gauge.
- Caner, L. (2011). PHYLLOSILICATES DES SOLS : DE L'IDENTIFICATION A LA QUANTIFICATION. Université de Poitiers.
- Cantón, Y., Solé-Benet, A., de Vente, J., Boix-Fayos, C., Calvo-Cases, A., Asensio, C. et Puigdefábregas, J. (2011). A review of runoff generation and soil erosion across scales in semiarid south-eastern Spain. *Journal of Arid Environments*, 75(12), 1254-1261. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2011.03.004>
- Cardelús, C. L., Mekonnen, A. B., Jensen, K. H., Woods, C. L., Baez, M. C., Montufar, M., Bazany, K., Tsegay, B. A., Scull, P. R. et Peck, W. H. (2020). Edge effects and human disturbance influence soil physical and chemical properties in Sacred Church Forests in Ethiopia. *Plant and Soil*, 453(1-2), 329-342. <https://doi.org/10.1007/s11104-020-04595-0>
- Caudmont, S. et Maitrepierre, L. (2007). *Atlas climatique de la Nouvelle-Calédonie*. Météo France.
- CEN. (2017). *Stratégie de lutte contre les espèces exotiques envahissantes dans les espaces naturels de Nouvelle-Calédonie. Document cadre*.
- Cerdà, A. (2001). Effects of rock fragment cover on soil infiltration, interrill runoff and erosion: Effects of rock fragments on soil erosion. *European Journal of Soil Science*, 52(1), 59-68. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2389.2001.00354.x>
- Cerdan, O., Le Bissonnais, Y., Govers, G., Lecomte, V., van Oost, K., Couturier, A., King, C. et Dubreuil, N. (2004). Scale effect on runoff from experimental plots to catchments in agricultural areas in

- Normandy. *Journal of Hydrology*, 299(1-2), 4-14.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.02.017>
- Chandler, D. G. (2006). Reversibility of forest conversion impacts on water budgets in tropical karst terrain. *Forest Ecology and Management*, 224(1-2), 95-103.
<https://doi.org/10.1016/j.foreco.2005.12.010>
- Chang, M. (2013). *Forest hydrology: an introduction to water and forests* (3rd ed). CRC Press.
- Cheng, J. D., Lin, L. L. et Lu, H. S. (2002). Influences of forests on water flows from headwater watersheds in Taiwan. *Forest Ecology and Management*, 165(1-3), 11-28.
[https://doi.org/10.1016/S0378-1127\(01\)00626-0](https://doi.org/10.1016/S0378-1127(01)00626-0)
- Collectif ICONE. (2015). Eléments de cadrage pour une stratégie de régulation des cerfs sauvages et des cochons féroces envahissants en Province nord - Rapport final du projet ICONE (Initiatives pour le Contrôle des Ongulés en province Nord en faveur de l'Environnement).
- Coomes, D. A., Allen, R. B., Forsyth, D. M. et Lee, W. G. (2003). Factors Preventing the Recovery of New Zealand Forests Following Control of Invasive Deer. *Conservation Biology*, 17(2), 450-459.
<https://doi.org/10.1046/j.1523-1739.2003.15099.x>
- Courant, R., Friedrichs, K. et Lewy, H. (1928). Über die partiellen Differenzgleichungen der mathematischen Physik. *Mathematische Annalen*, 100(1), 32-74.
<https://doi.org/10.1007/BF01448839>
- D. N. Moriasi, J. G. Arnold, M. W. Van Liew, R. L. Bingner, R. D. Harmel, et T. L. Veith. (2007). Model Evaluation Guidelines for Systematic Quantification of Accuracy in Watershed Simulations. *Transactions of the ASABE*, 50(3), 885-900. <https://doi.org/10.13031/2013.23153>
- Davis, R. O. E. et Bennett, H. H. (1927). Grouping of soils on the basis of mechanical analysis. USDA - Department circular 419.
- de Garine-Wichatitsky, M., de Meeûs, T., Chevillon, C., Berthier, D., Barré, N., Thévenon, S. et Maillard, J.-C. (2009). Population genetic structure of wild and farmed rusa deer (*Cervus timorensis*

- rusa) in New-Caledonia inferred from polymorphic microsatellite loci. *Genetica*, 137(3), 313-323. <https://doi.org/10.1007/s10709-009-9395-6>
- de Garine-Wichatitsky, M., Soubeyran, Y., Maillard, D. et Duncan, P. (2005). The diets of introduced rusa deer (*Cervus timorensis rusa*) in a native sclerophyll forest and a native rainforest of New Caledonia. *New Zealand Journal of Zoology*, 32(2), 117-126. <https://doi.org/10.1080/03014223.2005.9518403>
- Delvienne, Q. (2018). Rapport de mise en place et de test du dispositif de suivi hydrologique, météorologique et de l'érosion pour la zone atelier de Tiwaé (Tiouaé) et Pwö-i (Poyes). RESSCUE.
- Descroix, L., González Barrios, J. L., Viramontes, D., Poulenard, J., Anaya, E., Esteves, M. et Estrada, J. (2008). Gully and sheet erosion on subtropical mountain slopes: Their respective roles and the scale effect. *CATENA*, 72(3), 325-339. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2007.07.003>
- de Vente, J. et Poesen, J. (2005). Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale: Scale issues and semi-quantitative models. *Earth-Science Reviews*, 71(1-2), 95-125. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.02.002>
- de Vente, J., Poesen, J., Arabkhedri, M. et Verstraeten, G. (2007). The sediment delivery problem revisited. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 31(2), 155-178. <https://doi.org/10.1177/0309133307076485>
- Di Lazzaro, M., Zarlenga, A. et Volpi, E. (2015). Hydrological effects of within-catchment heterogeneity of drainage density. *Advances in Water Resources*, 76, 157-167. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2014.12.011>
- DIMENC/SGNC-BRGM. (2013). *Carte de la géologie de la Nouvelle-Calédonie au 1/50 000ème*.
- Dos Reis Castro, N. M., Auzet, A.-V., Chevallier, P. et Leprun, J.-C. (1999). Land use change effects on runoff and erosion from plot to catchment scale on the basaltic plateau of Southern Brazil. *Hydrological Processes*, 13, 1621-1628.

- Dupouy, C., Wattelez, G., Lefèvre, J., Juillot, F., Andreoli, R., Lille, D., Murakami, H. et Röttgers, R. (2018, 30 octobre). *Rain-derived particles and CDOM distribution along the east coast of New Caledonia*. R. J. Frouin (dir.), *Remote Sensing of the Open and Coastal Ocean and Inland Waters*, Honolulu, United States (p. 22). <https://doi.org/10.1117/12.2501807>
- Dutheil, C., Lengaigne, M., Bador, M., Vialard, J., Lefèvre, J., Jourdain, N. C., Jullien, S., Peltier, A., Sultan, B. et Menkès, C. (2020). Impact of projected sea surface temperature biases on tropical cyclones projections in the South Pacific. *Scientific Reports*, 10(1), 4838. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-61570-6>
- Duvert, C., Nord, G., Gratiot, N., Navratil, O., Nadal-Romero, E., Mathys, N., Némery, J., Regüés, D., García-Ruiz, J. M., Gallart, F. et Esteves, M. (2012). Towards prediction of suspended sediment yield from peak discharge in small erodible mountainous catchments (0.45–22km²) of France, Mexico and Spain. *Journal of Hydrology*, 454-455, 42-55. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.05.048>
- Eldridge, D. J. et Freudenberger, D. (2005). Ecosystem wicks: Woodland trees enhance water infiltration in a fragmented agricultural landscape in eastern Australia. *Austral Ecology*, 30(3), 336-347. <https://doi.org/10.1111/j.1442-9993.2005.01478.x>
- Ellison, D., N. Futter, M. et Bishop, K. (2012). On the forest cover–water yield debate: from demand- to supply-side thinking. *Global Change Biology*, 18(3), 806-820. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2011.02589.x>
- Elsenbeer, H. (2001). Hydrologic flowpaths in tropical rainforest soilscape? a review. *Hydrological Processes*, 15(10), 1751-1759. <https://doi.org/10.1002/hyp.237>
- Elsenbeer, H. et Vertessy, R. A. (2000). Stormflow generation and flowpath characteristics in an Amazonian rainforest catchment.
- Emanuel, K. (2005). Increasing destructiveness of tropical cyclones over the past 30 years. *Nature*, 436(7051), 686-688. <https://doi.org/10.1038/nature03906>

- Engda, T. A., Bayabil, H. K., Legesse, E. S., Ayana, E. K., Tilahun, S. A., Collick, A. S., Easton, Z. M., Rimmer, A., Awulachew, S. B. et Steenhuis, T. S. (2011). Watershed Hydrology of the (Semi) Humid Ethiopian Highlands. Dans A. M. Melesse (dir.), *Nile River Basin* (p. 145-162). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-007-0689-7_7
- Erftemeijer, P. L. A., Riegl, B., Hoeksema, B. W. et Todd, P. A. (2012). Environmental impacts of dredging and other sediment disturbances on corals: A review. *Marine Pollution Bulletin*, 64(9), 1737-1765. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2012.05.008>
- Fallon, G. et Wotling, G. (2019). *Schéma d'orientation pour une politique de l'eau partagée de la Nouvelle-Calédonie* (Gouvernement de la Nouvelle Calédonie-DAVAR).
- Farley, K. A., Jobbagy, E. G. et Jackson, R. B. (2005). Effects of afforestation on water yield: a global synthesis with implications for policy. *Global Change Biology*, 11(10), 1565-1576. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2005.01011.x>
- Flores, B. M., Staal, A., Jakovac, C. C., Hirota, M., Holmgren, M. et Oliveira, R. S. (2020). Soil erosion as a resilience drain in disturbed tropical forests. *Plant and Soil*, 450(1-2), 11-25. <https://doi.org/10.1007/s11104-019-04097-8>
- Floret, A. (2013). Étude socio-économique des cerfs et cochons envahissants en Province-Nord, Nouvelle-Calédonie.
- Florinsky, I. V. (2000). Relationships between topographically expressed zones of flow accumulation and sites of fault intersection: analysis by means of digital terrain modelling. *Environmental Modelling & Software*, 15(1), 87-100. [https://doi.org/10.1016/S1364-8152\(99\)00025-0](https://doi.org/10.1016/S1364-8152(99)00025-0)
- Foster, I. D. L., Boardman, J. et Keay-Bright, J. (2007). Sediment tracing and environmental history for two small catchments, Karoo Uplands, South Africa. *Geomorphology*, 90(1-2), 126-143. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.01.011>
- Fox, G. A. et Wilson, G. V. (2010). The Role of Subsurface Flow in Hillslope and Stream Bank Erosion: A Review. *Soil Science Society of America Journal*, 74(3), 717-733. <https://doi.org/10.2136/sssaj2009.0319>

- Frankl, A., Nyssen, J., Vanmaercke, M. et Poesen, J. (2021). Gully prevention and control: Techniques, failures and effectiveness. *Earth Surface Processes and Landforms*, 46(1), 220-238.
<https://doi.org/10.1002/esp.5033>
- Fritsch, E. (2012). Les sols. Dans *Atlas de la Nouvelle-Calédonie* (IRD).
- Fu, Z., Li, Z., Cai, C., Shi, Z., Xu, Q. et Wang, X. (2011). Soil thickness effect on hydrological and erosion characteristics under sloping lands: A hydropedological perspective. *Geoderma*, 167-168, 41-53. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2011.08.013>
- Fujita, I., Muste, M. et Kruger, A. (1998). Large-scale particle image velocimetry for flow analysis in hydraulic engineering applications. *Journal of Hydraulic Research*, 36(3), 397-414.
<https://doi.org/10.1080/00221689809498626>
- García-Ruiz, J. M., Beguería, S., Nadal-Romero, E., González-Hidalgo, J. C., Lana-Renault, N. et Sanjuán, Y. (2015). A meta-analysis of soil erosion rates across the world. *Geomorphology*, 239, 160-173. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.03.008>
- Gellis, A. C. (2013). Factors influencing storm-generated suspended-sediment concentrations and loads in four basins of contrasting land use, humid-tropical Puerto Rico. *CATENA*, 104, 39-57.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.10.018>
- Ghazoul, J., Burivalova, Z., Garcia-Ulloa, J. et King, L. A. (2015). Conceptualizing Forest Degradation. *Trends in Ecology & Evolution*, 30(10), 622-632. <https://doi.org/10.1016/j.tree.2015.08.001>
- Gholizadeh, M., Melesse, A. et Reddi, L. (2016). A Comprehensive Review on Water Quality Parameters Estimation Using Remote Sensing Techniques. *Sensors*, 16(8), 1298.
<https://doi.org/10.3390/s16081298>
- Gibbs, M. M. (2008). Identifying Source Soils in Contemporary Estuarine Sediments: A New Compound-Specific Isotope Method. *Estuaries and Coasts*, 31(2), 344-359.
<https://doi.org/10.1007/s12237-007-9012-9>
- Gippel, C. J. (1995). Potential of turbidity monitoring for measuring the transport of suspended solids in streams. *Hydrological Processes*, 9(1), 83-97. <https://doi.org/10.1002/hyp.3360090108>

- Goarant, A.-C., Desmoulins, F., Le Breton, J., Spitz, I., Goxe, J., Le Bourgeois, T. et Blanfort, V. (2012). *Plantes envahissantes pour les milieux naturels de Nouvelle-Calédonie* (APICAN-GEE).
- Gomi, T., Sidle, R. C., Miyata, S., Kosugi, K. et Onda, Y. (2008). Dynamic runoff connectivity of overland flow on steep forested hillslopes: Scale effects and runoff transfer: DYNAMIC RUNOFF CONNECTIVITY OF OVERLAND FLOW. *Water Resources Research*, 44(8). <https://doi.org/10.1029/2007WR005894>
- Goue, A. (2020). Rapport de stage - Etude de perméabilité de différents états de surface caractéristiques du bassin versant de la Thiem.
- Grover, H. S., Bowker, M. A. et Fulé, P. Z. (2020). Improved, scalable techniques to cultivate fire mosses for rehabilitation. *Restoration Ecology*, 28(S2). <https://doi.org/10.1111/rec.12982>
- Guillén, J., Palanques, A., Puig, P., Durrieu de Madron, X. et Nyffeler, F. (2000). Field calibration of optical sensors for measuring suspended sediment concentration in the western Mediterranean. *Scientia Marina*, 64(4), 427-435. <https://doi.org/10.3989/scimar.2000.64n4427>
- Gumiere, S. J., Le Bissonnais, Y. et Raclot, D. (2009). Soil resistance to interrill erosion: Model parameterization and sensitivity. *CATENA*, 77(3), 274-284. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2009.02.007>
- Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K. K. et Martinez, G. F. (2009). Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 377(1-2), 80-91. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.003>
- Hallema, D. W., Sun, G., Caldwell, P. V., Norman, S. P., Cohen, E. C., Liu, Y., Bladon, K. D. et McNulty, S. G. (2018). Burned forests impact water supplies. *Nature Communications*, 9(1), 1307. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-03735-6>
- Hao, M., Zhang, J., Meng, M., Chen, H. Y. H., Guo, X., Liu, S. et Ye, L. (2019). Impacts of changes in vegetation on saturated hydraulic conductivity of soil in subtropical forests. *Scientific Reports*, 9(1), 8372. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-44921-w>

- Haregeweyn, N., Poesen, J., Nyssen, J., Govers, G., Verstraeten, G., de Vente, J., Deckers, J., Moeyersons, J. et Haile, M. (2008). Sediment yield variability in Northern Ethiopia: A quantitative analysis of its controlling factors. *CATENA*, 75(1), 65-76. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.04.011>
- Helming, K., Römkens, M. J. M. et Prasad, S. N. (1998). Surface Roughness Related Processes of Runoff and Soil Loss: A Flume Study. *Soil Science Society of America Journal*, 62(1), 243-250. <https://doi.org/10.2136/sssaj1998.03615995006200010031x>
- Hély-Alleau, C. (2012). Compte rendu de fin projet - INC : Incendies et biodiversité des écosystèmes en Nouvelle-Calédonie. ANR Incendies et biodiversité des écosystèmes en Nouvelle-Calédonie.
- Hersch, R. W. (2009). *Streamflow measurement* (3rd ed). Routledge.
- Hingray, B., Picouet, C. et Musy, A. (2009). *Hydrologie*. 2, 2,. Presses polytechniques et universitaires romandes.
- Horton, R. E. (1945). EROSIONAL DEVELOPMENT OF STREAMS AND THEIR DRAINAGE BASINS; HYDROPHYSICAL APPROACH TO QUANTITATIVE MORPHOLOGY. *Geological Society of America Bulletin*, 56(3), 275. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1945\)56\[275:EDOSAT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1945)56[275:EDOSAT]2.0.CO;2)
- Hudson, N. W. (1993) (FAO Soils Bulletin).
- Huo, J., Liu, C., Yu, X., Jia, G. et Chen, L. (2021). Effects of watershed char and climate variables on annual runoff in different climatic zones in China. *Science of The Total Environment*, 754, 142157. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.142157>
- Ibanez, T. (2012). *Dynamiques des forêts denses humides et des savanes en réponse aux incendies en Nouvelle-Calédonie*. Paul Cézanne Aix-Marseille III.
- Ibanez, T., Borgniet, L., Mangeas, M., Gaucherel, C., Géaux, H. et Hély, C. (2013). Rainforest and savanna landscape dynamics in New Caledonia: Towards a mosaic of stable rainforest and savanna states?: RAINFOREST LANDSCAPE DYNAMICS IN NEW CALEDONIA. *Austral Ecology*, 38(1), 33-45. <https://doi.org/10.1111/j.1442-9993.2012.02369.x>

- Ibanez, T., Munzinger, J., Gauchere, C., Curt, T. et Hély, C. (2013). Inferring savannah–rainforest boundary dynamics from vegetation structure and composition: a case study in New Caledonia. *Australian Journal of Botany*, 61(2), 128. <https://doi.org/10.1071/BT12255>
- Islam, K. R. et Weil, R. R. (2000). Land use effects on soil quality in a tropical forest ecosystem of Bangladesh. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 79(1), 9-16. [https://doi.org/10.1016/S0167-8809\(99\)00145-0](https://doi.org/10.1016/S0167-8809(99)00145-0)
- Jaccon, G. (1986). Manuel d'hydrométrie. TOME V. Tracé de la courbe de tarage et calcul de débits. ORSTOM.
- Jobbágy, E. G., Baldi, G. et Noretto, M. D. (2011). Tree Plantation in South America and The Water Cycle: Impacts and Emergent Opportunities. Dans T. Schlichter et L. Montes (dir.), *Forests in Development: A Vital Balance* (p. 53-63). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-007-2576-8_5
- Jomaa, S., Barry, D. A., Heng, B. C. P., Brovelli, A., Sander, G. C. et Parlange, J.-Y. (2012). Influence of rock fragment coverage on soil erosion and hydrological response: Laboratory flume experiments and modeling: INFLUENCE OF ROCK FRAGMENT COVERAGE ON SOIL EROSION. *Water Resources Research*, 48(5). <https://doi.org/10.1029/2011WR011255>
- Kan, X., Cheng, J., Hu, X., Zhu, F. et Li, M. (2019). Effects of Grass and Forests and the Infiltration Amount on Preferential Flow in Karst Regions of China. *Water*, 11(8), 1634. <https://doi.org/10.3390/w11081634>
- Kar, A., Chini, D. S., Bhattacharya, M., Das, B. K. et Patra, B. C. (2020). Impacts of Gully Erosion on River Water Quality and Fish Resources: A Case Study. Dans P. K. Shit, H. R. Pourghasemi et G. S. Bhunia (dir.), *Gully Erosion Studies from India and Surrounding Regions* (p. 345-355). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-030-23243-6_22
- Ke, L. et Takahashi, A. (2012). Strength reduction of cohesionless soil due to internal erosion induced by one-dimensional upward seepage flow. *Soils and Foundations*, 52(4), 698-711. <https://doi.org/10.1016/j.sandf.2012.07.010>

- Kim, J. K., Onda, Y., Kim, M. S. et Yang, D. Y. (2014). Plot-scale study of surface runoff on well-covered forest floors under different canopy species. *Quaternary International*, 344, 75-85.
<https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.07.036>
- Kinnell, P. I. A. (2005). Raindrop-impact-induced erosion processes and prediction: a review. *Hydrological Processes*, 19(14), 2815-2844. <https://doi.org/10.1002/hyp.5788>
- Kinnell, P. I. A. (2010). Event soil loss, runoff and the Universal Soil Loss Equation family of models: A review. *Journal of Hydrology*, 385(1-4), 384-397.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.01.024>
- Kinnell, P. I. A. (2016). A review of the design and operation of runoff and soil loss plots. *CATENA*, 145, 257-265. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.06.013>
- Kitchener, B. G., Wainwright, J. et Parsons, A. J. (2017). A review of the principles of turbidity measurement. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 41(5), 620-642.
<https://doi.org/10.1177/0309133317726540>
- Knudby, C. et Carrera, J. (2005). On the relationship between indicators of geostatistical, flow and transport connectivity. *Advances in Water Resources*, 28(4), 405-421.
<https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2004.09.001>
- Labrière, N., Locatelli, B., Laumonier, Y., Freycon, V. et Bernoux, M. (2015). Soil erosion in the humid tropics: A systematic quantitative review. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 203, 127-139. <https://doi.org/10.1016/j.agee.2015.01.027>
- Lachassagne, P., Dewandel, B. et Wyns, R. (2021). Groundwater in granitic and metamorphic rocks? Dans *Encyclopedia of the Environment*. <https://www.encyclopédie-environnement.org/en/water/groundwater-in-granitic-and-metamorphic-rocks/>.
- Lachassagne, P., Wyns, R. et Dewandel, B. (2011). The fracture permeability of Hard Rock Aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes: Weathering and permeability of Hard Rock Aquifers. *Terra Nova*, 23(3), 145-161.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2011.00998.x>

- Lacombe, G., Valentin, C., Sounyafong, P., de Rouw, A., Soullieuth, B., Silvera, N., Pierret, A., Sengtaheuanghoung, O. et Ribolzi, O. (2018). Linking crop structure, throughfall, soil surface conditions, runoff and soil detachment: 10 land uses analyzed in Northern Laos. *Science of The Total Environment*, 616-617, 1330-1338. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.10.185>
- Lal, R. (2001). Soil degradation by erosion. *Land Degradation & Development*, 12(6), 519-539. <https://doi.org/10.1002/ldr.472>
- Lal, Rattan. (1997). Deforestation effects on soil degradation and rehabilitation in western Nigeria .4. Hydrology and water quality. *LAND DEGRADATION & DEVELOPMENT*, 8(2), 95-126. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-145X\(199706\)8:2<95::AID-LDR241>3.3.CO;2-B](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-145X(199706)8:2<95::AID-LDR241>3.3.CO;2-B)
- Laurance, W. F. (2004). Forest-climate interactions in fragmented tropical landscapes. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B: Biological Sciences*, 359(1443), 345-352. <https://doi.org/10.1098/rstb.2003.1430>
- Laurance, W. F., Camargo, J. L. C., Fearnside, P. M., Lovejoy, T. E., Williamson, G. B., Mesquita, R. C. G., Meyer, C. F. J., Bobrowiec, P. E. D. et Laurance, S. G. W. (2018). An Amazonian rainforest and its fragments as a laboratory of global change. *Biological Reviews*, 93(1), 223-247. <https://doi.org/10.1111/brv.12343>
- Le Bissonnais, Y., Benkhadra, H., Chaplot, V., Fox, D., King, D. et Daroussin, J. (1998). Crusting, runoff and sheet erosion on silty loamy soils at various scales and upscaling from m² to small catchments. *Soil and Tillage Research*, 46(1-2), 69-80. [https://doi.org/10.1016/S0167-1987\(98\)80109-8](https://doi.org/10.1016/S0167-1987(98)80109-8)
- Le Gall, M. (2016). *Traçage des sources de sédiments à l'amont des hydrosystèmes agricoles : apport de la géochimie élémentaire, du rapport 87 Sr/86 Sr et des radionucléides*. Paris Saclay.
- Lefèvre, J., Marchesiello, P., Jourdain, N. C., Menkes, C. et Leroy, A. (2010). Weather regimes and orographic circulation around New Caledonia. *Marine Pollution Bulletin*, 61(7-12), 413-431. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2010.06.012>

- Lemma, T. M., Gessesse, G. D., Kassa, A. K. et Edossa, D. C. (2018). Effect of spatial scale on runoff coefficient: Evidence from the Ethiopian highlands. *International Soil and Water Conservation Research*, 6(4), 289-296. <https://doi.org/10.1016/j.iswcr.2018.08.002>
- Leroy, A. (2006). Utilisation des prévisions saisonnières en Nouvelle-Calédonie. *Note de la DP*.
- Li, Lan, Du, S., Wu, L. et Liu, G. (2009). An overview of soil loss tolerance. *CATENA*, 78(2), 93-99. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2009.03.007>
- Li, Li, Nearing, M. A., Polyakov, V. O., Nichols, M. H., Pierson, F. B. et Cavanaugh, M. L. (2020). Evolution of rock cover, surface roughness, and its effect on soil erosion under simulated rainfall. *Geoderma*, 379, 114622. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2020.114622>
- Li, Z. et Fang, H. (2016). Impacts of climate change on water erosion: A review. *Earth-Science Reviews*, 163, 94-117. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.10.004>
- Lin, B., Chen, X., Yao, H., Chen, Y., Liu, M., Gao, L. et James, A. (2015). Analyses of land use change impacts on catchment runoff using different time indicators based on SWAT model. *Ecological Indicators*, 58, 55-63. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2015.05.031>
- Liu, D. et She, D. (2017). Can rock fragment cover maintain soil and water for saline-sodic soil slopes under coastal reclamation? *CATENA*, 151, 213-224. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.12.020>
- Liu, W., Wan, S., Huang, F., Luo, X. et Fu, M. (2019). Experimental study of subsurface erosion in granitic under the conditions of different soil column angles and flow discharges. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 78(8), 5877-5888. <https://doi.org/10.1007/s10064-019-01519-w>
- Lizaga, I., Bodé, S., Gaspar, L., Latorre, B., Boeckx, P. et Navas, A. (2021). Legacy of historic land cover changes on sediment provenance tracked with isotopic tracers in a Mediterranean agroforestry catchment. *Journal of Environmental Management*, 288, 112291. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2021.112291>

- Loch, R. et Silburn, D. (1996). Constraints to sustainability—soil erosion. Dans *Sustainable Crop Production in the Sub-tropics: an Australian Perspective*. Clarke, L., Wylie, P.B.
- Long, M. S., Litton, C. M., Giardina, C. P., Deenik, J., Cole, R. J. et Sparks, J. P. (2017). Impact of nonnative feral pig removal on soil structure and nutrient availability in Hawaiian tropical montane wet forests. *Biological Invasions*, 19(3), 749-763. <https://doi.org/10.1007/s10530-017-1368-6>
- Maitrepierre, L. (2012). Les types de temps et les cyclones, les éléments du climat. Dans *Atlas de Nouvelle-Calédonie* (IRD).
- Marapara, T. R., Jackson, B. M., Hartley, S. et Maxwell, D. (2021). Disentangling the factors that vary the impact of trees on flooding (a review). *Water and Environment Journal*, 35(2), 514-529. <https://doi.org/10.1111/wej.12647>
- Mataix-Solera, J., Cerdà, A., Arcenegui, V., Jordán, A. et Zavala, L. M. (2011). Fire effects on soil aggregation: A review. *Earth-Science Reviews*, 109(1-2), 44-60. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.08.002>
- Maurizot, P., Cluzel, D., Patriat, M., Collot, J., Iseppi, M., Lesimple, S., Secchiari, A., Bosch, D., Montanini, A., Macera, P. et Davies, H. L. (2020). The Eocene Subduction-Obduction Complex of New Caledonia. Dans *New Caledonia: Geology, Geodynamic Evolution and Mineral Resources* (p. 93-130). The Geological Society.
- Maurizot, Pierre et Vendé-Leclerc, M. (2012). La géologie. Dans *Atlas de la Nouvelle-Calédonie* (IRD).
- McGlynn, B. L., McDonnell, J. J., Seibert, J. et Kendall, C. (2004). Scale effects on headwater catchment runoff timing, flow sources, and groundwater-streamflow relations. *Water Resources Research*, 40(7). <https://doi.org/10.1029/2003WR002494>
- McJannet, D. (2008). Water table and transpiration dynamics in a seasonally inundated *Melaleuca quinquenervia* forest, north Queensland, Australia. *Hydrological Processes*, 22(16), 3079-3090. <https://doi.org/10.1002/hyp.6894>

- Mei, Y. et Anagnostou, E. N. (2015). A hydrograph separation method based on information from rainfall and runoff records. *Journal of Hydrology*, 523, 636-649.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.01.083>
- Menkès, C. (2012). Les grandes fluctuations des hydroclimats : le phénomène ENSO. Dans *Atlas de la Nouvelle-Calédonie* (IRD).
- Merritt, W. S., Letcher, R. A. et Jakeman, A. J. (2003). A review of erosion and sediment transport models. *Environmental Modelling & Software*, 18(8-9), 761-799.
[https://doi.org/10.1016/S1364-8152\(03\)00078-1](https://doi.org/10.1016/S1364-8152(03)00078-1)
- Mohamad, N. A., Nainar, A., Annammala, K. V., Sugumaran, D., Jamal, M. H. et Yusop, Z. (2020). Soil erosion in disturbed forests and agricultural plantations in tropical undulating terrain: *in situ* measurement using a laser erosion bridge method. *Journal of Water and Climate Change*, 11(4), 1032-1041. <https://doi.org/10.2166/wcc.2019.063>
- Monsieurs, E., Dessie, M., Adgo, E., Poesen, J., Deckers, J., Verhoest, N. et Nyssen, J. (2015). Seasonal Surface Drainage of Sloping Farmland: A Review of Its Hydrogeomorphic Impacts: SURFACE DRAINAGE OF SLOPING FARMLAND. *Land Degradation & Development*, 26(1), 35-44.
<https://doi.org/10.1002/ldr.2286>
- Mounirou, L. A., Yacouba, H., Karambiri, H., Paturel, J.-E. et Mahé, G. (2012). Measuring runoff by plots at different scales: Understanding and analysing the sources of variation. *Comptes Rendus Geoscience*, 344(9), 441-448. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2012.08.004>
- Muste, M., Fujita, I. et Hauet, A. (2008). Large-scale particle image velocimetry for measurements in riverine environments: LARGE-SCALE PARTICLE VELOCIMETRY. *Water Resources Research*, 44(4). <https://doi.org/10.1029/2008WR006950>
- Musy, A., Higy, C. et Reynard, E. (2014). *Hydrologie*. 1, 1,. Presses polytechniques et universitaires romandes.

- Nazuhan, M., Rahaman, Z. A. et Othman, Z. (2018). A Review on Rainfall Erosivity (R factor) in Universal Soil Loss Equation. *International Journal of Academic Research in Business and Social Sciences*, 8(2), Pages 816-822. <https://doi.org/10.6007/IJARBSS/v8-i2/3988>
- Nespoulous, J., Merino-Martín, L., Monnier, Y., Bouchet, D. C., Ramel, M., Dombey, R., Viennois, G., Mao, Z., Zhang, J.-L., Cao, K.-F., Le Bissonnais, Y., Sidle, R. C. et Stokes, A. (2019). Tropical forest structure and understorey determine subsurface flow through biopores formed by plant roots. *CATENA*, 181, 104061. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2019.05.007>
- Nyssen, J., Veyret-Picot, M., Poesen, J., Moeyersons, J., Haile, M., Deckers, J. et Govers, G. (2004). The effectiveness of loose rock check dams for gully control in Tigray, northern Ethiopia. *Soil Use and Management*, 20(1), 55-64. <https://doi.org/10.1079/SUM2003223>
- Ogden, F. L., Crouch, T. D., Stallard, R. F. et Hall, J. S. (2013). Effect of land cover and use on dry season river runoff, runoff efficiency, and peak storm runoff in the seasonal tropics of Central Panama: SPONGE EFFECT PAPER. *Water Resources Research*, 49(12), 8443-8462. <https://doi.org/10.1002/2013WR013956>
- Oguchi, T. (1997). Drainage density and relative relief in humid steep mountains with frequent slope failure. *EARTH SURFACE PROCESSES AND LANDFORMS*, 22(2), 107-120.
- Oluwole, F. A., Sambo, J. M. et Sikkhalazo, D. (2008). Long-term effects of different burning frequencies on the dry savannah grassland in South Africa, 147-153.
- Pallard, B., Castellarin, A. et Montanari, A. (2009). A look at the links between drainage density and flood statistics. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(7), 1019-1029. <https://doi.org/10.5194/hess-13-1019-2009>
- Panigrahy, N., Jain, S. K., Kumar, V. et Bhunya, P. K. (2009). Algorithms for Computerized Estimation of Thiessen Weights. *Journal of Computing in Civil Engineering*, 23(4), 239-247. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0887-3801\(2009\)23:4\(239\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0887-3801(2009)23:4(239))

- Parlange, J.-Y., Hogarth, W. L., Govindaraju, R. S., Parlange, M. B. et Lockington, D. (2000). On an Exact Analytical Solution of the Boussinesq Equation. *Transport in Porous Media*, 39(3), 339-345. <https://doi.org/10.1023/A:1006504527622>
- Parsons, A. J., Brazier, R. E., Wainwright, J. et Powell, D. M. (2006). Scale relationships in hillslope runoff and erosion. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31(11), 1384-1393. <https://doi.org/10.1002/esp.1345>
- Pascal, M., Barré, N., De Garine-Wichatitsky, M., Lorvelec, O., Frétey, T., Brescia, F. et Jourdan, H. (2006). *Les peuplements néo-calédoniens de vertébrés : invasions, disparitions* (vol. Espèces envahissantes dans l'archipel néo-calédonien). IRD.
- Podwojewski, P., Orange, D., Jouquet, P., Valentin, C., Nguyen, V. T., Janeau, J. L. et Tran, D. T. (2008). Land-use impacts on surface runoff and soil detachment within agricultural sloping lands in Northern Vietnam. *CATENA*, 74(2), 109-118. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2008.03.013>
- Poesen, J., Nachtergaele, J., Verstraeten, G. et Valentin, C. (2003). Gully erosion and environmental change: importance and research needs. *CATENA*, 50(2-4), 91-133. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(02\)00143-1](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(02)00143-1)
- Poesen, Jean et Ingelmo-Sanchez, F. (1992). Runoff and sediment yield from topsoils with different porosity as affected by rock fragment cover and position. *CATENA*, 19(5), 451-474. [https://doi.org/10.1016/0341-8162\(92\)90044-C](https://doi.org/10.1016/0341-8162(92)90044-C)
- Poussin-Delmas, M.-A. (2020). Nouvelle Calédonie 2019 - Rapport annuel. IEOM (Institut d'Emission d'Outre-Mer).
- Price, K. (2011). Effects of watershed topography, soils, land use, and climate on baseflow hydrology in humid regions: A review. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 35(4), 465-492. <https://doi.org/10.1177/0309133311402714>
- Price, K., Jackson, C. R. et Parker, A. J. (2010). Variation of surficial soil hydraulic properties across land uses in the southern Blue Ridge Mountains, North Carolina, USA. *Journal of Hydrology*, 383(3-4), 256-268. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.12.041>

- Renard, M., Lagabrielle, Y., Martin, E. et de Rafélis, M. (2018). *Éléments de géologie* (16e éd). Dunod.
- Reusser, L. J. et Bierman, P. R. (2010). Using meteoric ¹⁰Be to track fluvial sand through the Waipaoa River basin, New Zealand. *Geology*, *38*(1), 47-50. <https://doi.org/10.1130/G30395.1>
- Rinaldo, A. (1996). Geomorphological theory of the hydrological response. *Hydrological Processes*, *10*, 803-829.
- Riutta, T., Slade, E. M., Bebber, D. P., Taylor, M. E., Malhi, Y., Riordan, P., Macdonald, D. W. et Morecroft, M. D. (2012). Experimental evidence for the interacting effects of forest edge, moisture and soil macrofauna on leaf litter decomposition. *Soil Biology and Biochemistry*, *49*, 124-131. <https://doi.org/10.1016/j.soilbio.2012.02.028>
- Roberts, C. M. (2002). Marine Biodiversity Hotspots and Conservation Priorities for Tropical Reefs. *Science*, *295*(5558), 1280-1284. <https://doi.org/10.1126/science.1067728>
- Römkens, M. J. M., Helming, K. et Prasad, S. N. (2002). Soil erosion under different rainfall intensities, surface roughness, and soil water regimes. *CATENA*, *46*(2-3), 103-123. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(01\)00161-8](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(01)00161-8)
- Rose, L. A., Karwan, D. L. et Aufdenkampe, A. K. (2018). Sediment Fingerprinting Suggests Differential Suspended Particulate Matter Formation and Transport Processes Across Hydrologic Regimes. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, *123*(4), 1213-1229. <https://doi.org/10.1002/2017JG004210>
- Santoso, A., Mcphaden, M. J. et Cai, W. (2017). The Defining Characteristics of ENSO Extremes and the Strong 2015/2016 El Niño. *Reviews of Geophysics*, *55*(4), 1079-1129. <https://doi.org/10.1002/2017RG000560>
- Sayer, A. M., Walsh, R. P. D. et Bidin, K. (2006). Pipeflow suspended sediment dynamics and their contribution to stream sediment budgets in small rainforest catchments, Sabah, Malaysia. *Forest Ecology and Management*, *224*(1-2), 119-130. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2005.12.012>

- Scheffer, M., Carpenter, S., Foley, J., Folke, C. et Walker, B. (2001). Catastrophic shifts in ecosystems. *Nature*, 413(6856), 591-596.
- Schellekens, J., Scatena, F. N., Bruijnzeel, L. A., van Dijk, A. I. J. M., Groen, M. M. A. et van Hogeand, R. J. P. (2004). Stormflow generation in a small rainforest catchment in the Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico. *Hydrological Processes*, 18(3), 505-530. <https://doi.org/10.1002/hyp.1335>
- Shen, J. C., Zhang, Z. H., Liu, R. et Wang, Z. H. (2018). Ecological restoration of eroded karst utilizing pioneer moss and vascular plant species with selection based on vegetation diversity and underlying soil chemistry. *International Journal of Phytoremediation*, 20(14), 1369-1379. <https://doi.org/10.1080/15226514.2018.1474435>
- Sidle, R. C., Hirano, T., Gomi, T. et Terajima, T. (2007). Hortonian overland flow from Japanese forest plantations—an aberration, the real thing, or something in between? *Hydrological Processes*, 21(23), 3237-3247. <https://doi.org/10.1002/hyp.6876>
- Sidle, R. C., Noguchi, S., Tsuboyama, Y. et Laursen, K. (2001). A conceptual model of preferential flow systems in forested hillslopes: evidence of self-organization. *Hydrological Processes*, 15(10), 1675-1692. <https://doi.org/10.1002/hyp.233>
- Sidle, R. C., Ziegler, A. D., Negishi, J. N., Nik, A. R., Siew, R. et Turkelboom, F. (2006). Erosion processes in steep terrain—Truths, myths, and uncertainties related to forest management in Southeast Asia. *Forest Ecology and Management*, 224(1-2), 199-225. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2005.12.019>
- Spear, D. et Chown, S. L. (2009). Non-indigenous ungulates as a threat to biodiversity. *Journal of Zoology*, 279(1), 1-17. <https://doi.org/10.1111/j.1469-7998.2009.00604.x>
- Stanchi, S., Falsone, G. et Bonifacio, E. (2015). Soil aggregation, erodibility, and erosion rates in mountain soils (NW Alps, Italy). *Solid Earth*, 6(2), 403-414. <https://doi.org/10.5194/se-6-403-2015>

- Strahler, A. N. (1950). Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis; Part 1. *American Journal of Science*, 248(10), 673-696.
<https://doi.org/10.2475/ajs.248.10.673>
- Tallaksen, L. M. (1995). A review of baseflow recession analysis. *Journal of Hydrology*, 165(1-4), 349-370. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)02540-R](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)02540-R)
- Tanaka, T. (1982). The role of subsurface water exfiltration in soil erosion processes. *Hydrological Science Journal*, 27(2).
- Taylor, P. G., Cleveland, C. C., Wieder, W. R., Sullivan, B. W., Doughty, C. E., Dobrowski, S. Z. et Townsend, A. R. (2017). Temperature and rainfall interact to control carbon cycling in tropical forests. *Ecology Letters*, 20(6), 779-788. <https://doi.org/10.1111/ele.12765>
- Terry, J. P. et Wotling, G. (2011). 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*, 404(1-2), 77-86. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.04.022>
- Tiecher, T., Minella, J. P. G., Evrard, O., Caner, L., Merten, G. H., Capoane, V., Didoné, E. J. et dos Santos, D. R. (2018). Fingerprinting sediment sources in a large agricultural catchment under no-tillage in Southern Brazil (Conceição River). *Land Degradation & Development*, 29(4), 939-951.
<https://doi.org/10.1002/ldr.2917>
- Touma, J. et Boivin, P. (1988). Mesure de l'infiltrabilité du sol par la méthode du double anneau : 2. Résultats numériques. *Cahiers ORSTOM Série Pédologie*, 24, 27-37.
- Toussaint, M. (2018). *L'épreuve du feu. Politiques de la nature, savoirs, feux de brousse et décolonisation en Nouvelle-Calédonie.*
- Toussaint, M. (2020). Are Bush Fires and Drought 'Natural Disasters'? The Naturalisation of Politics and Politicisation of Nature in New Caledonia. *Anthropological Forum*, 30(1-2), 157-173.
<https://doi.org/10.1080/00664677.2019.1647829>
- Tucker, G. E., Catani, F., Rinaldo, A. et Bras, R. S. (2001). Statistical analysis of drainage density from digital terrain data. *Geomorphology*, 36(3-4), 187-2020.

- Twarakavi, N. K. C., Šimůnek, J. et Schaap, M. G. (2010). Can texture-based classification optimally classify soils with respect to soil hydraulics?: SOIL HYDRAULIC CLASSIFICATION. *Water Resources Research*, 46(1). <https://doi.org/10.1029/2009WR007939>
- Valentin, C., Poesen, J. et Li, Y. (2005). Gully erosion: Impacts, factors and control. *CATENA*, 63(2-3), 132-153. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2005.06.001>
- van de Giesen, N., Stomph, T. J. et de Ridder, N. (2000). Scale effects of Hortonian overland flow and rainfall-runoff dynamics in a West African catena landscape. *Hydrological Processes*, 14, 165-175. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(200001\)14:1<165::AID-HYP920>3.0.CO;2-1](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(200001)14:1<165::AID-HYP920>3.0.CO;2-1)
- van de Giesen, N., Stomph, T. J. et de Ridder, N. (2005). Surface runoff scale effects in West African watersheds: modeling and management options. *Agricultural Water Management*, 72(2), 109-130. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2004.09.007>
- Vandaele, K., Poesen, J., deSilva, J., Govers, G. et Desmet, P. (1997). Assessment of factors controlling ephemeral gully erosion in Southern Portugal and Central Belgium using aerial photographs. *Zeitschrift fur geomorphologie*, 41(3), 273-287.
- van Noordwijk, M., Cerri, C., Wooster, P. L., Nugroho, K. et Bernoux, M. (1997). Soil carbon dynamics in the humid tropical forest zone. *Geoderma*, 79(1-4), 187-225. [https://doi.org/10.1016/S0016-7061\(97\)00042-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7061(97)00042-6)
- Verachtert, E., Van Den Eeckhaut, M., Poesen, J. et Deckers, J. (2013). Spatial interaction between collapsed pipes and landslides in hilly regions with loess-derived soils: POORLY DRAINED LANDSLIDES MAY CREATE FAVOURABLE CONDITIONS FOR PIPING. *Earth Surface Processes and Landforms*, 38(8), 826-835. <https://doi.org/10.1002/esp.3325>
- Verbist, B., Poesen, J., van Noordwijk, M., Widiyanto, Suprayogo, D., Agus, F. et Deckers, J. (2010). Factors affecting soil loss at plot scale and sediment yield at catchment scale in a tropical volcanic agroforestry landscape. *CATENA*, 80(1), 34-46. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2009.08.007>

- Vitousek, P. M. et Sanford, R. L. (1986). Nutrient Cycling in Moist Tropical Forest. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 17(1), 137-167.
<https://doi.org/10.1146/annurev.es.17.110186.001033>
- Wainwright, J. et Parsons, A. J. (2002). The effect of temporal variations in rainfall on scale dependency in runoff coefficients: TEMPORAL VARIATIONS IN RAINFALL. *Water Resources Research*, 38(12), 7-1-7-10. <https://doi.org/10.1029/2000WR000188>
- Wainwright, J., Turnbull, L., Ibrahim, T. G., Lexartza-Artza, I., Thornton, S. F. et Brazier, R. E. (2011). Linking environmental régimes, space and time: Interpretations of structural and functional connectivity. *Geomorphology*, 126(3-4), 387-404.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.07.027>
- Wang, X., Li, Z., Cai, C., Shi, Z., Xu, Q., Fu, Z. et Guo, Z. (2012). Effects of rock fragment cover on hydrological response and soil loss from Regosols in a semi-humid environment in South-West China. *Geomorphology*, 151-152, 234-242. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.02.008>
- Waterloo, M. J., Schellekens, J., Bruijnzeel, L. A. et Rawaqa, T. T. (2007). Changes in catchment runoff after harvesting and burning of a *Pinus caribaea* plantation in Viti Levu, Fiji. *Forest Ecology and Management*, 251(1-2), 31-44. <https://doi.org/10.1016/j.foreco.2007.06.050>
- Watson, F., Vertessy, R., McMahon, T., Rhodes, B. et Watson, I. (2001). Improved methods to assess water yield changes from paired-catchment studies: application to the Maroondah catchments. *Forest Ecology and Management*, 143(1-3), 189-204.
[https://doi.org/10.1016/S0378-1127\(00\)00517-X](https://doi.org/10.1016/S0378-1127(00)00517-X)
- Wei, Z., Yoshimura, K., Wang, L., Miralles, D. G., Jasechko, S. et Lee, X. (2017). Revisiting the contribution of transpiration to global terrestrial evapotranspiration: Revisiting Global ET Partitioning. *Geophysical Research Letters*, 44(6), 2792-2801.
<https://doi.org/10.1002/2016GL072235>
- Weiss, W. (2019). *Suivi de l'impact du Cerf rusa en forêt tropicale humide : test d'un dispositif exclus au Parc Provincial des Grandes Fougères, Nouvelle-Calédonie.*

- White, A. F., Blum, A. E., Schulz, M. S., Vivit, D. V., Stonestrom, D. A., Larsen, M., Murphy, S. F. et Eberl, D. (1998). Chemical Weathering in a Tropical Watershed, Luquillo Mountains, Puerto Rico: I. Long-Term Versus Short-Term Weathering Fluxes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(2), 209-226. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00335-9](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00335-9)
- Wotling, G. (2020). Bilan hydrologique suite à l'épisode pluvieux du 19-21 Avril 2020 sur la Grande Terre. DAVAR-SDE-MERE.
- Wotling, G., Alric, R., Frysou, O., Nguyen, P., Bernast, N., Tadine, M., Toyon, E., Sibane, P. et Blet, S. (2012). L'hydrologie. Dans *Atlas de Nouvelle Calédonie* (IRD).
- Wu, L., Pan, L., Roberson, M. J. et Shouse, P. J. (1997). NUMERICAL EVALUATION OF RING-INFILTROMETERS UNDER VARIOUS SOIL CONDITIONS: *Soil Science*, 162(11), 771-777. <https://doi.org/10.1097/00010694-199711000-00001>
- Xia, L., Song, X., Fu, N., Cui, S., Li, L., Li, H. et Li, Y. (2018). Effects of rock fragment cover on hydrological processes under rainfall simulation in a semi-arid region of China. *Hydrological Processes*, 32(6), 792-804. <https://doi.org/10.1002/hyp.11455>
- Yang, J., Yin, Z.-Y., Laouafa, F. et Hicher, P.-Y. (2019). Modeling coupled erosion and filtration of fine particles in granular media. *Acta Geotechnica*, 14(6), 1615-1627. <https://doi.org/10.1007/s11440-019-00808-8>
- Yang, T., Xu, C., Zhang, Q., Yu, Z., Baron, A., Wang, X. et Singh, V. P. (2012). DEM-based numerical modelling of runoff and soil erosion processes in the hilly–gully loess regions. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 26(4), 581-597. <https://doi.org/10.1007/s00477-011-0515-3>
- Yibeltal, M., Tsunekawa, A., Haregeweyn, N., Adgo, E., Meshesha, D. T., Masunaga, T., Tsubo, M., Billi, P., Ebabu, K. et Liyew Berihun, M. (2021). Effect of subsurface water level on gully headcut retreat in tropical highlands of Ethiopia. *Earth Surface Processes and Landforms*, 46(6), 1209-1222. <https://doi.org/10.1002/esp.5095>

- Yu, Y., Yu, P., Wang, Y., Tu, X., Zhang, X., Zhang, S., Xu, L., Wang, X., Liu, Z. et Wang, B. (2020). Dependence of annual runoff coefficients on basin size and other properties in a climate transition zone from semi-humid to arid and semi-arid on the Loess Plateau, China. *Journal of Hydrology*, 591, 125727. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125727>
- Zhang, G., Ding, W., Pu, J., Li, J., Qian, F. et Sun, B. (2020). Effects of moss-dominated biocrusts on soil detachment by overland flow in the Three Gorges Reservoir Area of China. *Journal of Mountain Science*, 17(10), 2418-2431. <https://doi.org/10.1007/s11629-020-6200-6>
- Zhang, Q., Liu, J., Yu, X. et Chen, L. (2019). Scale effects on runoff and a decomposition analysis of the main driving factors in Haihe Basin mountainous area. *Science of The Total Environment*, 690, 1089-1099. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.06.540>
- Zhang, X. C. (2019). Determining and Modeling Dominant Processes of Interrill Soil Erosion. *Water Resources Research*, 55(1), 4-20. <https://doi.org/10.1029/2018WR023217>
- Zhang, X. C., Nearing, M. A. et Garbrecht, J. D. (2017). Gaining insights into interrill erosion processes using rare earth element tracers. *Geoderma*, 299, 63-72. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2017.04.004>
- Zhou, S., Yu, B., Zhang, Y., Huang, Y. et Wang, G. (2016). Partitioning evapotranspiration based on the concept of underlying water use efficiency: ET PARTITIONING. *Water Resources Research*, 52(2), 1160-1175. <https://doi.org/10.1002/2015WR017766>
- Ziegler, A. D., Giambelluca, T. W., Tran, L. T., Vana, T. T., Nullet, M. A., Fox, J., Vien, T. D., Pinthong, J., Maxwell, J. F. et Evett, S. (2004). Hydrological consequences of landscape fragmentation in mountainous northern Vietnam: evidence of accelerated overland flow generation. *Journal of Hydrology*, 287(1-4), 124-146. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2003.09.027>
- Zimmermann, B., Zimmermann, A., Turner, B. L., Francke, T. et Elsenbeer, H. (2014). Connectivity of overland flow by drainage network expansion in a rain forest catchment: CONNECTIVITY OF OVERLAND FLOW IN A RAINFOREST CATCHMENT. *Water Resources Research*, 50(2), 1457-1473. <https://doi.org/10.1002/2012WR012660>

Annexe 1 : Vérification de la calibration des pluviomètres

		Volume renversé (mL)	Pluie théorique équivalente (mm)	Nombre de basculements d'augets théorique	Liste du Nombre de basculements d'auget comptés sur le terrain à chaque expérience	Moyenne du nombre de basculements compté sur le terrain	Pourcentage d'erreur
Juin 2018	SAV	653	20.79	103.93	105 ; 106	105.50	0.02
	REGEN	314	9.99	49.97	48 ; 49 ; 49	48.67	-0.03
	SCAR	314	9.99	49.97	52 ; 52 ; 52	52	0.04
Sept 2019	SAV	400	12.73	63.66	67 ; 67 ; 67	67	0.05
	REGEN	400	12.73	63.66	65 ; 64 ; 65	64.7	0.02
	SCAR	400	12.73	63.66	67 ; 67 ; 67	67	0.05
Mars 2021	SAV	400	12.73	63.66	63 ; 65	64	0.01
	REGEN	400	12.73	63.66	62 ; 62 ; 64	62.66	-0.02
	SCAR	400	12.73	63.66	68 ; 69 ; 70	69	0.08

Tableau 17 - Vérification de la calibration des pluviomètres

Annexe 2 : Évaluation de la gamme d'efficacité des différents capteurs de turbidité

Un test au laboratoire a été effectué afin de détecter le seuil de validité des deux capteurs du turbidimètre Campbell et de la sonde NTU connectée à l'enregistreur Odéon, c'est-à-dire le seuil à partir duquel la réponse en turbidité se met à fléchir malgré une augmentation de la MES (voir section 1.1.4.1). Les turbidimètres ont été placés dans un sceau de 13L, dans un mélange initialement très turbide, fabriqué artificiellement en mélangeant de la terre récoltée au niveau de la station BARR pendant un fort épisode pluvieux avec de l'eau du robinet. La concentration initiale C_0 du mélange est de l'ordre de 6000 mg l^{-1} . Les fenêtres de mesures 2 turbidimètres sont placées à la même hauteur, dans le tiers supérieur du sceau, et les fenêtres de mesure sont orientées vers le centre du sceau et sont assez espacés pour ne pas se gêner l'une l'autre.

Le test a consisté à enregistrer les réponses des 2 turbidimètres en procédant à des dilutions successives de la solution mère. Les dilutions ont été faites grossièrement, avec un bécher l'1L, le but étant d'identifier des comportements de réponse en turbidité, non de corrélérer la turbidité avec la concentration en MES. Etant donné qu'en deçà du seuil que l'on souhaite caractériser pour chaque capteur, il existe une relation linéaire turbidité – Matière en suspension, une dilution d'un certain facteur doit provoquer une diminution de la turbidité du même facteur. On a donc théoriquement la relation suivante :

$$\frac{\text{Turbi avant dilution}}{\text{urbi après dilution}} = \frac{\text{Concentration avant dilution}}{\text{Concentration après dilution}}$$

Si ce n'est pas le cas, cela signifie qu'on est au-dessus du seuil recherché. Un agitateur magnétique est alternativement enclenché ou éteint afin de tester les réponses des turbidimètres dans une eau agitée ou au repos. Le graphique ci-dessous présente l'évolution des mesures des 3 capteurs. La courbe orange indique l'inverse du facteur de dilution (Fd) par rapport à la solution initiale en fonction du temps.

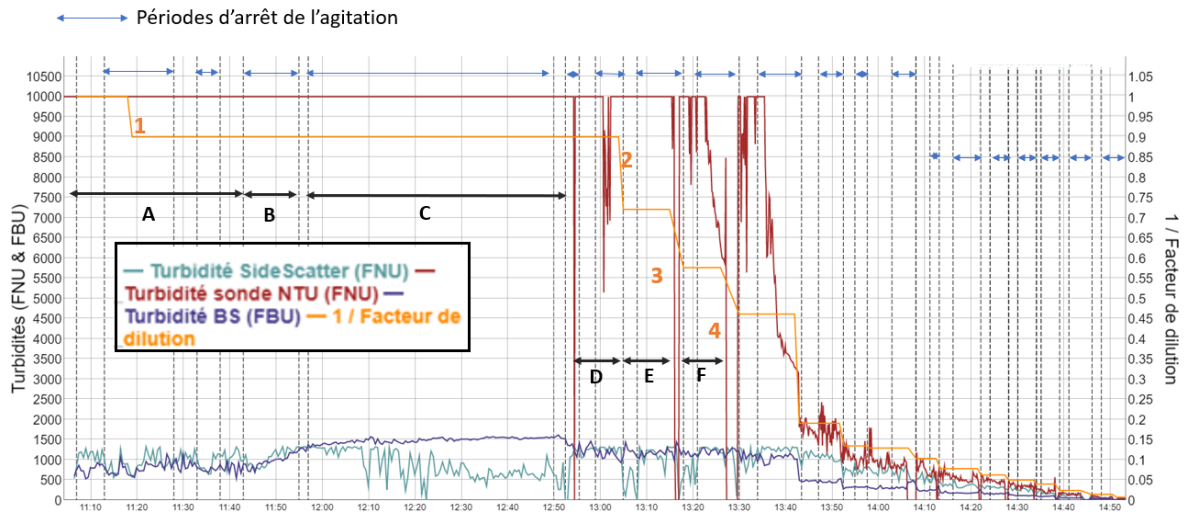


Figure 140 - Test de détection du seuil de validité des capteurs de turbidité

A chaque instant t , on a :

$$C_t \sim C_0 * (1 / \text{Facteur de dilution})$$

Avec C_t la concentration au temps t ; C_0 la concentration à l'instant initial

Avant la période F de la Figure 140, on se trouve au-delà de la gamme de validité des 3 capteurs. En effet les dilutions 1 à 3 n'entraînent pas de diminution des turbidités mesurées. On peut voir notamment que l'arrêt d'agitation entre 11h42 et 11h54 (période B) entraîne une nette augmentation de la réponse des deux capteurs 'sidescatter' et 'backscatter' alors que si l'on était dans la gamme de validité la sédimentation progressive devrait conduire à une diminution de la turbidité. Le capteur de la sonde NTU est également au-delà de sa gamme de validité, il renvoie un signal constant égal à 10 000 ou bien très instable. On constate ici que la sonde NTU ne présente pas de phénomène de seuil de validité comme présenté sur la Figure 16, mais qu'elle a un comportement de saturation à une valeur de 10 000 pour des trop fortes turbidités.

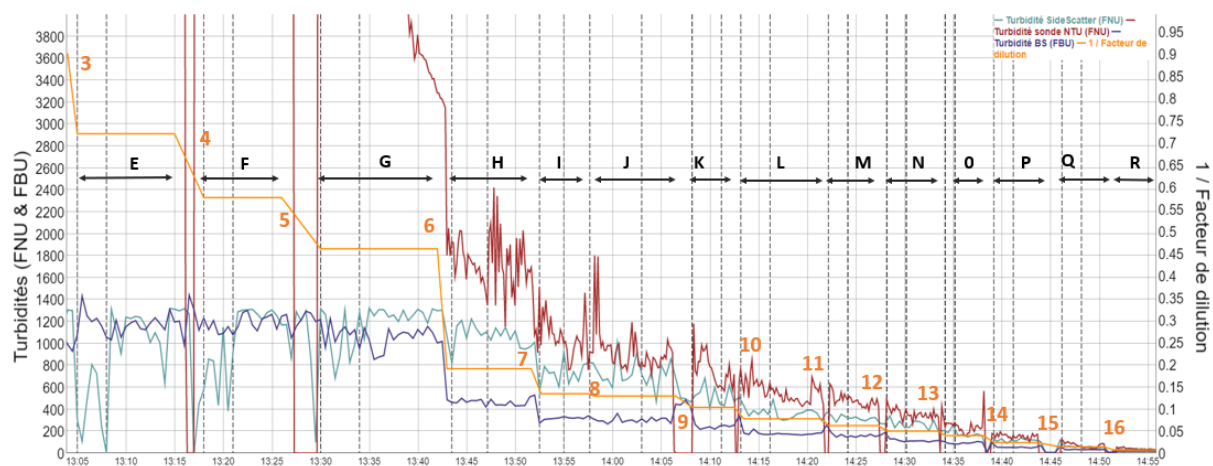


Figure 141 - Zoom sur la fin du test de détermination des seuils de turbidités

Le Tableau 18 présente les moyennes et le pourcentage des écarts types rapportés aux moyennes des turbidités mesurées par les différents capteurs à partir de la période E. Les écarts types sont rapportés à la moyenne afin de pouvoir comparer l'importance relative des variations au sein d'une période au cours de laquelle la concentration est constante pour les différents capteurs.

période	Capteur 'sidescatter'			Capteur 'backscatter'			Capteur NTU			Rapport de concentration
	Moyenne	Pourcentage écart-type/moyenne	Rapport de turbidité	Moyenne	Pourcentage du rapport écart-type/moyenne	Rapport de turbidité	Moyenne	Pourcentage du rapport écart-type/moyenne	Rapport de turbidité	
E	899.9	46.3		1179.6	7.4		9991.0	0.0		1.25
F	1057.4	28.8	0.9	1186.6	6.02	0.99	8769.2	16.1	1.14	1.25
G	1180.2	14.8	0.9	1056.8	8.78	1.12	6900.8	39.3	1.27	1.25
H	1093.0	7.1	1.1	458.2	5.54	2.31	1742.4	14.8	3.96	2.42
I	744.1	12.3	1.5	320.8	2.86	1.43	1037.7	15.9	1.68	1.42
J	723.4	17.3	1.0	299.6	7.77	1.07	915.8	18.1	1.13	1.04
K	528.0	16.9	1.4	240.5	6.06	1.25	742.8	16.9	1.23	1.25
L	363.4	13.4	1.5	177.4	6.78	1.36	558.6	16.0	1.33	1.33
M	319.9	6.5	1.1	159.0	7.91	1.12	477.4	10.2	1.17	1.25
N	262.4	16.4	1.2	113.8	7.40	1.40	354.4	10.7	1.35	1.25
O	162.4	5.5	1.6	94.8	7.95	1.20	309.8	38.0	1.14	1.25
P	117.4	11.2	1.4	52.6	4.77	1.80	154.0	13.1	2.01	1.67
Q	58.2	9.1	2.0	32.3	4.37	1.63	67.7	30.2	2.27	1.67
R	30.4	10.4	1.9	18.0	3.91	1.79	40.4	16.1	1.67	2.00

Tableau 18 - Réponse en turbidité des dilutions successives

Les 'Rapports des turbidités' sont calculés par le rapport entre la moyenne de turbidité durant la période précédente et celle de la période considérée. Par exemple, le rapport des turbidités de la période G sera égal à moyenne des Turbidités période F / moyenne des Turbidités période G. Les 'rapports de concentrations' sont définis par le rapport de la concentration en MES de la période précédente sur la concentration de la période en question, par exemple pour la période G le rapport de concentrations sera égal à (1/Facteur de dilution F) / (1/Facteur de dilution G).

Si l'on se situe dans la gamme de validité des mesures de turbidité pour un capteur, on doit avoir respect de l'équation 1, i.e. les rapports de concentrations et de turbidités doivent être égaux. Le Tableau 18 permet de comparer les valeurs des rapports de concentrations aux rapports de turbidités. Les dilutions ayant été effectuées grossièrement, il n'est pas étonnant de trouver des rapports de concentrations et de turbidités légèrement différents même si l'on est dans la gamme de validité des capteurs.

Les différences entre les rapports des turbidités 'backscatter' et des concentrations commence à être du même ordre de grandeur à partir du passage des périodes G à H. Le seuil de validité de la sonde 'backscatter' est donc supérieur à 1060 FBU. En effet la dilution n°6 ayant réduit la concentration d'un facteur 2.42 a conduit à une réduction de la turbidité d'un facteur 2.31. Cette différence est très probablement liée au manque de précision de la dilution.

Les comparaisons des rapports successifs de turbidités et de concentrations de la sonde 'sidescatter' montrent une moins bonne adéquation que ceux de la sonde 'backscatter'. De plus les écarts types rapportés aux moyennes de la 'sidescatter' sont largement supérieurs à ceux de la 'backscatter', indiquant une instabilité de la mesure de turbidité 'sidescatter' bien visible sur la Figure 141.

Nous choisissons donc de baser cette étude préférentiellement sur la sonde 'backscatter' au niveau de la station CAPT équipée de la sonde Campbell car celle-ci présente un seuil de validité plus important que la sonde 'sidescatter' et présente moins de variabilité.

Le signal de la sonde NTU montre un comportement de saturation de la sonde. D'autre part la chute de turbidité de la seconde moitié de la période G faisant suite à l'arrêt de l'agitation montre est beaucoup trop importante pour être expliquée par la sédimentation seule. Pendant la même période les capteurs Campbell renvoient un signal relativement stable. Il semble donc que la sonde NTU ne présente pas le comportement de seuil décrit précédemment, mais plutôt que sa réponse à une augmentation de la concentration en MES est de plus en plus forte avec des concentrations croissantes et à partir d'un certain seuil. Cela se traduit par des rapports de turbidités supérieurs aux rapports de concentration. A partir de la dilution 7 (passage de la période H à I) les rapports de turbidités successives se rapprochent des rapports de concentrations successives. La gamme de validité de la sonde NTU peut donc être estimée à 1500 NTU par ce test. Cependant le signal de la sonde NTU est particulièrement instable, l'écart type atteignant 38 % de la valeur de la moyenne de turbidité pour la période 0 qui pourtant correspond à la gamme de turbidité que cet appareil est supposé couvrir.

Annexe 3 Identification de comportements alimentaires des cerfs

A chaque déclenchement du piège photographique, 3 photos séparées par un intervalle de 30 secondes ont été prises. On peut raisonnablement penser que si le cerf est dans la même position, tête au niveau du sol durant 30 secondes d'affilée, il est probablement en train de se nourrir de ce qui se trouve au niveau de son museau. Une grande partie des séries de photos montrent les cerfs en position d'abrutissement au sol pendant au moins 30 secondes, au niveau de zones où il n'y a pas de plantules (Figure 142). Il est donc probable que les cerfs se nourrissent notamment de feuilles mortes tombées au sol.



Figure 142 - identification de comportements alimentaires des cerfs grâce au piège photographique – Image semblant montrer que les cerfs mangent des feuilles mortes de la litière.

Deux séries d'images ont révélé un comportement alimentaire 'en hauteur' (Figure 143). Le cerf mange une tige feuillée apparaissant sur la photo du 18/11/2018 et qui a disparu sur la photo du 29/11/2019. A 6 jours d'intervalle 2 comportements alimentaires ont été observé au même endroit. Il semble que l'écorce de cette perche ait été également mangée par les cerfs. On voit en effet sur les images que l'écorce de la perche est absente sur une vingtaine de centimètres de haut.



Figure 143 – Comportement d'alimentation « en hauteur »

Annexe 4 : Calage de la relation entre hauteur brute (trueblue) et hauteur utile pour le calcul des débits à l'exutoire des parcelles.

La sonde pression est fixée sur un support lui-même fixe par rapport au puits de mesure. Il faut soustraire à la hauteur brute Hb la hauteur entre le capteur de pression et le niveau zéro du seuil jaugeur, qui sera notée $H0$, pour obtenir la hauteur utile :

Eq 84

$$H_{utile} = Hb - H0$$

L'agencement entre le seuil jaugeur et le puits de mesure est schématisé ci-dessous :

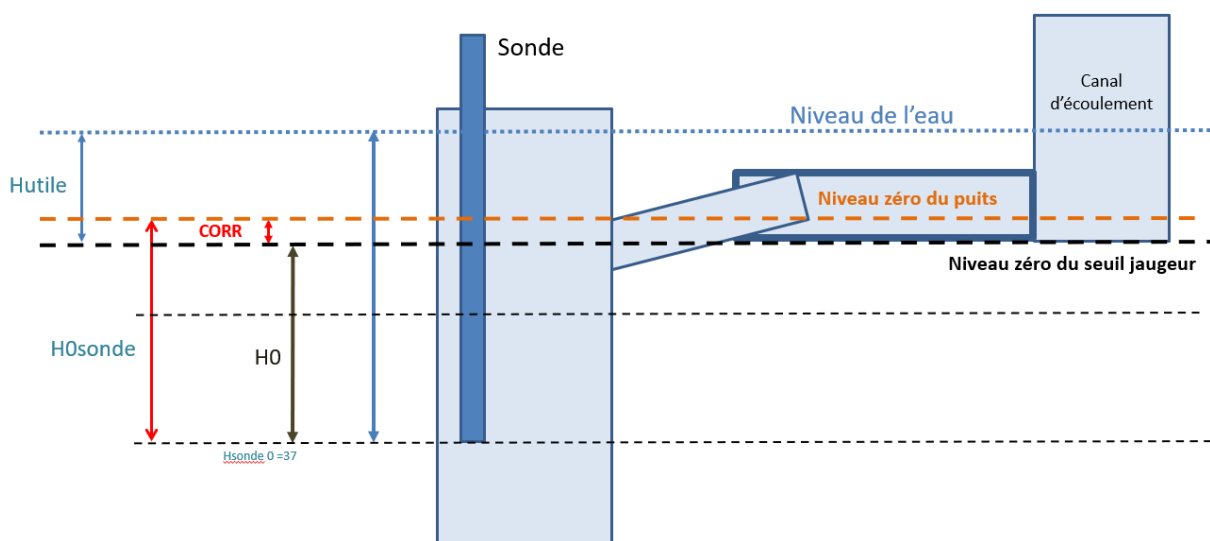


Figure 144 – Schéma de l'agencement du seuil jaugeur et du puits de mesure.

Comme on peut le voir sur la Figure 144, l'agencement entre le puits de mesure et le seuil jaugeur fait qu'il existe une « marche » à l'endroit où de la jonction de ces deux éléments, ce qui empêche l'eau du puits de mesure de s'écouler librement jusqu'au niveau zéro du seuil jaugeur, figuré par des pointillés noirs en gras sur le graphique ci-dessus. Quand l'écoulement s'arrête, le niveau d'eau dans le puits de mesure s'arrête donc au « niveau zéro du puits de mesure », figuré en orange sur la Figure 144. La hauteur d'eau mesurée par la sonde lorsque l'écoulement s'arrête est notée $H0_{sonde}$. Il existe une valeur de correction que l'on notera $Corr$, telle que :

Eq 85

$$H0 = H0_{sonde} - Corr$$

La valeur de $Corr$ a été calculée indépendamment pour chacune des parcelles et après chaque entretien annuel des parcelles, au cours desquels l'ensemble des joints d'étanchéité du dispositif ont été refaits. La mesure de $Corr$ se fait *via* l'estimation dans un premier temps du $H0$. Pour cela, on

réitère $n = 10$ fois l'expérience suivante : On bouche la sortie du seuil jaugeur et on remplit d'eau l'ensemble collecteur – canal découlement – puits de mesure pour des hauteurs d'eau variant de 2 à 10 cm dans le seuil jaugeur. Pour chacune des hauteurs différentes testées, on mesure 1) la hauteur H_{utile} à la main avec une règle dans le seuil ; et 2) la hauteur mesurée par la sonde H_{0sonde} installée en position de fonctionnement. On estime ensuite H_0 en appliquant Eq 84 pour chacune des 10 répétitions.

Eq 86

$$H_{0est} = \frac{\sum_{i=1}^n (H_{sonde}(i) - H_{utile}(i))}{n}$$

On retient comme valeur de H_{0est} la moyenne de ces n valeurs. L'incertitude sur la valeur du H_{0est} notée ΔH_{0est} est calculée comme suit :

Eq 87

$$\Delta H_{0est} = \frac{\sigma_{H_{0est}}}{\sqrt{n}}$$

Avec σ_{H_0} l'écart type des 10 valeurs mesurées de H_0 et $n = 10$ le nombre de valeurs de H_0 indépendamment calculées. On a alors 95 % de chances que la valeur vraie de H_0 se situe dans l'intervalle [$H_{0est} - \Delta H_{0est}$, $H_{0est} + \Delta H_{0est}$].

La valeur de H_{0sonde} est estimée à la fin des 10 mesures. Le seuil jaugeur est débouché. On attend alors que l'écoulement s'arrête complètement et on relève la valeur brute de la sonde, que l'on prend comme H_{0sonde} . L'incertitude sur la valeur de H_{0sonde} notée ΔH_{0sonde} vaut 1.8 mm.

La valeur de $Corr$ est ensuite calculée via Eq 85 pour chaque année et pour chaque parcelle, i.e. $Corr = H_{0sonde} - H_{0est}$;

On a une incertitude sur $Corr$ valant $\Delta Corr = \sqrt{\Delta H_{0est}^2 + \Delta H_{0sonde}^2}$. Considérant l'ensemble des expériences de calcul de H_0 effectués sur les 3 parcelles, la valeur maximum trouvée pour le ΔH_{0est} valait 0.5 mm. On retiendra donc cette valeur pour l'ensemble de nos calculs afin de maximiser l'erreur possible. Cela donne en fin de compte $\Delta Corr = 1.9$ mm.

Annexe 5 : Calcul de l'erreur sur les coefficients de ruissellement à l'exutoire des parcelles

L'erreur sur les calculs des coefficients de ruissellement ont trois origines différentes : l'erreur sur les calculs de chaque débit mesuré pendant l'évènement pluvieux, l'erreur liée au pas de temps choisi pour les mesures de débit, et l'erreur liée à la mesure de la pluie.

Les mesures de hauteur d'eau et donc de débit sont effectuées sur un pas de temps de 6 min, ce qui permettait de garantir une durée de vie des sondes trueblue (dont il est impossible de changer la batterie) satisfaisante pour couvrir au moins deux saisons des pluies.

Des mesures synchronisées sur le pas de temps de 2 min (mesure par une sonde ISCO 720 de 1 mm de précision) et de 6 min (mesure par une sonde Trueblue) ont permis d'estimer la perte d'information et de quantifier l'erreur liée à ce choix pas de temps.

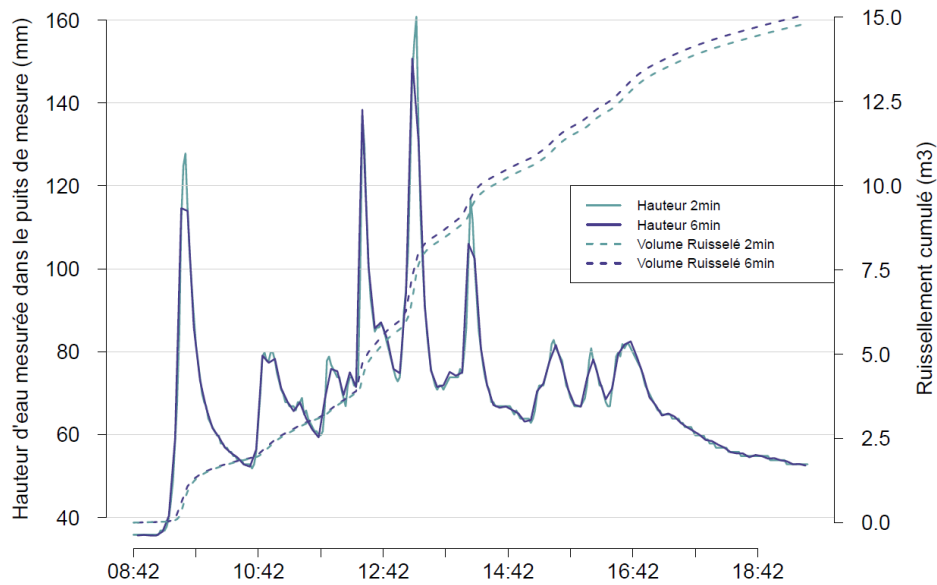


Figure 145 - Mesure synchronisée aux pas de temps de 2min et 6 min des hauteurs d'eau mesurées par des sondes pressions à SCAR (pics de crue du 21/04/2019)

L'exemple de la crue du 21/04/2019 sur la parcelle SCAR conduit à un calcul de ruissellement cumulé à l'échelle de l'évènement de 1.8 % de plus si l'on utilise le pas de temps de 6 minutes par rapport au pas de temps de 2 minutes.

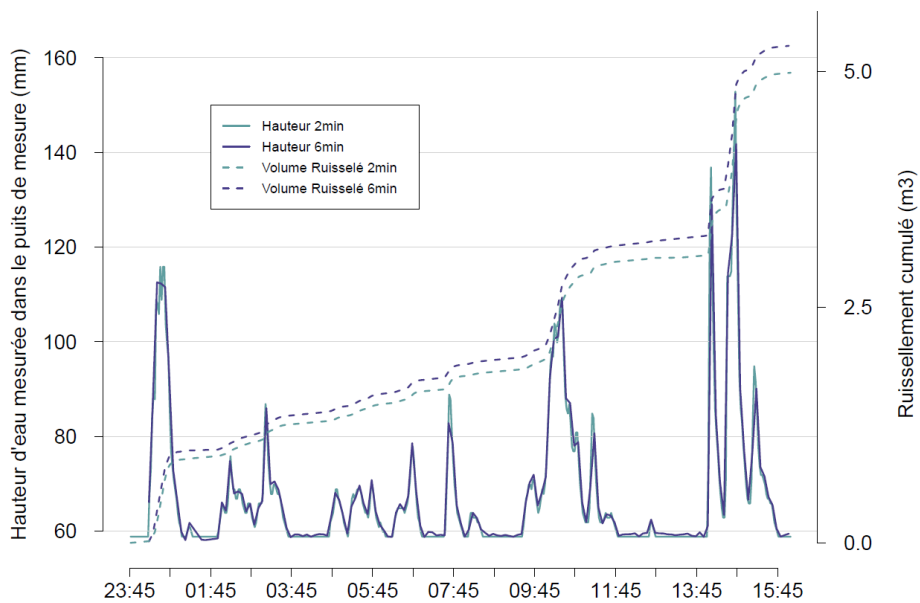


Figure 146 - Mesure synchronisée aux pas de temps de 2min et 6 min des hauteurs d'eau mesurées par des sondes pressions à SAV (crue du 31/08/2019-01/09/2019)

L'exemple de la crue du 31/08/2019 sur la parcelle SAV conduit à une différence de 5.8 % entre les deux pas de temps, le pas de temps de 6 minutes donnant également un ruissellement plus élevé.

On considèrera que l'erreur maximum liée au pas de temps choisi vaut 6 % du ruissellement total d'un évènement pluvieux.

Afin de maximiser l'erreur possible sur les calculs des CR, on procédera comme suit : Pour le CR minimum, on utilisera la formule de calcul du CR (Eq 18) en utilisant 1) les débits minimums possibles (Eq 15) et 2) la pluie maximum possible (Eq 10). Ce CR sera ensuite multiplié par $(1 - 6\%) = 94\%$ afin de prendre en compte l'erreur liée au pas de temps :

$$Eq\ 88$$

$$CR_{min}(parcelle, \text{evenement pluvieux } i) = 0.94 * \frac{\sum_{ev\ i} Q_{min}(t) * 360}{Ptot_{ev\ i\ max}(parcelle) * Sparcelle}$$

Où $Q_{min}(t)$ est issu de Eq 15 et $Ptot_{ev\ i\ max}$ de Eq 10.

Pour le CR maximum, on utilisera la formule du CR (Eq 18) en utilisant 1) les débits maximums possibles (Eq 14) et 2) la pluie minimum possible (Eq 9). Ce CR sera ensuite multiplié par $(1 + 6\%) = 106\%$ afin de prendre ne compte l'erreur liée au pas de temps :

$$CR_{max}(parcelle, \text{evenement pluvieux } i) = 1.06 * \frac{\sum_{ev\ i} Q_{max}(t) * 360}{Ptot_{ev\ i\ min}(parcelle) * Sparcelle}$$

Où $Q_{max}(t)$ est issu de Eq 15 et $Ptot_{ev\ i\ min}$ de Eq 9.

Annexe 6 : Artefacts dans les séries de données de turbidité à l'exutoire des parcelles

Les séries temporelles de données de turbidités présentent des pics de turbidité isolés. L'exemple ci-dessous (Figure 147) montre que les réponses synchronisées des deux turbidimètres de type 'sonde NTU' à l'exutoire de la parcelle SAV lors de la crue du 08/05/2019. On voit clairement que les pics de turbidité n'apparaissent qu'au niveau de l'un des deux turbidimètres ce qui montre qu'il s'agit d'artefact certainement en lien avec la présence de débris végétaux.

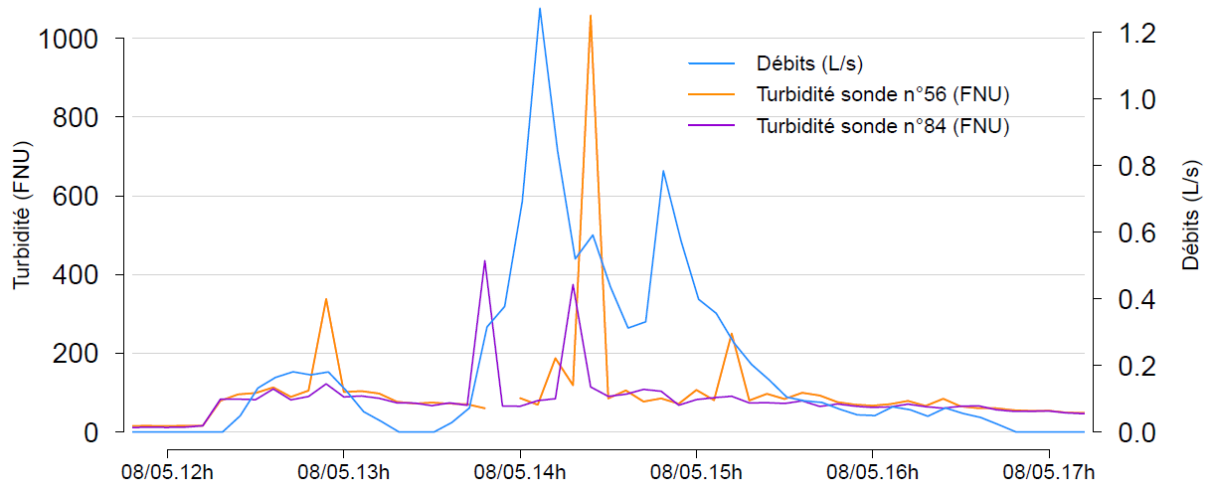


Figure 147 – Réponse des deux turbidimètres de type sondes NTU à l'exutoire de SAV pendant la crue du 08/05/2019

Annexe 7 : Calcul de l'incertitude pour la MES à SCAR

L'intervalle de confiance de prédiction de la MES à partir de la turbidité est calculée selon la méthode décrite dans (Guillén et al., 2000). L'erreur est calculée sur la base d'un intervalle de confiance de 95 %, et définie selon les équations suivantes :

$$C_{MES} \min (turbi) = \overline{C_{MES}} + b * (turbi - \overline{turbi}) - t_{\alpha,n} * S \quad \text{Eq 89}$$

$$C_{MES} \max (turbi) = \overline{C_{MES}} + b * (turbi - \overline{turbi}) + t_{\alpha,n} * S \quad \text{Eq 90}$$

Avec $\overline{C_{MES}}$ la moyenne des concentrations des $n = 9$ échantillons utilisés pour la régression, b la pente de la régression linéaire valant ici 0.56, \overline{turbi} la moyenne des turbidités des n échantillons, t_{α} la valeur inverse bilatérale d'une variable aléatoire suivant une loi de Student à $n-2 = 7$ degrés de liberté et une probabilité $\alpha = 0.05$; ici $t_{\alpha,n} = 2.36$; et S définie comme suit :

$$S (turbi) = \sqrt{\frac{\sigma_{C_{MES}}^2}{\sigma_{turbi}^2} * \frac{1 - R^2}{n - 2} * \left(\frac{\sigma_{turbi}^2 (n - 1)}{n} + (turbi - \overline{turbi})^2 \right)}$$

Avec $\sigma_{C_{MES}}^2$ la variance des concentrations des n échantillons utilisés pour la régression, σ_{turbi}^2 la variance des turbidités des n échantillons ; R^2 le carré du coefficient de corrélation valant 0.99.

On considérera que la valeur réelle de la concentration réelle en MES correspondant à une turbidité notée *turbi* se situe dans l'intervalle $[C_{MESmin}, C_{MESmax}]$ définis par Eq 89 et Eq 90. L'erreur estimée vaut donc :

Eq 91

$$\begin{aligned} \Delta C_{MES\ scar} (turbi\ scar) &= C_{MES\ max} (turbi) - C_{MES} (turbi) \\ &= C_{MES} (turbi) - C_{MES\ min} (turbi) \end{aligned}$$

$$\Delta C_{MES} (turbi) = \overline{C_{MES}} - b * \overline{turbi} + t_{\alpha,n} * \sqrt{\frac{\sigma_{C_{MES}}^2}{\sigma_{turbi_{ES}}^2} * \frac{1 - R^2}{n - 2} * \left(\frac{\sigma_{turbi}^2 (n - 1)}{n} + (\overline{turbi} - turbi)^2 \right) - c}$$

Annexe 8 : Validation du code portant sur la modélisation de l'écoulement dans le sol

Le code portant sur l'écoulement dans le sol a été validé par comparaison avec la solution analytique de Parlange et al. (2000) qui considère un corps d'eau de hauteur *H* dans un canal localisé en $x < 0$ et un milieu poreux localisé en $x > 0$ dans lequel on calcule l'étalement libre de l'eau. Le milieu poreux est horizontal et limité vers le bas par une couche imperméable.

Dans un premier temps le code a été validé avec un pas d'espace de 0.125 m et un pas de temps de 0.5 secondes. La condition initiale (les hauteurs *H_sol* en tout point *x* et pour $t = 0$) est calculée à partir de la solution analytique et dépend des paramètres *Ks* et *Sy* choisis. Par cohérence avec les ordres de grandeurs de ces paramètres sur notre site d'étude, on a pris *Sy* égal à 0.15, et *Ks* = 10^{-3} m s⁻¹. Ces paramètres imposent une condition initiale de hauteur d'eau de l'ordre de 4 m. La comparaison de la solution analytique et de la solution du modèle est présentée Figure 148.

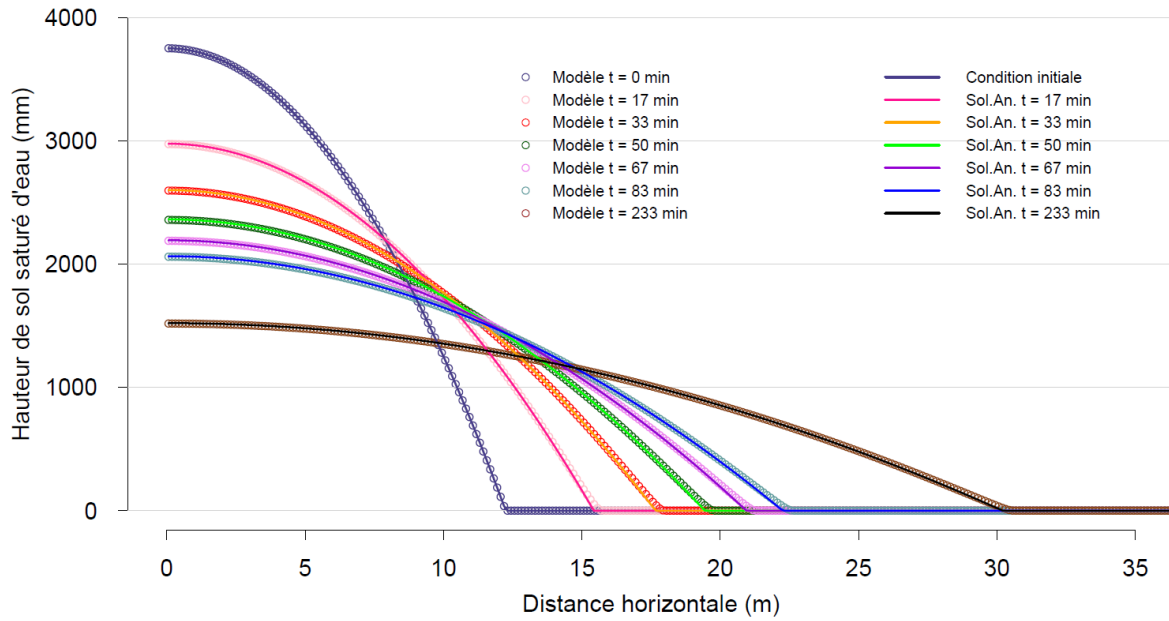


Figure 148 – Comparaison solution analytique – résultats du modèle avec pas d'espace de 0.125m, pas de temps = 0.2 secondes ; $K_s = 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$ et $S_y = 0.15$

Par souci de cohérence avec les ordres de grandeur de hauteurs d'eau que l'on souhaite tester, mais aussi avec les pas de temps et d'espace utilisés pour le modèle, le résultat de la modélisation a été comparé avec le résultat donné par la solution analytique pour les paramètres $K_s = 10^{-4.5} \text{ m s}^{-1}$ et $S_y = 0.1$, avec le pas de temps de 20 secondes, un pas en espace de 0.4 m, et une condition initiale permettant d'avoir des hauteurs d'eau initiales de l'ordre de 40 cm. Le résultat est présenté Figure 149.

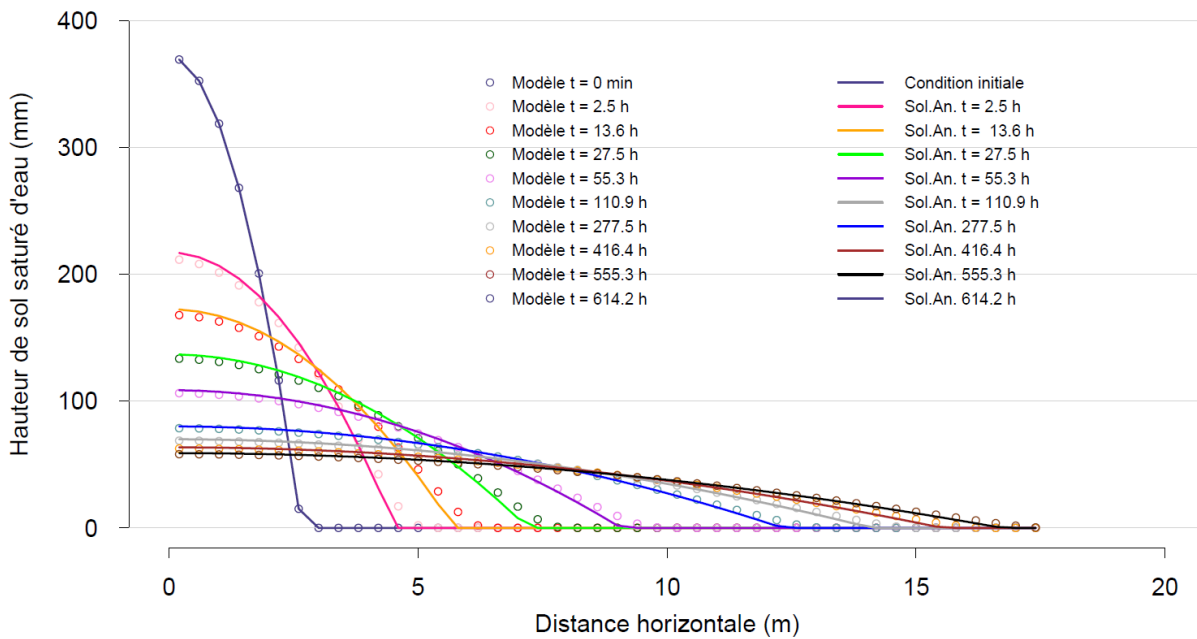


Figure 149 - Comparaison solution analytique – résultats du modèle avec pas d'espace de 0.4 m, pas de temps = 20 secondes ; $K_s = 10^{-4.5} \text{ m s}^{-1}$ et $S_y = 0.1$

L'adéquation entre les solutions analytique et modélisées est moins bonne que précédemment, en lien avec le pas d'espace plus grand. Cependant on voit que la différence est très faible et que l'erreur ne s'accroît pas avec le temps. Ce pas d'espace a donc été conservé par souci pour éviter des temps de calcul trop longs.

Annexe 9 : Calculs des débits pour les jaugeages au moulinet (Source : SDE DAVAR)

Le service de l'eau de la DAVAR a développé ses propres outils pour la saisie et le calcul des jaugeages au moulinet. Cette note décrit la méthode de calcul employée.

- **Principe**

Un jaugeage au moulinet est une technique de mesure permettant d'estimer le débit d'un cours d'eau à un instant t en mesurant les vitesses de l'eau à plusieurs points d'une section transversale (méthode du point par point) grâce à une hélice et un moulinet. Le débit est alors calculé en intégrant ces vitesses sur l'ensemble de la section mouillée. Cependant, comme les mesures sont discrétisées, l'intégration peut être faite de plusieurs manières différentes. Il existe ainsi plusieurs méthodes d'intégration. La méthode utilisée par le SDE consiste à calculer un débit laminaire pour chaque verticale en intégrant le profil de vitesse sur la profondeur.

$$Q_{lam} = \int_0^{P_{max}} V \cdot dP \text{ avec } V \text{ la vitesse et } P \text{ la profondeur}$$

Puis les débits laminaires de toutes les verticales sont intégrés sur la largeur du profil en travers.

$$Q = \int_0^{D_{max}} Q_{lam} \cdot dD \text{ avec } D \text{ la distance à la berge}$$

- **Calcul des vitesses**

Les vitesses sont mesurées en comptant le nombre de tours de l'hélice utilisée pendant une certaine durée (30sec). Afin de calculer la vitesse correspondante, la courbe de tarage de l'hélice est utilisée. Elle donne les coefficients a et b des fonctions affines donnant la vitesse ($m \cdot s^{-1}$) en fonction du nombre de tours par seconde.

$$V = a * (\text{nb tours } s^{-1}) + b$$

La courbe de tarage d'une hélice est définie par 2 ou 3 fonctions affines. Ces fonctions sont utilisées suivant certains seuils nommés I1 et I2. Ainsi si le nombre de tours par seconde est inférieur à I1, les coefficients a1 et b1 sont utilisés. S'il est compris entre I1 et I2 les coefficients a2 et b2 sont utilisés. Enfin s'il est supérieur à I2, les coefficients a3 et b3 sont utilisés (s'ils existent).

- **Profil de vitesse**

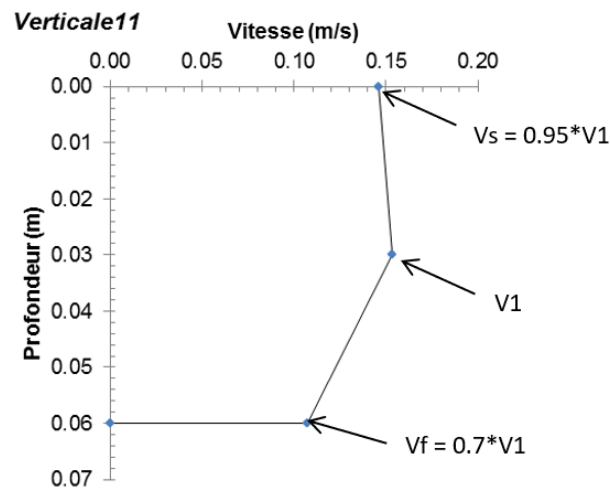
Avant de calculer le débit laminaire, il est nécessaire de définir les profils de vitesse pour chaque verticale. Le diamètre des hélices étant de 6cm, il est impossible de mesurer les vitesses à moins de 3cm du fond ou de la surface. Ces vitesses sont donc extrapolées afin de disposer de l'ensemble du profil. La méthode d'extrapolation dépend du nombre de points mesurés sur la verticale.

1 point mesuré :

Lorsqu'une seule vitesse V_1 est mesurée, la vitesse du fond V_f et la vitesse de surface V_s sont données par les formules suivantes :

$$V_f = 0.7 * V_1$$

$$V_s = 0.95 * V_1$$



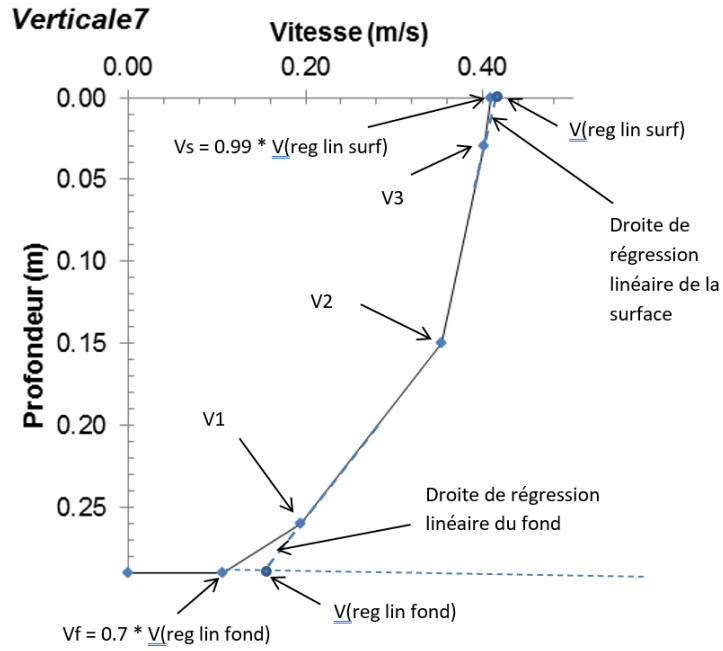
Au moins 2 points mesurés:

Lorsqu'au moins 2 vitesses sont mesurées, des extrapolations linéaires sont utilisées pour calculer les vitesses du fond et de surface. Les extrapolations utilisent la fonction (TENDANCE) avec les 2 couples (profondeur, vitesse) les plus proches. Puis les vitesses sont corrigées de la manière suivante

$$V_f = 0.7 * V(\text{reg lin fond})$$

$$V_s = 0.99 * V(\text{reg lin surface})$$

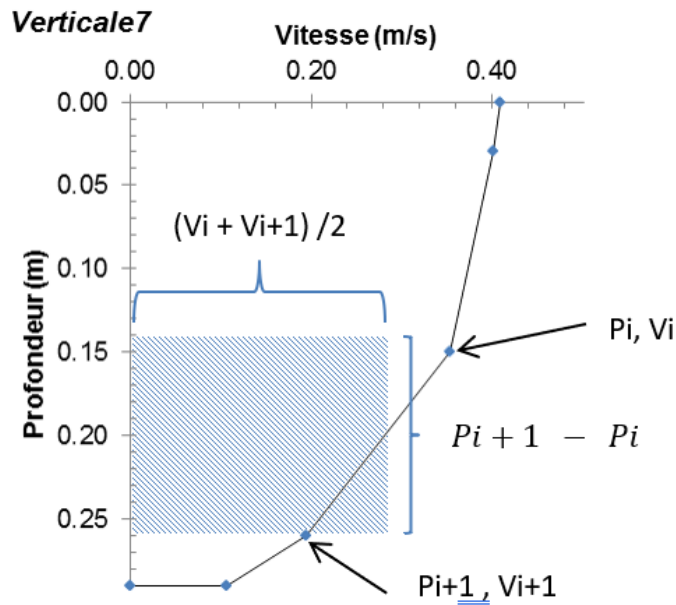
Exemple : 3 points mesurés



- Débit laminaire

Pour chaque verticale, le débit laminaire est calculé en intégrant le profil de vitesses sur la profondeur. Il s'agit simplement de l'aire totale du profil.

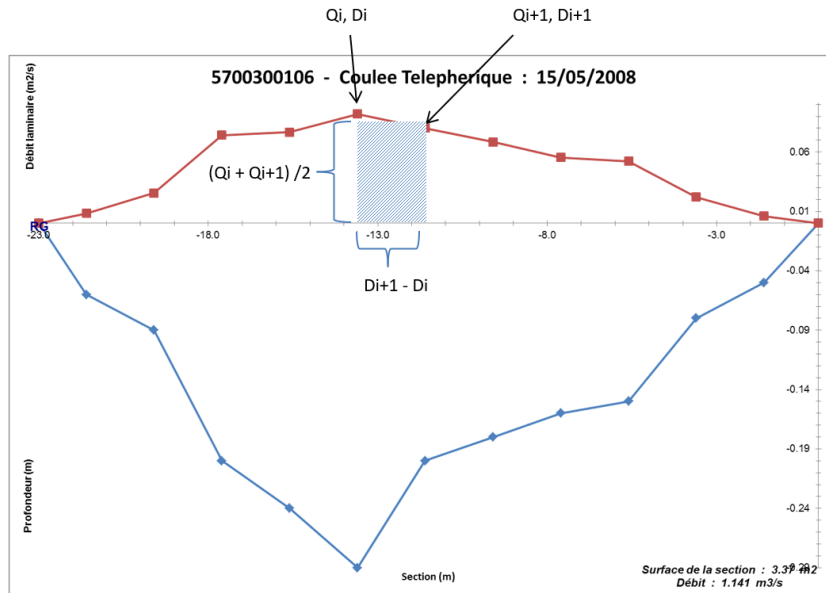
$$Q_{\text{lam}} = \sum \left((P_{i+1} - P_i) * \frac{V_i + V_{i+1}}{2} \right)$$



- Débit total

Le débit total est alors calculé en intégrant l'ensemble des débits laminaires sur la largeur du profil en travers. Il s'agit de l'aire de la courbe des débits laminaires (courbe rouge)

$$Q = \sum((Di + 1 - Di) * \frac{Qi + Qi+1}{2})$$



Annexe 10 : Établissement du calcul de la hauteur d'eau en tout point du profil transversal de la section de mesure à CAPT à partir d'une mesure brute de la sonde de hauteur d'eau

- **Mesures du profil au niveau du site de mesure**

Le profil transversal de la rivière au niveau du point d'installation de la sonde de hauteur a été mesurée le 12/03/2020 aux alentours de 10h20, par l'installation d'une corde marquée tous les 30 cm, à un niveau supérieur au niveau maximum observé pendant le cyclone Uesi (Figure 150).



Figure 150 - Mesure du profil de CAPT (David Poigoune, assoc. CAAM, le 12/03/2020)

La corde est installée horizontalement et de manière à être perpendiculaire à la direction d'écoulement de la rivière. Un mètre a été installé sur la corde de manière à pouvoir coulisser facilement. Au niveau de chacune des marques de la corde, soit tous les 30 cm de long de la transversale, une mesure de distance entre le niveau de la corde et le fond de la rivière, une mesure de distance entre la corde et le niveau de l'eau (pour vérifier l'horizontalité de la corde), ainsi qu'une mesure indépendante de la hauteur d'eau totale sont effectuées.

La direction transversale définie par ce profil sera dénommée abscisse x , notée \vec{x} par la suite. La distance de 30 cm que l'on notera Δx séparant chacune des marques a été choisie afin d'avoir entre 20 et 30 verticales mesurées pour chacun des débits estimés, ce qui est préconisé dans la description de la méthode « vitesse – surface » de mesure des débits (Hersch, 2009).

On estime faire une erreur maximum de 2 cm sur la mesure de ces distances cordes – fond de la rivière, la présence d'un opérateur effectuant la mesure et d'un autre opérateur placé dans l'alignement directionnel de la corde permettant d'assurer une meilleure verticalité du mètre au moment des mesures. Aux valeurs brutes mesurées sur le terrain on a retranché une valeur fixe afin que le profil soit défini dans un repère défini par (marque0, \vec{x} , \vec{p}) qui sera notée \mathcal{R} , la marque 0, origine du repère, ayant des coordonnées (0,0) dans ce repère. Cette marque 0 se situe sur la rive droite. La direction de \vec{p} est une verticale dirigée vers le bas. Le profil ainsi défini dans le repère \mathcal{R} est présenté Figure 151. Le niveau de la marque 0 sera désignée « niveau zéro du profil » par la suite.

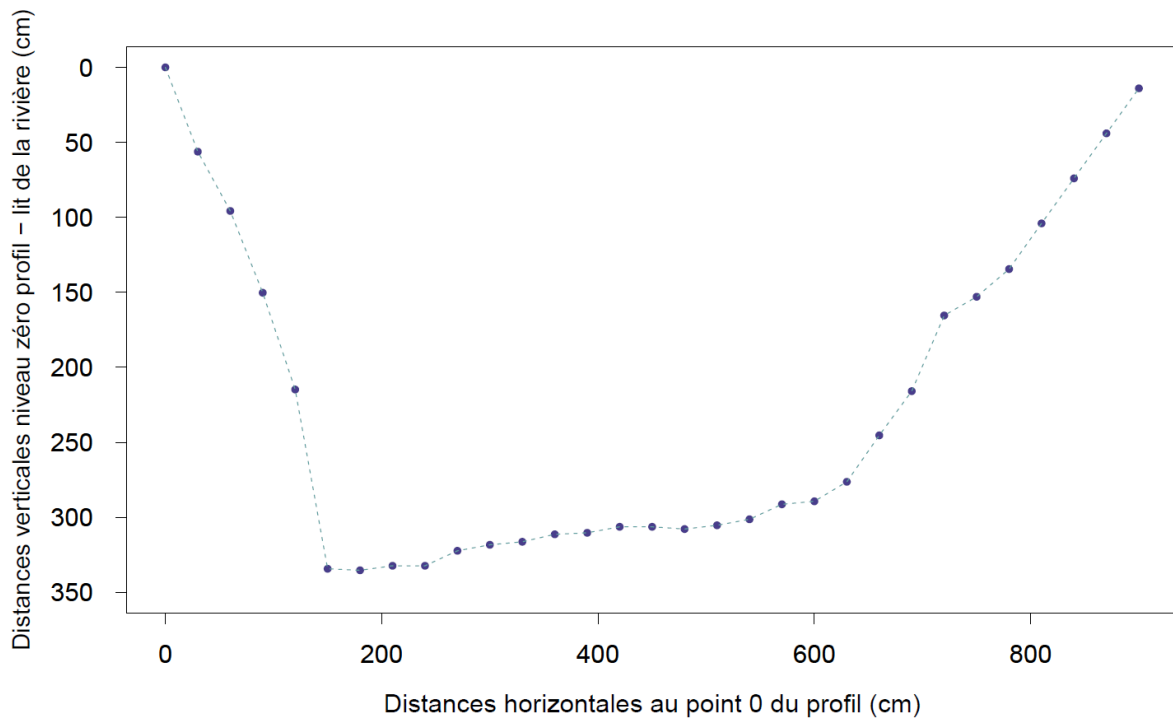


Figure 151 – Profil du lit de la rivière au niveau de la station de mesure CAPT dans le repère \mathcal{R} (marque 0, \vec{x} , \vec{p}).

On identifiera les profondeurs du lit de la rivière par rapport au niveau zéro *via* les coordonnées dans le repère \mathcal{R} notées $(x_i, H_{profil}(x_i))$.

On note que la profondeur maximale du profil vaut 335.5 cm dans le repère \mathcal{R} . On notera cette profondeur maximum H_{max_profil} . Cette valeur correspond à la marque 6 (180, 335.5) (Figure 151)

Eq 92

$$H_{max_profil} = \max(H_{profil}) = H_{profil}(x = 180) = 335.5 \pm \Delta H_{max_profil}$$

Avec $\Delta H_{max_profil} = 2 \text{ cm}$ puisqu'il s'agit d'une mesure *in situ*

- **Calage du niveau du fond du cours d'eau par rapport à la sonde de hauteur d'eau.**

La hauteur d'eau brute au moment de la mesure du profil a oscillé entre 36 et 37 cm. On retiendra donc une hauteur d'eau brute de :

Eq 93

$$H_{b_profil} = H_b(t = \text{moment de mesure du profil}) = 36.5 \text{ cm} \pm \Delta H_{b_profil}$$

Avec $H_{b_profil} = 1 \text{ cm}$ puisqu'il s'agit d'une mesure effectuée par la sonde

La hauteur entre le niveau zéro de \mathcal{R} et le niveau de l'eau au moment de la mesure du profil vaut 255 cm. On notera cette hauteur D_{eau_profil} .

Eq 94

$$D_{eau-profil} = 255 \text{ cm} \pm \Delta D_{ea \text{ profil}}$$

Avec $\Delta D_{eau-profil} = 2 \text{ cm}$ puisqu'il s'agit d'une mesure *in situ*.

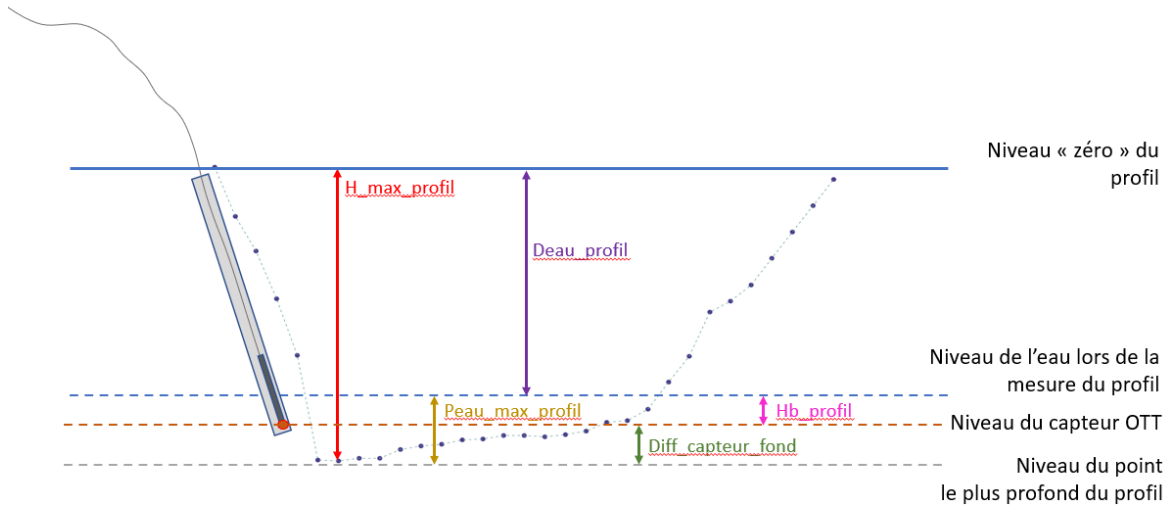


Figure 152 - Schéma d'explication du calage de la position du capteur par rapport au fond du lit de la rivière (Calcul de $Diff_{capteur_fond}$)

On peut déduire de la Figure 152 la différence de hauteur entre le niveau du capteur de la sonde OTT et le niveau le plus profond de la rivière le long de ce profil, que l'on notera $Diff_{capteur-fond}$

Eq 95

$$Diff_{capteur-fond} = H_{max_profil} - D_{eau-profil} - H_{b_profil} = 44 \text{ cm} \pm \Delta Diff_{capteur-fond}$$

Avec

$$\Delta Diff_{capteur_fond} = \sqrt{\Delta H_{max_profil}^2 + \Delta D_{eau_profil}^2 + \Delta H_{b_profil}^2} = 3$$

Puisque H_{max_profil} , $D_{eau-profil}$, et H_{b_profil} sont des mesures indépendantes.

Par la suite, on notera $P_{eau}(x, t)$ la hauteur d'eau totale, i.e. la distance lit de la rivière – surface ; à l'abscisse x et au temps t .

- **Estimation des profondeurs à un instant t sur toutes les verticales**

Soit $H_{max_video} = \max(H_{vidéo}) = P_{eau}(t = vidéo)$ la valeur de la hauteur d'eau totale au niveau du point le plus profond du profil (ie. Abscisse 180 cm sur la Figure 151) lors de chaque vidéo. La hauteur brute, notée $H_b(t)$, correspond à la hauteur brute mesurée par le capteur de pression.

On a

Eq 96

$$H_{max_{video}} = H_b(t = \text{vidéo}) + Diff_{\text{capteur-fond}} \pm \Delta H_{max_{video}}$$

$$\text{Avec } \Delta H_{max_{video}} = \sqrt{\Delta H_b(t = \text{vidéo})^2 + \Delta Diff_{\text{capteur-fond}}^2} = 3.2 \text{ cm}$$

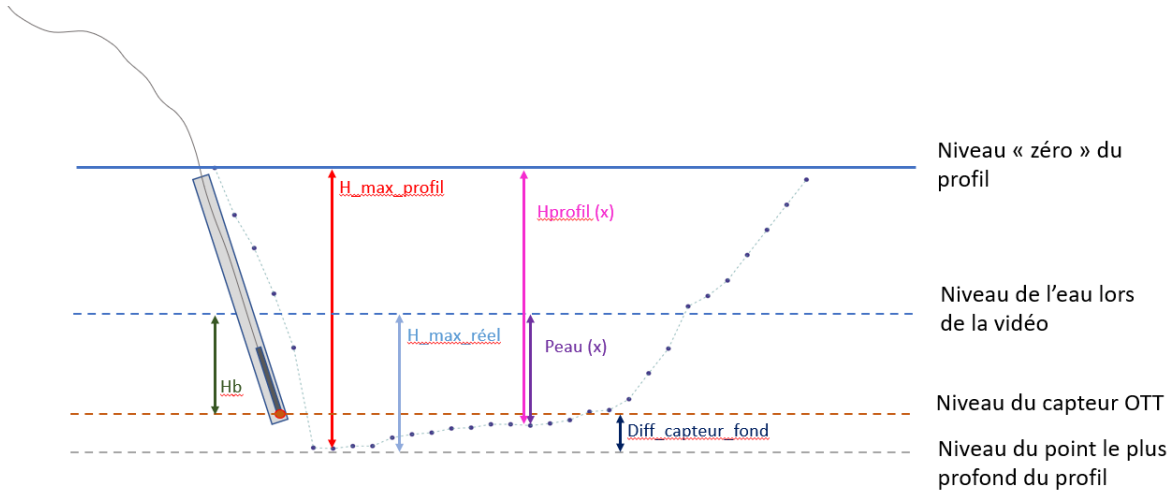


Figure 153 - Schéma d'explication des calculs de profondeurs d'eau réelles au cours du temps

Par suite, Les hauteurs d'eau réelles tout le long du profil sont calculées pour chacune des vidéos comme suit :

Eq 97

$$P_{eau}(x, t = \text{vidéo}) = H_{profil}(x) - (H_{max_{profil}} - H_{max_{video}}) \pm \Delta P_{eau}(x, t = \text{vidéo})$$

$$P_{eau}(x, t = \text{vidéo}) = H_{profil}(x) - 291.5 + H_b \pm \Delta P_{eau}(x, t = \text{vidéo})$$

$$\text{Avec } \Delta P_{eau}(x, t = \text{vidéo}) = \sqrt{\Delta H_{profil}(x)^2 + \Delta H_{max_{profil}}(x)^2 + \Delta H_{max_{video}}^2} = 4.3 \text{ cm}$$

Annexe 11 : Calcul du vecteur de 'vitesses relatives' le long du profil : Transformation des vitesses en pixel/frame de la vidéo 2 en vitesses proportionnelles aux vitesses réelles.

Pour la première étape, visant à obtenir des repères de distances selon la direction de l'écoulement, un quadrillage horizontal au sol a été matérialisé avec des cordes tendues et marquées tous les 30 cm. Une vidéo de ce quadrillage distancié a ensuite été effectuée avec le même appareil que celui utilisé pour Uesi et selon le même angle de vue. Deux repères ont été choisis pour la superposition des deux

images. Ces deux points sont indiqués sur les Figure 57 et Figure 58, il s'agit des berges de la rivière, au niveau de l'endroit où le profil a été mesuré. On peut voir d'après la Figure 56 que les points numérotés 2 à 27 ont une profondeur positive au moment de la vidéo 2. On approxime donc ici la distance séparant des deux berges à une valeur de $(27 - 2) * \Delta x = 7.5$ m.

La vidéo du quadrillage de repères distanciels est prise de façon à avoir deux repères espacés de 7.5 m apparaissant à l'image au même endroit que les berges au niveau du profil sur la vidéo 2.

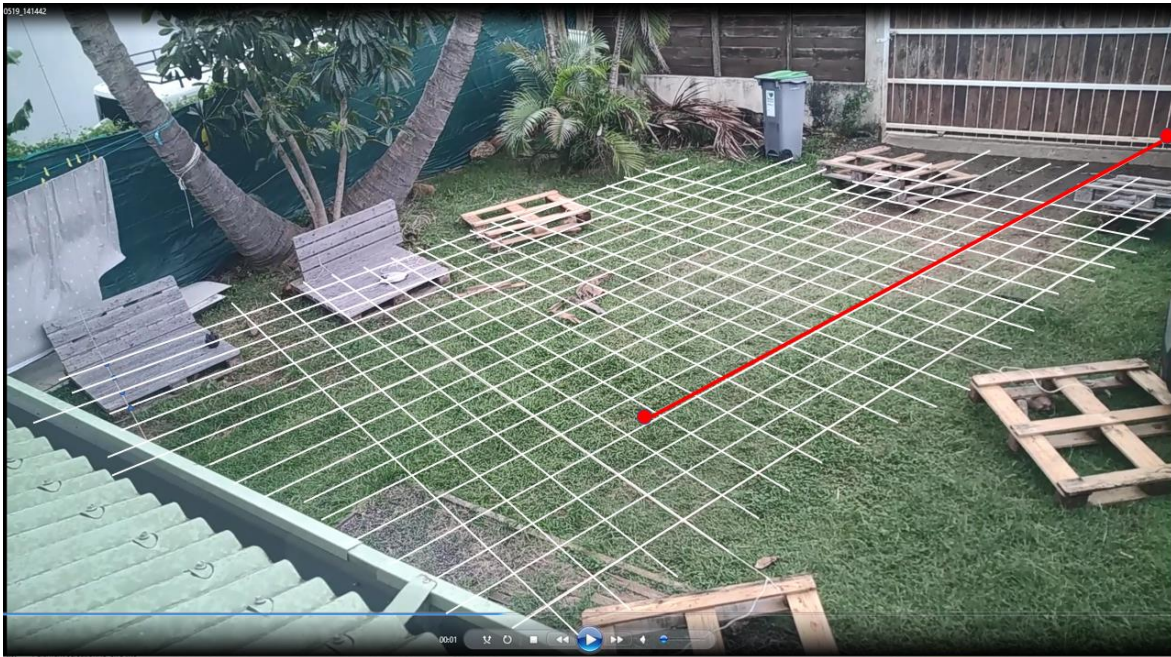


Figure 154 - Quadrillage pris en vidéo selon le même angle que la vidéo 2 (le 17/03/2020)

Le quadrillage tracé grâce aux repères distanciels des cordes est ensuite superposé à l'image des vecteurs vitesses. La distance entre le premier repère immergé de la rive droite (noté PMI) et la berge lors de la vidéo 2 est calculé par interpolation linéaire sur la pente entre le PMI et le premier repère hors de l'eau (PMH) (Figure 155).

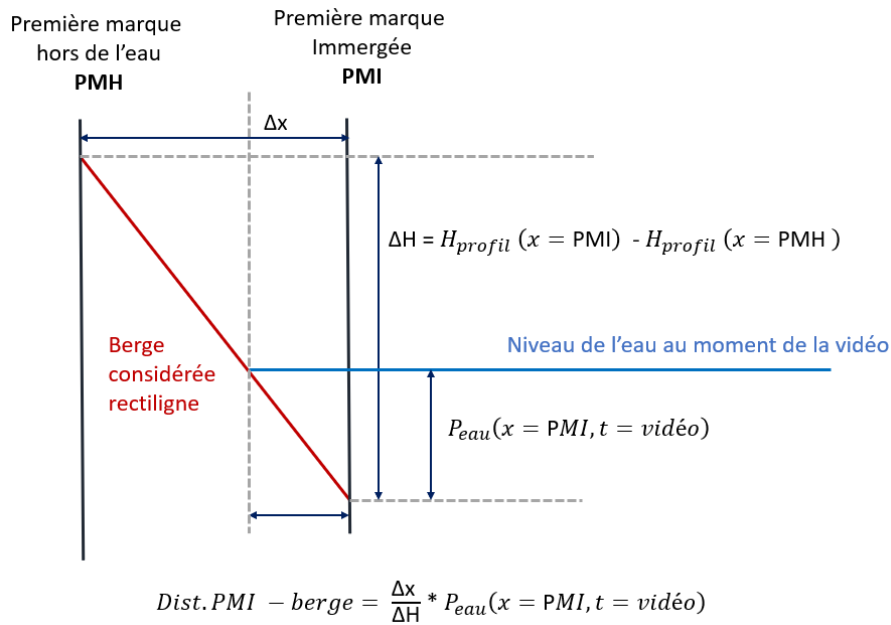


Figure 155 – Calcul de la distance Première marque immergée (PMI) – berge

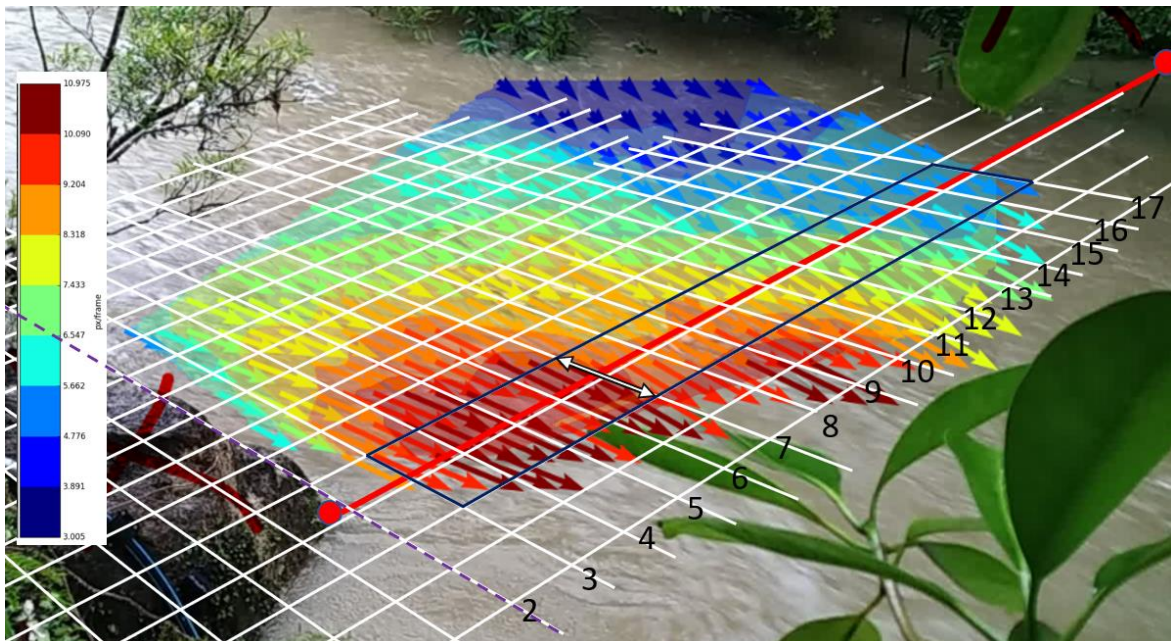


Figure 156 – Superposition du quadrillage de repère distanciels et de l'image analysée des vecteurs de vitesses superficielles.

On a $Dist. PMI (marque 2) - berge = 0.3 \text{ cm}$. On considère donc que le repère 2 se trouve au niveau du trait de quadrillage symbolisé par des pointillés violets sur la Figure 156.

Les vitesses exprimées en pixel/frame notées $V_{px/frame}$ au niveau du profil mesuré (zone encadrée en bleu sur la Figure 156) sont reportés pour les points 3 à 17. Par exemple, au point 3 de la vidéo 2 a été

attribuée la valeur 9.7, égal à la moyenne des valeurs de vitesse limitant les gammes orange et rouge (9.2) et les gammes rouge et rouge foncé (10.1).

Ces vitesses en pixel/frame sont ensuite corrigées : la déformation sur l'image des distances selon la direction de l'écoulement, i.e. la relation de décroissance des distances apparaissant à l'image au niveau du profil (exemple pour le point 7 la longueur à l'image de la double flèche sur la Figure 156) avec la distance à la rive droite est calculée avec le logiciel ArcGis, sur la base de la Figure 156.

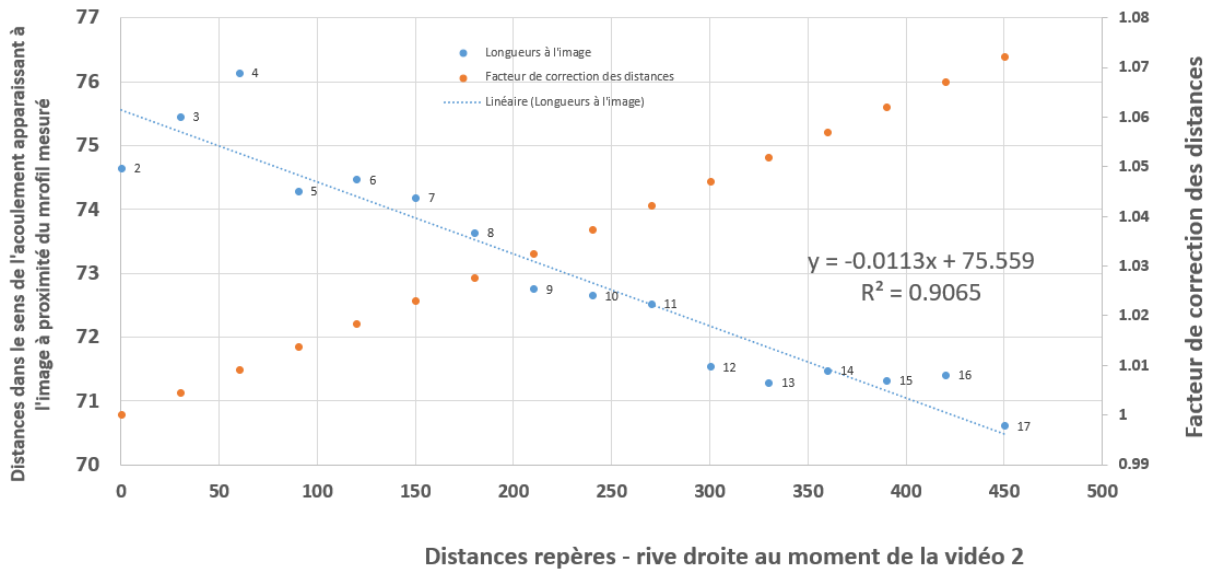


Figure 157 – Correction de la déformation des vecteurs vitesses en pixel/frame

Les vitesses exprimées en Pixel/frame ($V_{px/frame}$), sont multipliées par le facteur de correction visible en Figure 157 (F_{deform}) puis divisées par le produit maximum obtenu afin d'obtenir un vecteur de vitesses relatives notées V_{rel} ayant des valeurs allant de 0 à 1.

$$V_{rel}(x) = \frac{V_{\frac{px}{frame}}(x) * F_{deform}(x)}{\max(V_{px/frame} * F_{deform})}$$

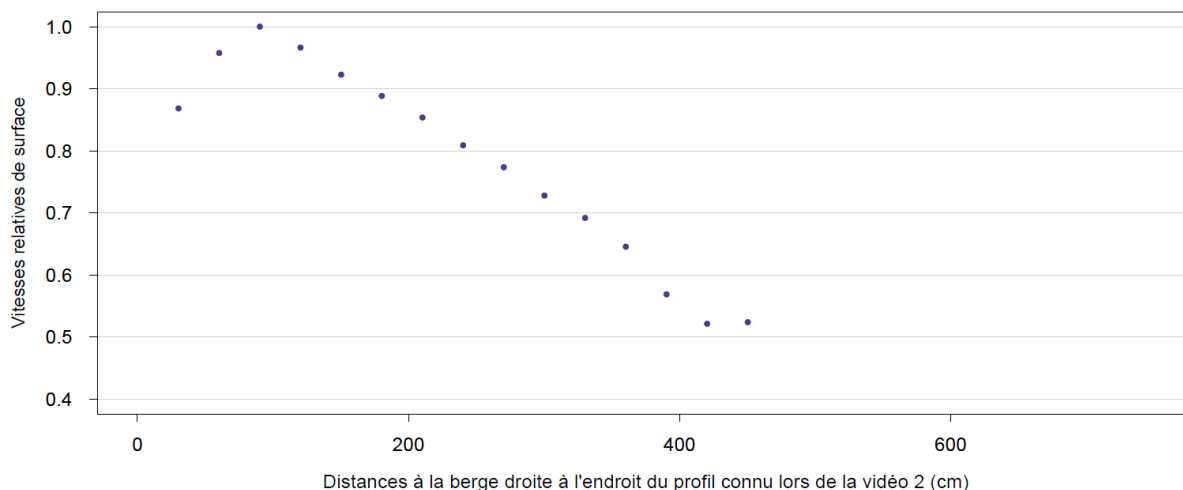


Figure 158 – Vitesses relative le long du profil au moment de la vidéo 2

Annexe 12 : Calcul du débit de crue à CAPT au moment de la vidéo 1

La hauteur d'eau brute correspondante à la vidéo 1 a été calculée par interpolation linéaire avec les mesures de hauteurs d'eau brutes les plus proches dans le temps, soit 131 cm à 10h48 et 137 à 10h54. Cette hauteur d'eau brute à 10h50 est donc estimée à 133 cm.

Eq 98

$$H_b (t = 11/02/2020 \text{ à } 10\text{h}50) = 133 \text{ cm} \pm 1 \text{ cm.}$$

Les profondeurs d'eau au niveau de la section de mesure du profil, au moment de la vidéo 1 sont les suivantes :

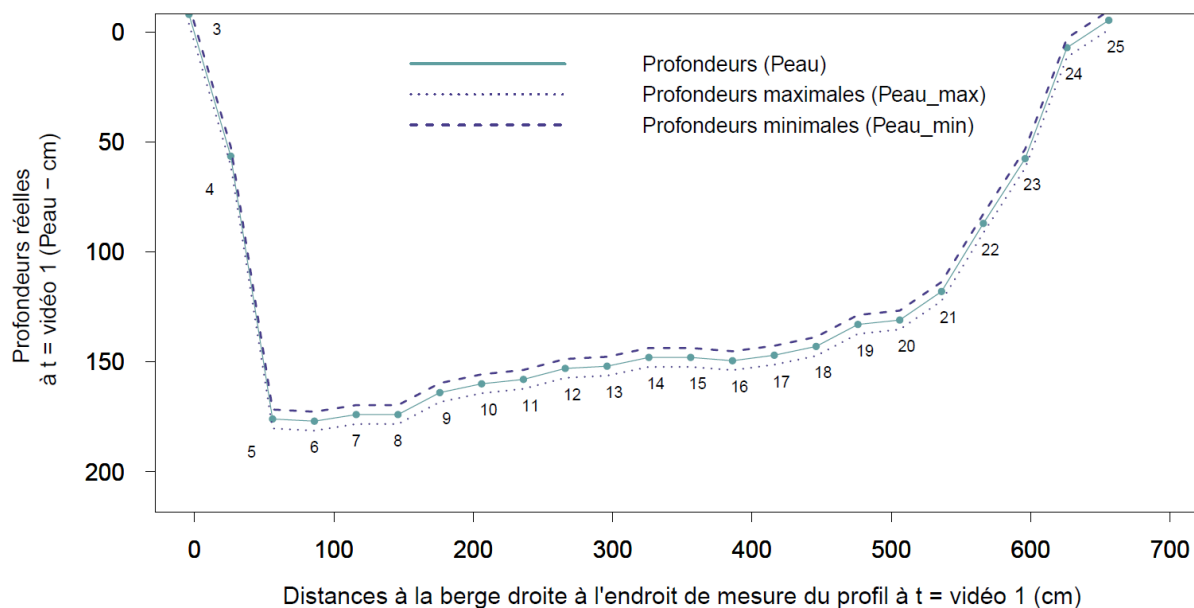


Figure 159 – Profondeurs de l'eau le long de la section du profil connu au moment ou a été prise la vidéo1

Les champs de vitesses en pixel/frame issus de LSPIV par traitement de la vidéo 1 sont visibles sur la Figure 160.

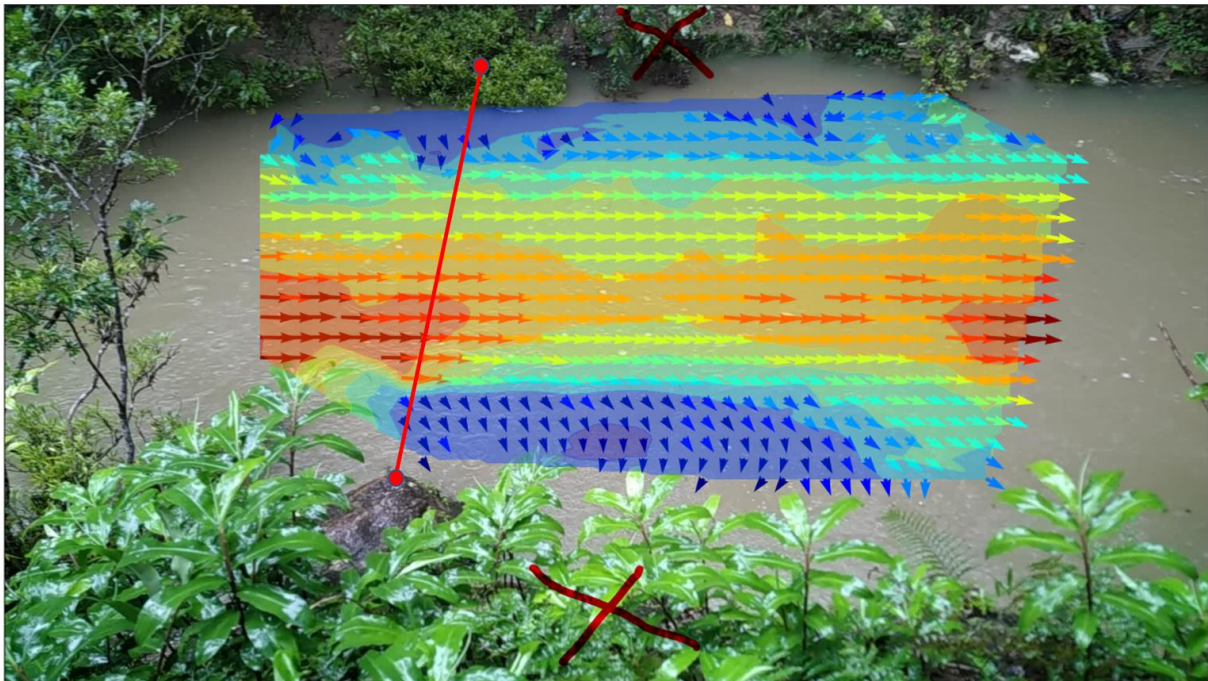


Figure 160 – Champ de vitesse de la vidéo 1 et recalage de ce champ par rapport à la section connue du cours d'eau

La méthode de recalage mise en œuvre est similaire à celle utilisée pour la vidéo2, ce qui permet d'obtenir la Figure 161 :

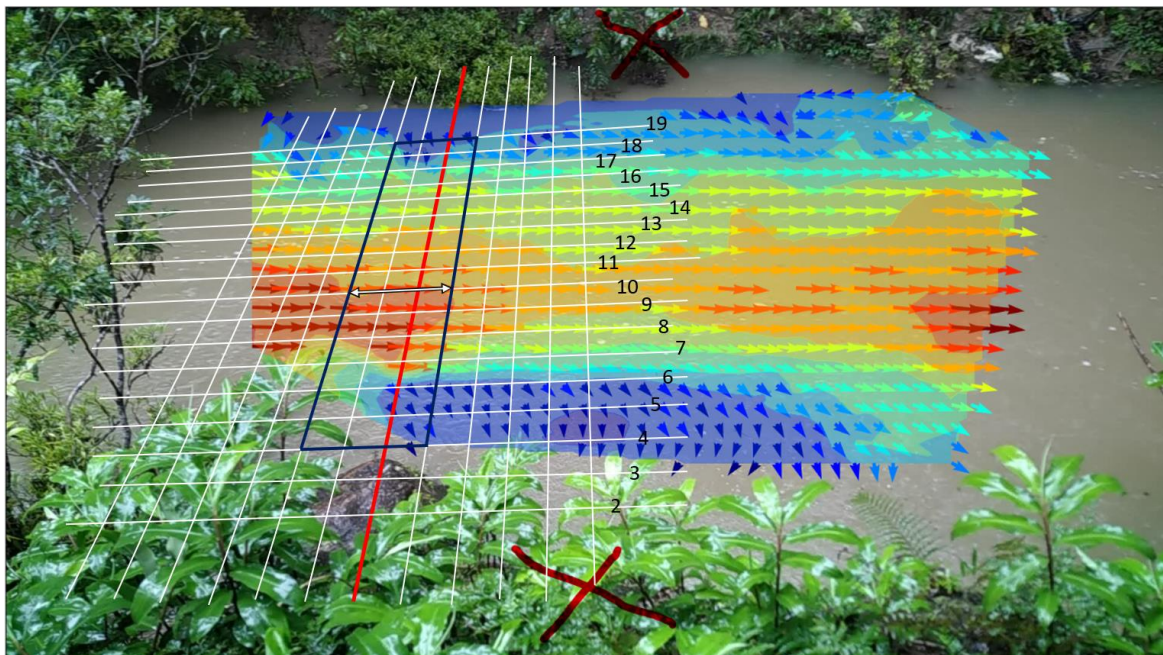


Figure 161 - Superposition du quadrillage de repère distanciels et de l'image analysée des vecteurs de vitesses superficielles.

Les vitesses en pixel/frame correspondant aux positions des repères 4 à 19 sont extrait de la Figure 161, puis la déformation distancielle des points 4 à 19 selon la même méthode décrite pour la vidéo2.

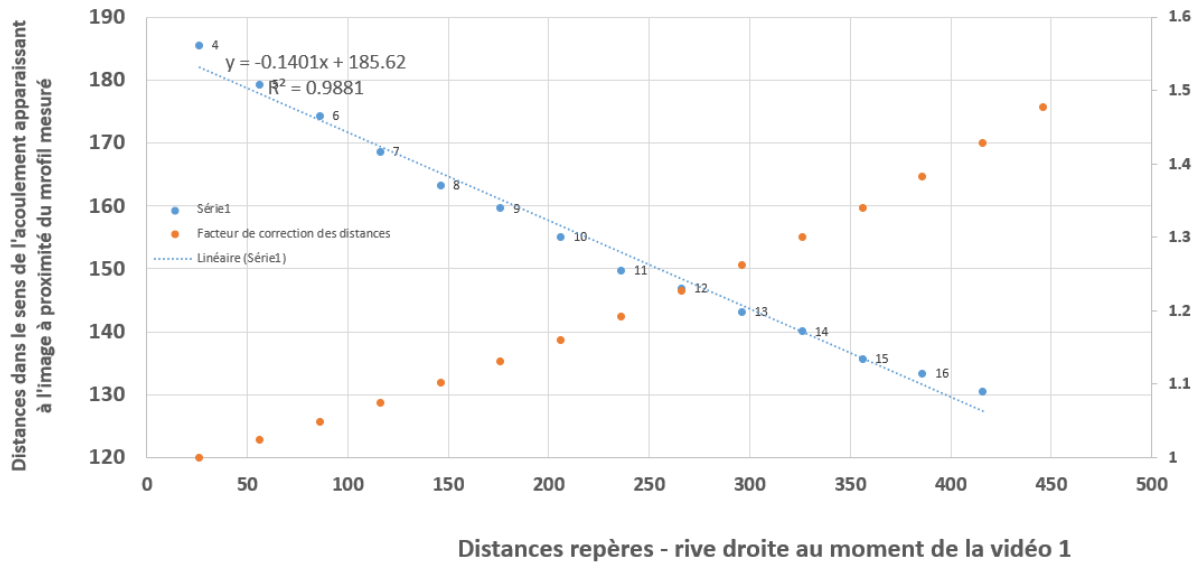


Figure 162 - Correction de la déformation des distances pour la correction des vitesses en pixel/frame.

La plus grande vitesse est mesurée par chronométrage des particules flottantes du temps de parcours de la zone mise en évidence sur la Figure 163.



Figure 163 - Estimation de la plus vitesse réelle maximum de surface pour la vidéo1

Les temps trouvés pour parcourir la longueur de la zone d'estimation de la vitesse maximum d'une longueur de 2.7 m sont :

3s22 ; 3s22 ; 3s23 ; 3s24 ; 3s25 ; 3s33 ; 3s34 ; 3s38 ; 3s39 ; 3s43 ; 3s45 ; 3s49 ; 3s53 ; 3s54 ; 3s56 ; 3s59 ; 3s64 ; 3s79 ; 3s92 ; 4s08

Les vitesses maximales trouvés sont les suivantes : $Vit_{max}est = 0.78 m.s^{-1}$, $Vit_{max}min = 0.59 m.s^{-1}$ et $Vit_{max}max = 0.93 m.s^{-1}$

Par la suite on obtient les vitesses superficielles estimées, maximales et minimales suivantes pour la vidéo 1 :

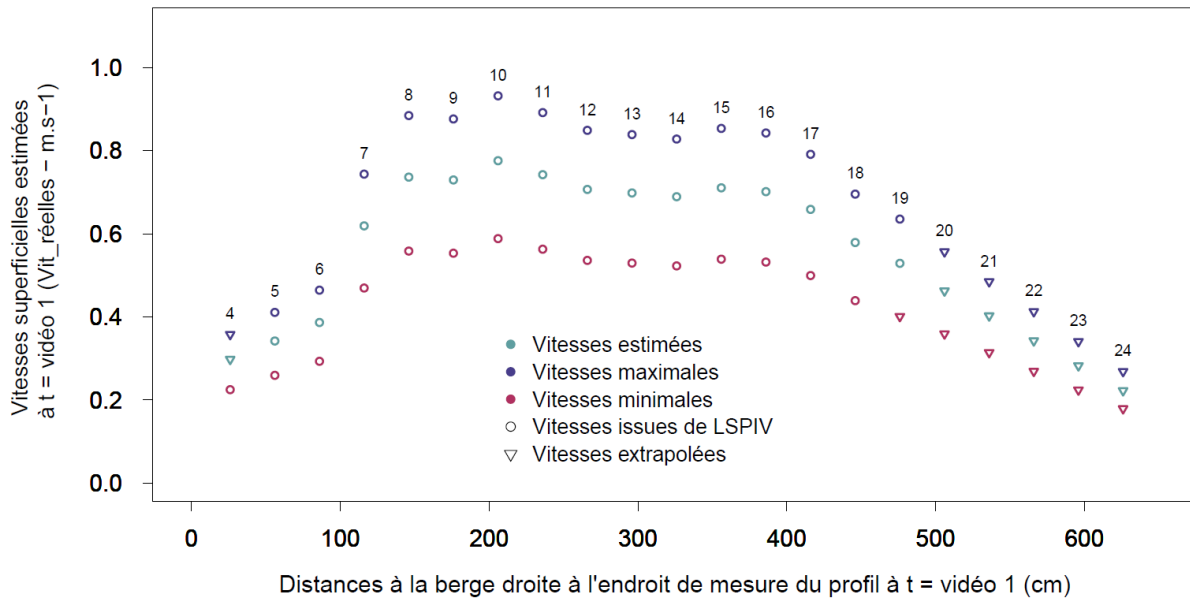


Figure 164 – Vitesses de surface estimées de la vidéo 1

Annexe 13 : Régression linéaire turbidité ‘backscatter’ – MES sur les 39 échantillons filtrés à CAPT

Pour établir la relation turbidité – matière en suspension, 39 prélèvements ont été utilisés. Ceux-ci ont été effectués avec un préleveur ISCO au cours de 3 évènements pluvieux : la crue du 15/03/2020, le cyclone Uesi (10-12/02/2020) et le cyclone Lucas (02-03/02/2021).

Dans un premier temps une régression linéaire a été effectuée sur la turbidité ‘backscatter’ pour l’ensemble des 39 prélèvements.

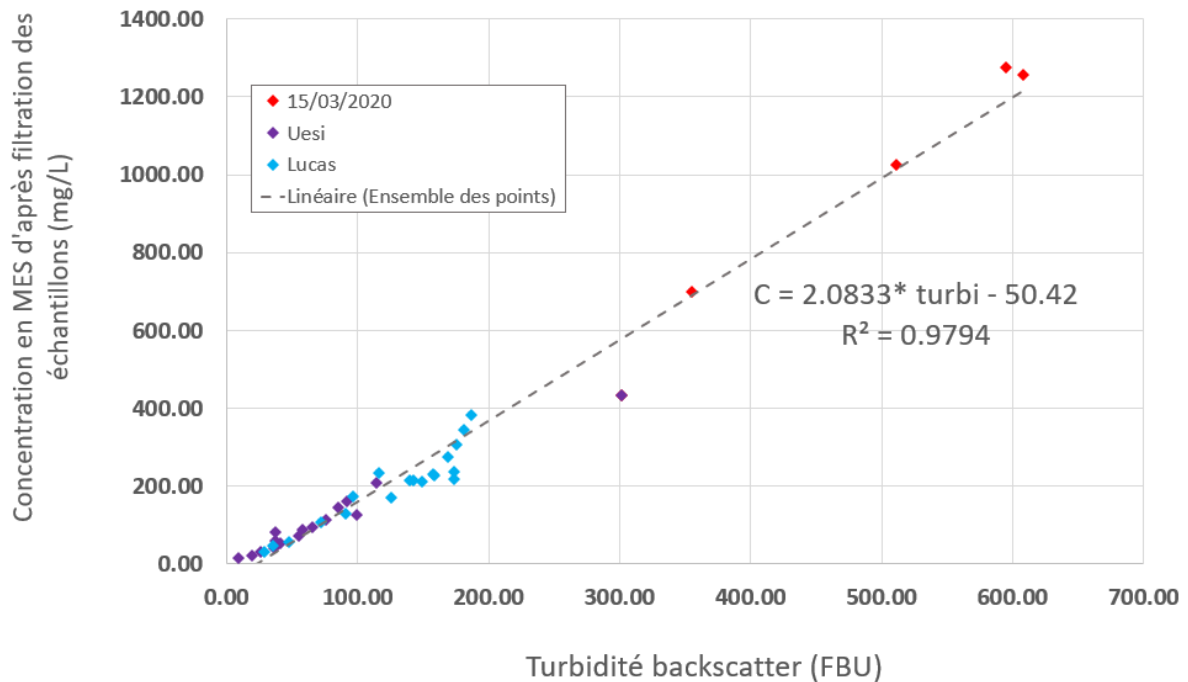


Figure 165 – Régression linéaire turbidité backscatter – MES sur les 39 prélèvements

On constate que cette régression présente une ordonnée à l'origine de -50, ce qui indique que cette régression n'est pas adaptée pour la prédiction des MES pour des concentrations faibles. En effet pour des concentrations inférieures à 80 mg l⁻¹ l'ensemble des points se trouvent au-dessus de la droite de régression. L'ensemble des points dont la C_{MES} < 100 mg l⁻¹ sont donc enlevés pour la régression portant sur la prédiction des MES à partir de la sonde 'backscatter'.

Annexe 14 : Calcul des MES pour les turbidités telles que turbidité 'backscatter' < 80 FBU

Pour les eaux claires, on effectue une régression linéaire pour prédire la concentration en MES à partir de la turbidité 'sidescatter', plus précise théoriquement pour des turbidités faibles. Une régression linéaire basée sur les turbidités 'sidescatter' sur les 13 prélèvements pour lesquels la concentration est inférieure à 100 mg l⁻¹ est effectuée selon la même méthode.

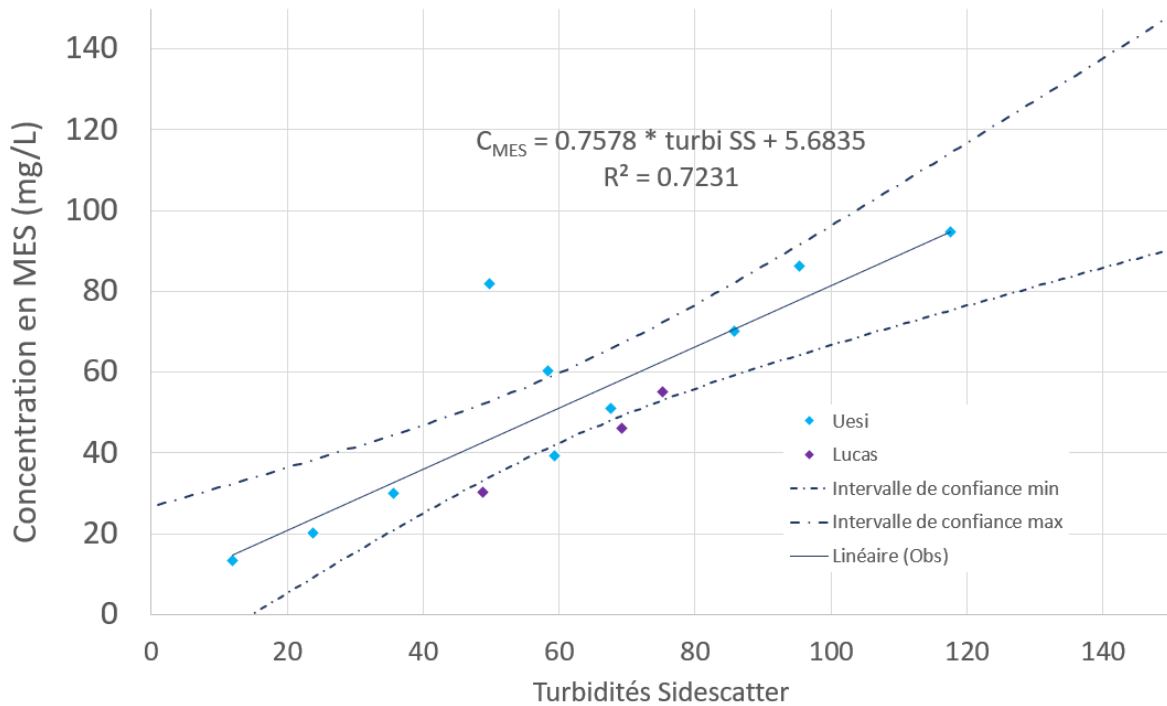


Figure 166 – Régression linéaire turbidité ‘sidescatter’ – MES pour les 13 prélèvements ayant une concentration en MES inférieure à 100 mg l⁻¹.

Avec $n = 13$ on trouve pour cette régression un $R^2 = 0.72$ avec l’équation de régression suivante :

Eq 99

$$C_{MES} SS (turbi_{SS}) = 0.76 * turbi_{SS} + 5.68$$

$$\Delta C_{MES} SS (turbi_{SS}) = \overline{C_{MES}} - 0.76 * \overline{turbi_{SS}} + t_{\alpha,n} * \sqrt{\frac{\sigma_{C_{MES}}^2}{\sigma_{turbi_{SS}}^2} * \frac{1 - R^2}{n - 2} * \left(\frac{\sigma_{turbi_{SS}}^2 (n - 1)}{n} + (turbi_{SS} - \overline{turbi_{SS}})^2 \right) - 5.68}$$

Avec $\overline{C_{MES}}$ (= 52.2), $\sigma_{C_{MES}}^2$ (=663.6), $\overline{turbi_{SS}}$ (= 61.4) et $\sigma_{turbi_{SS}}^2$ (= 835.6) respectivement la moyenne des concentrations en MES, la variance des concentrations en MES, la moyenne des turbidités et la variance des turbidités des $n = 13$ échantillons utilisés ; $R^2 = 0.72$ le coefficient de corrélation de la régression de Eq 75 ; et enfin $t_{\alpha,n} = 2.20$, i.e. la valeur inverse bilatérale d’une variable aléatoire suivant une loi de Student à $n-2 = 11$ degrés de liberté et une probabilité $\alpha = 0.05$.

On considère que cette relation est valide pour des turbidités telles que $turbi_{BS} < 63$ FBU, car cette limite est légèrement inférieure à la turbidités ‘backscatter’ $turbi_{BS}$ du prélèvement à la concentration en MES la plus élevée des 13 prélèvements utilisés. En raison de l’indépendance des mesures de turbidités BS et SS, il convient d’appliquer un critère de choix sur l’usage de l’une ou l’autre unité pour le calcul de la MES en fonction de la valeur de l’une seulement de ces deux mesures. En raison de la plus grande importance dans le calcul de l’érosion des fortes turbidités, on basera ce choix sur la turbidité BS.

La valeur 72 % du R^2 et l’erreur relativement importante de régression montrent une mauvaise qualité de l’estimation des MES sur la base de la $turbi_{SS}$. Cependant dans le cadre cette étude la qualité de la

prédiction des MES pour les faibles concentrations a peu d'importance, puisqu'il s'agit avant tout de quantifier l'érosion.

Pour l'intervalle des turbidités 'backscatter' telles que $63 \text{ FBU} < \text{turbid}_{BS} < 80 \text{ FBU}$, on estimera C_{MES} sur la base d'une combinaison linéaire des Eq 74 et Eq 75, chacune étant pondérée par un poids proportionnel à la distance entre la valeur de turbid_{BS} et les bornes 63 et 80 FBU. Cela permet d'éviter une discontinuité dans la relation turbidité-matière en suspension en lien avec l'usage de deux unités et de deux relations différentes.

En résumé on estime $C_{MES}(t)$ pour tout t avec l'équation suivante :

Eq 100

$$C_{MES \text{ est}}(t) = C_{MES \text{ est}}(\text{turbid}_{BS}(t), \text{turbid}_{SS}(t)) = f(C_{MES \text{ SS}}(t), C_{MES \text{ BS}}(t))$$

$$C_{MES \text{ est}}(t) = \alpha(t) * C_{MES \text{ SS}}(t) + (1 - \alpha(t)) * C_{MES \text{ BS}}(t)$$

Avec

$$\alpha = \begin{cases} 1 & \text{si } \text{turbid}_{BS}(t) < 63 \\ 0 & \text{si } \text{turbid}_{BS}(t) > 80 \\ \frac{80 - \text{turbid}_{BS}(t)}{80 - 63} = \frac{C_{MES \text{ BS}}(\text{turbid}_{BS} = 80) - C_{MES \text{ BS}}(t)}{C_{MES \text{ BS}}(\text{turbid}_{BS} = 80) - C_{MES \text{ BS}}(\text{turbid}_{BS} = 63)} & \text{si } 63 \leq \text{turbid}_{BS}(t) \leq 80 \end{cases}$$

et $C_{MES \text{ SS}}(t)$ issu de Eq 75 et $C_{MES \text{ BS}}(t)$ issu de Eq 74

L'erreur sur l'estimation de la MES pour l'intervalle $63 \leq \text{turbid}_{BS}(t) \leq 80$ est calculé comme suit :

$$\Delta C_{MES}(t) = \sqrt{\left(\frac{\partial f(C_{MES \text{ SS}}(t), C_{MES \text{ BS}}(t))}{\partial C_{MES \text{ BS}}(t)} * \Delta C_{MES \text{ BS}}(t)\right)^2 + \left(\frac{\partial f(C_{MES \text{ SS}}(t), C_{MES \text{ BS}}(t))}{\partial C_{MES \text{ SS}}(t)} * \Delta C_{MES \text{ SS}}(t)\right)^2}$$

$$\Delta C_{MES}(t) = \sqrt{\left(\frac{-2 * C_{MES \text{ BS}} + C_{MES \text{ SS}}(t) + C_{MES \text{ BS}}(80)}{C_{MES \text{ BS}}(80) - C_{MES \text{ BS}}(63)} * \Delta C_{MES \text{ BS}}(t)\right)^2 + \left(\frac{C_{MES \text{ BS}}(t) - C_{MES \text{ BS}}(63)}{C_{MES \text{ BS}}(80) - C_{MES \text{ BS}}(63)} * \Delta C_{MES \text{ SS}}(t)\right)^2}$$

Annexe 15 : Coefficients de ruissellements pour l'ensemble des événement pluvieux sur les parcelles

Les figures 167 à 169 présentent les coefficients de ruissellements observés à échelle des évènements pluvieux définis au §2.2.2.1 sur la période oct. 2018 - mars 2020 à REGEN et oct. 2018-mai 2020 à SAV et SCAR. Les tableaux 19 à 21 synthétisent les informations concernant les évènements majeurs étudiés sur les 3 parcelles.

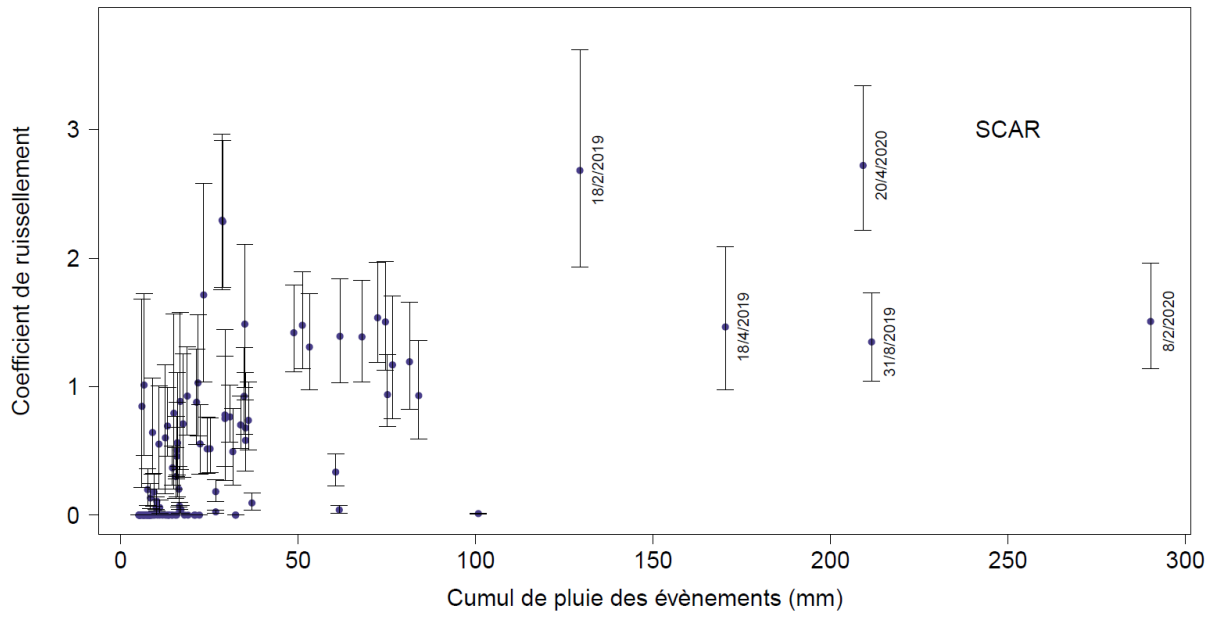


Figure 167 Coefficients de ruissellement observés à l'exutoire de la parcelle SCAR (Oct 2018-Mai 2020)

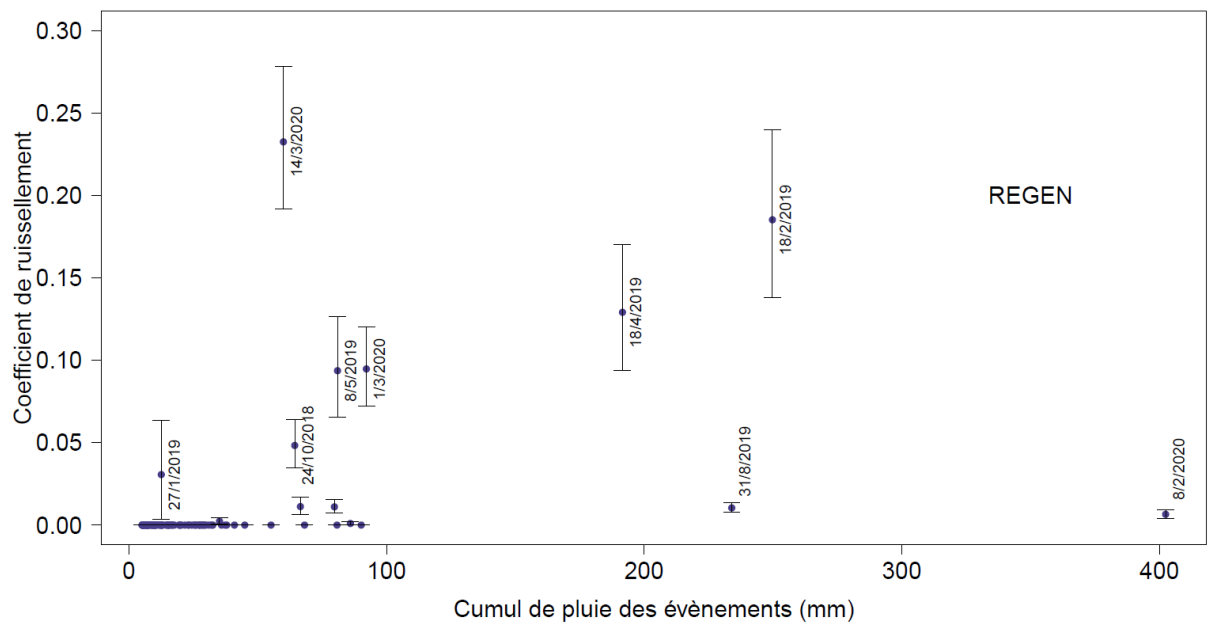


Figure 168 – Coefficients de ruissellement observés à l'exutoire de la parcelle REGEN (oct. 2018-mars 2020)

Début	Fin	Nom	Durée (heures)	Intensité pluie max (mm/6min)	Débit maximum (l s ⁻¹)	Coefficient de ruissellement	Cumul de pluie (mm)	Volume de pluie sur la parcelle (litres)	Volume écoulé à l'exutoire de la parcelle (litres)
18/10/2018 01:49	18/10/2018 07:43	A	5.9	4.8	2.3	2.29 [1.75, 2.97]	29 [26, 31]	3455 [3178, 3731]	7927 [6961, 8895]
20/10/2018 21:25	21/10/2018 10:19	B	12.9	4.6	2.6	1.48 [1.14, 1.89]	51 [47, 55]	6185 [5690, 6680]	9135 [8111, 10162]
24/10/2018 23:06	25/10/2018 02:36	C	3.5	6.0	3.0	1.42 [1.12, 1.79]	49 [45, 53]	5895 [5423, 6367]	8366 [7571, 9161]
06/12/2018 13:53	08/12/2018 07:35	D	41.7	4.4	1.3	0.93 [0.59, 1.36]	84 [77, 91]	10147 [9335, 10959]	9435 [6929, 11973]
01/02/2019 09:27	03/02/2019 05:02	E	43.6	3.4	1.4	1.17 [0.75, 1.71]	77 [70, 83]	9253 [8513, 9994]	10814 [7980, 13695]
18/02/2019 08:05	21/02/2019 01:29	OMA	65.4	6.4	4.1	2.68 [1.93, 3.62]	129 [119, 140]	15632 [14381, 16882]	41924 [34675, 49169]
20/03/2019 06:28	20/03/2019 14:28	F	8.0	4.6	1.1	1.49 [1, 2.11]	35 [32, 38]	4228 [3890, 4566]	6284 [4840, 7736]
18/04/2019 11:41	22/04/2019 02:41	G	87.0	6.6	2.9	1.46 [0.97, 2.09]	170 [157, 184]	20584 [18938, 22231]	30140 [22998, 37293]
08/05/2019 02:29	09/05/2019 00:05	H	21.6	5.6	1.3	0.94 [0.69, 1.25]	75 [69, 81]	9084 [8357, 9811]	8516 [7212, 9830]
31/08/2019 13:35	01/09/2019 18:35	I	29.0	6.2	2.8	1.35 [1.04, 1.73]	212 [195, 229]	25561 [23516, 27606]	34442 [30528, 38361]
08/02/2020 14:23	12/02/2020 06:17	UESI	87.9	7.0	2.7	1.51 [1.14, 1.96]	290 [267, 313]	35056 [32252, 37861]	52823 [46014, 59630]
01/03/2020 21:17	02/03/2020 08:05	J	10.8	7.4	2.1	1.54 [1.19, 1.97]	72 [67, 78]	8746 [8046, 9446]	13431 [11918, 14943]
15/03/2020 09:05	15/03/2020 14:53	GRETEL	5.8	5.6	4.3	2.28 [1.77, 2.92]	29 [26, 31]	3479 [3201, 3757]	7945 [7082, 8811]
14/04/2020 19:11	15/04/2020 05:59	K	10.8	4.2	1.5	1.5 [1.13, 1.97]	75 [69, 81]	9012 [8291, 9733]	13549 [11686, 15409]
20/04/2020 00:17	20/04/2020 12:17	L	12.0	13.6	11.8	2.72 [2.21, 3.34]	209 [192, 226]	25271 [23250, 27293]	68765 [64292, 73230]
04/05/2020 16:00	05/05/2020 12:18	M	20.3	6.6	1.4	1.19 [0.82, 1.66]	81 [75, 88]	9833 [9046, 10620]	11732 [9318, 14147]
05/05/2020 21:00	06/05/2020 08:54	N	11.9	1.2	0.4	1.71 [1.03, 2.58]	23 [22, 25]	2827 [2601, 3053]	4843 [3359, 6329]
06/05/2020 18:30	07/05/2020 06:54	O	12.4	5.2	1.8	0.01 [0.01, 0.02]	101 [93, 109]	12177 [11203, 13151]	140 [104, 176]

Tableau 19 – Tableau récapitulatif de la réponse hydrologique de la parcelle SCAR pour 18 événements majeurs

Début	Fin	Libellé	Durée (heures)	Intensité pluie max (mm/6min)	Débit maximum (L/s)	Coefficient de ruissellement	Cumul de pluie (mm)	Volume de pluie sur la parcelle (litres)	Volume écoulé à l'exutoire de la parcelle (litres)
17/10/2018 09:28	18/10/2018 00:16	A	14.8	3.6	0.0	0 [0, 0]	25 [25,24]	2098 [2035, 3161]	0 [0, 0]
20/10/2018 21:28	21/10/2018 12:34	B	15.1	9.0	0.1	0.01 [0.01, 0.02]	67 [65, 69]	5681 [5511, 5851]	64 [38, 89]
24/10/2018 23:10	25/10/2018 03:40	C	4.5	8.4	0.4	0.05 [0.03, 0.06]	64 [62, 66]	5493 [5329, 5658]	265 [210, 322]
06/12/2018 13:57	08/12/2018 11:33	D	45.6	4.2	0.0	0 [0, 0]	90 [87, 93]	7694 [7463, 7925]	0 [0, 0]
01/02/2019 09:23	03/02/2019 11:53	E	50.5	4.0	0.0	0 [0, 0]	86 [83, 89]	7336 [7116, 7556]	7 [0, 15]
18/02/2019 07:41	21/02/2019 06:53	OMA	71.2	10.4	1.1	0.19 [0.14, 0.24]	250 [242, 257]	21308 [20669, 21947]	3946 [3219, 4678]
20/03/2019 04:16	20/03/2019 14:22	F	10.1	4.6	0.0	0 [0, 0]	29 [28, 29]	2440 [2366, 2513]	0 [0, 0]
18/04/2019 08:41	22/04/2019 02:47	G	90.1	7.4	1.2	0.13 [0.09, 0.17]	192 [186, 197]	16343 [15853, 16834]	2110 [1678, 2542]
08/05/2019 02:05	09/05/2019 04:17	H	26.2	6.8	0.3	0.09 [0.07, 0.13]	81 [79, 83]	6909 [6702, 7117]	647 [494, 800]
31/08/2019 13:35	01/09/2019 18:41	I	29.1	6.0	0.4	0.01 [0.01, 0.01]	234 [227, 241]	19960 [19361, 20559]	208 [169, 248]
08/02/2020 13:17	12/02/2020 04:47	UESI	87.5	8.0	0.3	0.01 [0, 0.01]	402 [390, 414]	34325 [33295, 35354]	223 [158, 288]
01/03/2020 21:23	02/03/2020 08:05	J	10.7	6.6	0.5	0.09 [0.07, 0.12]	92 [89, 95]	7865 [7629, 8101]	745 [623, 867]
14/03/2020 23:23	15/03/2020 21:53	GRETEL	22.5	9.2	1.5	0.23 [0.19, 0.28]	60 [58, 62]	5118 [4964, 5272]	1190 [1076, 1304]

Tableau 20 -Tableau récapitulatif de la réponse hydrologique de la parcelle REGEN pour 13 évènements majeurs

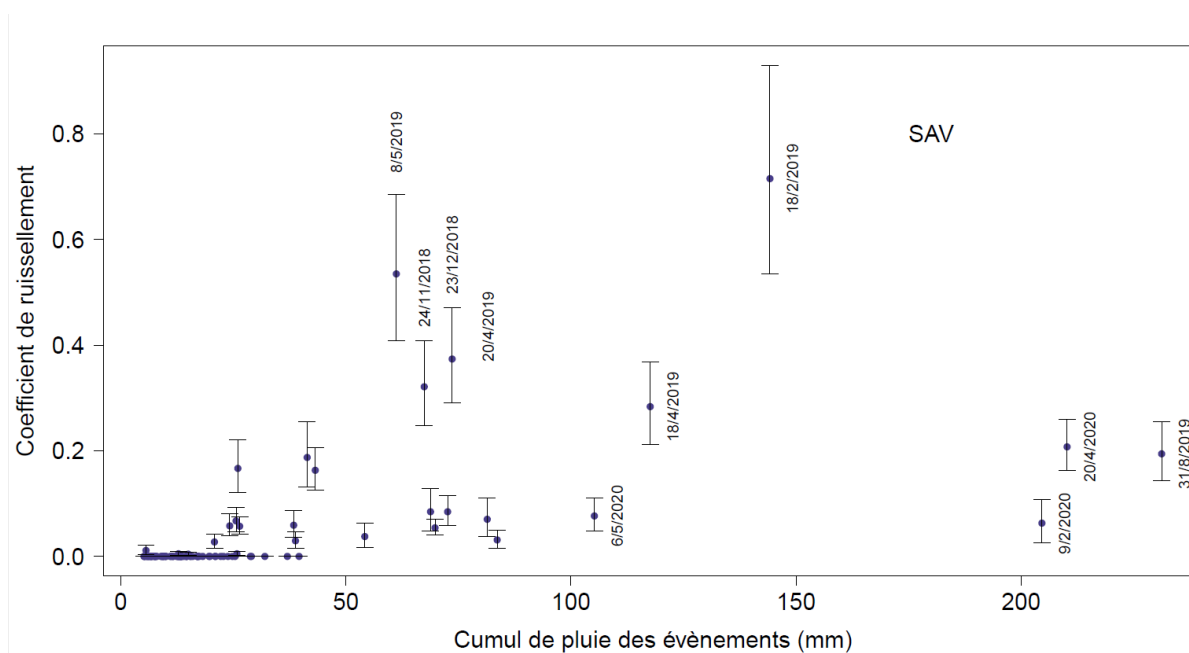


Figure 169 Coefficients de ruissellement observés à l'exutoire de la parcelle SAV (Oct 2018-Mai 2020)

Début	Fin	Nom	Durée (heures)	Intensité pluie max (mm/6min)	Débit maximum (L/s)	Coefficient de ruissellement	Cumul de pluie (mm)	Volume de pluie sur la parcelle (litres)	Volume écoulé à l'exutoire de la parcelle (litres)
17/10/2018 23:03	18/10/2018 08:15	A	9.2	4.0	0.2	0.06 [0.04, 0.08]	24 [23, 25]	2788 [2648, 2927]	161 [120, 203]
20/10/2018 21:20	21/10/2018 07:14	B	9.9	6.2	0.7	0.16 [0.13, 0.21]	43 [41, 45]	4977 [4728, 5225]	812 [701, 921]
24/10/2018 23:56	25/10/2018 02:02	C	2.1	3.6	0.2	0.07 [0.05, 0.09]	26 [24, 27]	2949 [2802, 3097]	198 [152, 245]
06/12/2018 13:48	08/12/2018 07:42	D	41.9	4.8	0.3	0.08 [0.06, 0.12]	73 [69, 76]	8364 [7945, 8782]	707 [546, 868]
01/02/2019 09:28	03/02/2019 11:52	E	50.4	4.4	0.4	0.05 [0.04, 0.07]	70 [66, 73]	8041 [7639, 8443]	435 [359, 510]
18/02/2019 15:25	21/02/2019 02:07	OMA	58.7	7.6	3.6	0.72 [0.53, 0.93]	144 [137, 151]	16612 [15781, 17442]	11885 [9924, 13850]
20/03/2019 02:10	20/03/2019 14:22	F	12.2	1.4	0.0	0 [0, 0]	18 [17, 19]	2097 [1992, 2201]	0 [0, 0]
18/04/2019 07:47	22/04/2019 02:35	G	90.8	4.0	1.0	0.28 [0.21, 0.37]	118 [112, 123]	13548 [12870, 14225]	3843 [3217, 4468]
08/05/2019 07:11	08/05/2019 19:53	H	12.7	4.6	1.3	0.54 [0.41, 0.68]	61 [58, 64]	7050 [6698, 7403]	3772 [3217, 4327]
31/08/2019 13:35	01/09/2019 18:35	I	29.0	6.0	1.5	0.19 [0.14, 0.26]	231 [220, 243]	26634 [25303, 27966]	5174 [4249, 6098]
09/02/2020 06:59	12/02/2020 04:05	UESI	69.1	4.6	0.1	0.06 [0.03, 0.11]	205 [194, 215]	23570 [22391, 24748]	1484 [693, 2275]
01/03/2020 21:17	02/03/2020 08:23	J	11.1	8.8	0.2	0.08 [0.05, 0.13]	69 [65, 72]	7926 [7529, 8322]	670 [431, 909]
15/03/2020 08:46	15/03/2020 14:52	GRETEL	6.1	8.0	0.7	0.19 [0.13, 0.26]	41 [39, 43]	4769 [4531, 5008]	894 [697, 1091]
14/04/2020 19:16	15/04/2020 06:16	K	11.0	6.6	0.3	0.07 [0.04, 0.11]	81 [77, 85]	9377 [8908, 9846]	659 [393, 925]
20/04/2020 00:16	20/04/2020 12:16	L	12.0	10.4	2.0	0.21 [0.16, 0.26]	210 [200, 221]	24215 [23004, 25426]	5024 [4421, 5625]
04/05/2020 15:54	05/05/2020 12:36	M	20.7	5.4	0.2	0.03 [0.02, 0.05]	84 [79, 88]	9631 [9149, 10112]	300 [172, 429]
05/05/2020 21:06	06/05/2020 07:30	N	10.4	1.6	0.0	0 [0, 0.01]	26 [25, 27]	2972 [2824, 3121]	15 [5, 24]
06/05/2020 18:42	07/05/2020 07:00	O	12.3	6.8	0.6	0.08 [0.05, 0.11]	105 [100, 110]	12119 [11513, 12725]	928 [659, 1196]

Tableau 21 - Tableau récapitulatif de la réponse hydrologique de la parcelle SAV pour 18 évènements majeurs

Annexe 16 : Analyses granulométriques en fonction des profondeurs de prélèvements

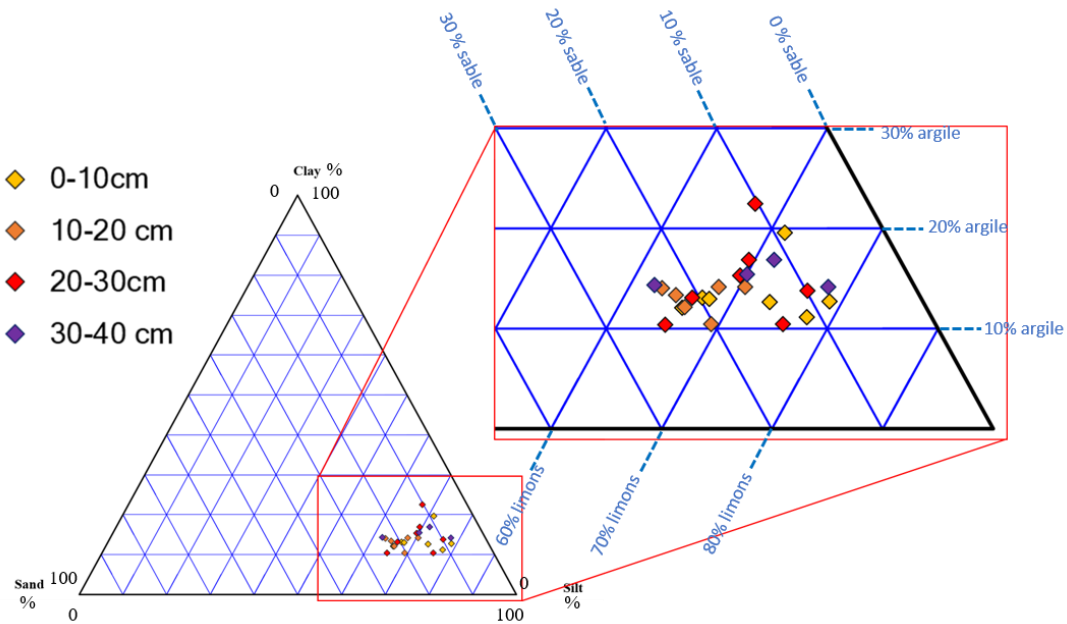


Figure 170 - Diagramme ternaire présentant la granulométrie en pourcentage en fonction de la profondeur pour la parcelle REGEN.

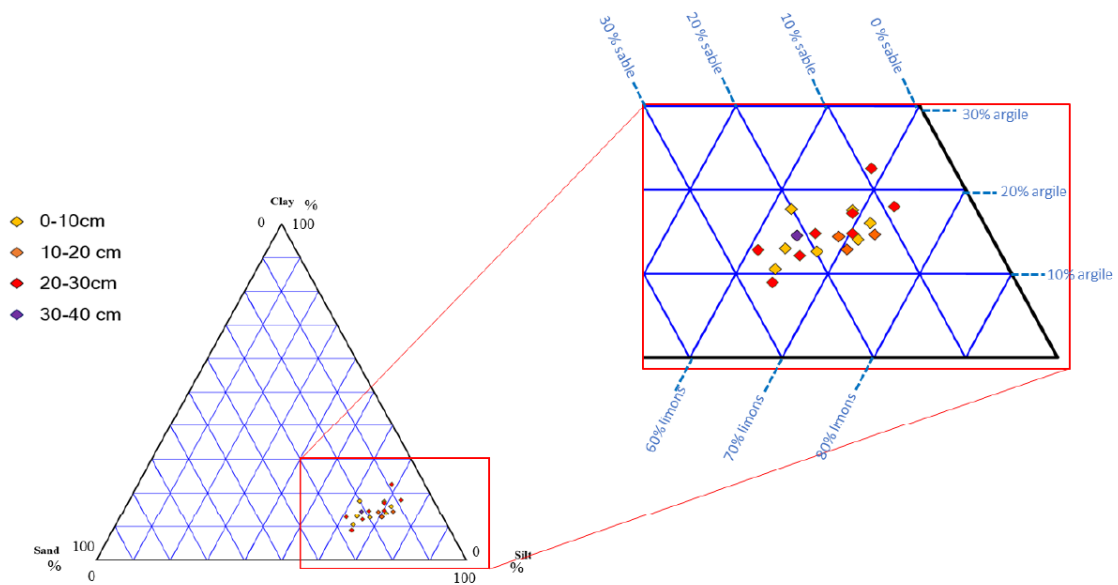


Figure 171 - Diagramme ternaire présentant la granulométrie en pourcentage en fonction de la profondeur pour la parcelle SCAR.

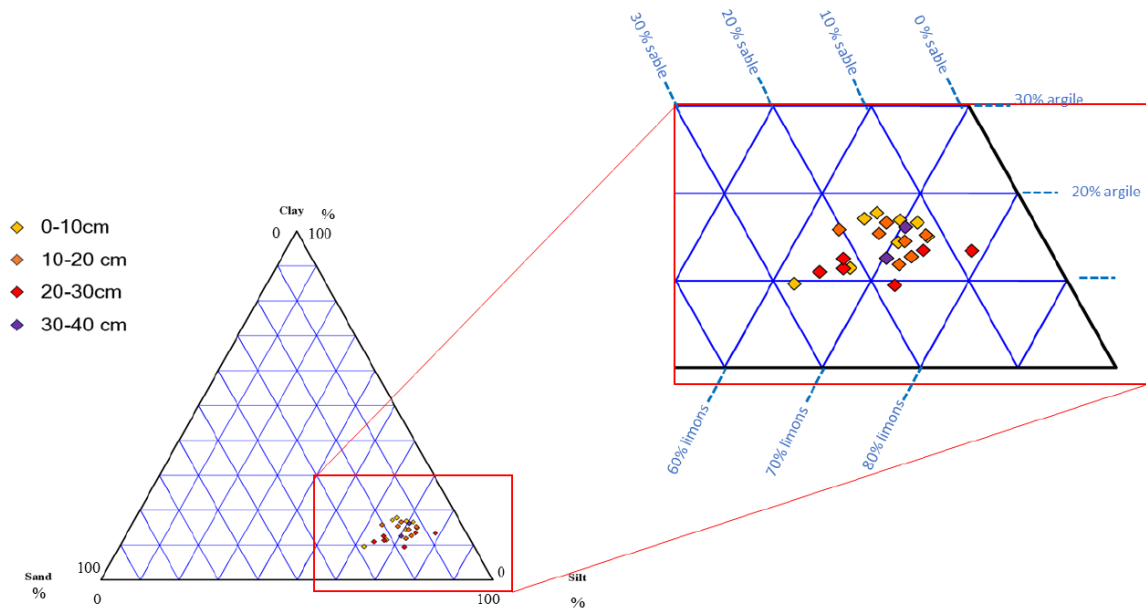


Figure 172 - Diagramme ternaire présentant la granulométrie en pourcentage en fonction de la profondeur pour la parcelle SAV.

Annexe 17 : Réponse des sondes d'humidités de SCAR

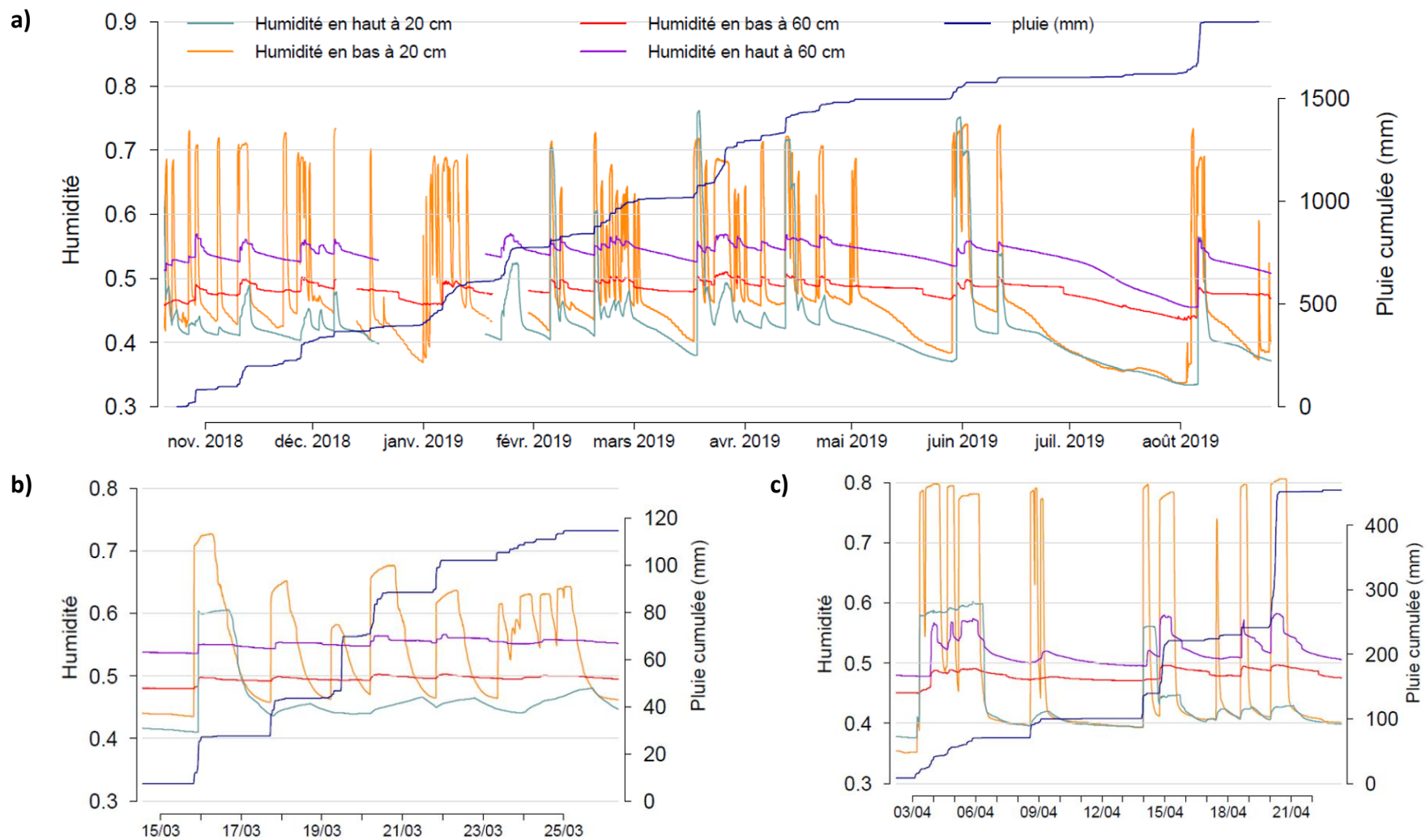


Figure 173 - Réponse des sondes d'humidités de SCAR à la pluie. Période de nov. 2018 à aout 2019 (en haut) ; du 15 au 25 mars 2019 (en bas à gauche) ; du 3 au 21 avril 2020 (en bas à droite)

La sonde située en bas de parcelle a 20 cm de profondeur présente un comportement pathologique. Les chutes d'humidité de l'ordre de 35 % sont invraisemblables. La sonde du haut présente un comportement ambivalent avec certains pics de pluies provoquant des augmentations rapides de l'humidités de l'ordre de 20 % alors que d'autres sont à l'origine d'une augmentation progressive de l'humidité. Les sondes de profondeurs semblent plus fiables.

La sonde profonde du bas de parcelle présente des valeurs s'étalant entre 0.36 (17/12/2019, fin de la sécheresse de 2019) et 0.51. Celle du haut de parcelle entre 0.36 et 0.57.

Annexe 18 : Evènements majeurs à BARR

Début	Fin	Libellé	Pluie cumulée (mm)	Coefficient de Ruissellement	Débit maximum (l s-1)
31/08/2019 21:00	02/09/2019 02:00	I	201 [186, 216]	0.12 [0.11, 0.2]	87 [67, 111]
09/02/2020 06:00	14/02/2020 09:00	UESI	326 [302, 351]	0.04 [0.02, 0.09]	36 [27, 46]
28/02/2020 04:00	29/02/2020 22:00	I2	82 [76, 88]	0.01 [0, 0.05]	7 [3, 12]
01/03/2020 21:30	02/03/2020 14:00	J	71 [66, 77]	0.18 [0.11, 0.28]	77 [58, 100]
07/03/2020 00:00	07/03/2020 20:00	J2	28 [26, 30]	0 [0, 0.03]	0 [0, 1]
15/03/2020 12:30	15/03/2020 19:00	GRETEL	30 [28, 32]	0.19 [0.12, 0.31]	87 [67, 111]
14/04/2020 19:00	15/04/2020 10:00	K	76 [71, 82]	0.1 [0.05, 0.18]	36 [27, 46]
20/04/2020 01:30	20/04/2020 17:00	L	208 [192, 223]	0.28 [0.2, 0.4]	270 [231, 312]
30/04/2020 19:40	01/05/2020 14:00	L2	31 [28, 33]	0 [0, 0]	0 [0, 1]
04/05/2020 15:30	07/05/2020 16:30	M-N-O	210 [194, 225]	0.12 [0.07, 0.2]	68 [51, 89]
29/07/2020 11:30	01/08/2020 07:00	P	131 [122, 141]	0.02 [0.01, 0.05]	15 [9, 23]
16/08/2020 01:00	18/08/2020 10:00	Q	72 [67, 77]	0 [0, 0.01]	1 [0, 4]

Tableau 22 - Résultats de ruissellement au cours des évènements majeurs au BV BARR

Annexe 19 : Propriétés des événements majeurs à CAPT

Début	Fin	Libellé	Ruissellement cumulé (mm)	Pluie cumulée (mm)	Pluviomètres utilisés	Débit maximum (m ³ s ⁻¹)	Coefficient de Ruissellement	Érosion (tonnes)
31/08/2019 21:00	02/09/2019 02:00	I	63 [50, 76]	209 [198, 221]	REGEN - SCAR	11.5 [8.9, 14.4]	0.3 [0.23, 0.38]	NA [NA, NA]
09/02/2020 06:00	14/02/2020 09:00	UESI	235 [189, 284]	481 [471, 491]	TIOTEI - REGEN - SCAR	14.3 [10.9, 17.9]	0.49 [0.39, 0.6]	55.8 [35.8, 55.8]
28/02/2020 04:00	29/02/2020 22:00	I2	25 [21, 30]	92 [87, 97]	REGEN - SCAR	5 [4, 6.1]	0.28 [0.22, 0.34]	6.5 [4.2, 6.5]
01/03/2020 21:30	02/03/2020 14:00	J	42 [34, 52]	83 [78, 87]	REGEN - SCAR	20.9 [15.8, 26.5]	0.51 [0.39, 0.66]	43.2 [31.2, 43.2]
07/03/2020 00:00	07/03/2020 20:00	J2	10 [9, 12]	29 [28, 31]	REGEN - SCAR	2.3 [1.8, 2.7]	0.35 [0.28, 0.43]	2.7 [1.8, 2.7]
15/03/2020 12:30	15/03/2020 19:00	GRETEL	23 [18, 29]	37 [36, 38]	TOUS	25.7 [19.3, 32.8]	0.63 [0.48, 0.79]	60.8 [44.5, 60.8]
14/04/2020 19:00	15/04/2020 10:00	K	35 [28, 42]	92 [91, 94]	TOUS	10.2 [7.9, 12.7]	0.38 [0.3, 0.47]	19.5 [13.9, 19.5]
20/04/2020 01:30	20/04/2020 17:00	L	139 [106, 175]	208 [204, 212]	TOUS	52.9 [38.9, 68.6]	0.67 [0.5, 0.86]	227.7 [162, 227.7]
30/04/2020 19:40	01/05/2020 14:00	L2	7 [6, 8]	39 [38, 39]	TOUS	2.2 [1.8, 2.6]	0.18 [0.15, 0.21]	2.2 [1.5, 2.2]
04/05/2020 15:30	07/05/2020 16:30	M-N-O	121 [98, 146]	229 [224, 233]	TOUS	17 [12.9, 21.4]	0.53 [0.42, 0.65]	55.1 [37.8, 55.1]
29/07/2020 11:30	01/08/2020 07:00	P	49 [40, 58]	140 [138, 143]	TOUS	7.1 [5.6, 8.8]	0.35 [0.28, 0.42]	17 [11.3, 17]
16/08/2020 01:00	18/08/2020 10:00	Q	17 [15, 20]	78 [77, 80]	TOUS	2.9 [2.3, 3.5]	0.22 [0.18, 0.26]	4.5 [3.1, 4.5]
28/09/2020 17:00	29/09/2020 18:40	R	13 [11, 15]	55 [54, 56]	TOUS	3.3 [2.7, 4]	0.23 [0.19, 0.27]	5.5 [4, 5.5]
10/12/2020 01:30	10/12/2020 07:30	S	24 [19, 29]	57 [56, 58]	TIOTEI - REGEN - SCAR	12.6 [9.7, 15.7]	0.42 [0.32, 0.52]	39.2 [29, 39.2]
11/12/2020 14:00	15/12/2020 05:40	T	260 [206, 317]	327 [320, 334]	TIOTEI - REGEN - SCAR	63 [46, 82.1]	0.79 [0.62, 0.99]	276.4 [192.2, 276.4]
26/12/2020 06:00	27/12/2020 00:00	U	40 [32, 50]	84 [82, 86]	TIOTEI - REGEN - SCAR	21.2 [16, 26.8]	0.48 [0.37, 0.61]	81.1 [59.3, 81.1]
29/12/2020 11:20	29/12/2020 16:40	V	9 [8, 11]	20 [20, 21]	TIOTEI - REGEN - SCAR	6.5 [5.1, 8]	0.45 [0.36, 0.55]	11.4 [8.8, 11.4]
30/12/2020 14:20	04/01/2021 23:30	W	304 [244, 368]	287 [280, 294]	TIOTEI - REGEN - SCAR	55.7 [40.8, 72.3]	1.06 [0.83, 1.32]	258.1 [181.3, 258.1]
06/01/2021 03:40	10/01/2021 05:00	X	171 [140, 204]	171 [167, 175]	TIOTEI - REGEN - SCAR	12.8 [9.8, 16]	1 [0.8, 1.22]	86.8 [61.7, 86.8]
11/01/2021 17:00	16/01/2021 07:00	Y	318 [255, 385]	308 [301, 315]	TIOTEI - REGEN - SCAR	24.3 [18.3, 31]	1.03 [0.81, 1.28]	269.3 [193.7, 269.3]
17/01/2021 14:00	18/01/2021 04:00	Z	15 [12, 17]	14 [14, 15]	TIOTEI - REGEN - SCAR	1.5 [1.2, 1.7]	1.03 [0.84, 1.24]	2.3 [1.3, 2.3]
18/01/2021 20:00	19/01/2021 14:00	AA	20 [17, 24]	22 [21, 22]	TIOTEI - REGEN - SCAR	2.4 [1.9, 2.8]	0.93 [0.75, 1.12]	7.1 [4.9, 7.1]
02/02/2021 01:30	04/02/2021 02:30	LUCAS	84 [68, 99]	112 [110, 114]	TIOTEI - REGEN - SCAR	4.8 [3.8, 5.9]	0.74 [0.6, 0.9]	40.3 [28.4, 40.3]

Tableau 23 – Résultats de ruissellement et d'érosion au cours des événements majeurs au BV CAPT