Sorbonne Université

École doctorale de Sciences de l'Environnement (ED 129)

Laboratoire d'océanographie et du climat : expérimentations et approches numériques - (LOCEAN)

Rôle d'un karst andin tropical (Alto Mayo, Pérou) sur la dynamique de production de matériel dissous vers l'Amazone

Analyse du fonctionnement hydrogéologique et des flux associés

---

Par Liz Stefanny Hidalgo Sánchez

Thèse de doctorat d'hydrogéochimie et hydrogéologie

Dirigée par M. Abdel Sifeddine et M. Hervé Jourde

Présentée et soutenue publiquement le 13/01/2020

Devant un jury composé de :

Mme. Catherine Bertrand	Maître de conférences, Université de Franche-Comté	Rapporteur
M. Lhoussaine Bouchaou	Professeur University Ibn Zohr, Agadir - Maroc	Rapporteur
M. Pierre Ribstein	Professeur, Sorbonne Université (UPMC, Paris 6)	Examinateur
M. Stéphane Binet	Maître de conférences, Université d'Orléans	Examinateur
M. Patricia Turcq	Directrice de recherches, IRD – GET, Toulouse	Examinateur
M. James Apaéstegui	Chargé de recherches, IGP, Pérou	Examinateur
M. Abdel Sifeddine	Directeur de recherches, IRD – LOCEAN, Paris	Directeur de thèse
M. Hervé Jourde	Professeur, Université de Montpellier	Co-directeur de thèse
M. Jean-Loup Guyot	Directeur de recherches, IRD – GET, Toulouse	Invité
Mme. Christelle Batiot	Maître de conférences, Université de Montpellier	Invitée
Mme. Naomi Mazzilli	Maître de conférences, Avignon Université	Invitée

Except where otherwise noted, this work is licensed under
http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/3.0/

Remerciements

Je remercie tout d'abord mes directeurs de thèse et mes encadrants qui m'ont accompagné sur ce long chemin.

J'adresse mes remerciements sincères à Jean-Loup pour m'avoir introduit dans le monde de la recherche, puis encouragé à poursuivre la voie dans le domaine du karst andin. Je te remercie beaucoup également pour m'avoir transmis le goût de la spéléologie, qui m'a révélé les beautés souterraines de mon pays et m'a conforté dans le choix de me diriger vers ce domaine d'étude. Enfin, ton aide a été précieuse dans la gestion des soutiens financiers de ce travail.

Je remercie ensuite de tout cœur Naomi et Christelle, qui m'ont étroitement accompagnée lors du développement de cette thèse. Merci à vous deux par vos disponibilités et votre aide dans toutes les étapes de ce travail.

Merci également à Jean Seb Moquet pour sa disponibilité et son partage de connaissances sur les aspects hydrochimiques du bassin Amazonien. Je pense aussi à Clementine Junquas, pour son aide sur la climatologie de la région et la mise en disposition des données de modèle climatiques. Merci aussi à James Apaéstegui pour les échanges que nous avons eus sur les karsts du nord du Pérou.

Je remercie spontanément mes amis des clubs de spéléologie GSBM (France) et ECA (Pérou), qui m'ont accompagnée sur les missions de terrain et m'ont permis d'approfondir ma réflexion sur le fonctionnement des différents systèmes explorés.

Merci également aux ingénieurs et aux techniciens des observatoires HYBAM et SNO Karst, qui m'ont gracieusement fourni de précieuses données sur lesquelles repose une partie de ma thèse. William Santini, je te remercie pour nos échanges sur le terrain, même avant le début de cette thèse, et pour ton aide sur la mise en place du suivi hydrologique sur la région de l'Alto Mayo.

Je tiens à remercier l'INGEMMET et IGP de Lima pour leur prêt des équipements de jaugeage qui m'a grandement servi.

Je tiens aussi à remercier les laboratoires HSM et LHA pour tous les arrangements que nous avons trouvés pour mener à bien les analyses.

Les observateurs sur le terrain ont, quant à eux, réalisé un travail formidable, je tiens à les gratifier d'une reconnaissance particulière pour avoir participé à la récupération des données capitales pour la conduite de cette thèse.

À Geoffrey pour son important soutient, et pour m'avoir supporté malgré toutes mes changements animiques durant ces temps.

Enfin, je terminerai ces remerciements en remerciant ma famille et l'ensemble de mon entourage, pour m'avoir soutenue pendant ce parcours.

Hidalgo Sánchez Liz Stefanny – Thèse de doctorat – Année 2019

Rôle d'un karst andin tropical (Alto Mayo, Pérou) sur la dynamique de production de matériel dissous vers l'Amazone - Analyse du fonctionnement hydrogéologique et des flux associés

Résumé :

Dans le domaine andin du bassin amazonien, les zones karstiques jouent un rôle prépondérant sur la géochimie du fleuve Amazone et sur la consommation de CO_2 liée aux processus d'altération, malgré la faible surface qu'elles couvrent (<1% du bassin de l'Amazone). Le Pérou concentre près de 90% de ces zones karstiques andines, qui s'étagent des sommets de la cordillère (à plus de 5000 m d'altitude) jusqu'au piedmont amazonien (400 m), dans une grande variété d'écosystèmes tropicaux. Bien que ces zones représentent une source majeure de matières dissoutes exportées par l'Amazone, elles n'ont jamais été étudiées dans le but de caractériser le fonctionnement hydrogéologique de ces systèmes karstiques, et d'estimer leurs contributions en termes de flux dissous.

Afin d'identifier les facteurs de contrôle des dynamiques de production et de transfert de matières dissoutes depuis le domaine carbonaté jusqu'à l'Amazone, le fonctionnement hydrogéologique des aquifères du massif karstique de l'Alto Mayo, situé sur le versant oriental des Andes du Nord du Pérou, a été analysé. Les trois principales sources du massif ont été équipées de sondes enregistreuses à haute fréquence CTD (Conductivity, Température and Depth), et des jaugeages périodiques ont été réalisés afin d'évaluer leur débit. Un prélèvement bimensuel a été effectué pour l'analyse des paramètres hydrogéochimiques (éléments majeurs et en trace, Carbone Organique Total et isotopes stables de l'eau) entre 2016 et 2018. La variabilité temporelle des débits et des concentrations a été calculée par le rapport (en pourcentage) entre l'écart-type et la moyenne mensuelle.

La principale source de ce massif (Rio Negro, débit moyen = 22 m^3s^{-1}) est à ce jour la plus importante source karstique d'Amérique du Sud. Cette résurgence majeure présente une faible variabilité du débit au cours du cycle hydrologique (variabilité temporelle des débits de 17%) et une faible réponse impulsionnelle aux précipitations, qui indiquent un fort amortissement du signal par le système karstique. Une faible réactivité hydrologique aux précipitations est également observée sur la source du Rio Aguas Claras (variabilité temporelle des débits de 59%). La source du Rio Tío Yacu présente quant à elle une réponse impulsionnelle plus marquée ainsi qu'une variabilité hydrologique plus élevée (variabilité temporale des débits de 67%).

La signature hydrogéochimique des eaux souterraines de l'ensemble des sources est fortement dominée par l'altération des carbonates (Ca^{2+} et HCO_3^-). La charge totale dissoute au pas de temps journalier est estimée à partir de la relation entre la conductivité électrique et les TDS des sources karstiques péruviennes étudiées dans ce travail, et de celles du réseau français du SNO Karst. Cette TDS journalière affiche une variabilité relativement faible au cours du cycle hydrologique (12%, 7% et 9% pour les résurgences de Rio Negro, d'Aguas Claras et de Tio Yacu respectivement) par rapport à celle du débit.

Ces résultats indiquent que la dynamique de production du matériel dissous, pour les sources du massif karstique du l'Alto Mayo, est contrôlée principalement par la variabilité des débits malgré l'hétérogénéité des comportements hydrodynamiques. Ce comportement «chemostatique» est observé dans de nombreux contextes à l'échelle globale et à des échelles

spatiales très contrastées, pouvant être attribué à l'hypothèse que les fluides s'approchent rapidement de l'équilibre chimique. Cependant, la source de Rio Negro présente une faible variabilité des flux de TDS, en raison de la faible variabilité du débit. Ceci est conditionné par son comportement hydrogéologique (plus inertiel), qui implique de faibles réponses hydrodynamiques et hydrochimiques après les précipitations. En conséquence, nos résultats caractérisent la sensibilité de l'altération des zones karstiques, aux variabilités hydroclimatiques dans les milieux andins tropicaux. L'altération des zones karstiques andines représente ainsi 50 % du total des flux dissous exportés par le Rio Marañón, principal affluent du fleuve Amazone.

Mots clés : *Karst, hydrochimie, hydrodynamique, altération de carbonates, Andes, bassin de l'Amazone.*

Role of a tropical Andean karst (Alto Mayo, Peru) on the production dynamics of dissolved material to Amazon - Analysis of hydrogeological functioning and associated flows

Abstract:

In the Andean area of the Amazon Basin, karst areas play a major role in the geochemistry of the Amazon River and in the CO_2 consumption associated with weathering processes despite the small surface they cover (<1% of the basin of the Amazon basin). Amazon). Peru concentrates nearly 90% of these Andean karst areas, which stretch from the peaks of the Cordillera (at more than 5000 m altitude) to the Amazon piedmont (400 m) in a wide variety of tropical ecosystems. Although these areas represent a major source of dissolved materials exported by the Amazon, they have never been studied for characterizing the hydrogeologic functioning of these karstic systems and estimate their contributions in term of dissolved fluxes.

To identify the control factors of the dynamics of production and transfer of dissolved matter from the carbonated domain to the Amazon, the hydrogeological functioning of aquifers of the karst massif of Alto Mayo, located on the eastern slope of the Andes Northern Peru, has been analyzed. The three main karst springs of the massif were equipped with CTD (Conductivity, Temperature and Depth) and periodic gauging was carried out to evaluate their flow. A bi-monthly sampling was carried out for the analysis of geochemical parameters (major and trace elements, Total Organic Carbon and stable isotopes of water). The temporal variability of flow rates and concentrations was calculated by the ratio of the standard deviation to the monthly mean percentage.

The main spring of this massif (Río Negro, average flow = 22 m^3s^{-1}) is currently the most important karstic spring of South America. This major spring presents a low discharge variability during the hydrology cycle (the temporal variability of the discharge is 17%) and a weak impulse response to the precipitations, which indicate a strong damping signal by the karstic system. Low hydrological reactivity to rainfall is also observed at the Río Aguas Claras spring (temporal variability of flows of 59%). The Río Tío Yacu spring has a higher impulse response and a higher hydrological variability (temporal variability of flow rates of 67%).

The hydrogeochemical signature of the groundwaters from all springs is highly dominated by the carbonate rocks weathering (Ca^{2+} et HCO_3^-). Daily total dissolved solid (TDS) was estimated by the relationship between electrical conductivity and TDS of the peruvian karstic springs studied in this work, and those of the French network of SNO Karst. This daily TDS has a relatively low variability during the hydrologic cycle (12%, 7% and 9% for Rio Negro, Aguas Claras and Tio Yacu springs, respectively) compared to that of the discharge.

These results indicate that the dynamics of production of dissolved material, in the karstic spring of the Alto Mayo, is mainly controlled by the variability of flows despite the heterogeneity of the hydrodynamic behaviors. This “chemostatic’’ behavior has been observed in many contexts at the global scale and can be attributed to the fast kinetics of carbonate weathering. However, Rio Negro spring shows a weak variability of TDS fluxes, as a result of low discharge variability. This is conditioned by his hydrogeological behavior (more inertial), which involves weak hydrodynamic and hydrochemical responses after rainfall events. As a

result, our results characterize the sensitivity of carbonate rocks weathering to hydroclimatic variability in tropical Andean environments. The weathering of Andean karstic areas represents 50% of the total of the dissolved fluxes exported by the Marañón River, the principal affluent of the Amazon river.

Keywords : *Karst, hydrochemistry, hydrodynamic, carbonate weathering,* Andes*, Amazon basin.*

Sommaire

Introduction **10**

Objectifs de la thèse *11*

Sélection de la zone d'étude de la thèse *11*

Organisation du manuscrit de thèse *12*

Les programmes de recherche dans lesquels s'inscrit la thèse *12*

1 Chapitre 1 : Site d'étude et acquisition de données **14**

1.1 Contexte géographique *14*

1.2 Contexte géologique *15*

1.2.1 Histoire géologique 15

1.2.2 Stratigraphie 17

1.3 Contexte Hydrologique et Climatique *19*

1.3.1 Précipitations 19

1.3.2 Température 22

1.3.3 Hydrologie 23

1.4 Mise en place du réseau de mesures et acquisition de données sur l'Alto Mayo *26*

1.4.1 Mesure des paramètres hydrodynamiques : niveaux d'eau et débits 27

1.4.2 Mesure de la pluviométrie 30

1.4.3 Mesure de paramètres physico-chimiques aux exutoires 33

1.4.4 Échantillonnage et analyses hydrogéochimiques 34

1.5 Critiques des données *35*

1.5.1 Données hydrologiques 35

1.5.2 Données physico-chimiques 36

2 Chapitre 2 : Caractérisation des systèmes étudiés : fonctionnement hydrogéologique et bilan hydrologique **40**

2.1 Estimation de la superficie des bassins d'alimentation des sources de l'Alto Mayo *40*

2.1.1 Précipitations 48

2.1.1 Evapotranspiration 54

2.1.2 Estimation de la pluie nette 55

2.1.3 Bilan 56

2.1.4 Synthèses 57

2.2 Approche hydrodynamique – Caractérisation par analyse corrélatoire *58*

2.2.1 Description des chroniques d'entrée et de sortie 59

2.2.2 Étude des débits classés 61

2.2.2.1 Source de Palestina 63

2.2.2.2 Source de Tio Yacu 65

2.2.2.3 Source de Aguas Claras 66

2.2.2.4 Source du Rio Negro 69

2.2.3 Analyse des courbes de récession 70

2.2.3.1 Source de Palestina 73

2.2.3.2 Source de Tio Yacu 74

2.2.3.3 Source de Aguas Claras 74
2.2.3.4 Source de Rio Negro 75
2.2.3.5 Synthèse indices de Mangin 75
2.2.4 Analyse corrélatoire 76
2.2.4.1 Pluies journalières 77
2.2.4.2 Source de Palestina 78
2.2.4.3 Source de Tio Yacu 79
2.2.4.4 Source d'Aguas Claras 82
2.2.4.5 Source du Rio Negro 84
2.2.5 Synthèses 86

2.3 Analyse de la réponse hydrogéochimique 87
2.3.1 Caractéristiques hydrogéochimiques des aquifères étudiés 87
2.3.2 Variabilité saisonnière de la composition hydrogéochimique des sources de l'Alto Mayo 93
2.3.3 Contribution des isotopes de l'eau ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ et ^{3}H) à la caractérisation des systèmes étudiés 100
2.3.4 Synthèse 104

3 Chapitre 3 : Bilan d'altération du karst tropical andin de l'Alto Mayo 105

3.1 Dynamique de production des éléments majeurs dissous aux exutoires des systèmes karstiques de l'Alto Mayo 105

3.2 Dynamique de production des matières dissoutes estimée à partir de données TDS à haute fréquence 109
3.2.1 Relation TDS et CE 109
3.2.2 Relation débit – TDS à pas de temps journalier 112

3.3 L'altération dans les systèmes karstiques de l'Alto Mayo 114
3.3.1 Méthodes de calcul des flux d'altération et limites des différentes approches utilisées .. 114
3.3.2 Bilan de l'altération dans les systèmes karstiques de l'Alto Mayo 118
3.3.2.1 L'altération des systèmes karstiques de l'Alto Mayo dans le contexte du bassin amazonien 121

3.4 Synthèse 122

4 Conclusion 124

Bibliographie 127

Table des illustrations 133

Table des tableaux 138

Introduction

L'altération joue un rôle majeur dans les cycles biogéochimiques à travers la consommation de CO_2 atmosphérique, la mobilisation des espèces ioniques depuis les continents vers les océans, et la libération de nutriments utiles pour les écosystèmes. La chimie des eaux continentales reflète les processus d'altération des roches et est principalement dominée par l'altération des carbonates et des silicates (Gaillardet *et al.*, 1999; Meybeck, 2003). L'altération des silicates a été largement étudiée en raison du « feedback » négatif qu'elle génère dans le cycle du CO_2 sur de longues échelles de temps (Ibarra et al., 2017 ; Gaillardet et al., 1999 ; Berner et al., 1983).

L'altération des carbonates a reçu un intérêt moindre, étant considérée comme négligeable dans la régulation du CO_2 atmosphérique à l'échelle des temps géologiques (0.5 à 1 Myr). Cela s'explique par le fait que le flux de CO_2 atmosphérique consommé par l'altération des carbonates est compensé par un flux équivalent de CO_2 libéré dans l'atmosphère lors du dépôt de carbonates dans l'océan. Ce processus est représenté par l'équation suivante :

$$CaCO_3 + H_2O + CO_2 \rightleftarrows Ca^{2+} + 2HCO_3^-$$

La réaction de gauche à droite implique la consommation de 1 mole de CO_2 atmosphérique par l'altération de carbonates. Cette consommation est balancée par l'équation inverse qui libère 1 mole de CO_2 au moment de la précipitation de Ca-carbonates dans les eaux sursaturées en Ca-carbonates de l'océan, sur de longues échelles de temps. A court terme, l'altération des carbonates est cependant un important puits de CO_2, en raison de la rapide cinétique de dissolution des carbonates (Lerman *et al.*, 2007; Berner et Berner, 2012; Cao *et al.*, 2016; Gaillardet *et al.*, 2018). En effet l'altération des carbonates représente 94% de la consommation mondiale de CO_2 par altération (Liu *et al.*, 2011) et est responsable de 45 à 60% des espèces chimiques totales dissoutes, malgré leur faible surface d'affleurement (Gaillardet *et al.*, 1999; Meybeck, 2003). Ces flux sont contrôlés principalement par des facteurs environnementaux (température, précipitation, distribution des plates-formes de carbonates, fertilisation des écosystèmes, CO_2 atmosphérique/biogénique) sujets à des changements rapides pour des échelles de temps courtes (Petit *et al.*, 1999; Wang *et al.*, 2004; Siegenthaler *et al.*, 2005; Lüthi *et al.*, 2008). Par conséquent, la quantification du taux d'altération des carbonates et la consommation de CO_2 associée a récemment pris un majeur intérêt.

Les zones tropicales présentent également un rôle majeur dans l'exportation du flux des continents vers l'océan (Gaillardet *et al.*, 1999; Meybeck, 2003). Elles représentent près de 20% de l'exportation de matières dissoutes vers l'océan. A lui seul, le bassin Amazonien exporte près de 7% du flux mondial de matières dissoutes (Moquet *et al.*, 2016). Dans le domaine andin du bassin amazonien, les zones karstiques ont un rôle prépondérant sur la géochimie du fleuve et sur les bilans de consommation de CO_2 liés aux processus d'altération (Moquet et al., 2011) malgré la faible surface qu'elles couvrent (<0.5% du bassin de l'Amazone). Les domaines karstiques tropicaux ont ainsi un rôle important dans les flux de matières exportés et dans la consommation de CO_2.

À l'échelle globale, la température est un facteur de premier ordre dans l'intensité d'altération des carbonates (Gaillardet *et al.*, 2018). Ce paramètre contrôle deux phénomènes concurrentiels : d'une part les constantes d'équilibre thermodynamiques, qui régissent la

capacité de dissolution des carbonates et sont inversement proportionnelles à la température (*Zeebe and Wolf-Gladrow, 1997*), et d'autre part sur la production biogénique de CO_2 dans les sols qui augmente avec la température et l'humidité du sol (Romero-Mujalli *et al.*, 2018b). Ainsi, la concentration des produits d'altération issus des interactions eau-CO_2-roches, drainés par les eaux de surface soumises à un climat humide et des températures élevées est supérieure à celle des régions exposées à des températures plus froides. L'étude de bassins ne drainant que des terrains carbonatés est ainsi clé pour mieux comprendre les principaux paramètres qui sont responsables de l'altération des carbonates, notamment dans les zones tropicales, actuellement les moins étudiées (Gaillardet *et al.*, 2018; Romero-Mujalli *et al.*, 2018a).

Objectifs de la thèse

L'objectif général de cette thèse est de comprendre le rôle du karst andin tropical dans la dynamique de production du matériel dissous vers le bassin de l'Amazone. Pour ce faire, le fonctionnement hydrogéologique des aquifères du massif karstique de l'Alto Mayo, situé sur le versant oriental des Andes du Nord Pérou, a été étudié.

Pour mener à bien ce travail, les objectifs spécifiques suivants ont été abordés :

• Instrumenter et caractériser le fonctionnement hydrogéologique des systèmes karstiques andino-amazoniens du massif de l'Alto Mayo (haut-bassin du Rio Mayo).

• Définir les limites les bassins hydrogéologiques des aquifères étudiés, sur la base du bilan hydrologique.

• Analyser les liens entre la variabilité des réponses hydrologiques des systèmes karstiques et les dynamiques des flux de matières dissoutes dans le massif de l'Alto Mayo, afin de comprendre les principaux mécanismes agissant sur l'altération des carbonates.

• Quantifier les flux d'éléments dissous exportés vers l'Amazone par les karsts andins

• Estimer la part de CO_2 atmosphérique consommée par la dissolution du karst andino-amazonien.

Sélection de la zone d'étude de la thèse

Dans le cadre des programmes de recherche précédents, et en considérant que l'hydrogéochimie des zones karstiques de la région andino-amazonienne est très peu étudiée, nous avons ciblé pour notre étude quatre sources karstiques du massif de l'Alto Mayo : les sources de Palestina, de Tio Yacu, d'Aguas Claras et de Rio Negro. Ces sources, captées pour l'alimentation en eau potable des villes de la région, sont drainées par le Rio Mayo vers le Rio Huallaga, affluent du Rio Marañón, principal contributeur de l'Amazone au Pérou.

Ce choix a été dicté par la concentration de nombreux exutoires karstiques dans une région d'accès relativement aisé, la proximité de deux stations de l'Observatoire HYBAM (HYdrologie et Biogéochimie du Bassin AMazonien) sur les fleuves amazoniens, observatoire mettant à disposition leurs séries hydrologiques et géochimiques, et enfin une connaissance plus fine du karst du fait des nombreuses expéditions spéléologiques sur ce massif depuis 2003.

L'utilisation des données hydrochimiques des deux stations du SNO HYBAM, localisées au piedmont andin (Rio Marañón à Borja et Rio Huallaga à Chazuta) permettra de contrôler les flux exportés par le massif étudié vers l'Amazone.

Organisation du manuscrit de thèse

Après un premier chapitre de présentation de la zone d'étude et du réseau de mesure mis en place, le chapitre 2 décrira le fonctionnement hydrogéologique des systèmes karstiques étudiés à partir des observations hydrogéologiques et des traceurs hydrogéochimiques réalisées dans le cadre de cette thèse, et proposera des éléments pour la délimitation de leurs impluviums. Les différents cycles hydrologiques dans ces bassins seront présentés avec l'objectif de comprendre l'influence de chaque système sur la genèse de leurs débits.

Dans le chapitre 3, les bilans annuels de production de matières dissoutes des systèmes karstiques étudiés seront présentés et le rôle des caractéristiques climatiques et hydrogéologiques sur leurs dynamiques de production sera discuté. Pour cela, la relation entre les concentrations des ions et le débit sera utilisé afin de décrire la réponse des concentrations aux variations du débit. La description de la dynamique de production de la charge totale dissoute (TDS) sera également analysée, au moyen d'une chronique de données à haute fréquence (pas de temps journalier) obtenue via des sondes de mesures installées aux exutoires.

Les flux de matières dissoutes exportés par les sources de l'Alto Mayo seront ainsi calculés sur davantage de données que les TDS ponctuelles estimées classiquement à partir des échantillonnages réguliers à ces exutoires. La sensibilité de l'estimation du flux aux fréquences de suivi sera également évaluée et discutée.

Les programmes de recherche dans lesquels s'inscrit la thèse

Ce travail est le résultat d'une collaboration entre les SNO HYBAM et SNO KARST. Le **SNO HYBAM,** porté par le GET Toulouse (IRD/CNRS/Université de Toulouse/OMP) et ses partenaires sud-américains, mesure les flux hydriques, sédimentaires et géochimiques des principaux tributaires de l'Amazone, depuis le piedmont andin et jusqu'à l'Atlantique. Conscient de l'importance des apports karstiques andins, ce SNO HYBAM, en association avec le LMI Paléotraces de l'IRD, le SNO KARST et l'IGP de Lima, a mis en place depuis 2011 un réseau de suivi des variables hydrogéologiques et hydrogéochimiques des principales sources karstiques de l'Alto Mayo.

Le **SNO KARST** (Service National d'Observation sur le KARST) a été labellisé en 2014 par l'INSU et le CNRS avec pour objectif de renforcer le partage des connaissances et de promouvoir la recherche interdisciplinaire sur les systèmes karstiques. Il s'appuie sur un réseau de 9 observatoires et équipes de recherche, qui fournissent : (i) des observations long-terme, en particulier des variables hydro-géochimiques, sur un panel de sources représentatif des différentes types d'environnements carbonatés karstiques (données accessibles à la communauté scientifique sur le site du SNO KARST: https://sokarst.org/), (ii) des outils open-source à destination des étudiants, chercheurs et opérationnels, (iii) une expertise collective forte, couvrant une large gamme d'outils et d'approches (Jourde *et al.*, 2018a, 2018b).

Ce travail a ainsi bénéficié d'une dynamique d'échanges de données et d'expertise fructueuse au sein du réseau d'observatoires du SNO KARST, en coopération avec le **SNO HYBAM** à travers le co-encadrement de cette thèse.

Cette thèse a également été financée par le Fonds National pour le Développement Scientifique, Technologique et d'innovation technologique du Pérou (FONDECYT), sur le contrat Nro. 226-2015-FONDECYT.

1 Chapitre 1 : Site d'étude et acquisition de données

1.1 Contexte géographique

Le massif karstique du Cerro Blanco se situe au nord du Pérou, dans la région de San Martin, à 700 km au nord de Lima (Capitale du Pérou). La zone d'étude correspond au haut-bassin versant du Rio Mayo (Alto Mayo), affluent de rive gauche du Rio Huallaga, lui-même affluent de rive droite du Rio Marañón, formateur de l'Amazone (Figure 1-1).

Le site d'étude présente une configuration topographique complexe, avec des altitudes s'étageant de 800 mètres au piedmont jusqu'à près de 4000 mètres sur les sommets. La principale unité géographique présente est la « Faja Subandina » situé à l'est de la « Cordillera Oriental » (Figure 1-1). La « Faja Subandina », est caractérisée par un relief accidenté et une abondante végétation. Elle fait partie également de la zone de transition entre les Andes et l'Amazonie qui contient une riche biodiversité. La « Cordillera Oriental » dont les altitudes est caractérisée par la présence de vallées glaciaires et de lacs alto-andins. On y observe une faible végétation arbustive et la présence de prairie d'altitude (« ichu ») couvrant le sol (Sanchez, 1995).

Les principales rivières superficielles traversant le massif karstique naissent près de la zone de la Cordillera Oriental, et sont drainées vers le nord-est par la dépression de l'Alto Mayo. Au sud du massif se trouvent des vallées formées le long des axes synclinaux, suivant la direction NO-SE. Les sources étudiées dans cette thèse sont toutes situées sur le piedmont andino-amazonien, entre 800 et 1000 mètres (Figure 1-1).

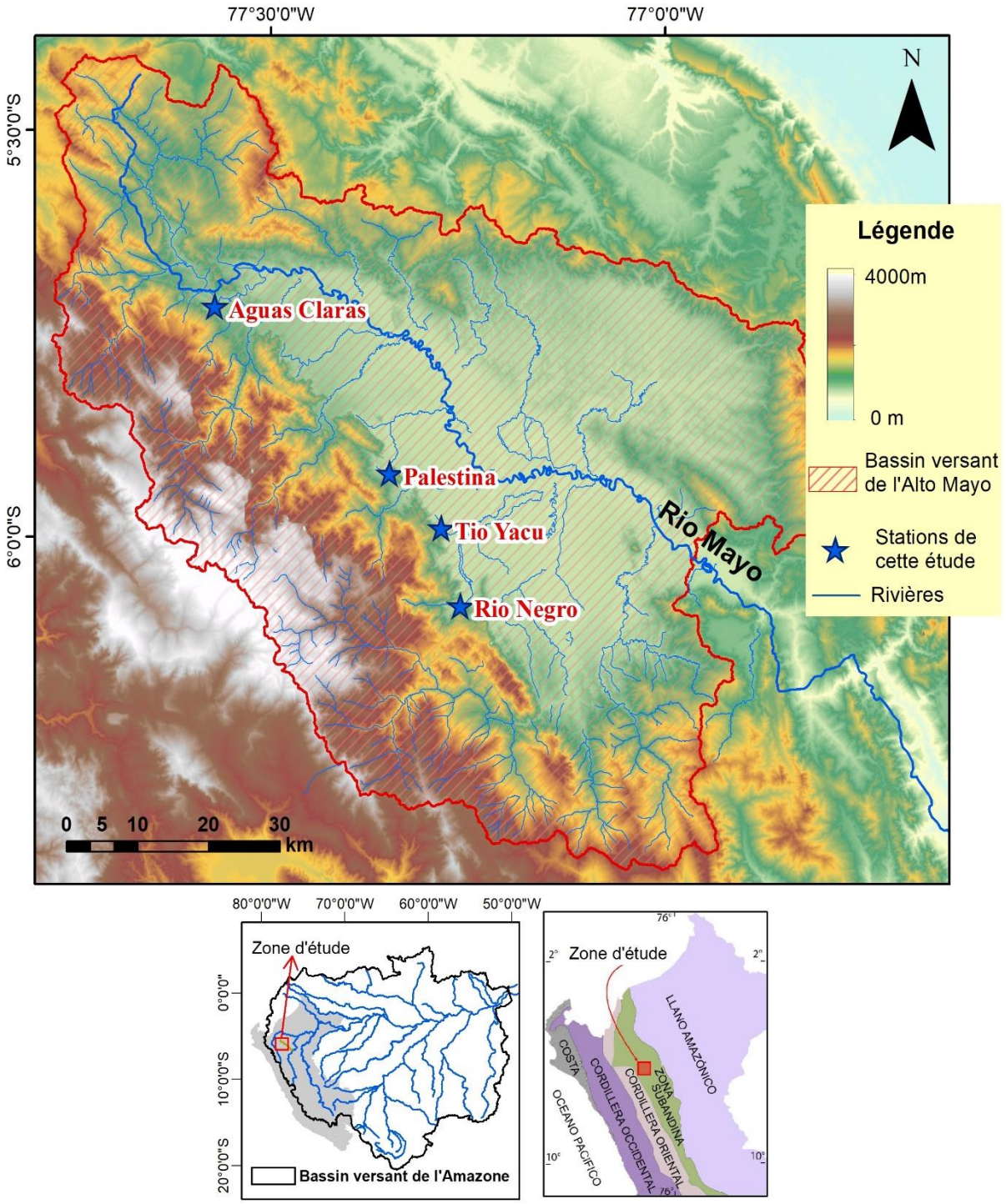

Figure 1-1 : Carte de situation géographique du bassin versant du Rio Mayo (Pérou).

1.2 Contexte géologique

1.2.1 Histoire géologique

Les Andes ont subi deux importants cycles orogéniques : le cycle pré-Andin et le cycle Andin. Les sédiments affleurant dans les massifs étudiés ont été déposés principalement au cours du cycle pré-Andin (Précambrien – Paléozoïque / Permien tardif – Trias).

La sédimentation des formations géologiques présentes dans le massif a été contrôlée par des failles normales du Permo-Trias, inversées après l'inversion tectonique du Crétacé

supérieur, qui ont conduit à des zones structurelles propices à la localisation des ressources naturelles (ex. le pétrole, le gaz) (Rodríguez et Cueva, 2010).

Période « Pré-Andine » :

Les roches du groupe Mitu ont été déposées dans un rift continental du Trias-moyen. Elles recouvrent les structures horst et graben du socle paléozoïque, tel que le complexe Marañón (Rosas *et al.*, 2007; Rodríguez et Cueva, 2010). Ce rift, qui a été actif le long de la marge Pacifique du Pérou pendant la période allant de -245 à -220 Ma, s'est produit principalement en absence de subduction et se termine avant la formation d'une croûte transitoire extensive (Spikings *et al.*, 2016).

Au cours du Trias tardif et du Jurassique moyen, sous un régime de rift à post-rift, les carbonates marins du groupe Pucará se sont déposés de manière discordante sur les sédiments du groupe Mitu (Fontbote et Gorzawski, 1990; Rosas *et al.*, 2007). Le groupe Pucará est composé, de bas en haut, par la formation Chambara, la formation Aramachay et la formation Condorsinga. Pendant le dépôt sédimentaire les formations Chambara et Condorsinga ont eu une forte production de carbonates en eaux peu profondes, en équilibre avec la subsidence. La formation Aramachay est marquée par des conditions de basse production de carbonates en eau profonde, ce qui a abouti à une couche argileuse riche en matière organique et une source importante d'hydrocarbures (Rosas *et al.*, 2007). La formation Condorsinga est recouverte de façon discordante par les sédiments continentaux de la formation Sarayaquillo.

Orogénèse andine :

À partir du Crétacé supérieur apparaissent les premiers reliefs de l'orogénèse andine. Cette orogénèse a produit des phases de compression qui ont favorisé les jeu inverse des failles du socle (Rosas *et al.*, 2007; Rodríguez et Cueva, 2010) et le développement d'un bassin compressif d'avant-pays.

La zone de sédimentation d'avant pays résulte de l'interaction entre une tectonique de couverture et une tectonique de socle. La tectonique de couverture est contrôlée par la distribution géographique d'un important niveau d'évaporites d'âge permien terminal (Hermoza *et al.*, 2005; Eude *et al.*, 2015; Calderon *et al.*, 2017). La tectonique de socle est contrôlée par la réactivation d'une chaine plissée fossile du Permien moyen pendant la compression andine. Cela produit d'importants séismes crustaux et destructeurs dans la région (Calderon *et al.*, 2017). La région d'étude est ainsi située dans la zone la plus active sismiquement de la zone sous-andine péruvienne (Tavera et Buforn, 2001; Devlin *et al.*, 2012; Villegas-Lanza *et al.*, 2016). Cette tectonique de socle est aussi à l'origine d'importants reliefs structuraux comme l'anticlinal du Cerro Blanco (Figure 1-2), qui est le résultat de la propagation d'une faille à vergence ouest (Calderon *et al.*, 2017). Cet anticlinal de direction NO-SE, le principal du massif étudié, est associé à des pendages entre 30º et 45º et, de la même façon que les autres plis présents dans le massif. Les principales failles du massif suivent aussi les directions NO-SE (Figure 1-2).

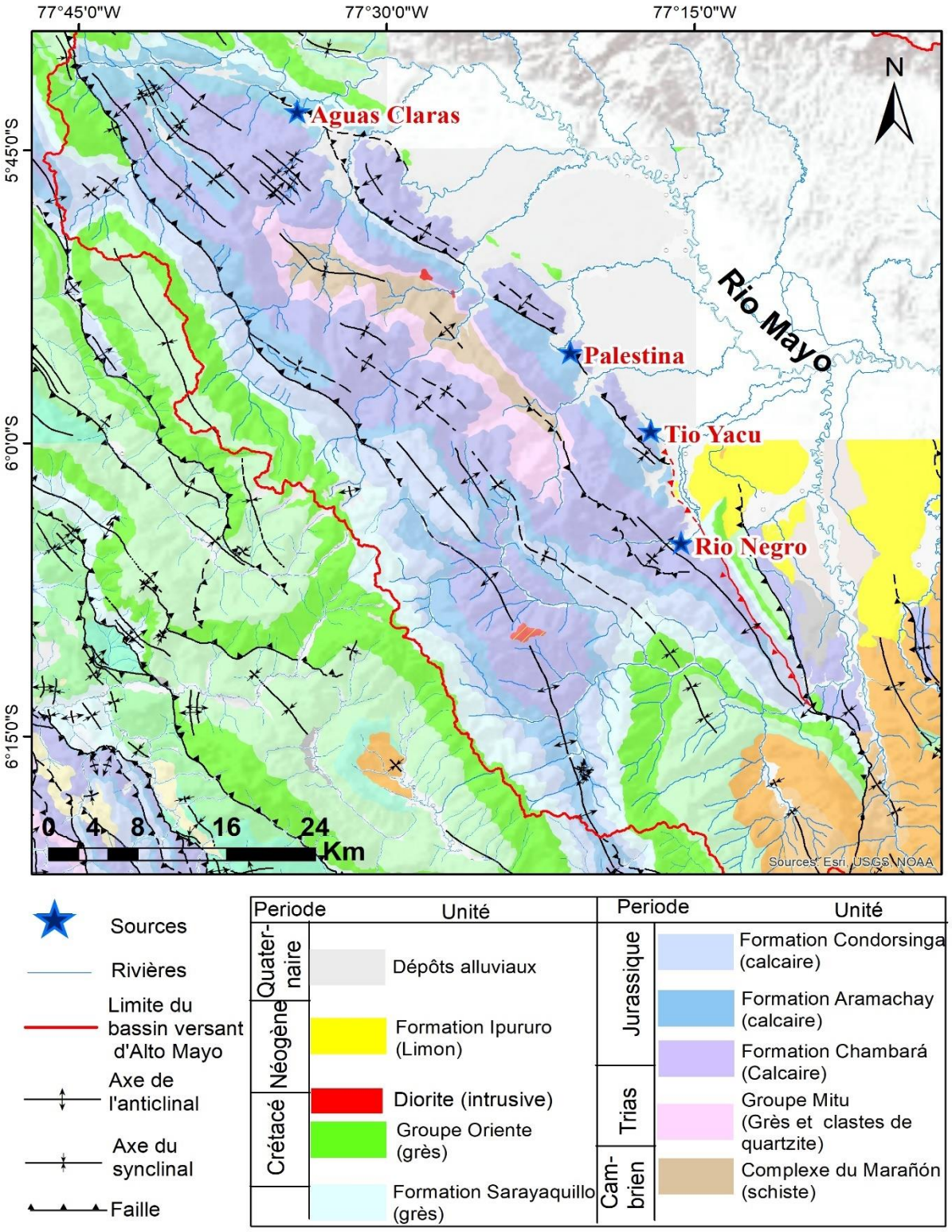

Figure 1-2 : Carte géologiques (1 :50,000) de l'Alto-Mayo (Pérou), et localisation des résurgences étudiées.

1.2.2 Stratigraphie

L'empilement sédimentaire du massif Cerro Blanco (Figure 1-4) est constitué du bas vers le haut par le :

Groupe Mitu (Trias inférieur) :

Ce groupe comprend principalement des conglomérats et des grès de couleur rouge avec des intercalations sporadiques de schistes rouges (Figure 1-4). Ils présentent généralement une bonne stratification, formant des couches supérieures à 30 cm. La succession sédimentaire est plus conglomératique vers la base, tandis que le toit est plus sableux et peut atteindre une épaisseur de 700 m (De la Cruz *et al.*, 1998; Rodriguez Mejía *et al.*, 2017).

Groupe Pucará (Trias supérieur au Jurassique moyen) :

Les gisements de ce groupe étaient contrôlés par un post-rift régional et une inondation marine au cours du Trias récent et du Jurassique ancien (Rosas *et al.*, 2007). Il est constitué de trois formations, qui sont de bas en haut : la formation Chambará, la formation Aramachay et la formation Condorsinga.

- La formation Chambará présente des strates plus fines à la base, qui s'épaississent vers le haut. La partie inférieure consiste en une séquence monotone de calcaires micritiques gris à noir, avec des nodules de chert en couches massives de 2 à 3 m d'épaisseur. Ces calcaires durs présentent une forte karstification : cavernes, dépressions fermées, drainage souterrain. La partie supérieure est composée de calcaires micritiques de couleur gris clair à gris foncé, en couches minces et ondulées de 0,1 à 0,4 m d'épaisseur. Ces calcaires contiennent dans certains cas des restes de mollusques et de nodules siliceux mal conservés.
- La formation Aramachay contient des calcaires bitumineux de couleur gris à noir et des calcaires argilo-limoneux de couleur marron foncé à noir, avec des intercalations de schistes noirs et de limons bitumineux. L'épaisseur des strates varie de 0.2 à 0.3m. Il existe aussi des faciès détritiques obscurs et d'abondants fossiles.
- La formation Condorsinga est composée d'une séquence calcaire micritique avec certains niveaux dolomitiques (Figure 1-3). Les strates sont plus fines à la base et s'épaississent vers le haut, elles peuvent varier de 0.2 à 1 m d'épaisseur.

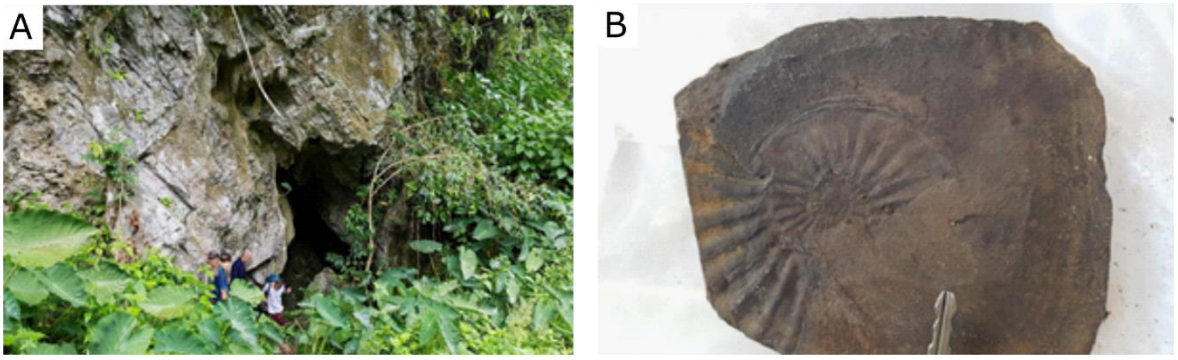

Figure 1-3 : Formations du groupe Pucará. A : Formation Chambara. B. Formation Aramachay dans le domaine d'étude.

Formation Sarayaquillo (Jurassique supérieur) :

Cette formation contient dans sa partie inférieure des schistes rouges avec des intercalations des grès de couleur rouge, jaune et verte. Dans sa partie supérieure, il contient des intercalations de grès de couleurs blanc à marron.

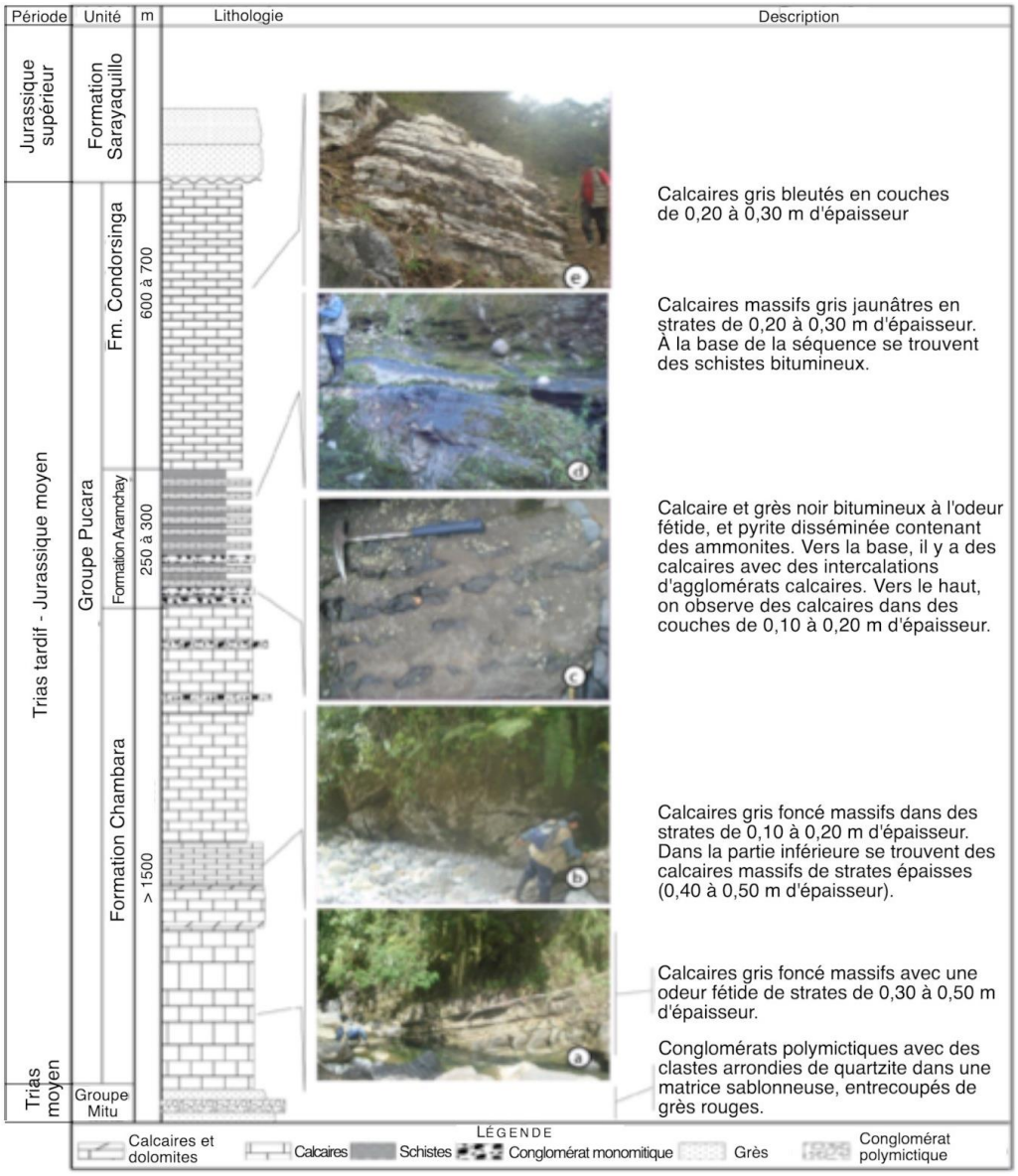

Figure 1-4 : Log stratigraphique du Groupe Pucará dans le massif de l'Alto Mayo (Rodriguez Mejía et al., 2017)

1.3 Contexte Hydrologique et Climatique

1.3.1 Précipitations

La zone de transition Andes/Amazonie fait partie des régions les plus pluvieuses du monde avec une distribution spatiale des précipitations particulièrement complexe (Chavez et Takahashi, 2017). Ainsi, les zones exposées directement au front amazonien peuvent recevoir des précipitations plus importantes que les zones de montagne, même situées à proximité (Espinoza *et al.*, 2015). Le massif du Cerro Blanco, est localisé sur le front est des Andes, ce qui explique qu'il reçoit d'abondantes précipitations (Figure 1-5)

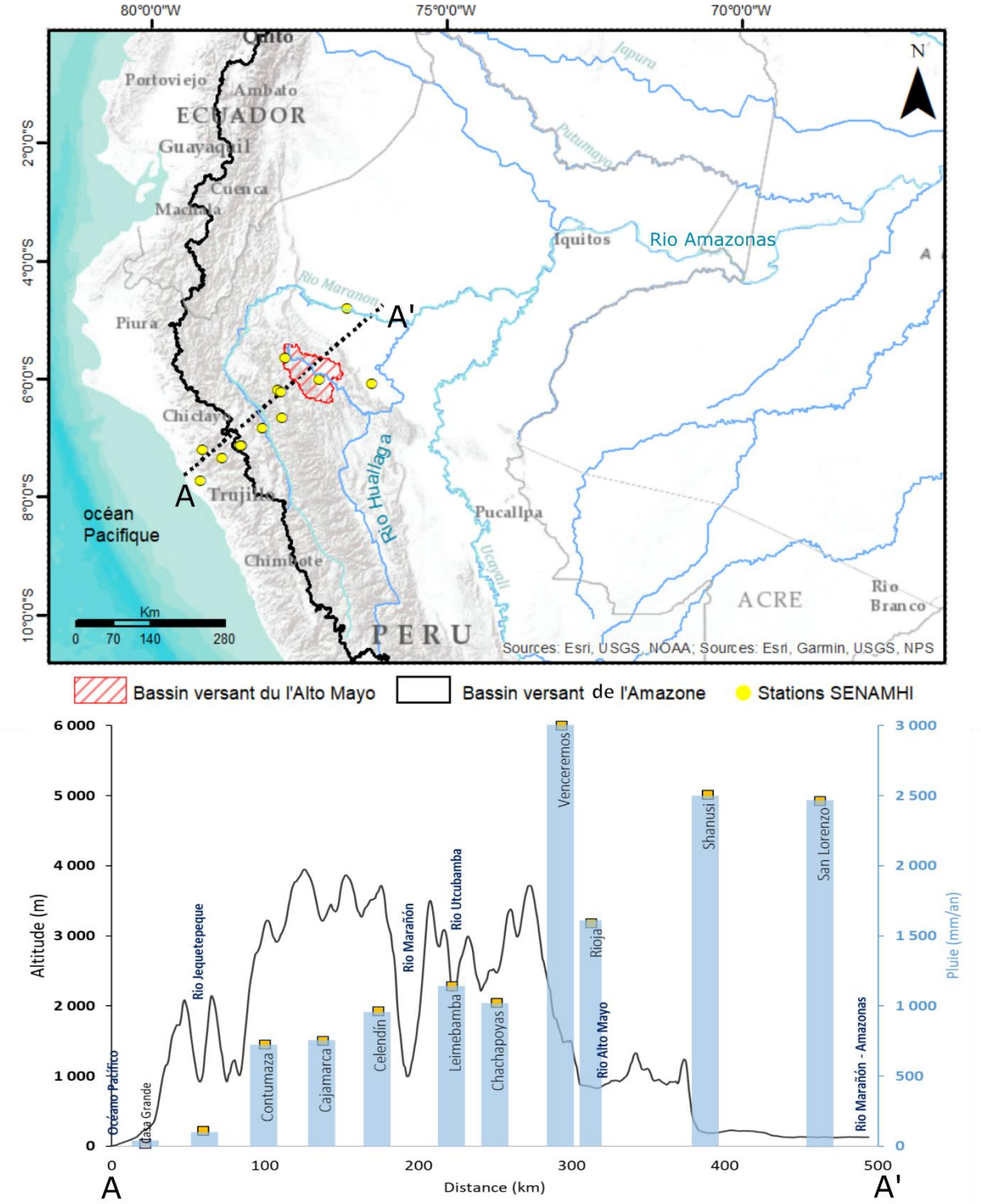

Figure 1-5 : Profil topographique (section A-A') et la pluviométrie moyenne annuelle le long de ce profil (données SENAMHI 1981 - 2018). L'information relative à la station de Venceremos provient d'une publication de l'INRENA, (2008).

Le régime des précipitations dans la région d'étude présente un comportement bimodal, avec un premier pic en octobre-décembre et un deuxième pic plus important en février-avril, séparés par une saison sèche peu marquée (Figure 1-6). Ce comportement est caractéristique des zones andines tropicales entre les 5°S et 8°S (Laraque *et al.*, 2007; Espinoza *et al.*, 2009;

Segura *et al.*, 2019). Segura *et al.*, (2019), montrent que la pluie sur la période février - avril est associée à la migration vers le sud de la zone de convergence intertropicale, tandis que celle d'octobre - décembre est liée au transport d'humidité de l'Amazonie équatoriale vers l'ouest. Dans la zone d'étude une année hydrologique s'étend donc de septembre á septembre.

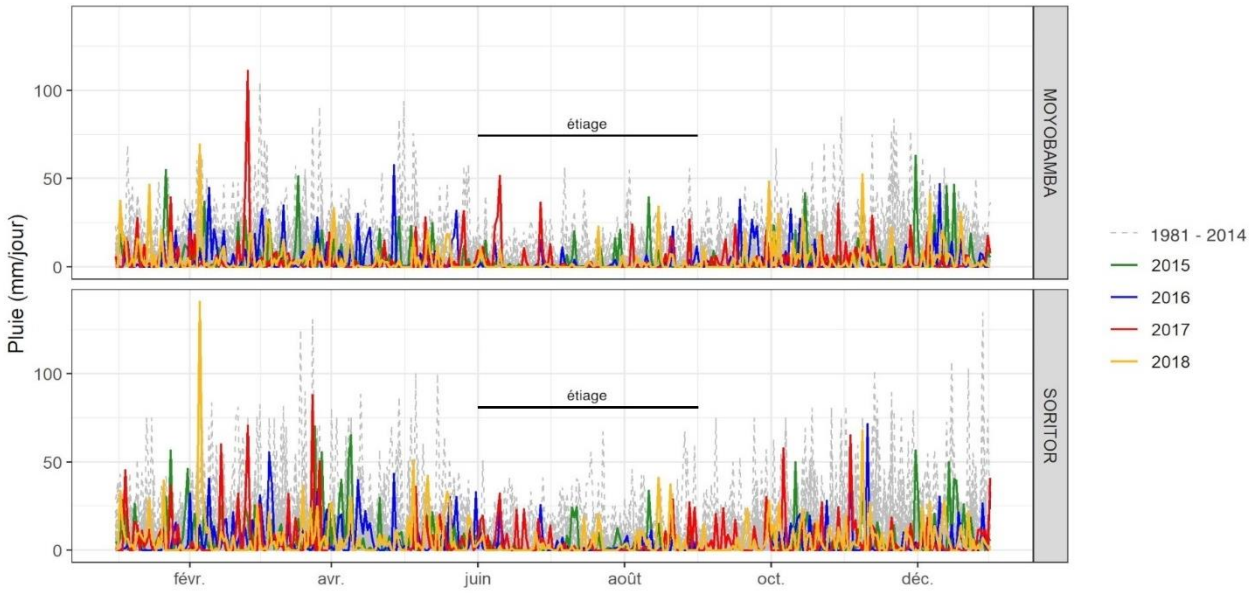

Figure 1-6 : Pluie journalière au long de l'année pour la période 1981 à 2018 aux stations de Moyobamba et Soritor.

Depuis 1965 (début des observations par le SENAMHI), la pluie annuelle en Amazonie péruvienne ne montre pas une tendance significative à l'augmentation ou à la diminution (Lavado Casimiro *et al.*, 2013). Ce même comportement est observé à l'échelle du bassin versant de l'Alto Mayo à la station de Moyobamba (Figure 1-7). Des périodes humides extrêmes ont été cependant reportées dans les années 2009, 2012 et 2014, ainsi que des sécheresses extrêmes en 2005, 2010 et 2016. Cette dernière sècheresse a été reportée comme la plus sévère en Amazonie pour la période de décembre à mars (Jiménez-Muñoz *et al.*, 2016; Erfanian *et al.*, 2017; Aragão *et al.*, 2018). Ces auteurs montrent que la sévérité de cet évènement n'était pas seulement liée au réchauffement anormal de la superficie du Pacifique tropical (El Niño) et/ou de l'Atlantique tropical, comme cela avait été le cas pour les évènements de 2005 et 2010, moins sévères. Ainsi, les pics historiques de température et de déforestation de l'année 2016 ont pu avoir une forte influence dans l'intensité de la dernière sècheresse (Erfanian *et al.*, 2017).

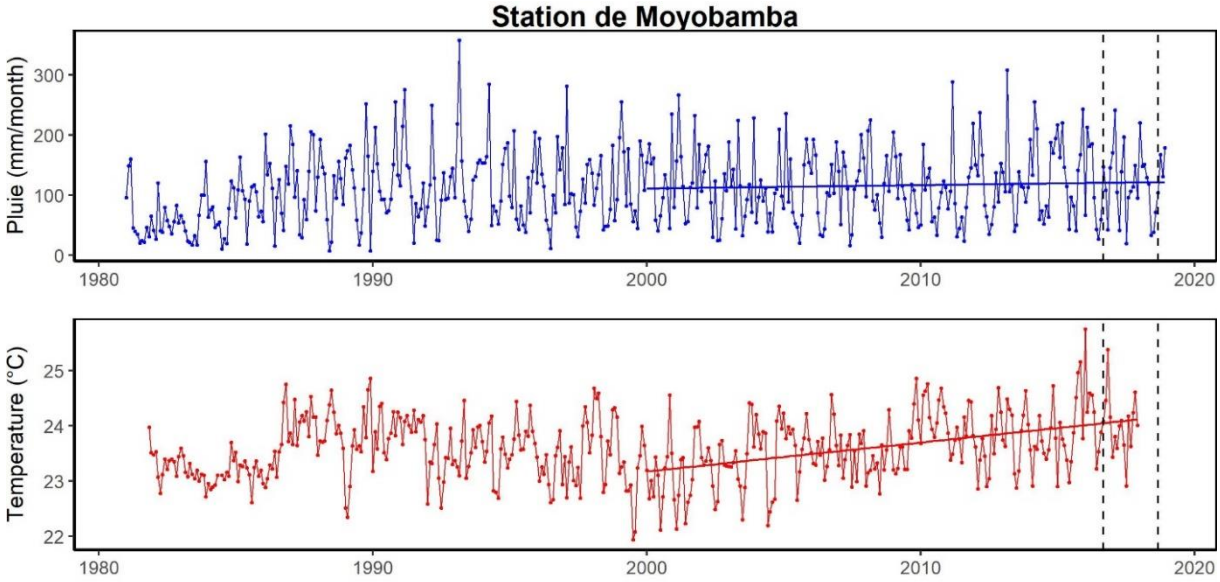

Figure 1-7 : Pluie et température mensuelle à la station de Moyobamba. Les tendances pour les années 2000 - 2018 sont représentées par les lignes transversales.

La forte sècheresse reportée en Amazonie entre décembre et mars de l'années hydrologique 2015-2016, n'est pas reportée dans notre zone d'étude (Figure 1-8). Une forte sécheresse a cependant été observée sur l'Alto Mayo durant la période humide (JFMA et OND) de l'année 2016-2017 qu'a connu son niveau le plus bas depuis l'année hydrologique 2009-2010 (Figure 1-8). En contraste, pendant cette année 2016-2017, la période sèche (JJA) a atteint la pluviométrie la plus élevée depuis les années 80. Ces années hydrologiques sont importantes à souligner car elles correspondent aux périodes d'échantillonnage des sources dans notre zone d'étude.

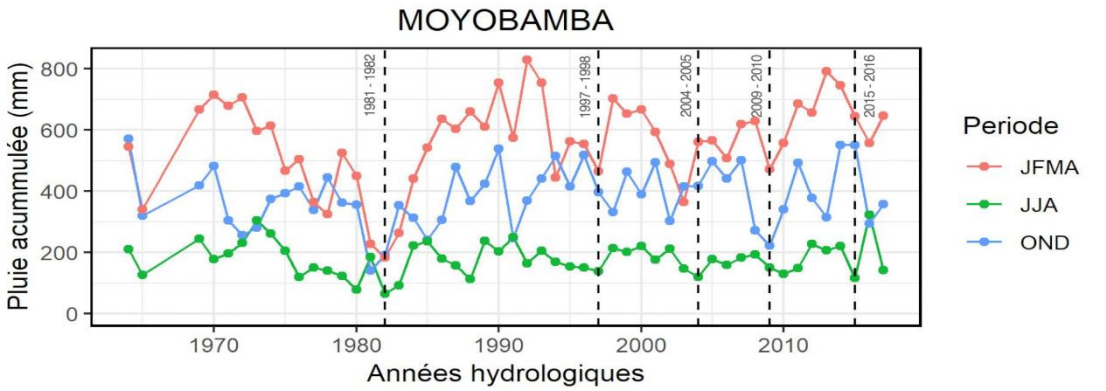

Figure 1-8 : Pluie à la station de Moyobamba accumulée sur les périodes humides (octobre à décembre – OND et janvier à avril - JFMA) et sèches (juin à août - JJA). Les lignes verticales en pointillés indiquent les années les plus sèches sur le bassin Amazonien.

1.3.2 Température

Dans le bassin du Rio Marañón, la température moyenne annuelle de l'air diminue avec l'altitude selon une relation linéaire qui correspond à une diminution de ~6ºC par 1000 m (Guyot et Lavado, 2004). Cette relation des températures moyennes annuelles de l'air en fonction de l'altitude est de la forme :

$T = -0{,}0058*alt + 28.545$ ($R^2 = 0.96$, n=7)
où T la température en °C et alt l'altitude en mètres.

La variation de la température montre une faible saisonnalité au cours de l'année, avec des minima observés entre juin et août (Figure 1-7).

Sur la période 1965–2007, il est reporté une augmentation d'environ 0.09°C par décade en Amazonie péruvienne (Lavado Casimiro *et al.*, 2013). Ce taux est plus fort que la moyenne mondiale (0.07 par décade). Dans notre zone d'étude, un taux d'augmentation similaire a été observé (Figure 1-7). Ainsi, l'année 2016 est l'année la plus chaude depuis 1950, ce qui a renforcé la sévérité de la sécheresse de cette même année (Jiménez-Muñoz *et al.*, 2016).

1.3.3 Hydrologie

Le régime hydrologique des sources karstiques et des rivières de la zone d'étude (bassin de l'Alto Mayo) répond au régime bimodal des précipitations (Figure 1-9). Sur les stations de l'Alto Mayo la première crue survient en novembre et la deuxième entre mars et avril (Figure 1-9). Le Rio Mayo à la station de Shanao (Puente Bolivia), dont débit moyen de 412 m^3/s, présente cette même variation avec un débit minimum de 250 m^3/s et un maximum de 545 m^3/s (Grandjouan *et al.*, 2017).

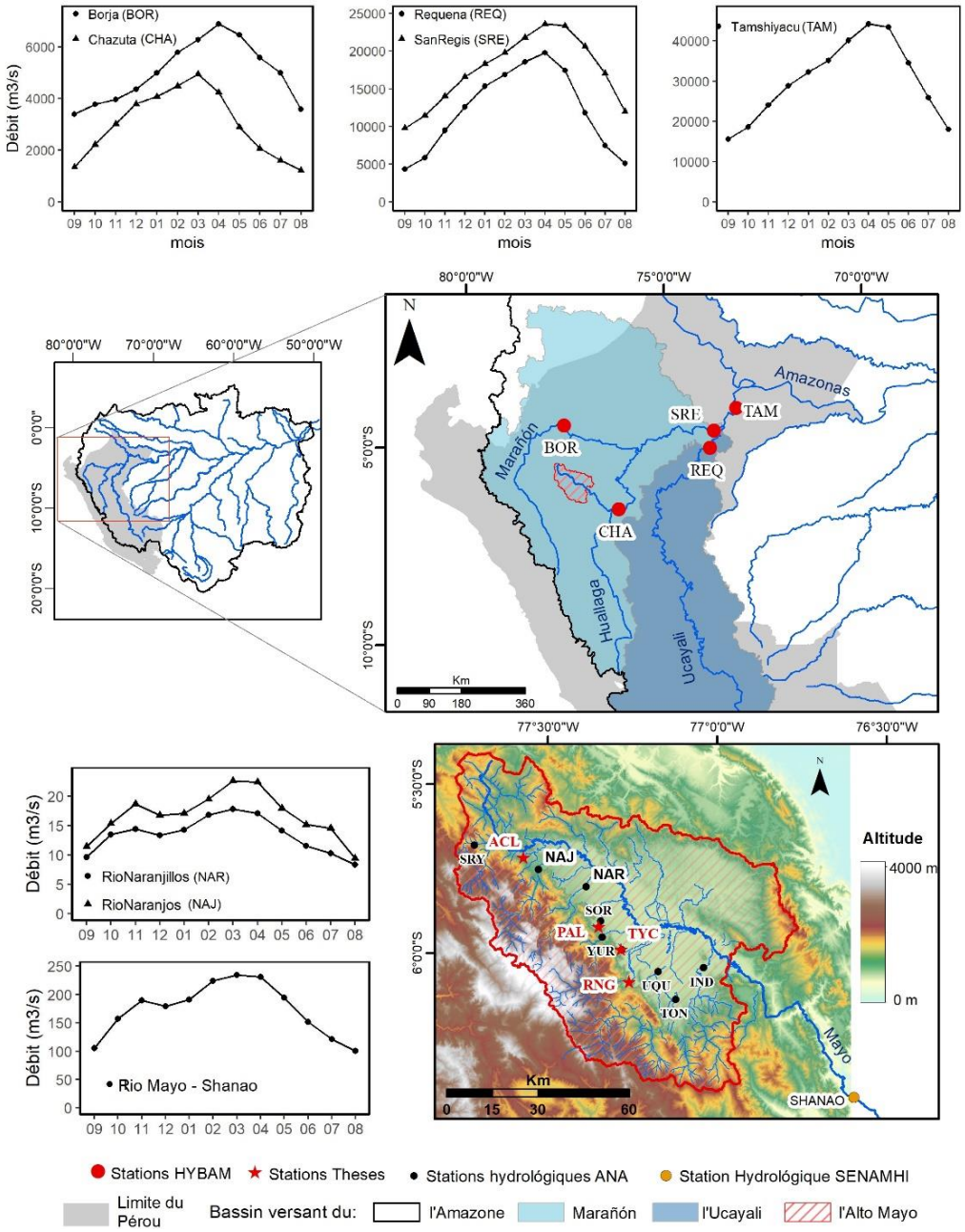

Figure 1-9 : Débits moyens mensuels aux stations hydrologiques du massif de l'Alto Mayo (2000-2014) et aux stations HYBAM et du haut Amazonas (2000 - 2017).

Plus en aval de la région de l'Alto Mayo, les stations du réseau HYBAM sur le bassin du Marañón (CHA, BOR, SRE), du Rio Ucayali (REQ) et du haut Amazonas (TAM), qui serviront pour le contrôle des flux dissous exportés depuis les zones karstiques, présentent un régime unimodal. Les stations de Chazuta (CHA) située sur le Rio Huallaga et de Borja (BOR) sur le haut Marañón, présentent des crues marquées en mars et avril respectivement. Ces deux stations sont situées au piedmont des Andes, et 90% de leurs bassins sont situés en zone montagneuse (andine). La station de San Regis (SRE, 43% dans les Andes) sur le rio Marañón, qui reçoit les apports du rio Huallaga et du haut Marañón, présente un débit moyen de 17 825 m^3/s sur la période 2000 -2014 et des crues marquées entre avril et mai. Ce pic de crue est observé en mai sur la station de Tamshiyacu (TAM), située en aval de la confluence des rios Marañón et

Ucayali près de la ville de Iquitos (Pérou), avec un débit moyen de 36 179 m^3/s pour la période 2000 -2017. Sur le rio Ucayali, la station de Requena (REQ, 50% dans les Andes) présente un débit moyen de 11 833 m^3/s et des crues marquées en avril.

Si les crues sont bien marquées durant les périodes précédemment évoquées, nous observons également des crues éclairs tout au long de l'année, y compris en période d'étiage (Figure 1-10). Ce phénomène s'atténue d'amont en aval et peut être attribué au mélange des apports des différents tributaires, à la propagation de l'onde de crue vers l'aval et au rôle tampon des zones inondées en aval.

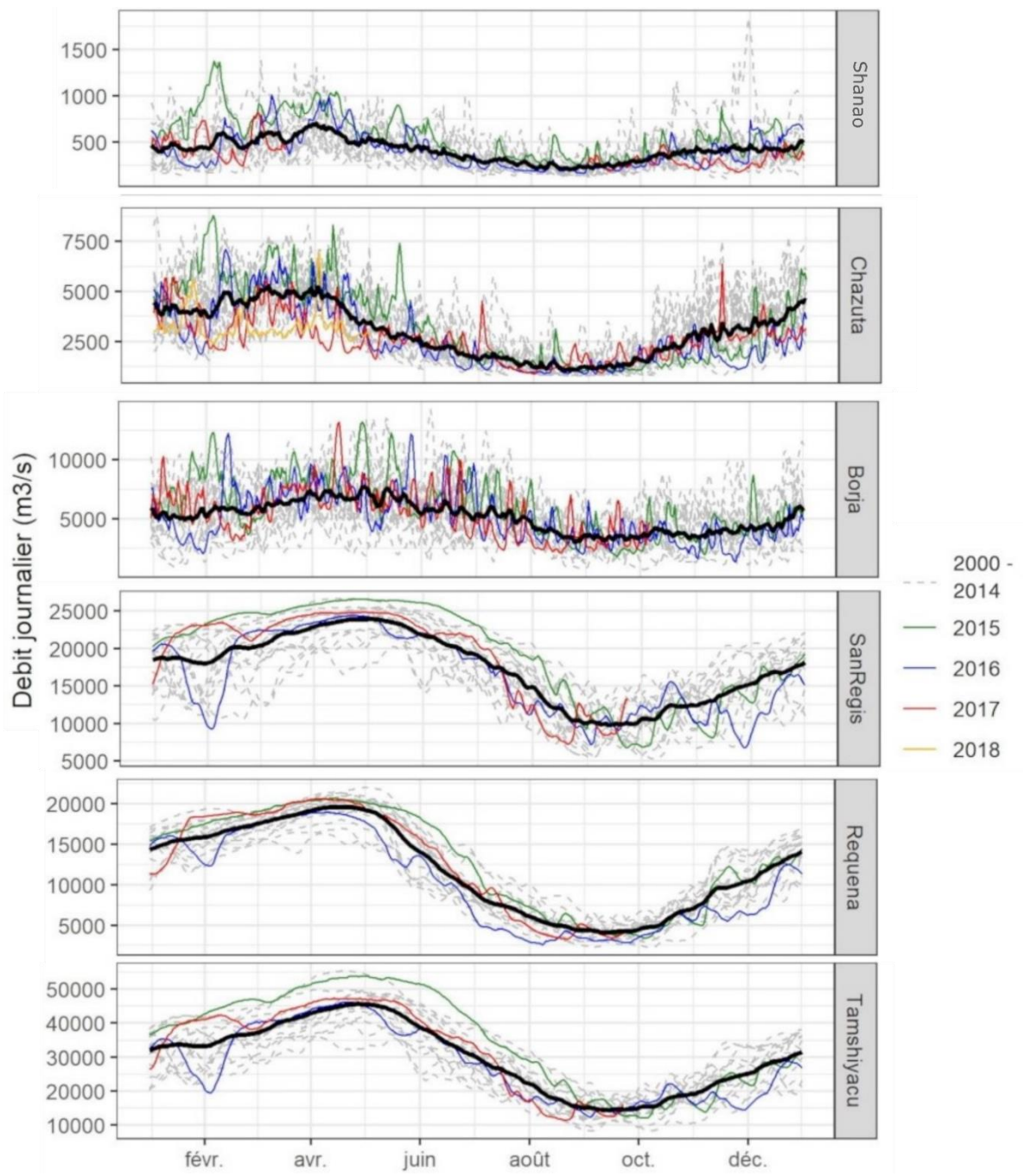

Figure 1-10 : Débits journaliers des rivières Mayo, Huallaga, Marañón, Ucayali et Amazonas (voir Figure 1-9 pour la localisation des stations) sur la période 2000 à 2018.

Le débit moyen annuel du Rio Mayo représente respectivement 13% et 2% du débit moyen du Rio Huallaga (station de Chazuta) et Marañón (station de San Regis). Le pourcentage de contribution moyenne mensuelle du Rio Mayo au débit du Rio Huallaga à la station CHA est compris entre 11% pour le mois de décembre à 19% en moyenne pour les mois de septembre (Figure 1-11). L'apport aux rios Marañón et Amazonas varie respectivement de 1.6% à 0.8% en juillet et de 3% à 1.5% en octobre et novembre. L'apport au Rio Amazonas est la moitié du l'apport au Rio Marañón a SRE.

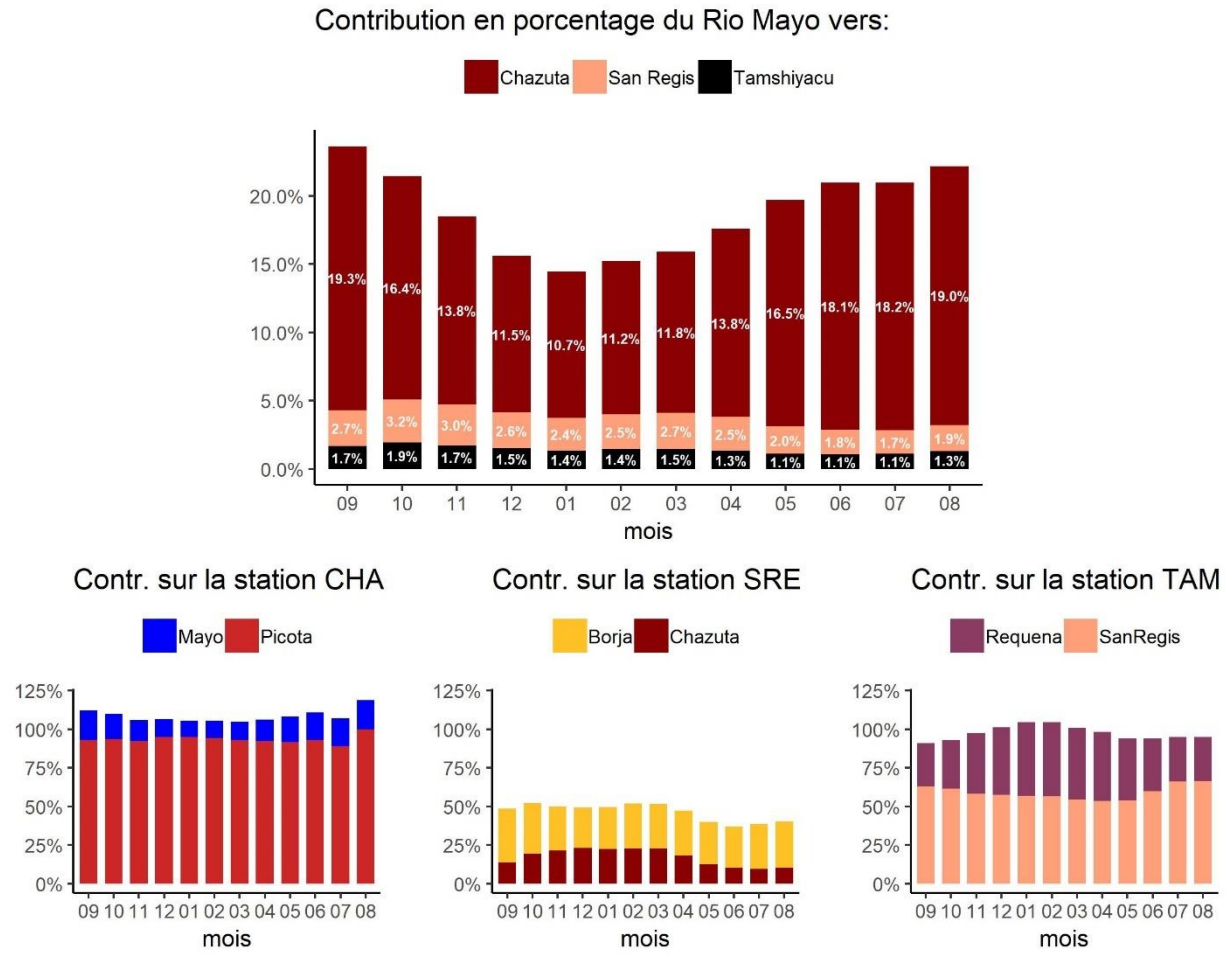

Figure 1-11 : Contribution (% moyenne mensuelle) de chaque rivière au débit des rios Huallaga (CHA), Marañón (SRE) et Amazonas (TAM) pour la période 2000 - 2017

1.4 Mise en place du réseau de mesures et acquisition de données sur l'Alto Mayo

En raison d'un intérêt scientifique croissant porté au rôle des karsts andins dans l'hydrochimie des eaux de l'Amazone, sous l'impulsion de Jean Loup Guyot (IRD, GET Toulouse), le SNO HYBAM en association avec le LMI Paléotraces de l'IRD, le SNO-KARST et l'IGP de Lima, a mis en place depuis 2011 un réseau de suivi des variables hydrologiques et géochimiques des sources karstiques dans le massif de l'Alto Mayo (Figure 1-2).

Ce consortium a permis l'acquisition d'équipements de mesure, et leur installation progressive sur les principaux exutoires karstiques du massif. Depuis 2016, un suivi géochimique régulier a été mis en place au niveau des stations hydrométriques grâce au financement de ce doctorat par le FONDECYT du Pérou.

La Figure 1-2 présente les stations du réseau de mesure utilisées dans le cadre de ce travail. Ces stations ont été stratégiquement placées sur les résurgences les plus importantes en terme de débit, et mesurent les flux hydriques au pas de temps horaire. Le suivi géochimique des eaux s'effectue au pas de temps bimensuel. Les prélèvements sont confiés à des opérateurs locaux. La mesure *in-situ* des paramètres physico-chimiques (température, conductivité électrique et pH) est ainsi limitée aux campagnes de terrain (Tableau 1-4). Les données utilisées dans cette thèse ont été recueillies entre 2016 et 2018.

Les travaux réalisés dans le cadre de cette thèse ont nécessité l'utilisation de données issues d'autres producteurs :

- De données météorologiques issues des stations sol de la zone d'étude et des produits maillés de précipitation (PISCO, CHIRPS et WRF). Ces données ont été nécessaires à l'analyse hydrogéologique des bassins associés aux principales sources.
- Données hydrochimiques du SNO HYBAM, pour les stations localisées sur le piedmont andin du bassin du rio Marañón (Figure 1 -9). Ces données ont été prises en compte pour contrôler les flux exportés par le massif étudié vers l'Amazone.

1.4.1 Mesure des paramètres hydrodynamiques : niveaux d'eau et débits

Le réseau des stations hydrologiques a été installé par le SNO HYBAM. La station de la résurgence de Palestina (PAL) sur le Rio Jordan est la première station installée dans le massif pour les besoins du doctorat de James Apaéstegui (2014). Il s'agissait de mesurer la variabilité hydroclimatique à l'intérieur et à l'extérieur de la cavité (grotte de Palestina), pour en comprendre le fonctionnement hydrologique et calibrer le signal isotopique des spéléothèmes. Depuis mai 2011, cette station enregistre la conductivité électrique, la température et le niveau d'eau à une fréquence de 30 minutes avec un CTD DIVER jusqu'à septembre 2016 et avec une Solinst Levelogger à partir de novembre 2016. Les stations de Aguas Claras, Rio Negro et Tio Yacu (équipées avec des CTD DIVER) enregistrent les mêmes paramètres depuis septembre 2014, juin 2015 et septembre 2016 respectivement. Des baromètres (Baro-Diver) installés en divers points du massif permettent la compensation barométrique des mesures de pression réalisées. La précision de l'ensemble de ces mesures est indiquée dans le Tableau 1-1.

Tableau 1-1 : Précision et incertitude des sondes et appareil de mesures utilisés

Type Diver	**Précision**	**Résolution**
CTD Diver		
Pression	0.5cm H2O	0,2 cm H2O
Conductivité	0.1% de la mesure	1 µS/cm
Température	0,1°C	0,01°C
Baro Diver :		

Pression	0.5 cm H2O	0.03 cm H2O
Température	0.1°C	0.01°C
Solinst Levelogger (Model 3001 LTC) :		
Pression	0,5 cm	0,005 cm
Conductivité	2%	1 µS /cm
Température	0.1°C	0.1°C
Baro Logger :		
Pression	0.05 kPa	-
Température	0.05°C	0.003°C
Pluviomètre Davis		
Multi-paramètre (HQ40D-HACH) :		
pH	0.002	0.01
Conductivité	1 µS/cm	-
Température	0.3 °C	0.1°C

Pour définir les courbes de tarage (relation hauteur-débit), des jaugeages ont été effectués à chaque station. Des jaugeages ponctuels ont également été effectués sur d'autres sources du massif lors des campagnes de terrain, sous différentes conditions hydrologiques. L'utilisation de différentes méthodes de jaugeage (jusqu'à 3 méthodes) a été nécessaire, car chaque section de jaugeage présente ses propres caractéristiques (vitesses du courant, profondeur, dangers potentiels relatifs à la mise à l'eau de l'opérateur). Il nous a par ailleurs fallu nous adapter à la contrainte supplémentaire de la disponibilité de ces équipements.

- Jaugeages au moulinet mécanique ou électromagnétique

Des jaugeages point par point au moulinet mécanique (OTT C31) et/ou au courantomètre électromagnétique (EM-801) ont été réalisés aux stations de Palestina, Rio Negro (en basses eaux), Tio Yacu et Aguas Claras. Cette technique consiste à mesurer ponctuellement la vitesse de l'eau à différentes profondeurs et sur plusieurs verticales de la section transversale (Figure 1-12). Ces vitesses sont multipliées par la surface partielle de la section de chaque mesure.

Figure 1-12 : Jaugeages au moulinet à la station d'Aguas Claras

- Jaugeages par ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler)

Des jaugeages de la station de Rio Negro ont été réalisés par ADCP (modèle WorkHorse (WH) Rio Grande 1200 kHz). Cet équipement utilise la mesure de la variation de fréquence entre le signal émis et le signal renvoyé par les particules en suspension, pour calculer la vitesse de l'eau (effet Doppler). Les calculs sont automatiquement réalisés par un logiciel, en temps réel sur un ordinateur portable. Il permet à la fois de produire une carte des vitesses dans la section jaugée, et une approximation de la bathymétrie de la section. Lors du jaugeage effectué par cette technique, le fond de la rivière est considéré stable et utilisé comme référence pour calculer la vitesse des particules (méthode Bottom Track).

Figure 1-13 : Section transversale de la station du Rio Negro mesurée par l'ADCP

- Jaugeages par pistolet Radar (Model SVR2)

Sur les stations de Tio Yacu et Rio Negro des jaugeages utilisant un pistolet Radar (Model SVR2) ont été ainsi effectués. Le pistolet radar mesure la vitesse superficielle de l'eau, en utilisant également l'effet Doppler. Le radar émet une onde radio sur un point d'intérêt, et lors que cette onde frappe l'objectif (la surface de l'eau), une partie de l'énergie est renvoyée à l'antenne du dispositif radar. Des vitesses superficielles (Vs) ont ainsi été mesurées sur plusieurs sections de cours d'eau. La vitesse moyenne (Vm) de chaque section été déterminée en utilisant un coefficient de 0.8 (Vm = Vs*0.8). Pour obtenir le débit, ces vitesses moyennes sont multipliées par la surface partielle de la section correspondante (similaire à la méthode du moulinet). Les sections ont été déterminées une seule fois en étiage avec une côte de référence.

Figure 1-14 : Jaugeages par pistolet Radar à la station de Rio Negro

Les courbes d'étalonnage hauteur-débit pour chaque station ont été construites à l'aide du logiciel HYDRACCESS (Vauchel, 2005). Elles permettent l'estimation du débit à partir des séries temporelles des hauteurs d'eau. Le Tableau 1-2 présente les principales caractéristiques des stations utilisées dans ce travail.

Tableau 1-2 : Caractéristiques principales des stations utilisées dans ce travail

Résurgence	Longitude	Latitude	Altitude (m)	Superficie* (km^2)
Aguas Claras (ACL)	-77,5749	-5,7226	970	107
Palestina (PAL)	-77,3521	-5,9272	900	13
Tio Yacu (TYC)	-77,2875	-5,9920	850	40
Rio Negro (RNG)	-77,2626	-6,0876	870	448

** d'après Grandjouan et al. (2017)*

Pour la station de Aguas Claras, sept jaugeages ont été effectués. Le niveau d'eau a été relevé par deux sondes CTD : de janvier 2014 à janvier 2016 avec une première sonde qui a été volée, puis une seconde à partir de septembre 2016, en respectant le même niveau de référence de la première sonde. Pour les stations de Rio Negro et de Tio Yacu, nous avons effectué respectivement neuf et sept jaugeages. Pour établir les courbes de tarages de toutes ces stations nous avons utilisé un ajustement par segment avec le logiciel Hydraccess. La courbe de tarage pour la station de Palestina a été établie par le SNO-HYBAM avec la même méthode et sur la base de 7 jaugeages.

1.4.2 Mesure de la pluviométrie

Dans la zone d'étude se trouvent quatre stations météorologiques du Service National de Météorologie et d'Hydrologie du Pérou (SENAMHI). Ces stations, en service depuis 1965, se situent entre 800 et 1000 mètres d'altitude (Figure 1-15) et recueillent des données de température et de précipitation au pas de temps journalier. Elles ne couvrent pas le fort gradient altitudinal du massif du Cerro Blanco, qui s'étend de 800 à près de 4000 mètres. Le manque de données pluviométriques en altitude (>1000 mètres) entraîne des incertitudes dans le bilan

hydrique du bassin versant des sources (Grandjouan *et al.*, 2017). Pour pallier ce problème, six stations pluviométriques (quatre manuelles et deux automatiques, Tableau 1-3) ont été installées depuis novembre 2016. Cinq d'entre elles se situent entre 1000 et 1530 mètres d'altitude dans la zone d'étude, et une (Granada) à 3000 mètres d'altitude à l'Ouest du massif (Figure 1-15). Les données des stations manuelles sont lues par un observateur une fois par jour, à 7h du matin (heure locale du Pérou). Les données des stations automatiques sont enregistrées avec une fréquence de 30 minutes par un Data Logger Davis. Ce réseau de mesure a permis de récolter un an et demi de données pluviométriques qui ont été utilisées pour les analyses corrélatoire et le bilan hydrologique (chapitre 2).

Tableau 1-3 : Caractéristiques principales des stations pluviométriques utilisées dans ce travail

Pluviomètres	Longitude	Latitude	Altitude (m)	Source	Type
Granada	-77,6285	-6,1045	3000	Cette étude	Automatique
Vista Alegre	-77,3052	-6,1528	1530	Cette étude	Automatique
Venceremos	-77,7430	-5,6610	1400	Cette étude	Manuel
Paraiso	-77,3979	-5,8965	1240	Cette étude	Manuel
Palestina	-77,3520	-5,9240	850	Cette étude	Manuel
RioNegro	-77,2710	-6,0820	900	Cette étude	Manuel
Naranjillo	-77,3897	-5,8300	900	SENAMHI	Climatologique
Rioja	-77,1669	-6,0467	817	SENAMHI	Climatologique
Soritor	-77,0844	-6,1353	890	SENAMHI	Climatologique
Moyobamba	-76,9336	-6,0503	860	SENAMHI	Climatologique

Malgré l'installation de nouveaux pluviomètres, le gradient altitudinal n'est pas complétement couvert du fait des difficultés d'accès à certaines zones de montagne (Figure 1-15). Pour cette raison, des produit grillés de précipitation à pas de temps journalier tel que CHIRPS : Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Stations (Funk *et al.*, 2015), PISCO : Peruvian Intepolation data of the SENAMHI's Climatological and Hydrological Observations (Aybar *et al.*, 2019) et WRF : Weather Research and Forecasting version 3.7.1 (Skamarock *et al.*, 2008) ont donc été utilisés en complément des données sol, dans l'objectif d'aboutir à une estimation des précipitations plus représentative en haute altitude. Une bonne compréhension de la distribution spatiale et temporelle des précipitations dans la région d'étude est en effet nécessaire à la réalisation du bilan hydrologique des bassins karstiques étudiés, et donc à la détermination de leurs bassins d'alimentation. Chacun de ces produits maillés a été confronté aux données observées, qu'il s'agisse des données provenant des pluviomètres installés au cours de cette étude, ou des stations du SENAMHI.

Les données CHIRPS sont définies pour une maille de précipitation quasi globale (50°S - 50°N, 180°E et 180°O) avec une résolution spatiale de 0.05° (~ 5 km) et temporelle journalière (de 1981 à nos jours). Elles sont créées par la fusion des données satellites (TMPA 3B42 v7) avec des données in-situ de pluie obtenues par les services météorologiques nationaux et régionaux du monde (Funk *et al.*, 2014, 2015). CHIRPS a montré une bonne représentativité de la répartition spatiale et temporelle des pluies dans les Andes tropicales et en Amazonie

(Espinoza *et al.*, 2018; Paccini *et al.*, 2018). Cependant, dans des régions avec une basse densité de stations météorologiques, ces données doivent être prises en compte avec prudence.

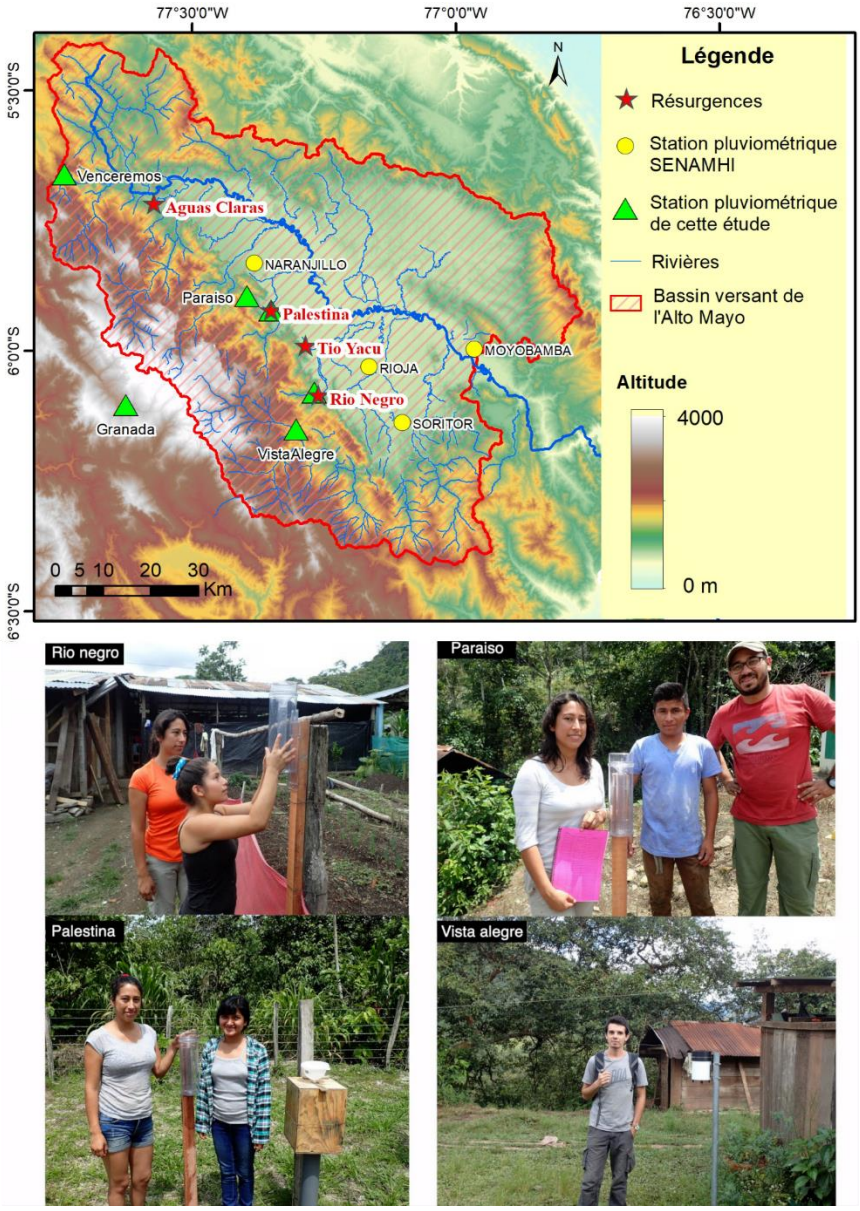

Figure 1-15 : Réseau de mesures dans le bassin de l'Alto Mayo

Les précipitations PISCO sont fournies par le SENAMHI. Elles sont produites suivant la méthodologie de CHIRPS, mais intègrent les données d'un plus grand nombre de stations de mesure au sol afin d'améliorer la robustesse du produit CHIRPS sur le territoire péruvien (Aybar *et al.*, 2019). Cependant dans notre zone d'étude, la basse densité des stations météorologiques, peut encore générer une estimation inadéquate de la pluie.

Le modèle WRF est à la base un système de prévision numérique du climat conçu à partir de 1990 par le National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) et le National Center for Atmospheric Research (NCAR), entre autres. C'est un modèle non hydrostatique et qui utilise des coordonnées verticales qui suivent le terrain (sigma). Le modèle est configuré avec 3 domaines de type « one-way nesting » (27 km, 9 km, 3 km), de telle sorte que les sorties

de chaque grand domaine force le suivant. Le plus grand domaine est forcé par les réanalyses ERA-Interim (ECMWF; 0.75 ◦ × 0.75 ◦). Les sorties de simulation du domaine à plus haute résolution spatio-temporelle (D3; 3kmx3km, 1h) sont utilisées pour cette étude pour la période entre août 2016 et décembre 2017. Plusieurs paramétrisations ont été testées (communication personnelle de C. Junquas) et celles choisies sont les suivantes :

- Le schéma Yonsei University (Hong et al. 2006) comme l'option de couche limite planétaire, avec une option de correction de vent topographique spécifique aux terrains à surface complexe (Jiménez et Dudhia, 2012), qui a déjà été employé dans des études précédentes dans les Andes tropicales (Mourre *et al.*, 2016; Junquas *et al.*, 2018).
- La paramétrisation de microphysique de Lin *et al.*, (1983), et le schéma de cumulus de New Tiedtke (Zhang and Wang, 2016).
- La paramétrisation spécifiques aux régions de montagne comme « topo_shading » et «rad_topo » qui adaptent la radiation aux pentes et aux ombres des montagnes selon l'heure de la journée et l'exposition.
- Le schéma de Noah (Noah Land Surface model) comme modèle de surface (modèle simple de type 4 couches de sol, sans prise en compte des écoulements karstiques).
- Les options de radiation longwave et shortwave sont respectivement RRTM (Mlawer *et al.*, 1997) et Dudhia scheme (Dudhia, 1989).
- La paramétrisation de couche de surface MM5 similarity (Paulson, 1970).
- SRTM (Shuttle Radar Topography Mission; Farr *et al.*, 2007) comme modèle d'élévation digital au lieu de USGS (United States Geological Survey ; par default dans WRF) comme forçage orographique, comme suggéré par des études préliminaires.

1.4.3 Mesure de paramètres physico-chimiques aux exutoires

Des mesures automatiques de la température, conductivité et du niveau d'eau sont réalisées au pas de temps de 30 minutes à l'aide des sondes data-logger (CTD-diver et Solinst).

Pendant ces deux années, 5 missions de terrain ont été réalisées, ce qui a permis d'effectuer des mesures in-situ de température, de conductivité et de pH avec une sonde multi-paramètre HACH (modèle HQ40D). Ces paramètres physico-chimiques ont également été remesurés au laboratoire avant chaque série d'analyses (délai de quelques semaines à quatre mois après l'échantillonnage).

Tableau 1-4 : Récapitulatif du nombre de paramètres physico-chimiques (conductivité, température et pH) et alcalinité mesurés in-situ et au laboratoire.

Résurgences	Conductivité/Température/pH/ Alcalinité	
	In-situ	Laboratoire
Aguas Claras	9 / 5 / 9 / 9	10 / - / 10 / 10
Tio Yacu	8 / 8 / 8 / 5	1 / - / 1 / -
Rio Negro	9/ 6 / 9 / 10	15 / - / 15 / 6

1.4.4 Échantillonnage et analyses hydrogéochimiques

Un prélèvement bimensuel pour l'analyse des paramètres géochimiques (éléments majeurs, traces, carbone organique total et isotopes stables de l'eau) a été mis en place pour les sources de Aguas Claras, Tio Yacu et Rio Negro. Ce pas de temps a été choisi pour deux raisons : i) la bonne couverture de la variabilité temporelle des paramètres géochimiques au cours du cycle hydrologique, ii) le coût des analyses. Des observateurs recrutés sur place se sont chargés du prélèvement bimensuel après avoir reçu une formation sur la manipulation, le conditionnement et la conservation des échantillons (flacons, seringue, acides, stockages, etc.).

Des prélèvements de contrôle ont été effectués lors des campagnes de terrain, aux stations de ce réseau, mais aussi ponctuellement sur d'autres sources du massif (Figure 1-15).

- Anions

La concentration en anions (marge d'erreur de moins de 5%) a été mesurée par la méthode de chromatographie ionique en phase liquide à l'aide d'un appareil DIONEX ICS 1000 au laboratoire d'hydrogéochimie d'Avignon Université (UMR 114 EMMAH). Pour chaque échantillon, des flacons de Nalgène de 15 ml ont été utilisés, et l'eau a été filtrée à l'aide de filtres en cellulose de 0.22 µm.

- Cations majeurs et traces

La concentration des cations majeurs et en trace (marge d'erreur de moins de 8%) a été mesurée à l'aide d'un appareil Q-ICPMS X series II Thermo Fisher au laboratoire d'Hydro Sciences Montpellier (HSM). Pour chaque prélèvement, il a été utilisé des flacons de Nalgène de 30 ml préalablement décontaminés dans des bains d'acide nitrique à 20% et rincés ensuite à l'eau MilliQ. L'eau a été filtrée à 0.22 µm avec des filtres en cellulose et stabilisée par addition de 1 pour mille de HNO_3 suprapur.

- Alcalinité

Pendant les campagnes de terrain, l'alcalinité est mesurée lors des prélèvements par titrage à l'aide d'un titrateur digital (modèle HA-DT de HACH) avec une solution d'acide sulfurique (1,6 N) et indicateur coloré (vert de bromocresol). En dehors de ces périodes, les observateurs ont prélevé des échantillons de 250 ml, qui ont été analysés au laboratoire HSM dans un délai de 1 à 5 mois après leur prélèvement. L'alcalinité totale (± 20 mg/L ou ± 0,33 mmol/L de HCO_3^-) a été mesurée par titration acide (HCl 0,1 mol/L) selon la méthode de Gran avec un titrateur Mettler-Toledo™ G20. Une mesure additionnelle de pH a été réalisée lors de chaque dosage de l'alcalinité.

- Carbone Organique Total (COT)

La concentration du COT a été mesurée par une technique d'oxydation chimique avec détection infrarouge à l'aide d'un appareil TOC Analyser 700 - BIORITECH au laboratoire d'hydrogéochimie d'Avignon Université (UMR 1114 EMMAH). Pour chaque prélèvement, des flacons en verre ambré de 30 ml décontaminés (bains dans acide nitrique à 20% et rinçages à l'eau MilliQ avant d'être grillés à 500°C pendant 6h) ont été utilisés. Les échantillons ont été stabilisés par addition de HPO_4 ultra pur. La précision analytique est de 0.05 mg/L.

- Isotopes stables de l'eau

Les échantillons ont été prélevés dans des flacons en verre ambré de 20ml. Les teneurs en isotopes stables de l'eau (δ^2H et $\delta^{18}O$) ont été mesurés au laboratoire de l'Institut de Géosciences de l'Université de São Paulo au Brésil à l'aide de l'analyseur d'isotopes Picarro L2130. Cet appareil utilise la méthode Cavity Ring-Down Spectroscopy (CRDS). La précision sur les mesures est de ± 1 ‰ VSMOW pour δ^2H et ± 0,1 ‰ VSMOW pour $\delta^{18}O$.

1.5 Critiques des données

1.5.1 Données hydrologiques

Les jaugeages et les niveaux d'eau enregistrés par les sondes CTD ont permis de créer les courbes de tarage pour les quatre stations hydrologiques de l'Alto Mayo. Pour une même station, jusqu'à 3 techniques ont été employées pour jauger (moulinet, ADCP et radar). L'incertitude associées à chacune de ces techniques est différente mais aucun élément n'est venu indiquer une perturbation de la relation hauteur-débit du fait de l'emploi de ces différentes techniques pour une même station.

La station de Palestina, la plus ancienne installée sur le massif, a été jaugée sept fois par l'observatoire HYBAM. Ces jaugeages ont été réalisés entre 0 cm et 145 cm, avec une très bonne couverture en basses et moyennes eaux (Figure 1-16). Notons que les jaugeages réalisés ne couvrent pas toujours toute la gamme du fonctionnement hydrologique de la source étudiée (Figure 1-16). Pour Rio Negro, des jaugeages ont pu être réalisés en basses, moyennes et hautes eaux. Des jaugeages ont pu être réalisés uniquement en moyennes eaux pour les stations de Tio Yacu et Aguas Claras. Nous devons ainsi garder un regard critique sur ces données, en particulier pour leur analyse selon la méthode des débits classés (2.2.2).

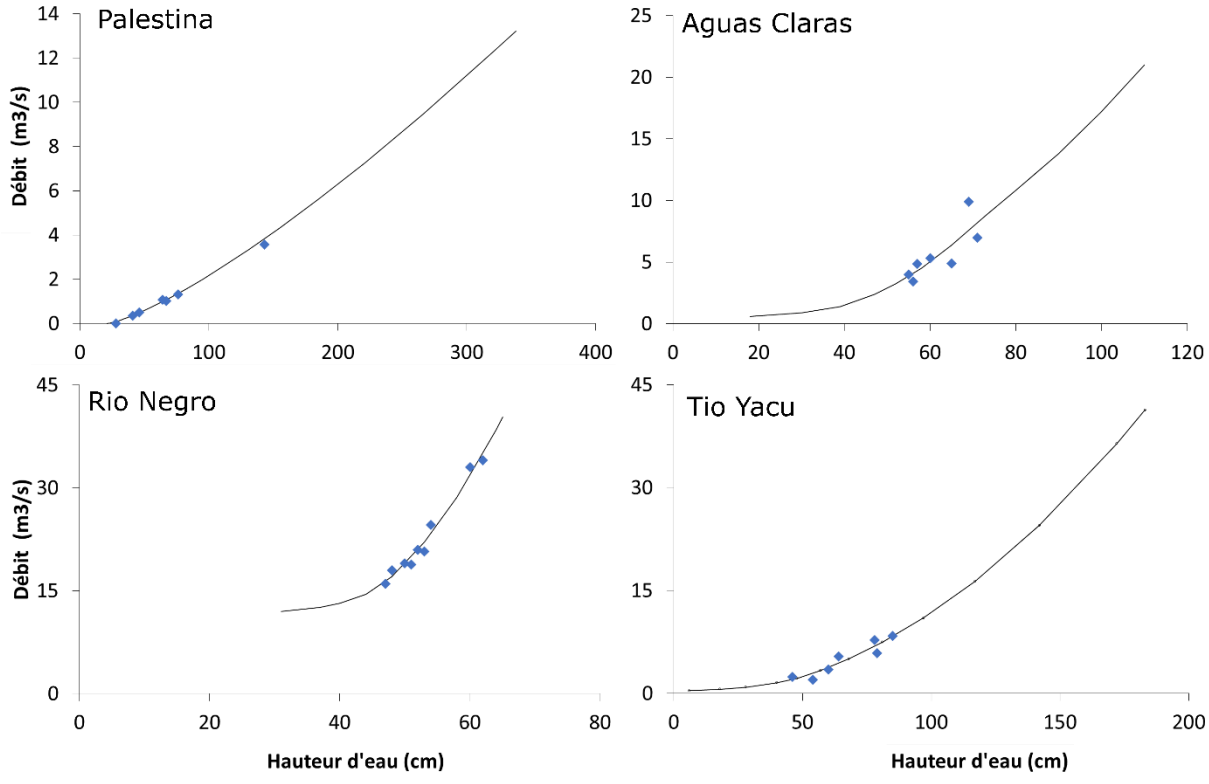

Figure 1-16 : Courbes de calibration et jaugeages effectués sur les résurgences de Aguas Claras, Rio Negro, Tio Yacu et Palestina. Les bornes des courbes de tarage correspondent aux niveaux minimum et maximum observé par les capteurs de pression déployés sur site.

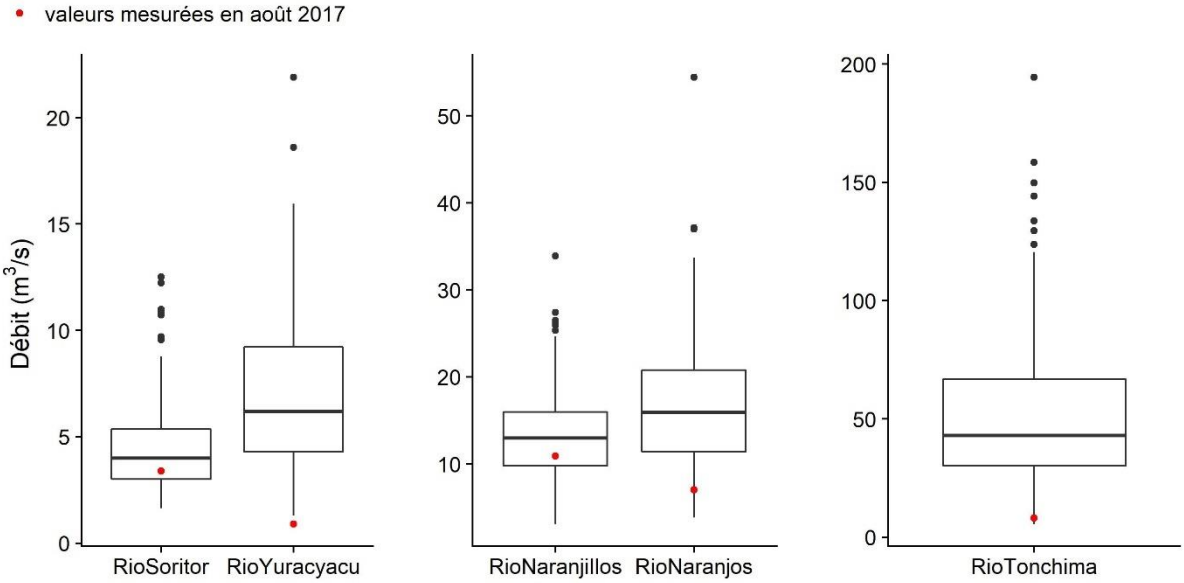

Figure 1-17 : Représentation de type boîte à moustache de la distribution des débits mensuels des stations de l'ANA (période 2010 – 2014, les seules données disponibles) ; valeurs ponctuelles de débit jaugé en août 2017 en conditions de basses eaux (points rouges).

1.5.2 Données physico-chimiques

Des incertitudes ou erreurs sur les mesures physico-chimiques sont associées aux différentes étapes d'acquisition de ces données. Ces erreurs peuvent être liées à l'observateur (mauvaise manipulation ou étiquetage) et/ou au temps de stockage des échantillons. Par exemple il a été trouvé deux échantillons acidifiés parmi ceux réservés à l'analyse des anions, qui ont donc dû être écartés.

Le temps de stockage des échantillons varie entre 2 et 4 moins, car leur collecte chez les observateurs a été effectuée pendant les campagnes de terrain. L'acidification des échantillons de cations et de TOC permet de les stabiliser et de garantir leur stabilisation jusqu'à l'analyse en laboratoire. Toutefois, l'alcalinité est un paramètre susceptible d'évoluer rapidement (dégazage, précipitation, etc.), et pour cette raison, sa mesure a été réalisée par titration sur le terrain lorsque cela était possible. L'alcalinité a également été mesurée au laboratoire sur des échantillons pris par les observateurs. Par conséquent, il a été nécessaire de procéder à une critique approfondie des mesures de ce paramètre.

La base de données hydro chimiques a ainsi fait l'objet d'une critique selon les étapes suivantes :

A. Critique de la cohérence temporelle

L'analyse de la série temporelle de tous les éléments chimiques a permis d'identifier des valeurs « anormales » : valeurs extrêmes sans relation avec des évènements hydrologiques. Par exemple, sur la résurgence de Tio Yacu un groupe de données est considéré comme particulier car anormalement bas par comparaison avec les mesures réalisées jusque-là, sans qu'un

événement hydrologique particulier puisse être identifié et sans qu'un comportement atypique ne soit observé aux autres résurgences (Figure 1-18). Ces données correspondent à l'échantillonnage effectué par l'observateur, dont le sérieux a été mis en doute à plusieurs reprises.

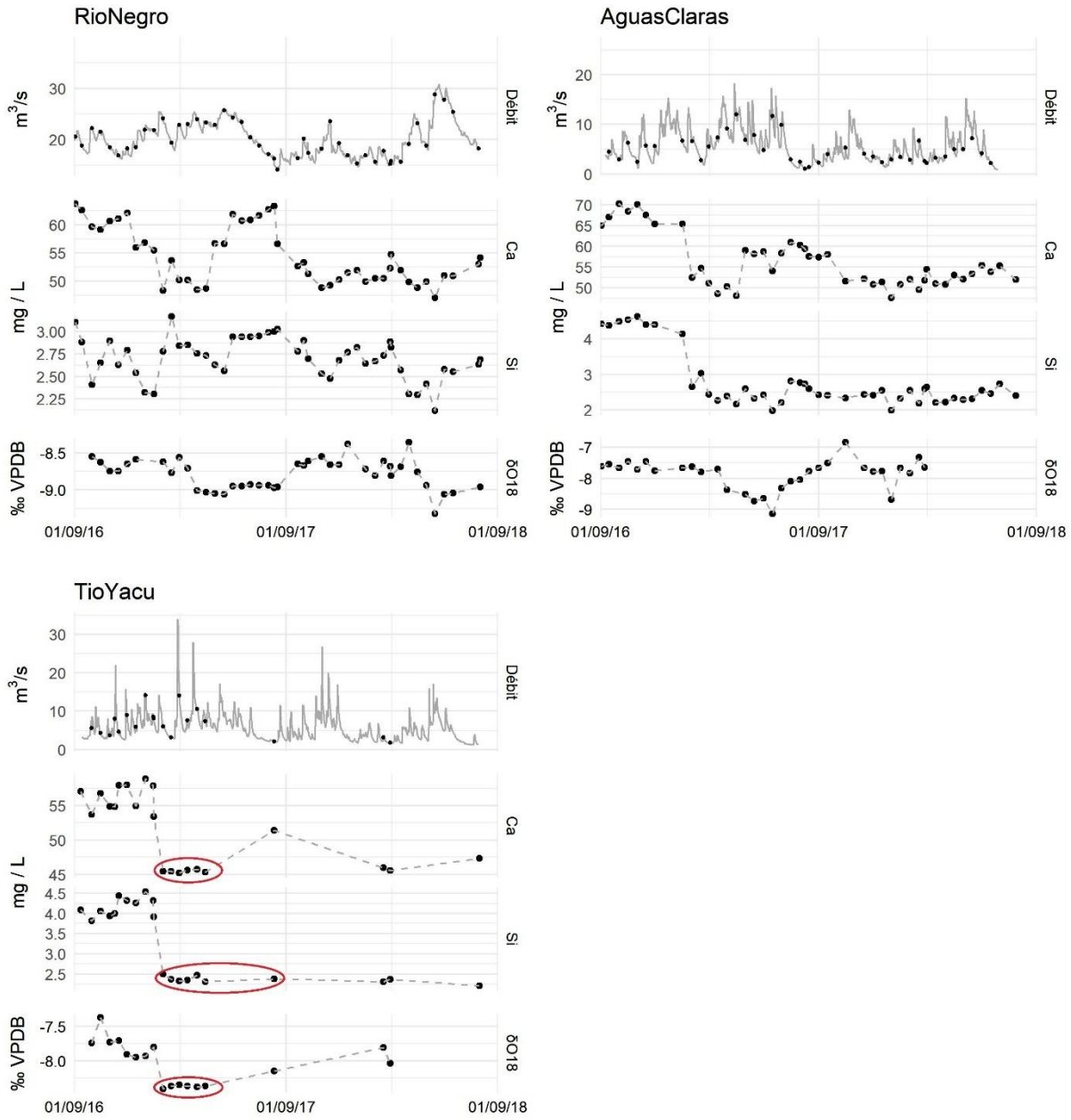

Figure 1-18 : Série temporelle du débit et des concentrations de Ca^{2+}, SiO_2 et $\delta^{18}O$. Les points noirs sur la série du débit indiquent le moment d'échantillonnage. Le cercle rouge identifie les valeurs particulières.

B. Relation binaire entre concentration des éléments

Les relations binaires entre éléments corrélés ont été utilisées pour vérifier la cohérence des analyses : les valeurs particulières qui se démarquent de la relation générale sont écartées de l'analyse. Par exemple SO_4 et Mg montrent une relation directe dans les trois stations.

Cependant les valeurs « anormales » identifiées sur la série temporelle à la station Tio Yacu sortent de cette tendance (Figure 1-19). Sur les autres stations, les données semblent cohérentes. Sur la base de l'analyse de cette relation binaire, les erreurs liées au temps de stockage des échantillons semblent négligeables.

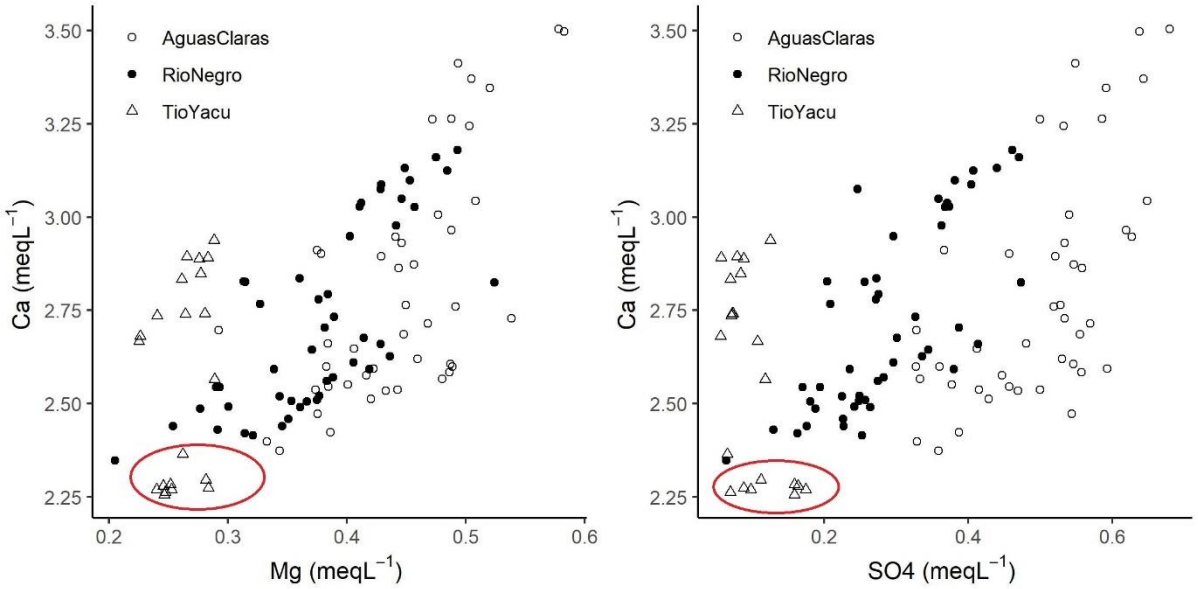

Figure 1-19 : Relation Ca^{2+} - Mg^{2+} et SO_4 - Ca^{2+} sur les stations de Aguas Claras, Tio Yacu et Rio Negro.

C. Validité des analyses et balance ionique

Le balance ionique (NICB – Normalized Inorganic Charge Balance) évalue l'équilibre entre la charge cationique (Ca^{2+}, Mg^{2+},Na^{+} et K^{+}) et anionique (HCO_3^-, Cl^-,SO_4^{-2}) des éléments majeurs en meq/L. Elle est calculée de la manière suivante :

$$NICB = \frac{(Ca^{2+} + Mg^{2+} + Na^{+} + K^{+}) - (HCO3^{-} + SO4^{-2} + Cl^{-})}{(Ca^{2+} + Mg^{2+} + Na^{+} + K^{+}) + (HCO3^{-} + SO4^{-2} + Cl^{-})}$$

A partir de cette équation, il été calculé une concentration de HCO_3^- théorique en supposant une balance ionique égale à zéro. Un écart maximal de 10 % entre concentrations mesurées et théoriques en HCO_3^- a été toléré. De la même manière que pour les autres ions majeurs, il a été constaté que le temps de stockage n'a pas modifié les concentrations de HCO_3^-, puisque les concentrations mesurées sur le terrain et en laboratoire ont un rapport 1:1. Ainsi, nous avons été contraints de constituer une série de données de HCO_3^- composée de données de terrain et de laboratoire, qui garde une relation directe avec les HCO_3^- théoriques estimés à partir de la balance ionique (Figure 1-20).

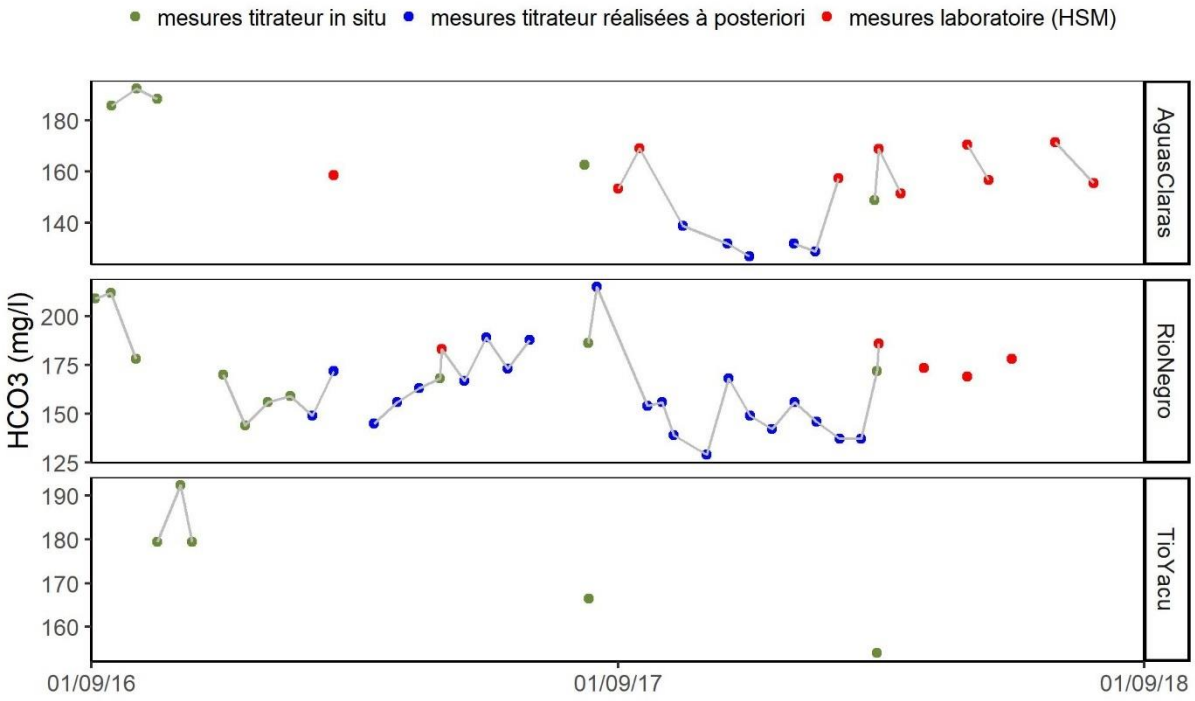

Figure 1-20 : Chronique de concentration en HCO_3^- reconstituée à partir de terrain et de laboratoire. « Terrain » fait référence aux mesures in-situ avec le titrateur digital de terrain, « mesures titrateur réalisées a posteriori » aux mesures de HCO_3^- avec le titrateur digital de terrain dans les 3 à 6 semaines après l'échantillonnage et « mesures laboratoire (HSM) » aux mesures faites au laboratoire.

2 Chapitre 2 : Caractérisation des systèmes étudiés : fonctionnement hydrogéologique et bilan hydrologique

Ce chapitre a pour objectif de caractériser le fonctionnement hydrogéologique des systèmes karstiques étudiés à partir des observations hydrométriques et hydrogéochimiques réalisées dans le cadre de cette thèse, et de proposer des éléments de délimitation de leurs impluviums.

Il s'organise en 3 parties :

1. La première partie a pour but de délimiter les impluviums de chacun des systèmes étudiés sur la base du bilan hydrologique et de considérations relatives à la géologie du massif.
2. La seconde partie s'appuie sur la méthode des débits classés, l'analyse corrélatoire et l'analyse des courbes de récession pour caractériser le fonctionnement hydrodynamique des systèmes. Dans cette approche initiée par Mangin (1975), le système karstique est considéré comme un filtre qui modifie un signal d'entrée en un signal de sortie. Les relations qui relient ces deux signaux sont caractéristiques du filtre ou du système karstique et fournissent des informations sur le fonctionnement et la structure de celui-ci.
3. La troisième partie contribue à la caractérisation du fonctionnement des systèmes par l'analyse de la réponse hydrogéochimique. Des outils géochimiques sont utilisés comme des traceurs/marqueurs naturels des écoulements afin de discriminer les différentes masses d'eau qui circulent dans les réseaux karstiques, comprendre leurs origines et leurs parcours au sein du système.

2.1 Estimation de la superficie des bassins d'alimentation des sources de l'Alto Mayo

Le bilan hydrologique analyse la cohérence existante entre les volumes d'entrée et les volumes de sortie à l'exutoire d'un système sur une période donnée, permettant d'estimer la superficie de l'impluvium d'un système donnée et ainsi de valider les limites de son bassin d0alimentation. Les entrées d'un système sont résumées par la pluie efficace, c'est-à-dire la quantité d'eau disponible pour le système (pluie), à laquelle on soustrait les pertes par évapotranspiration réelle (ETR). Il peut être estimé selon la formule suivante :

$$\text{Pluie efficace} = Pp - ETR$$

Où Pp et ETR correspondent aux précipitations et à l'évapotranspiration réelle moyenne annuelle.

La recharge (R) associée au bassin d'alimentation d'une source karstique pourra ainsi être estimée en considérant la pluie efficace ainsi que le ruissellement de surface (RS) :

$$R = \text{Pluie efficace} - RS$$

Sur la zone d'étude, les affleurements correspondant à des carbonates karstifiés, la majeure partie de la lame d'eau précipitée s'infiltre, ce qui nous permet de négliger le ruissellement dans les bilans hydrogéologiques pour chacune des sources. La superficie du bassin d'alimentation d'un système peut ainsi être déterminée à l'aide du rapport suivant :

$$\text{Superficie} = \frac{Volume\ \text{à}\ l'exutoire}{Pluie\ efficace}$$

La difficulté de mise à œuvre de cette méthode tient :

1. Au caractère spatialement hétérogène des précipitations. Une modification de la superficie ou de la forme du bassin est classiquement associée à une modification du volume d'entrée. Cette hétérogénéité est en général considérée comme négligeable par comparaison des incertitudes associées à l'estimation des différents termes du bilan.
2. À l'incertitude associée à l'estimation des entrées du système, et en particulier de l'ETR. A condition de rester dans des conditions hydroclimatiques similaires, les débits spécifiques (ratio débit/superficie) et les coefficients d'écoulement (ratio débit/pluie) peuvent être utilisées comme indicateurs de la cohérence du bilan hydrologique. Dans notre zone d'étude, les débits spécifiques du Rio Mayo et du Huallaga sont respectivement de 49 et 43 l/s/km^2 sur la période 2000 – 2015.

Une première délimitation des impluviums a été réalisée dans le cadre de cette thèse avec le travail de stage d'Olivier Grandjouan, (Grandjouan et al., 2017). Ce travail utilisait les débits mensuels mesurés aux stations ANA sur la période 2001 et 2014 (Figure 1-9) et les données pluviométriques des stations SENAMHI.

1. En première approche, il a été supposé des bassins d'alimentation des sources confondus avec les bassins versants topographiques. Cette hypothèse a abouti à des valeurs de débits spécifiques anormalement élevées pour les sources (entre 158 et 2900 l/s km²) et plus faibles pour les rivières superficielles du massif (entre 31 à 55 l/s km²) (Tableau 2-1). Ces résultats indiquent que les bassins d'alimentation de sources et bassins versants ne sont pas confondus du fait de la nature karstique du réservoir. Seules les rivières superficielles de Naranjos et de Naranjillos ont des débits spécifiques proches de la moyenne régionale, ce qui indique que leurs bassins versants topographiques correspondent à peu près au bassin d'alimentation.
2. Nous avons ensuite proposé des impluviums permettant d'obtenir des débits spécifiques plus réalistes pour l'ensemble des bassins du massif (Tableau 2 -1). Les superficies des bassins d'alimentation des sources d'Aguas Claras, de Tio Yacu et du Rio Negro, seraient ainsi respectivement de 107, 40 et 448 km^2, alors que les bassins topographiques n'étaient que de 10, 1 et 152 km^2.
3. Les coefficients d'écoulements des impluviums proposés restent supérieurs à 1 pour les sources et rivières superficielles du massif (Tableau 2 1), sans qu'une superficie plus importante ne puisse être attribuée à ces bassins (limites de l'extension du massif). Ce résultat indique une probable sous-estimation de la pluie dans le massif, particulièrement dans les zones d'altitude pour lesquelles il n'existe pas de relevés.

Tableau 2-1 : Débit moyenne en m^3/s, superficie (km^2), débits spécifiques (qs en $l/s/km^2$), et coefficient d'écoulement (p/q, sans unité) des bassins versants et des impluviums associées aux points d'écoulement étudiée, d'après Grandjouan et al., (2017).

Type	Station	Débits	Bassin versant			Impluvium		
		m^3/s	Superficie (Km^2)	qs ($l/s/Km^2$)	p/q	Superficie (Km^2)	qs ($l/s/Km^2$)	p/q
Source	Serrano Yacu	19	48	366	10,5	307	58	1,6
Source	Aguas Claras	8	10	774	24,4	107	73	2,3
Rivière	Naranjos	17	360	47	1,6	360	47	1,6
Rivière	Naranjillo	13	287	47	1,7	281	48	1,7
Source	Soritor	5	26	180	6,4	60	78	2,8
Rivière	Yuracyacu	7	141	50	1,7	116	60	2
Source	Palestina	1	1	563	19,8	13	41	1,4
Source	Tio Yacu	3	1	2964	98,8	40	73	2,4
Source	Rio Negro	24	152	158	4,8	448	53	1,6
Rivière	Uquihua	3	108	31	0,8	62	55	1,4
Rivière	Tonchima	51	1157	44	1,1	1063	48	1,2
Rivière	Indoche	15	490	31	0,7	412	36	0,8

Nous avons donc revu la délimitation de ces impluviums, en nous appuyant sur le travail précédemment réalisé (Grandjouan et al., 2007), et en y apportant les modifications méthodologiques suivantes :

- utilisation des chroniques de débit journalier avec plus d'un cycle hydrologique pour les sources karstiques de Aguas Claras, Rio Negro et Tio Yacu. Cela a permis d'affiner le calcul des débits spécifiques pour ces exutoires.
- nouvelle délimitation de l'impluvium de la source de Rio Negro appuyé par des données de débit acquise à la source (précédemment : données de débit acquises à la station ANA à 9 km en aval) (Figure 2-1).
- intégration des informations géologiques (analyse des cartes géologiques 1 :50 000).
- validation des limites des bassins sur la base du bilan hydrologique en utilisant des données maillées de précipitation (CHIRPS, PISCO et WRF) et une estimation de l'évapotranspiration.

La nouvelle délimitation est présentée dans la Figure 2-1. Les frontières Nord-Ouest et Sud-Ouest de l'impluvium de la source du Rio Negro, correspondent à la limite d'affleurement des calcaires (relief topographique formé par la partie gréseuse du massif : Formation Sarayaquillo). Or on peut supposer que le bassin amont gréseux est soumis à un ruissellement orienté vers les calcaires. Pour cette raison cette partie gréseuse été incluse dans le bassin d'alimentation du Rio Negro.

Au nord-est, la limite avec le bassin du Tio Yacu n'est pas évidente. Mais sur le terrain, l'exploration de la grotte de Samuel, une émergence perchée près de crêtes marquant l'axe

d’un anticlinal (Figure 2-1), révèle un drainage souterrain en direction du Rio Negro. L'axe de l'anticlinal a donc été choisi pour limite entre les bassins d’alimentation du Rio Negro et du Tio Yacu.

Au sud-est, la limite entre le Rio Negro et Rio Tonchima est également difficile à définir. Une capture du bassin versant du Rio Tonchima au profit de l’impluvium de la source du Rio Negro a été proposée précédemment du fait d’importants débits mesurés à la source de Rio Negro (Grandjouan et al., 2017). En effet on peut observer un fort changement dans la direction des écoulements superficiels près de la limite entre les calcaires et les grès (Figure 2-2). Cette observation peut constituer un indicateur du captage des eaux du une partie du haut bassin versant du Rio Tonchima au profit du Rio Negro. Notre proposition de délimitation d’impluvium est compatible avec cette hypothèse (Figure 2-2).

Le bassin d’alimentation du Tio Yacu est donc limité à l’Ouest par l’axe de l’anticlinal qui le sépare du bassin d’alimentation du Rio Negro. Au Nord, nous avons considéré que cette limite était constituée par le bassin versant topographique du Rio Yuracyacu.

Dans le cas du bassin d’alimentation d’Aguas Claras, les limites ont été établies par les limites du bassin topographique des rivières adjacentes (Aguas Verdes et Yuracyacu).

L’impluvium de la source de Palestina reste identique à celle proposée précédemment (Grandjouan et al., 2017), du fait de l’absence de nouveaux indices sur le bassin d’alimentation de cette source.

La cohérence des impluviums proposés dans cette travail a été évaluée par la méthode du bilan hydrologique. Les termes du bilan hydrologique sont détaillés dans les sections suivantes.

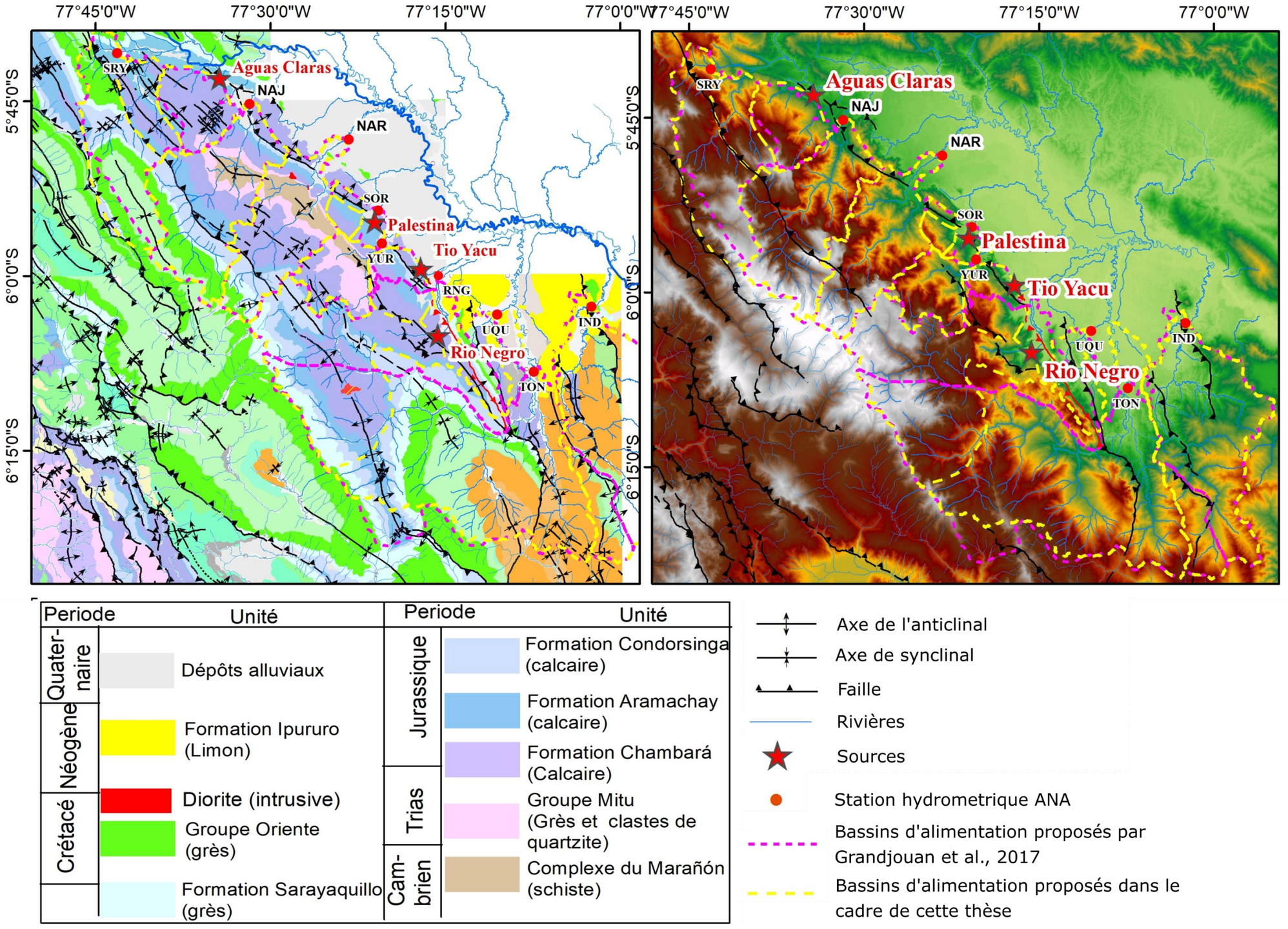

Figure 2-1 : Délimitation de bassin versant dans l'Alto Mayo

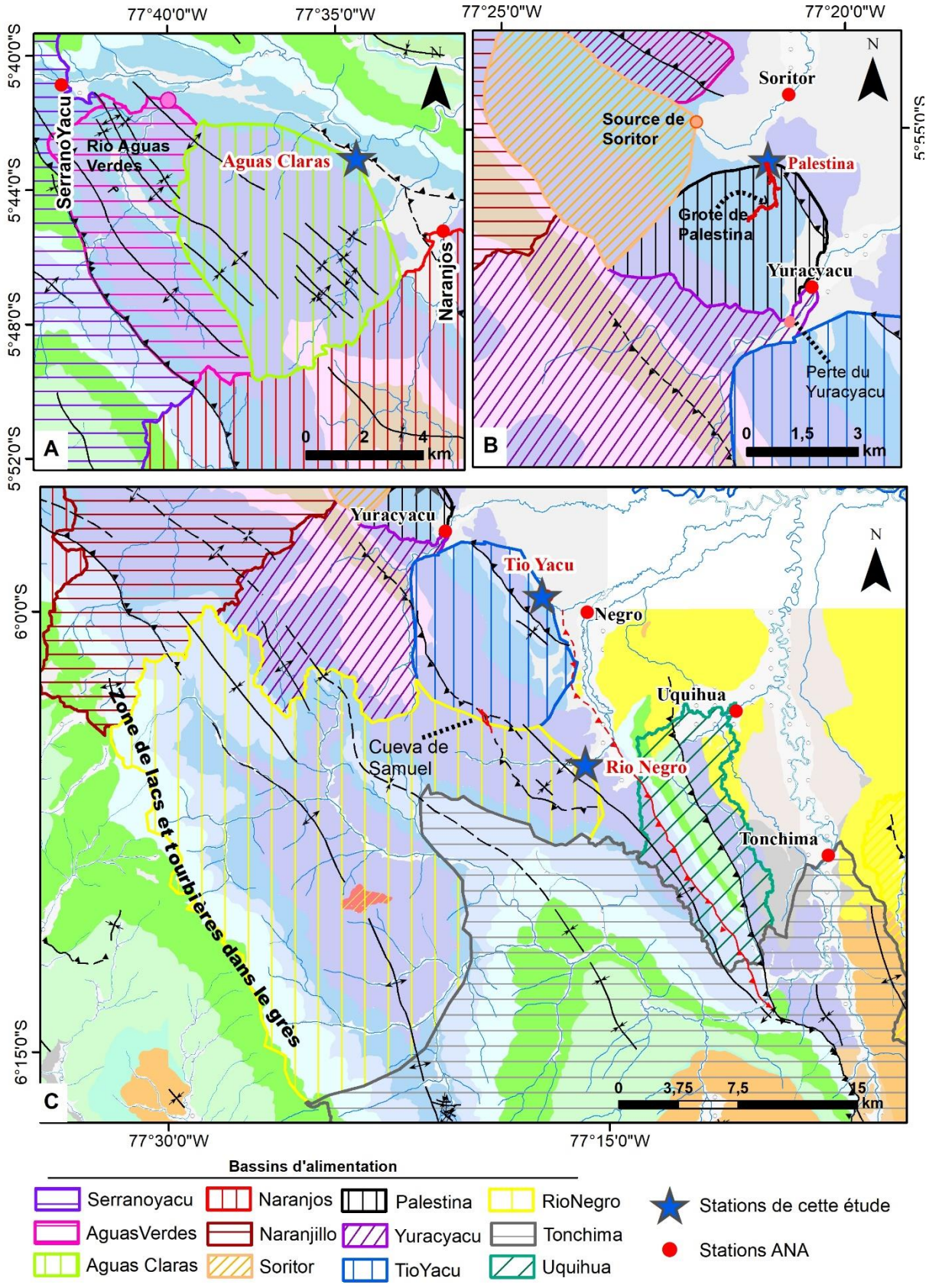

Figure 2-2 : Zoom sur la délimitation des bassins d'alimentation de A : Aguas Claras, B : Palestina, et C : Tio Yacu et Rio Negro.

2.1.1 Précipitations

Les stations météorologiques maintenues par les services de l'état sont strictement localisées dans la zone de plaine entre 800 et 900 m d'altitude (Figure 1-15). L'installation de pluviomètres dans le cadre de cette thèse a eu pour objectif d'obtenir une meilleure couverture altitudinale du massif. Cependant, le gradient altitudinal n'est pas totalement couvert du fait des difficultés d'accès à certaines zones de montagne (Figure 1-15).

La Figure 2-3 présente les cumuls de précipitation entre janvier et août 2017 sur les différentes stations du massif.

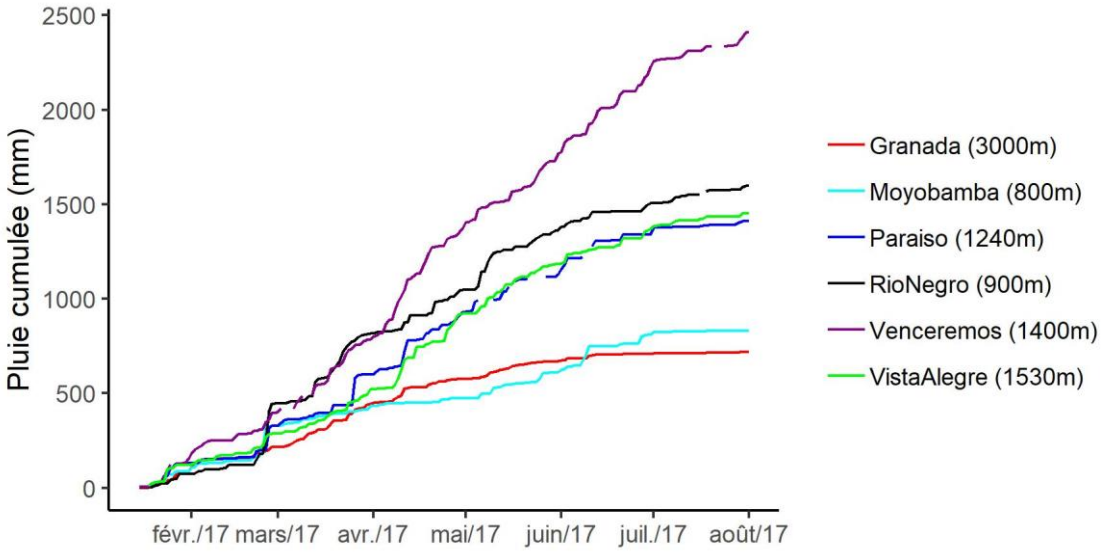

Figure 2-3 : Pluies cumulées entre janvier 2017 et août 2017 (période d'observation de la station de Venceremos).

Nous n'observons pas d'une relation directe entre la pluviométrie et l'altitude (Figure 2-3), en accord avec les observations de Guyot et Lavado (2004). Ce résultat indique que les pluies dans le massif ne sont pas influencées de manière simple par l'effet orographique, mais que l'orientation des vallées et la distance au piedmont jouent probablement un rôle majeur. Par exemple, la station de Venceremos qui a enregistré les plus fortes précipitations de toutes les stations situées en altitude, sur la période de janvier à août 2017 (Figure 2-3) est également la station la plus exposée aux vents venant d'Est qui transportent une grande quantité d'humidité (Figure 2-4). En effet, il a été démontré que ces vents peuvent entraîner des conditions favorables aux fortes précipitations dans les zones de transition andino-amazoniennes, et de forts gradients de pluie peuvent attendre 190 mm/km/an sur des zones localisées aux mêmes altitudes (Espinoza et al., 2015). Au contraire la station de Granada, située à 3000 m d'altitude à l'Ouest du massif, a enregistré une pluviométrie de près 70 % plus basse que la station de Venceremos. Le massif agit donc comme une barrière orographique pour les précipitations venues de l'Est, celles-ci affectant principalement le versant oriental du massif. Si l'on exclut cet effet, on note également qu'il existe une pluviométrie plus forte dans des stations localisées sur les reliefs par rapport à celles localisées dans la plaine de Rioja (station Moyobamba; Figure

2-3). Ce qui répond également à la distribution spatiale des précipitations dans la région de transition Amazonie-Andes, où les plus fortes précipitations sont situées dans les zones de pente (Espinoza *et al.*, 2015).

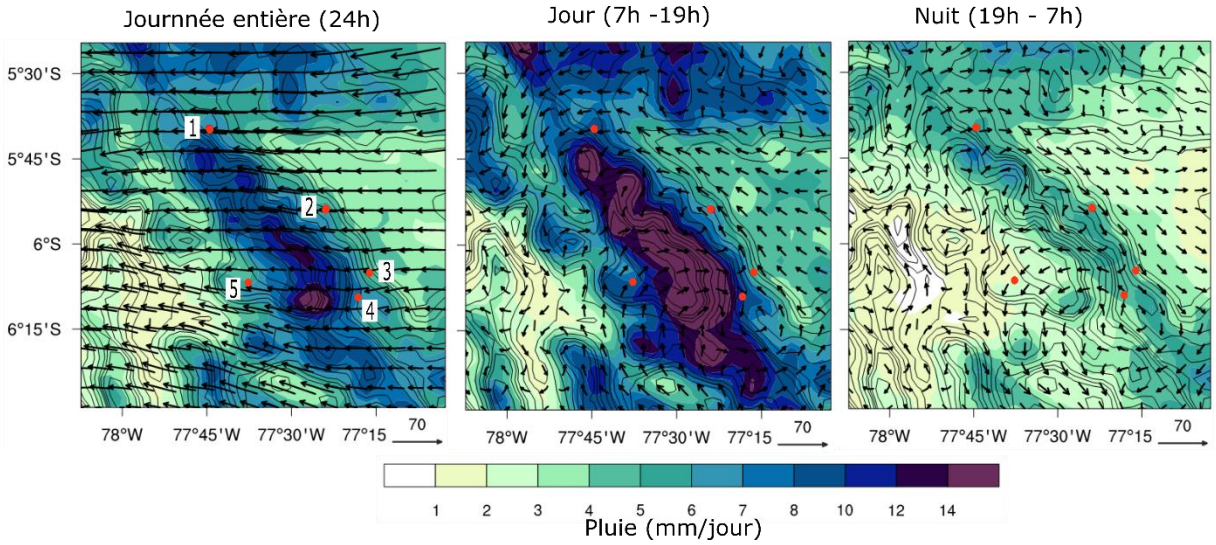

Figure 2-4 Flux d'humidité (flèches; vecteur unité indiqué en bas à droite de chaque figure en m/s) et la pluviométrie moyenne (mm/jour) sur le bassin de l'alto Mayo pour l'année hydrologique 2016-2017, d'après données WRF. Les ligne en trait plein correspond aux lignes de niveaux (espacement de 200m ; altitude minimale à 500m). Les points rouges indiquent la localisation des stations pluviométriques. 1 : Venceremos, 2 : Paraiso, 3 : Rio Negro, 4 : Vista Alegre, 5 : Granada. Cette figuré a été élaborée par Clementine Junquas (Climatologue IRD, IGE Grenoble).

Les données de pluviométrie basées au sol restent donc insuffisantes pour comprendre la distribution spatiale de la précipitation dans les zones d'altitude. Afin d'améliorer cette compréhension j'ai utilisé des données de précipitation à pas de temps journalier issues de mesures satellitaires. Les produits testés sont : i) CHIRPS : Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Stations (Funk *et al.*, 2015), ii) PISCO : Peruvian Interpolation data of the SENAMHI's Climatological and Hydrological Observations (Aybar *et al.*, 2019) et iii) WRF : Weather Research and Forecasting (Skamarock *et al.*, 2008). Les données issues de ces différents produits ont été comparées aux données des stations pluviométriques installées au sol (stations instrumentées dans le cadre de cette thèse, et stations du SENAMHI) avec le point d'intersection latitude et longitude le plus proche des grilles de ces produits.

Sur les données maillées de pluie, on observe une différence marquée de la répartition spatiale des précipitations dans la zone à haute altitude du massif. Les données CHIRPS et PISCO montrent une pluviométrie plus basse dans les zones de haute altitude (Figure 2-5), tandis que le modèle WRF montre une augmentation des pluies avec l'altitude.

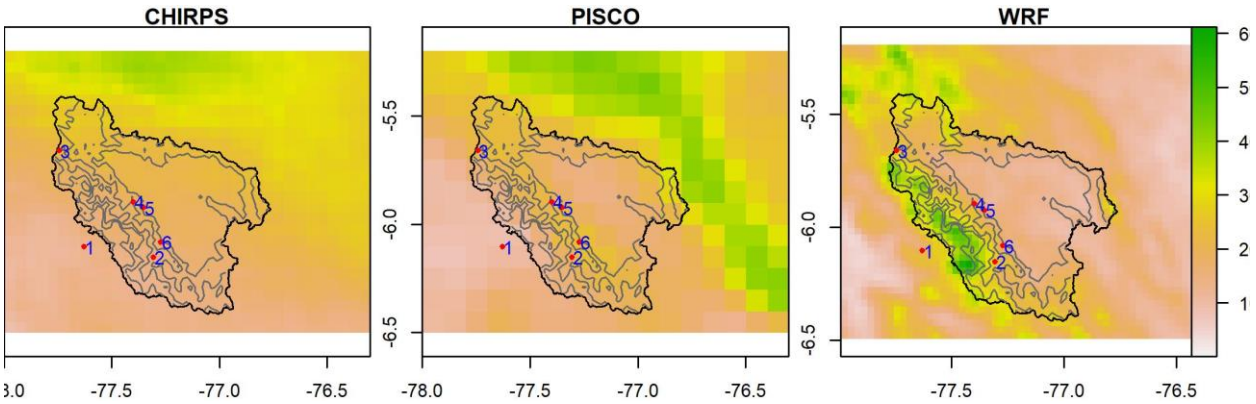

Figure 2-5 : Distribution spatiale de la pluie annuelle (m/an) sur l'année hydrologique 2016-2017 des trois rasters de précipitation. Les points rouges et les numéros indiquent les stations pluviométriques. 1 : Granada, 2 : Vista Alegre, 3 :Venceremos, 4 : Paraiso, 5 : Palestina et 6 : Rio Negro.

Dans un objectif d'évaluation de la pertinence des produits de précipitations maillées, nous avons procédé à la comparaison des données maillées avec les observations au sol. Cette comparaison a été réalisée sur la base de critères statistiques relatifs à l'intensité et à l'occurrence des précipitations (Tableau 2-2). Les indicateurs relatifs à l'intensité visent à évaluer les représentations de produits maillées en termes de quantité. Les indicateurs relatifs à l'occurrence évaluent de manière qualitative l'occurrence des jours de pluie. L'extraction des valeurs de précipitation fournies par les données maillées aux localisations des stations pluviométriques a été réalisée à l'aide du logiciel R.

Tableau 2-2 : Valeur des indicateurs statistiques utilisés pour comparaison des précipitations issues des produits maillées et des précipitations issues des mesures sol (période : février 2017 à mai 2017).

	Indicateur	Description	Définition
Indicateurs relatifs à l' intensité	Biais moyen total	Biais moyen exprimé en mm/jour.	$\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} DM(k,i) - Observation(i)$
	Biais moyen relatif	Biais moyen exprimé en pourcentage	$\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} \frac{DM(k,i) - Observation(i)}{Observation(i)} x100$
	Biais cumulée	Biais cumulés exprimé en pourcentage	$\frac{\sum_{i=1}^{n} DM(k,i) - \sum_{i=1}^{n} Observation(i)}{\sum_{i=1}^{n} Observation(i)} x100$
	RMSE	L'erreur moyenne quadratique (mm/jour)	$\sum_{i=1}^{n} \sqrt{\frac{1}{n}(DM(k,i) - Observation(i))^2}$
	Spearman	Coefficient de corrélation de Spearman	
	Ratio _01	Rapport entre le nombre de jours de pluie inférieurs à 0.1 mm/jour fournis par les données maillées et par les mesures sol. Une bonne simulation doit avoir une valeur proche de 1	
	Q_{95}	Pourcentage des données maillées qui se trouve au-dessus	

		du percentile 95 des valeurs de la mesure in situ	
Indicateurs relatifs à l' occurrence	Biais score	Rapport entre le nombre de jours de pluie des données maillées et les jours de pluie de la mesure in situ. Une bonne simulation doit avoir une valeur proche de 1	
	Le ratio de fausse alarme (FAR)	Rapport entre les nombres de jours de pluie des données maillées correspondant à des jours sans pluie d'après les observations in situ et le nombre total de jours de pluie d'après les observations in situ. Une bonne simulation doit avoir une valeur proche de 0.	
	Probabilité de détection (POD)	Rapport entre le nombre de jours de pluie des données maillées coïncidant avec les jours de pluies identifiés par les observations in situ et le nombre total de jours de pluie identifiés d'après les observations in situ. Une bonne simulation doit avoir une valeur proche de 1	
	La probabilité de fausse détection (PODF)	Rapport entre les nombres de jours de pluie des données maillées qui ne sont pas des jours de pluie selon l'observation et le nombre total de jours non pluvieux identifiés d'après les observations in situ. Une bonne simulation doit avoir une valeur proche de 0.	

La comparaison entre données maillées et données sol a été menée sur la période de mesure la plus longue pour laquelle l'ensemble des stations disposaient de mesures. Il s'agit de la période allant de février 2017 à mai 2017. Cette période est fortement contrainte par l'activité des stations Vista Alegre et Venceremos (en service de décembre à août 2017 uniquement). Le Tableau 2-3, présente les résultats de l'analyse de performances des données maillées de précipitation à partir des critères statistiques indiqués dans la Tableau 2-2.

Tableau 2-3 Critères de comparaison entre les données maillées et les stations pluviométriques.

Produit	Stations	biais moyenne (mm/jour)	biais moyenne (%)	biais cumulé (%)	RMSE (mm/jour)	Spearman (-)	ratio variance	ratio 0_1	Q_95 (%)	biais score	FAR	POD	PODF
Chirps	Granada	-0,78	128	-14,27	10,67	0,11	1,42	0,00	0,09	0,51	0,36	0,33	0,29
Pisco	Granada	-1,92	**66**	-35,20	**7,96**	0,30	0,44	1,79	0,02	**0,91**	0,30	0,64	0,44
WRF	Granada	1,23	383	22,60	11,34	0,24	2,03	1,57	0,11	**0,93**	0,33	0,62	0,50
Chirps	Moyobamba	2,26	407	51,88	15,08	0,38	0,61	0,00	0,16	**0,90**	0,37	0,57	0,30
Pisco	Moyobamba	1,16	325	26,63	**13,68**	0,31	0,33	2,13	0,11	1,24	0,44	0,69	0,49
WRF	Moyobamba	**-0,28**	**96**	**-6,53**	14,99	0,01	0,52	2,20	0,06	0,79	0,52	0,38	0,36
Chirps	Paraiso	-1,96	740	-21,85	**23,78**	0,05	0,21	0,00	0,02	**0,95**	0,53	0,45	0,41
Pisco	Paraiso	-2,76	460	-30,76	24,11	0,03	0,19	1,35	0,02	1,33	0,57	0,58	0,61
WRF	Paraiso	**0,06**	**453**	**0,71**	28,90	-0,10	0,71	1,88	0,08	**1,05**	0,57	0,45	0,49
Chirps	RioNegro	-5,20	157	-47,64	**21,89**	0,23	0,18	0,00	0,00	0,55	0,27	0,40	0,31
Pisco	RioNegro	**-3,40**	290	**-31,15**	**21,84**	0,27	0,24	2,89	0,01	**0,90**	0,28	0,65	0,52
WRF	RioNegro	-3,85	**139**	**-35,25**	23,63	0,14	0,33	3,56	0,02	0,73	0,32	0,50	0,48
Chirps	Soritor	-2,20	**39**	-25,14	17,16	0,35	0,32		0,00	0,69	0,27	0,50	0,22
Pisco	Soritor	**-0,31**	77	**-3,60**	**13,28**	**0,82**	0,44		0,02	**1,19**	0,16	1,00	0,22
WRF	Soritor	**0,38**	85	**4,36**	21,93	0,19	0,83		0,05	**1,13**	0,39	0,69	0,52
Chirps	Venceremos	**-5,41**	26	**-37,34**	20,88	-0,04	1,12		0,05	0,51	0,19	0,41	0,50

Pisco	Venceremos	-7,07	**15**	-48,80	**18,28**	0,03	0,43		0,00	0,70	0,18	0,57	0,64
WRF	Venceremos	**-5,89**	42	-40,67	**18,26**	0,22	0,75		0,04	**0,80**	0,14	0,69	0,57
Chirps	VistaAlegre	-3,29	**129**	-36,65	**14,87**	0,33	0,49	0,00	0,00	0,57	0,18	0,47	0,19
Pisco	VistaAlegre	-3,65	178	-40,61	**14,47**	0,36	0,33	1,60	0,00	0,83	0,21	0,66	0,32
WRF	VistaAlegre	**1,53**	778	**17,09**	22,25	0,02	1,70	1,60	0,07	**0,97**	0,32	0,66	0,58

Le plus faible biais moyen total (mm/jour) et cumulé (%) est obtenu par les précipitations WRF pour les stations de Paraiso (0.06 mm/jour et 0.7%), Moyobamba (-0.28 mm/jour et -6.5%), Soritor (0.38 mm/jour et 4.4%), Vista Alegre (1.53 mm/jour et 17.0%) et Granada (1.23 mm/jour et 22.6%) (Tableau 2-3). Pour la station de Venceremos ce sont les données CHIRPS qui sont associées aux biais moyens total et cumulé les plus faibles (-5.41 mm/jour et -37.3 %). Pour la station de Rio Negro, le plus faible biais est atteint pour PISCO (-3.4 mm/jour et -31.5%).

Les biais moyens relatifs restent très élevés pour l'ensemble des produits satellitaires sur les stations de Paraiso (>453%), de Vista Alegre (>129%) et de Rio Negro (>139%). Cette surestimation générale des précipitations par la donnée maillée correspond aux surestimations de certains jours de pluie, mais pour des épisodes différents et propre à chacun des produits (Figure 2-6).

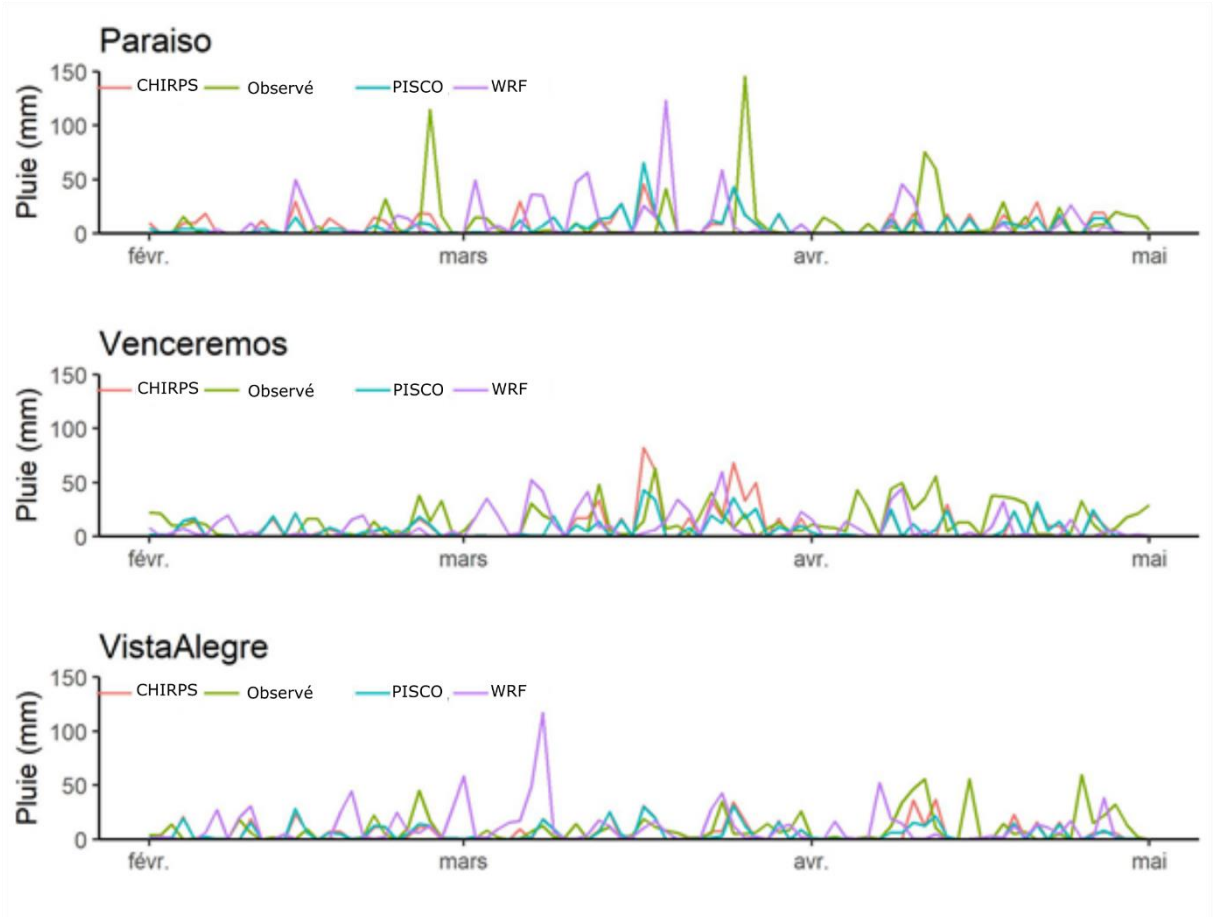

Figure 2-6 : Précipitations journalières à la localisation des stations pluviométriques de Paraiso, Venceremos et Vista Alegre sur la période février à mai 2017. Comparaison avec les estimations issues des donnée maillées.

Les autres paramètres liés à l'intensité (RMSE, Spearman, ratio variance et Q_{95}) ne mettent pas en évidence de différence de performance notable entre les produits. On peut cependant noter que le RMSE le plus bas est observé à la station de Granada avec les données PISCO (RMSE = 8.0 mm/jour), et le coefficient de Spearman le plus élevé (0.82) à la station de Soritor avec les données PISCO.

Parmi les paramètres liés à l'occurrence, le biais score (qui représente la relation entre le nombre de jours de pluies enregistrés dans les données maillées et dans les données observées) montre une bonne représentation des précipitations par les données PISCO et WRF (biais score > 0.7). Les autres paramètres liés à l'occurrence ne signalent pas de différences très marquées de performances pour les différents produits testés, à l'exception de performances significativement plus élevées liée à l'identification de l'occurrence des jours de pluies pour WRF à la station de Venceremos (FAR =0.14 et POD =0.69) et pour PISCO à la station de Soritor (FAR=0.16 et POD = 1).

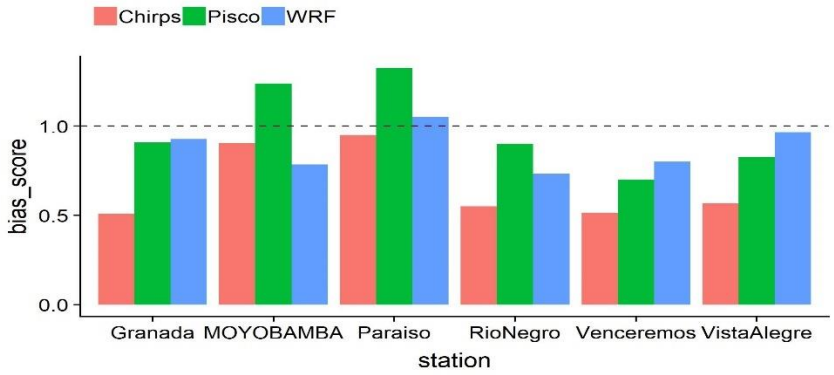

Figure 2-7 : Bias score pour les données maillées de pluies.

En conclusion, bien que le biais moyen total et le biais cumulés sur la plupart des stations soient les plus bas pour les données WRF, nous avons mis en évidence une forte surestimation (biais moyen relatif) des précipitations par ce produit pour certains jours de la période analysée. Cette surestimation affecte également les produits CHIRPS et PISCO. L'occurrence des jours de pluie est mieux reproduite par les données WRF et PISCO que CHIRPS, bien que la distribution spatiale des précipitations soit différente pour ces deux produits (Figure 2-5). Sur le plan de la distribution spatiale des précipitations, il semble difficile de privilégier l'un des produits WRF ou PISCO sur la base des indicateurs produits. En effet les données sols disponibles correspondent à des pluviomètres situés à moins de 1500m d'altitude, dans la zone où la différence entre les données WRF et PISCO est la plus réduite (Figure 2 -4). Ce constat limite la possibilité de validation de l'un de ces données maillées pour les précipitations d'altitude. De ce fait, l'installation de nouveaux pluviomètres dans la zone de plus haute altitude est recommandée afin de mieux évaluer la pertinence des données maillées de précipitations dans la partie haute du massif.

Les données de pluie de PISCO et WRF sont retenues pour la réalisation du bilan hydrologique des bassins d'alimentation des sources dans la suite de ce travail.

2.1.1 Evapotranspiration

L'évapotranspiration est définie comme la quantité d'eau retournée dans l'atmosphère par évaporation directe de l'eau dans le sol ou l'eau stagnante et par transpiration des plantes (Allen et al, 1998). L'évapotranspiration dépend ainsi d'une part de paramètres météorologiques (température, rayonnement solaire et atmosphérique, humidité de l'air et vitesse du vent) et d'une autre part des caractéristiques de la végétation (nature des végétaux, phase de croissance, surface foliaire, résistance stomacale...) et du sol (disponibilité de la ressource en eau) (Allen et al, 1998). La détermination des paramètres météorologique est relativement aisée, tandis que la détermination des paramètres relatifs à la demande en eau des végétaux et à la disponibilité de la ressource en eau est plus difficile à réaliser. Par ailleurs, la mesure directe de l'évapotranspiration réelle (ETR) requiert une instrumentation lourde. Pour cela il été introduit le concept d'évapotranspiration potentielle, qui représente la quantité d'eau évapotranspirée par un couvert végétal normalisé, en supposant une disponibilité illimitée de l'eau dans le sol (Thornthwaite, 1948). L'estimation de l'ETP ne requiert donc que l'utilisation de paramètres météorologiques. Il existe plusieurs méthodes de calcul de l'ETP, dont le modèle FAO-56 Penman-Monteith (Allen *et al.*, 1998) qui est considéré comme le plus précis. Cependant, ce modèle requiert une grande quantité de données d'entrée, qui ne sont pas toujours accessibles.

Les stations climatologiques de l'Alto Mayo disposant seulement des données de précipitation et de température, les équations du modèle FAO-56 Penman-Monteith ne peuvent pas s'appliquer. Lavado-Casimiro *et al.*, (2015) comparent plusieurs méthodes de calcul de l'ETP sur la partie péruvienne du bassin andino-amazonien. Ils déterminent que la formule de Hargreaves – Samani – HS (Hargreaves et Samani, 1985) donne des estimations acceptables avec des données d'entrée limitées (précipitation et température). Ils proposent par ailleurs une version corrigée de cette formule, en introduisant une prise en compte de l'altitude. L'évaporation potentielle de Hargreaves-Samani corrigée par Lavado-Casimiro *et al.*, (2015) (HSL) est ainsi donnée par:

$$ETP_0 = 0{,}0023 * \left(T_{jour} + 17{,}78\right) * R_0 * (T_{max} - T_{min})^{0{,}5}$$

$$ETP = (0{,}0622 * alt + 0{,}88196) * ETP_0$$

Où ETP_o est l'évapotranspiration potentielle estimée par la formule de Hargreaves – Samani, ETP est l'évapotranspiration potentielle intégrant la correction de (Lavado-Casimiro *et al.*, 2015), T_{jour}, T_{max} et T_{min} sont respectivement les températures moyenne, maximales et minimales du jour considéré (°C), R0 est la radiation solaire extraterrestre (mm/jour) et alt est l'altitude de la station climatologique (m).

La formule de Turc (Turc, 1961) a également permis d'estimer de façon correct l'ETP pour les stations de la partie nord du bassin andino-amazonien péruvien (Lavado-Casimiro *et al.*, 2015). Le calcul de l'évapotranspiration par cette méthode est basé sur la formule suivante :

$$ETP = \frac{P}{\sqrt{0{,}9 + \frac{P^2}{(L)^2}}} \; avec \; L = 300 + 25 * T + 0{,}05 * T^3 \; ; si \; \frac{P}{L} \geq 0{,}316$$

$$ETP = P \; ; \; si \; P/L < 0{,}316$$

Où T et P correspondent respectivement à la température et à la pluviométrie du bassin versant.

Le Tableau 2 -4 présente les valeurs d'ETP obtenues à la station de Moyobamba. L'ETP estimée par la méthode de HSL est systématiquement plus élevée que celle estimée par la méthode de TURC. On remarque enfin que l'ETP moyenne annuelle représente 75% (estimation par la formule de Turc) à 101% (estimation par la formule de HSL) des précipitations moyennes annuelles sur le bassin. Or au vu du débit des sources suivies, l'évapotranspiration réelle est clairement inférieure aux précipitations. On retrouve ici la différence entre ETR et ETP. L'ETR peut être dérivée de l'ETP par utilisation d'un modèle tenant compte de la nature du couvert végétal et de la disponibilité en eau du sol. Or, les paramètres nécessaires à ce type de modélisation sont indisponibles pour notre zone d'étude.

Tableau 2-4 : Moyenne annuelle des précipitations (mm), température (°C) et évapotranspiration réelle (mm) calculée par les méthodes de Hargreaves et Samani, (1985) *corrigée par* Lavado-Casimiro *et al.*, (2015) *et de Turc (1961) à la station de Moyobamaba*

Nom	Années Hydro.	Pluie (mm)	Temp. (°C)	ETP	
				TURC	HSL
MOYOBAMBA	2011	1490	24	1104	
MOYOBAMBA	2012	1460	24	1100	
MOYOBAMBA	2013	1488	24	1108	1457
MOYOBAMBA	2014	1696	24	1173	1449
MOYOBAMBA	2015	1450	24	1116	1519
MOYOBAMBA	2016	1463	24	1106	1489
MOYOBAMBA	2017	1373	24	1075	
Moyenne	-	1489	24	1112	1504
CV	-	7%	0%	3%	1%

Pour l'estimation de l'ETR, nous nous appuierons donc sur l'estimation réalisée à l'échelle du bassin versant du rio Marañón : l'ETR y est estimée à 694 mm/an par la méthode du bilan hydrique, soit 30% des précipitations (Segura Cajachagua, 2014). Nous retenons cette valeur de 30 % des précipitations pour l'estimation de l'ETR sur la zone d'étude.

2.1.2 Estimation de la pluie nette

Les trois exutoires principaux du massif de l'Alto Mayo sont les sources de Tio Yacu, Aguas Claras et Rio Negro.

Le débit moyen de Tio Yacu entre 2016 et 2018 est de 5630 l/s, soit un volume moyen annuel écoulé de $177*10^6$ m^3. Le débit moyen de Rio Negro entre 2016 et 2018 est de 23500

l/s, soit un volume moyen annuel écoulé de 742 *10^6 m^3/an. Le débit moyen d'Aguas Claras entre 2016 et 2018 est de 5660 l/s, soit un volume moyen annuel écoulé de 178 *10^6 m^3/an.

2.1.3 Bilan

Le bilan hydrologique est établi sur l'année hydrologique 2016 -2017, qui correspond à une année de pluviométrie moyenne, pour laquelle les simulation WRF a été effectuée. Cependant les stations de mesure des débits n'étaient pas toutes fonctionnelles durant cette période. Pour les stations qui ne le sont pas (stations maintenues par l'ANA) les débits sont ceux de la période de mise en service des stations (2001-2014). L'année hydrologique 2016-2017 a connu une pluviométrie normale, l'analyse peut donc être effectuée.

La variation de stock est supposée faible sur une année hydrologique. Elle est généralement positive lorsqu'on utilise les précipitations PISCO, et négative lorsqu'on utilise les précipitations WRF (Tableau 2-5). Ce résultat laisse supposer une extension des bassins d'alimentation globalement valide, avec une sous-estimation des précipitations par PISCO et une surestimation des précipitations par WRF dans les zones de haute altitude du massif.

Dans le cas de la résurgence de Tio Yacu, la variation de stock est positive pour les précipitations PISCO et WRF (Tableau 2-5). Ce résultat indique une possible sous-estimation de l'extension du bassin d'alimentation de cette source, ou peut-être la présence d'une alimentation par pertes d'autres systèmes. Ces hypothèses seront discutées plus bas en complément de l'analyse des débits classés.

Tableau 2-5 : Superficie (A), de l'altitude moyenne, précipitations moyennes (P), débit (Q, coefficient d'écoulement (Q/P), débit spécifique (Q/A) et variation de stock (ΔB) pour chacun bassins d'alimentation. Les données correspondent à l'année hydrologique 2016-2017, exception faite des débits des stations apparaissant en gras (station ANA).

	Nom	Produit	A (Km^2)	Altitude (m)	P	ETR	Q	ΔB	ΔB	Q/P	Q/A ($l/s/km^2$)
					10*6 m^3/an				%		
Riviere	**Indoche**	Pisco	490	1332	927	278	473	-176	-15%	0,5	31
Riviere	**Naranjillo**	Pisco	281	2132	473	142	424	93	15%	0,9	48
Riviere	**Naranjos**	Pisco	357	2447	538	161	529	152	22%	1,0	47
Source	Palestina	Pisco	15		35	10,6	17	-8	-18%	0,5	35
Source	**Serranoyacu**	Pisco	254	2657	418	125	599	307	56%	1,4	75
Riviere	**Tonchima**	Pisco	828	1695	1702	511	1608	417	19%	0,9	62
Riviere	**Uquihua**	Pisco	86	1058	200	60,1	95	-46	-18%	0,5	35
Riviere	**Yuracyacu**	Pisco	118	1946	245	73,4	221	49	16%	0,9	59
Source	AguasClaras	Pisco	119	1883	245	73,6	187	15	5%	0,8	50
Source	RioNegro	Pisco	461	2672	703	211	732	240	26%	1,0	50
Source	TioYacu	Pisco	92	1512	215	64,5	173	23	8%	0,8	60
Riviere	**Indoche**	WRF	490	1332	933	280	473	-180	-15%	0,5	31
Riviere	**Naranjillo**	WRF	281	2132	856	257	424	-175	-16%	0,5	48
Riviere	**Naranjos**	WRF	357	2447	1142	343	529	-271	-18%	0,5	47
Source	Palestina	WRF	15		31	9,41	17	-5	-13%	0,5	35
Source	**Serranoyacu**	WRF	254	2657	893	268	599	-26	-2%	0,7	75

Riviere	**Tonchima**	WRF	828	1695	1896	569	1608	281	11%	0,8	62
Riviere	**Uquihua**	WRF	86	1058	135	40,5	95	0	0%	0,7	35
Riviere	**Yuracyacu**	WRF	118	1946	343	103	221	-20	-4%	0,6	59
Source	AguasClaras	WRF	119	1883	343	103	187	-53	-12%	0,5	50
Source	RioNegro	WRF	461	2672	1836	551	732	-554	-23%	0,4	50
Source	TioYacu	WRF	92	1512	191	57,4	173	40	16%	0,9	60

On remarque enfin que les coefficients d'écoulement calculés sur la base des précipitations WRF sont plus proche de la tendance régionale (0.6 d'après Guyot, 2006) que ceux calculés sur la base des précipitations PISCO. En effet la relation entre débit moyen des sources et la pluie moyenne sur le bassin d'alimentation reste globalement linéaire lorsqu'on considère les précipitations WRF, tandis qu'elle marque un décrochage pour les plus forts débits pour les précipitations PISCO (Figure 2-8). WRF semble ainsi fournir des valeurs des précipitation moyenne des bassins d'alimentation plus cohérent de l'ensemble des trois produits satellitaires testés pour les bassins qui s'étendent sur les parties les plus élevées du massif et avec des altitudes moyennes supérieures à 2000m (Rio Naranjillo, Rio Naranjo, Rio Negro et Serrano Yacu) (Tableau 2-5).

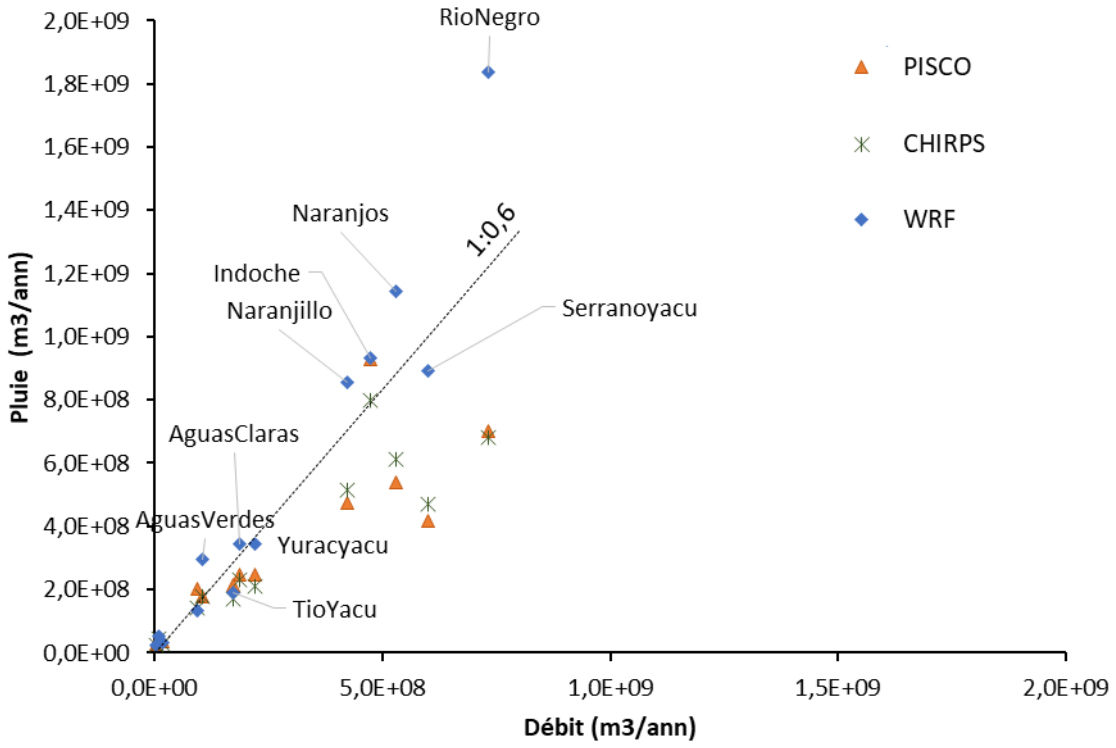

Figure 2-8 : Relation entre précipitations et débit dans les bassins de l'Alto Mayo.

2.1.4 Synthèses

Le bilan hydrologique dans le massif de l'Alto Mayo ne peut pas être établi avec précision du fait de l'incertitude relatives aux précipitations, à l'ETR et aux débits muesrués, ce qu'a limité la délimitation des impluviums des sources suivi dans ce travail. Pour cette raison, des

valeurs régionales de débits spécifiques ont été utilisée pour établir une première délimitation des impluviums dans le massif. Ces estimations ont abouti à des valeurs de coefficient d'écoulement anormalement élevées (>1), révélant une possible sous-estimation des précipitations dans la partie haute du massif. Afin de mieux interpréter la distribution spatiale des précipitations dans le massif il a été pris en compte des produit maillées de précipitation (PISCO, CHIRPS et WRF). Ces données (a pas de temps journalières) ont été comparées à des mesures au sol situes entre 800 et 1500m d'altitude sur la période de février à mai 2017, avec des critères liés à l'intensité et à l'occurrence. Il a été ainsi identifié une meilleure performance des données WRF et PISCO, que des données CHIRPS.

WRF et PISCO ont par conséquence été utilisé pour l'évaluation du bilan hydrique de l'année hydrologique 2016-2017. L'écart positif du bilan avec des précipitations PISCO et négatif avec des précipitations WRF, du fait notamment d'une plus forte pluviométrie dans les zones de haute altitude du massif pour les données WRF que pour les données PISCO. Cela laisse donc supposer une extension des bassins d'alimentation globalement valide. La performance de ces données maillées de précipitation n'a pas pu être établie dans les zones de plus haute altitude (1500 – 4000m) en raison du manque de stations pluviométriques. Cependant les précipitation moyenne des bassins d'alimentation fournies par les données WRF semblent mieux représenter la relation entre débit moyen et pluie moyenne que celles des données PISCO. L'installation de pluviomètres dans la zone d'altitude (>1500m) serai donc indispensable pour mieux déterminer la performance des données maillées dans les zones hautes du massif.

Les données maillées de précipitation ont montré une forte surestimation (>50%) des précipitations pour certain jours de pluie, ce qui limite l'utilisation de ces données pour l'analyse de la réponse hydrologique au moyen des analyses corrélatoire. Pour la suite des analyses, nous utiliserons par conséquent les données pluviométriques mesurée au sol dans le cadre de cette thèse ainsi que les données des stations SENAMHI

2.2 Approche hydrodynamique – Caractérisation par analyse corrélatoire

Cette partie a pour objectif de caractériser le fonctionnement des systèmes karstiques à partir de méthodes de traitement du signal appliquées à des chroniques hydrodynamiques (pluie, débit). L'application de ces méthodes sur le système karstique a été développée par Mangin (1975) et Bakalowicz (1979). Ces auteurs considèrent le système karstique comme un filtre qui modifie un signal d'entrée (la pluie) en un signal de sortie (le débit à l'exutoire). L'analyse des relations qui relient ces deux signaux, ainsi que l'analyse du signal de sortie uniquement, fournissent des informations sur le fonctionnement global et indirectement sur la structure du système karstique.

Ainsi, les chroniques de pluie et de débit des systèmes karstiques de l'Alto Mayo ont été analysées par trois méthodes afin d'identifier leur structure. Ces méthodes sont :

1. L'analyse des débits classés
2. L'analyse des courbes de récession
3. L'analyse corrélatoire (autocorrélation et corrélation croisée)

2.2.1 Description des chroniques d'entrée et de sortie

L'analyse des débits classés et l'analyse corrélatoire ont été effectuées sur les séries temporelles de débit et de pluie au pas de temps journalier. Pour les stations de Tio Yacu et de Rio Negro, les séries de débits sont complètes à partir de la date d'installation du capteur (septembre 2016 pour Tio Yacu, juin 2015 pour Rio Negro). Les stations de Palestina et Aguas Claras ont chacune une période de lacune totale d'instrumentation (Figure 2-9). Les analyses menées pourront porter sur l'ensemble de la chronique, ou être réalisées pour les différentes années hydrologiques.

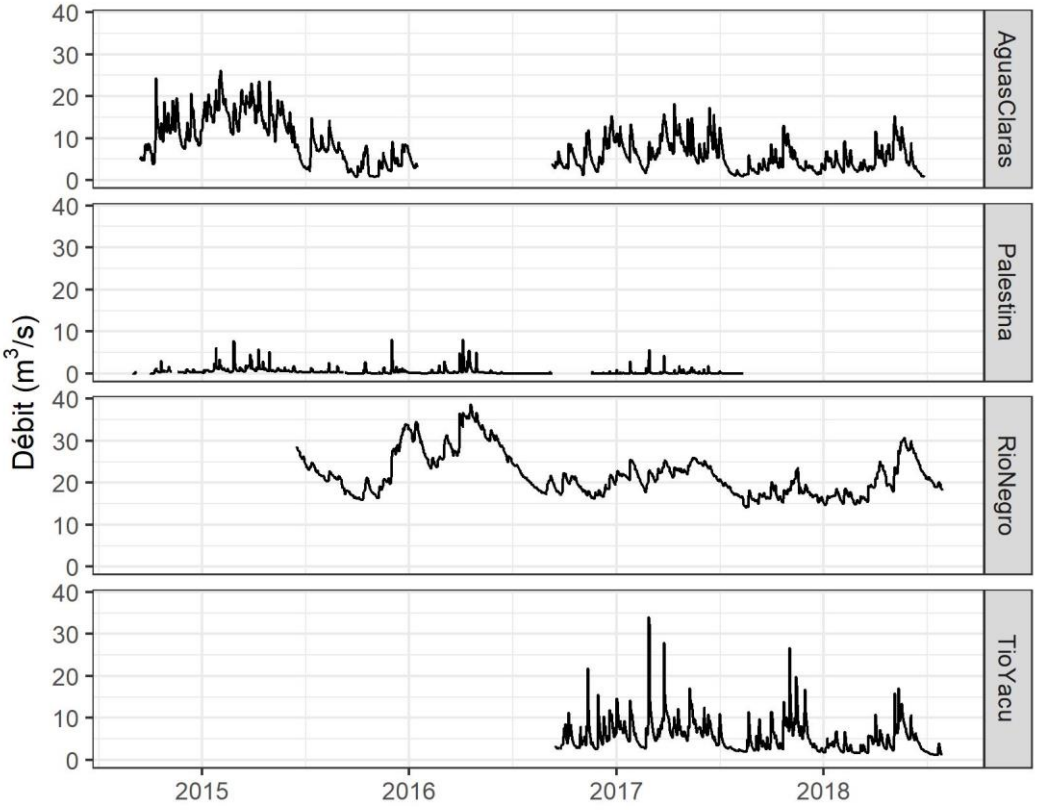

Figure 2-9 : Série temporelle des débits journaliers pour les quatre stations étudiées.

Les débits journaliers moyens, minimum et maximum pour les sources étudiées, sont présentés dans le Tableau 2-6. La source de Rio Negro, avec un débit moyen de 22 m^3/s, est à ce jour identifiée comme la résurgence karstique la plus importante d'Amérique du Sud, devant les sources de Tio Yacu et de Aguas Claras, ayant des débits moyen interannuel de 6 et 7 m^3/s respectivement. La source de Palestina, pour laquelle la chronique de mesures est plus long, a un débit moyen de 0.5 m^3/s.

Les pluies journalières sont en partie acquises auprès du SENAMHI qui dispose de stations météorologiques au pied de l'Alto Mayo, et en partie issues de l'acquisition de données réalisées dans le cadre de cette thèse (Figure 2-11). Les stations mises en place dans le cadre de cette thèse disposent de chroniques relativement courtes : seules les stations de Paraiso et de Rio Negro disposent de plus d'un an de données (novembre 2016 à juillet 2018), tandis que la période d'acquisition des autres stations s'étend de novembre 2016 à septembre 2017. La faible

longueur de ces chroniques est due à des problèmes techniques pour les pluviomètres automatiques et à des difficultés pour pérenniser les relevés manuels par les observateurs pour les autres pluviomètres. Le choix de la chronique de précipitations utilisée pour l'analyse des réponses impulsionnelles (corrélogrammes croisés pluie – débits) prend par conséquence en compte cette disponibilité des données de pluie.

Tableau 2-6: Valeur du débit moyen, maximal et minimal pour les 4 sources étudiées et la période d'analyse considérée

Sources	Débit moyen	Débit maximal	Débit minimal	Période	État
		(m3 /s)			
Rio Negro	22.1	38.7	14.1	Juin/2015 - juil/2018	En service
Tio Yacu	5.7	34	1.2	Sept/2016 - jul/2018	En service
Palestina :					En service
-Chronique 1	0.5	8.7	0.01	mai/2011– sept/2016	
-Chronique 2	0.2	5.6	0.01	nov/2016 - sept/2017	
Aguas Claras :					Arrêté
-Chronique 1	10.2	26.2	0.9	Sept/2014 - janv/2016	
-Chronique 2	5.7	18.2	0.9	Sept/2016 - juil/2018	

Seule la station météorologique de Moyobamba (860 m) dispose de données complètes pour chacune des années hydrologiques de la période d'étude (2011 à 2017, Figure 2-11). Les pluies moyennes enregistrées sur cette station pour chaque année hydrologique permettent d'apprécier les variations des conditions climatiques durant la période étudiée (Tableau 2-7). Ainsi, l'année hydrologique 2014 est la plus humide et l'année 2017 la plus sèche. Une description plus détaillée de la climatologie de la région a été présentée dans la partie 1.3.

Tableau 2-7 : Valeur annuelle de précipitation et de température à la station de Moyobamba (SENAMHI).

Année Hydrologique	Pluie (mm)	Température (°C)
2011	1490	23,6
2012	1460	23,8
2013	1488	23,8
2014	1696	23,7
2015	1450	24,4
2016	1463	24,0
2017	1373	24,1

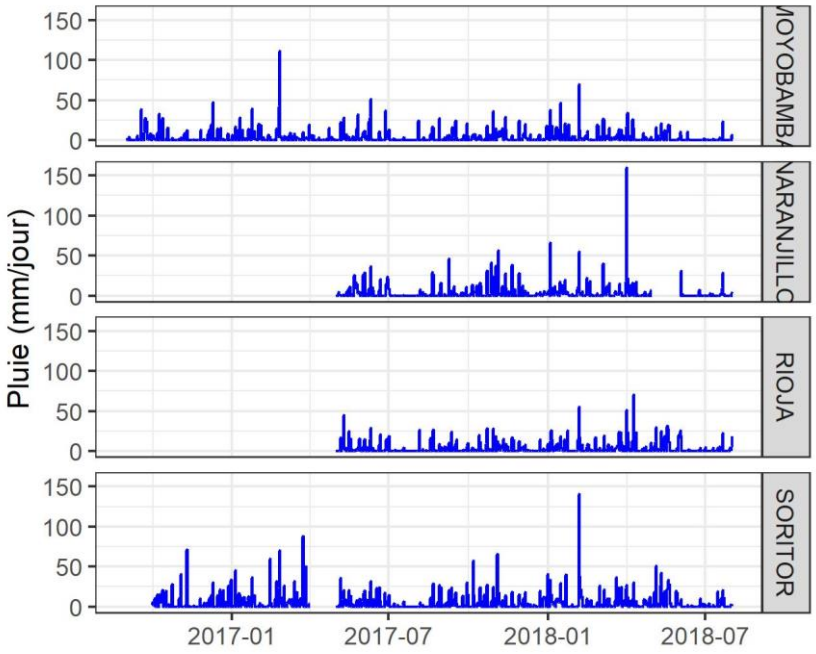

Figure 2-10 : Séries temporelles de pluie journalière des stations du SENAMHI.

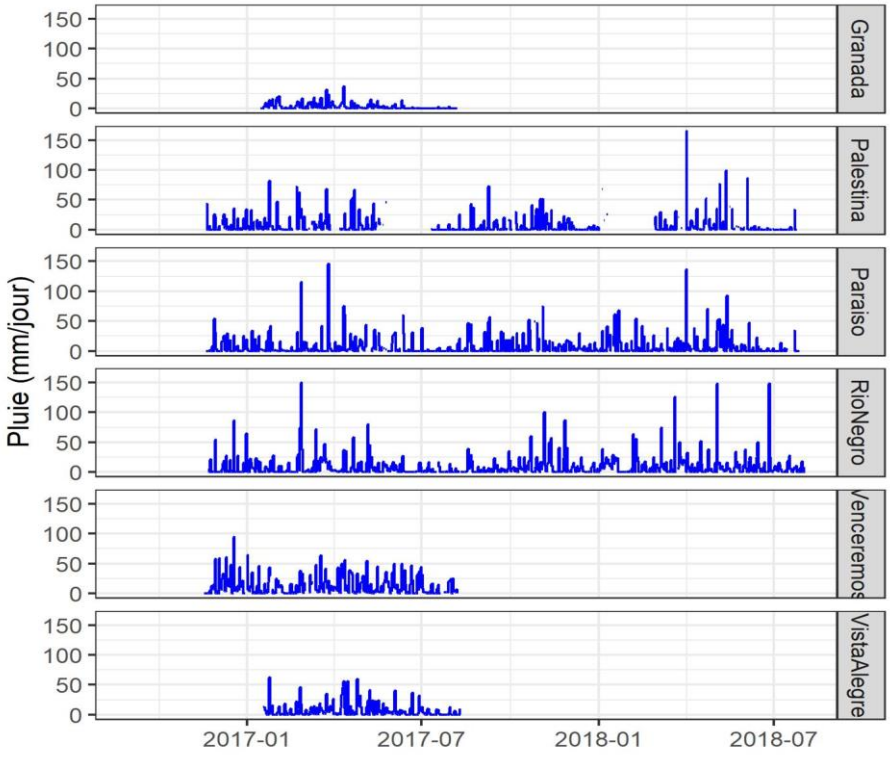

Figure 2-11 : Séries temporelles de pluie journalière des stations pluviométriques installées dans le cadre de cette thèse.

2.2.2 Étude des débits classés

L'analyse des débits classés a pour objectif d'identifier les ruptures de pentes indiquant des changements dans le fonctionnement du système (Tableau 2-8) : mise en fonctionnement de

trop-pleins ou de pertes vers un autre système, ou alimentation par un autre système. Le principe général consiste à construire la densité de probabilité de la distribution des débits, et mettre en évidence les écarts entre cette densité empirique (pour la variable ou sa transformée logarithmique) et une loi de Laplace. Les traitements ont été réalisés sous le logiciel R, et portent sur des chroniques complètes ou sur certains cycles hydrologiques, en fonction de la disponibilité des données.

La courbe s'obtient en décomposant l'hydrogramme du cycle en classes de débits, et en portant pour une classe de débit donnée, le nombre d'événements pendant lesquels ce débit a été observé. La distribution de ces classes de débits exprimée en pourcentage cumulé, est reportée en ordonnées sur une échelle de probabilité, et les classes en abscisses sur une échelle arithmétique ou logarithmique (Figure 2-12). Si une classe de débit possède un nombre d'évènements anormalement faible ou élevé, cela se traduit sur la courbe obtenue par une rupture de pente indiquant ainsi une variation dans le régime d'écoulement (Tableau 2-8).

Tableau 2-8 : Interprétation des ruptures de pente de la droite représentative des débits classés (d'après Mangin 1971 dans Dörfliger, (2010))

Cas	Pentes des droites	Position de la rupture	Interprétation
A	$\alpha 2 > \alpha 1$	Forts pourcentages	-Mise en fonctionnement de trop-plein - Fuites vers un autre système - Stockage momentané - Fuites ou débordement de la station de jaugeage lors des hautes eaux
B	$\alpha 2 < \alpha 1$		- Apports en provenance d'un autre système - La station de jaugeage prend en compte lors des crues des écoulements n'appartenant pas au système
C	$\alpha 2 < \alpha 1$	Faibles pourcentages	-Apports d'une réserve issue d'un cycle antérieur
D	$\alpha 2 > \alpha 1$		-Constitution d'une réserve
E	$\alpha 2 > \alpha 1$ $\alpha 3 < \alpha 2$	Double rupture	- Piégeage d'une réserve lors de la décrue et restitution au cours du tarissement

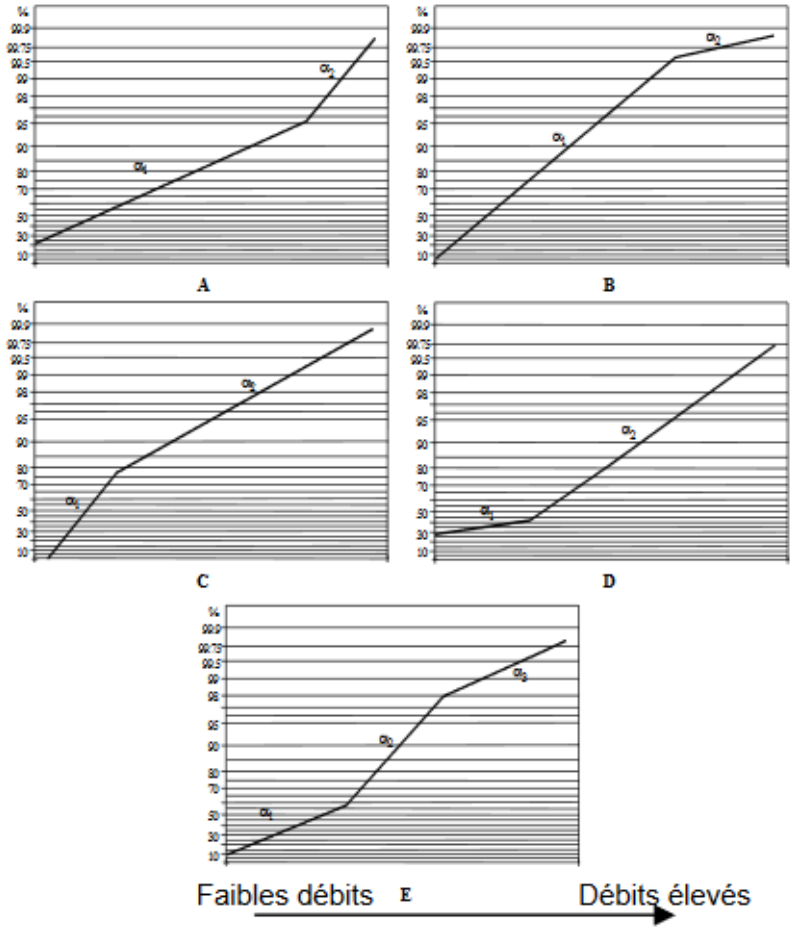

Figure 2-12 : Différents cas de rupture de pente de la droite représentative des débits classés (d'après Mangin 1971 dans Dörfliger, (2010))

2.2.2.1 Source de Palestina

L'analyse pour cette source porte sur le logarithme des débits (Figure 2-13). L'analyse de l'ensemble de la chronique montre une rupture de pente vers 0.1 m³/s, que l'on retrouve pour chacune des années hydrologiques. Cette stabilité du résultat indique que le comportement observé est bien significatif du fonctionnement du système. Cette pente plus forte pour les débits supérieurs à 0,1 m^3/s indique une constitution de réserves au-delà de ce seuil d'après la grille d'interprétation usuellement utilisée, les débits mesurés étant plus faibles que ceux auxquels on pourrait s'attendre si le comportement observé pour les faibles débits restait valable (pente plus faible).

Les connaissances dont nous disposons sur le système nous permettent d'évoquer une seconde hypothèse, celle de l'alimentation du système par une perte calibrée. En effet, une perte située sur la rive gauche de la rivière voisine Rio Yuracyacu à 1000m d'altitude a été reconnue par les spéléologues (développement de 180m en direction de la source de Palestina, profondeur de 36 m, terminus sur siphon) et pourrait participer à l'alimentation de cette source (Figure 2-2). Ainsi, la rupture de pente observée sur la chronique des débits classés pour de faibles pourcentages peut être liée à l'influence de cette perte, qui ne laisserait passer qu'un flux limité (contrôle hydraulique aval) pour les valeurs de débits > 0,1 m^3/s.

Une deuxième rupture est observée sur la pente des débits classés pour un débit supérieur à la valeur maximale jaugée (>3.6 m³/s). Cette augmentation de pente sur le 3e segment de la droite des débits classés traduit des débits plus faibles que ceux auxquels on pourrait s'attendre si le fonctionnement de la source restait identique. Nous imputons cette rupture à la présence de fuites par débordement de la station de jaugeage.

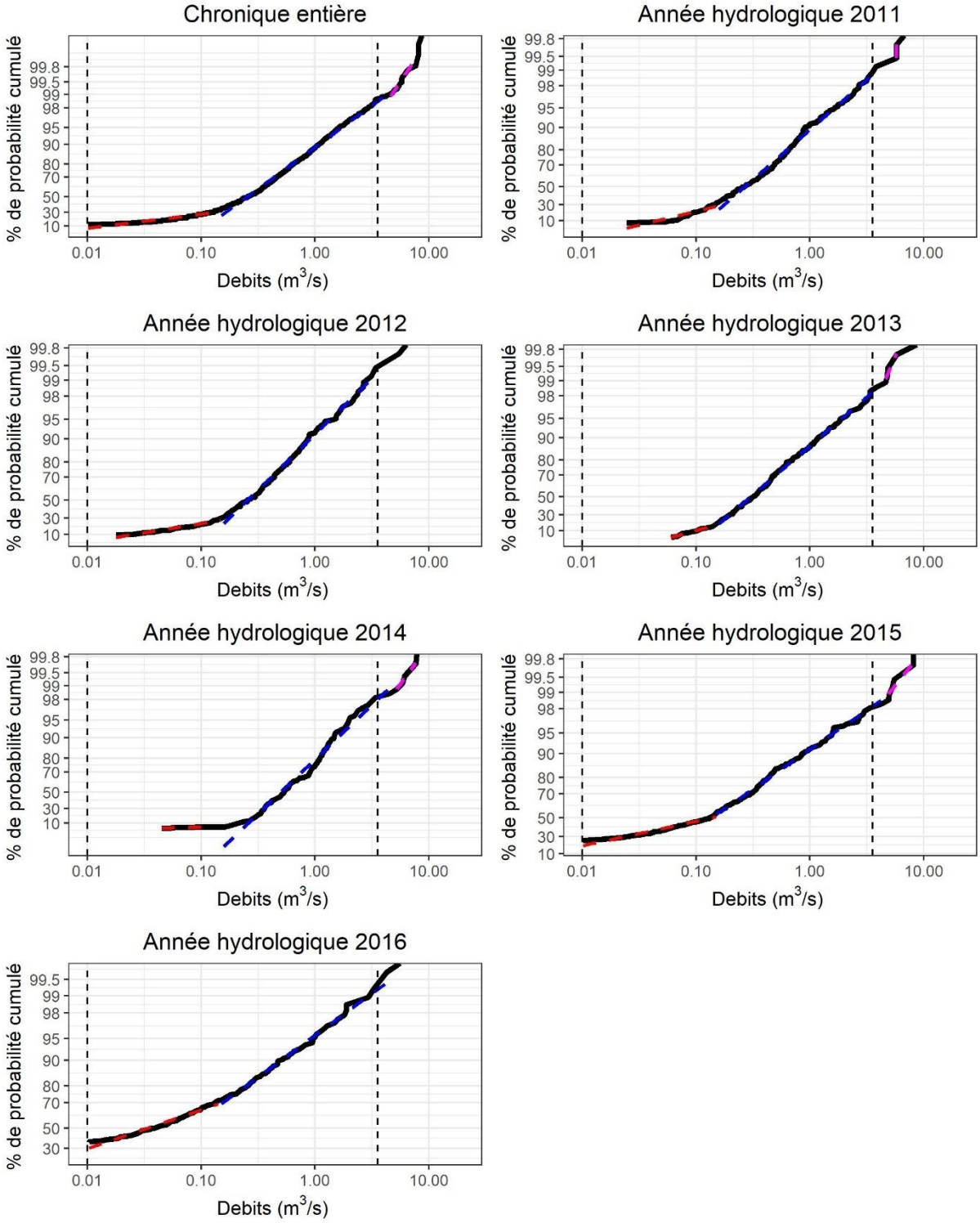

Figure 2-13 : Courbes des débits classés pour la station de Palestina. Les lignes verticales en pointillés indiquent les débits minimal (0.01 m^3/s) et maximal (3.6 m^3/s) jaugés.

2.2.2.2 Source de Tio Yacu

L'analyse du logarithme des débits (Figure 2-14) permet d'identifier deux ruptures de pente : la première, qui rassemble 15% des débits, vers 2.7 m^3/s et la deuxième, qui rassemble 95% des débits, vers 11 m^3/s. La première rupture de pente indique une constitution de réserves au-delà du seuil de 2,7m^3/s, les débits mesurés étant plus faibles que ceux auxquels on pourrait s'attendre si le comportement observé pour les faibles débits restait valable (pente plus faible). Nous ne disposons pas d'éléments permettant de relier cette observation à une caractéristique hydrogéologique connue du système.

La seconde rupture se traduit par une diminution de la pente au-delà de 11 m^3/s, ce qui est classiquement interprétée comme un apport supplémentaire au système puisque les débits mesurés sont plus élevés que ceux auxquels on pourrait s'attendre si le comportement précédemment observé (2.7 $m^3/s < Q < 11m^3/s$) restait valable. Ce comportement peut correspondre à un apport supplémentaire en hautes eaux, déclenché par activation d'une perte localisée dans le bassin d'alimentation de la source. Cette hypothèse confirme le résultat du bilan hydrologique qui mettait en évidence une variation de stock positive, pouvant être attribuée à une alimentation supplémentaire associée à une perte. Cette hypothèse est également en accord avec la géologie du bassin d'alimentation de cette source, la limite Ouest de l'impluvium étant en contact avec le cœur non calcaire (Grupo Mitu) de l'anticlinal qui disparaît sous les formations calcaires (Figure 2-2). Ce contexte est en effet favorable à la présence d'un écoulement de surface sur les terrains du Grupo Mitu lors de précipitations importantes, écoulement qui se perdrait ensuite au contact avec les formations carbonatées

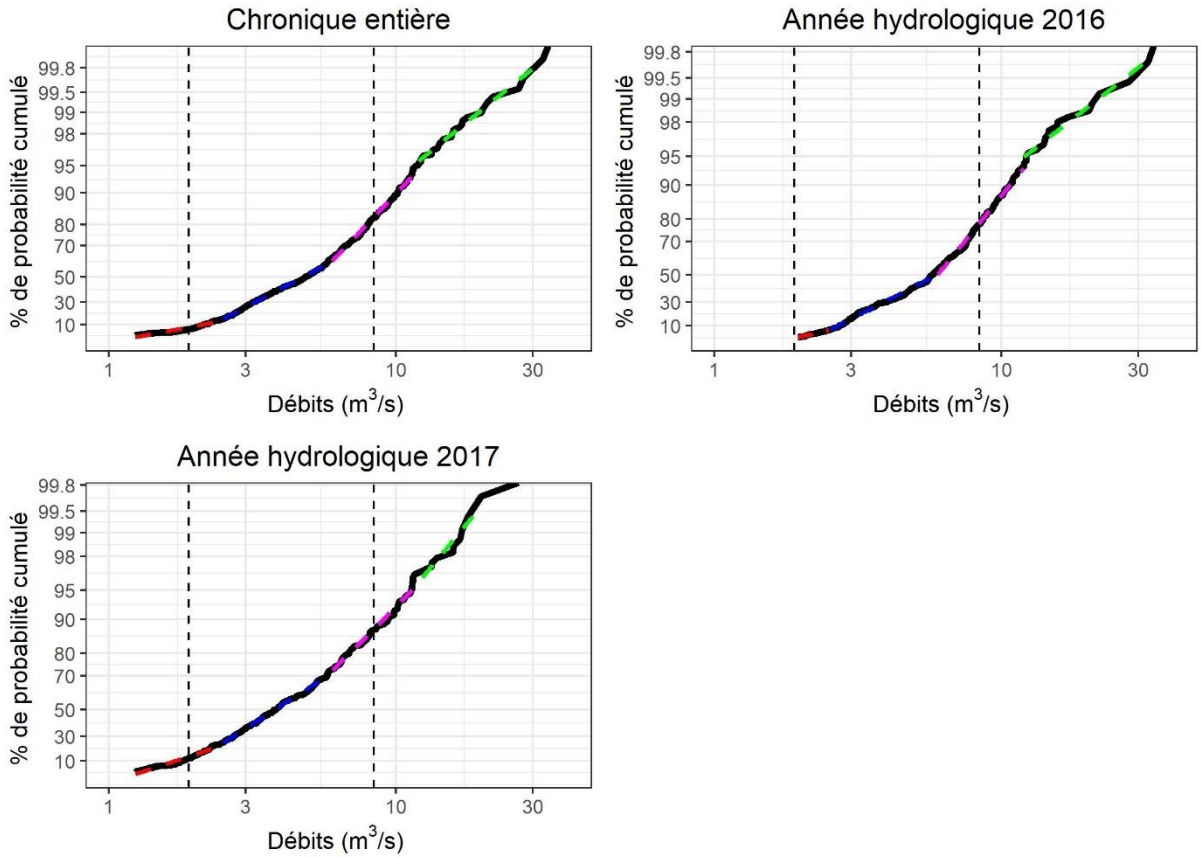

Figure 2-14 : Courbes de débits classés pour la station de Tio Yacu. Les lignes verticales en pointillés indiquent les débits minimal (1.9 m^3/s) et maximal jaugés (8.4 m^3/s).

La courbe de débits classés reste stable sur les deux cycles hydrologiques analysés : 2016-2017 qui correspond à une année pluvieuse et 2017-2018 qui est une année sèche. Les mêmes ruptures de pente sont observées pour les mêmes valeurs de débits dans ces deux cycles. On peut noter une représentation plus importante des faibles débits pour l'année 2017-2018 que pour l'année 2016-2017, en accord avec les conditions hydrologiques sèches de l'année 2017-2018.

2.2.2.3 Source de Aguas Claras

L'analyse porte sur le logarithme des débits (Figure 2-15). Sur l'analyse de la chronique entière, des ruptures sont visibles pour les débits de 3 et 16 m^3/s qui rassemblent respectivement 25% et 85% des débits (Figure 2-15). La première rupture, met en évidence une constitution de réserve au-delà du seuil de 3 m^3/s, les débits mesurés étant plus faibles que ceux auxquels on pourrait s'attendre si le comportement observé pour les faibles débits restait valable (pente plus faible). La deuxième rupture (passage à une pente plus forte) peut être attribuée à l'existence de fuites vers un autre système ou, ce qui est très probable à une sous-estimation du débit en hautes eaux, les valeurs de débits au-delà de 10 m^3/s ayant été obtenus par extrapolation de la courbe de tarage.

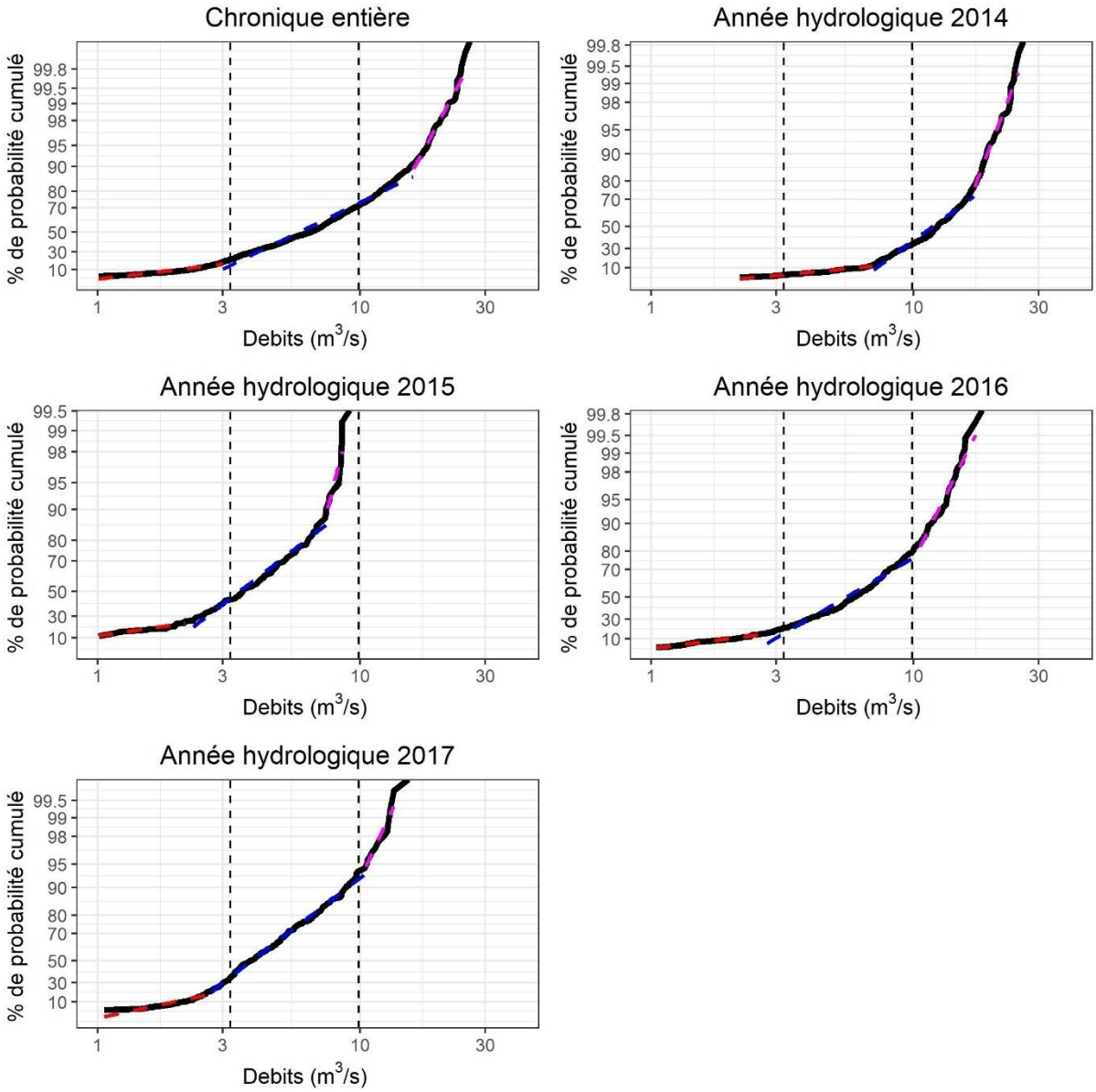

Figure 2-15 : Courbes des débits classés pour la station de Aguas Claras. Les lignes verticales en pointillés indiquent les débits minimal (3.4 m^3/s) et maximal jaugés (9.9 m^3/s).

L'analyse cycle par cycle confirme la double rupture de pente, mais pour des valeurs différentes selon l'année hydrologique considérée : 7 et 17 m3/s durant l'année 2014, contre 2.7 et 10 m^3/s pour les années 2016 et 2017. L'année hydrologique 2015 est lacunaire (données du 15 septembre 2015 au 16 janvier 2016), et présente également deux doubles ruptures de pentes pour 2 et 8m^3/s (Figure 2-15).

Le fait que les courbes des débits classés des années hydrologiques 2016 et 2017 présentent des ruptures de pente pour des valeurs de débits semblables, en dépit de conditions hydrologiques contrastées pour ces deux années, confirme que ces ruptures sont caractéristiques du fonctionnement du système. Les ruptures de pentes observées pour des valeurs de débits distinctes durant l'année 2014 pourraient traduire une modification du fonctionnement hydrogéologique entre les années 2014 et 2016.

Un phénomène atypique a justement été observé en février 2016 (année hydrologique 2015-2016). A cette date la source s'est entièrement asséchée à la suite d'un séisme (Figure 2-16) attribué à un effondrement souterrain (Carrillo *et al.*, 2016). Cette hypothèse est compatible avec les forts bruits entendus par les villageois à ce moment-là. Cet épisode d'assèchement d'une durée de 10 jours environ, en cours de saison pluvieuse, est inédit (débit d'étiage de la source : 0.9 m³/s). Les débits sont ensuite revenus à la normale, avec la présence d'eaux turbides et accompagnées d'une légère odeur de soufre selon le témoignage de villageois (Figure 2-17).

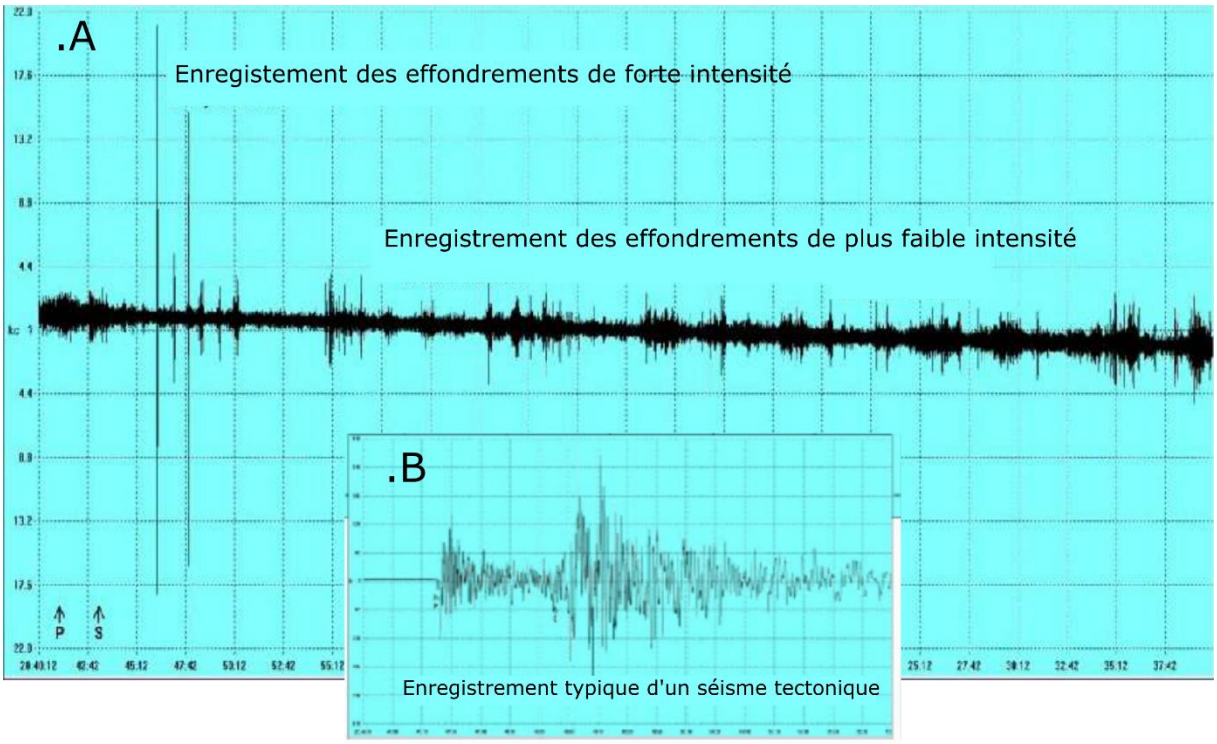

Figure 2-16 A : Registres de effondrements souterrains du 13 au 14 février 2016 à la station sismiques de Naranjos située à 8 km de la source de Aguas Claras. B : Registre sismique typique d'un séisme tectonique (Carrillo et al.*, 2016).*

Nous ne disposons pas de relevés de débit, température ou conductivité pour cette période, la sonde ayant malheureusement été volée quelques semaines auparavant. Ce phénomène d'assèchement pourrait avoir entraîné une modification de la structure du réservoir et du réseau de drainage karstique, et par conséquent des caractéristiques hydrodynamiques de la source. Cette hypothèse sera discutée plus bas, à la lumière des analyses corrélatoire et hydro-chimiques.

Figure 2-17 : Photos de la source de Aguas Claras avant (gauche) et après (droite) l'évènement d'assèchement de la rivière. A : 13 juin 2015 (Cliché Jean Loup Guyot). B : 31 janvier 2016 (Cliché : INGEMMET, 2016)

2.2.2.4 Source du Rio Negro

L'analyse porte sur le logarithme des débits (Figure 2-18). La courbe des débits classés (chronique entière) montre des ruptures (augmentations) de pente aux débits 16 et 35 m^3/s, qui rassemble respectivement 10 et 98% des mesures. La première rupture indique la constitution d'un stockage momentané des eaux. La deuxième rupture peut être expliquée par certaines hypothèses, telles que la mise en fonctionnement d'un trop plein, la présence des fuites vers un autre système, ou la sous estimations des débits du fait d'un débordement du cours d'eau à la station de jaugeage lors des hautes eaux. Pour ce système, nous privilégions l'hypothèse de ruissellements superficiels dans l'impluvium de la source lors d'intenses épisodes pluvieux, ce ruissellement étant drainé hors du bassin d'alimentation de la source, vers un autre bassin versant. Ce ruissellement permettrait ainsi une capture d'une partie des eaux précipitées sur l'impluvium de la source de Rio Negro vers le bassin versant voisin du Rio Tonchima (Figure 2-2). Cette hypothèse est par ailleurs confortée par la faible valeur du coefficient d'écoulement estimé par l'analyse du bilan hydrologique sur le bassin du Rio Negro.

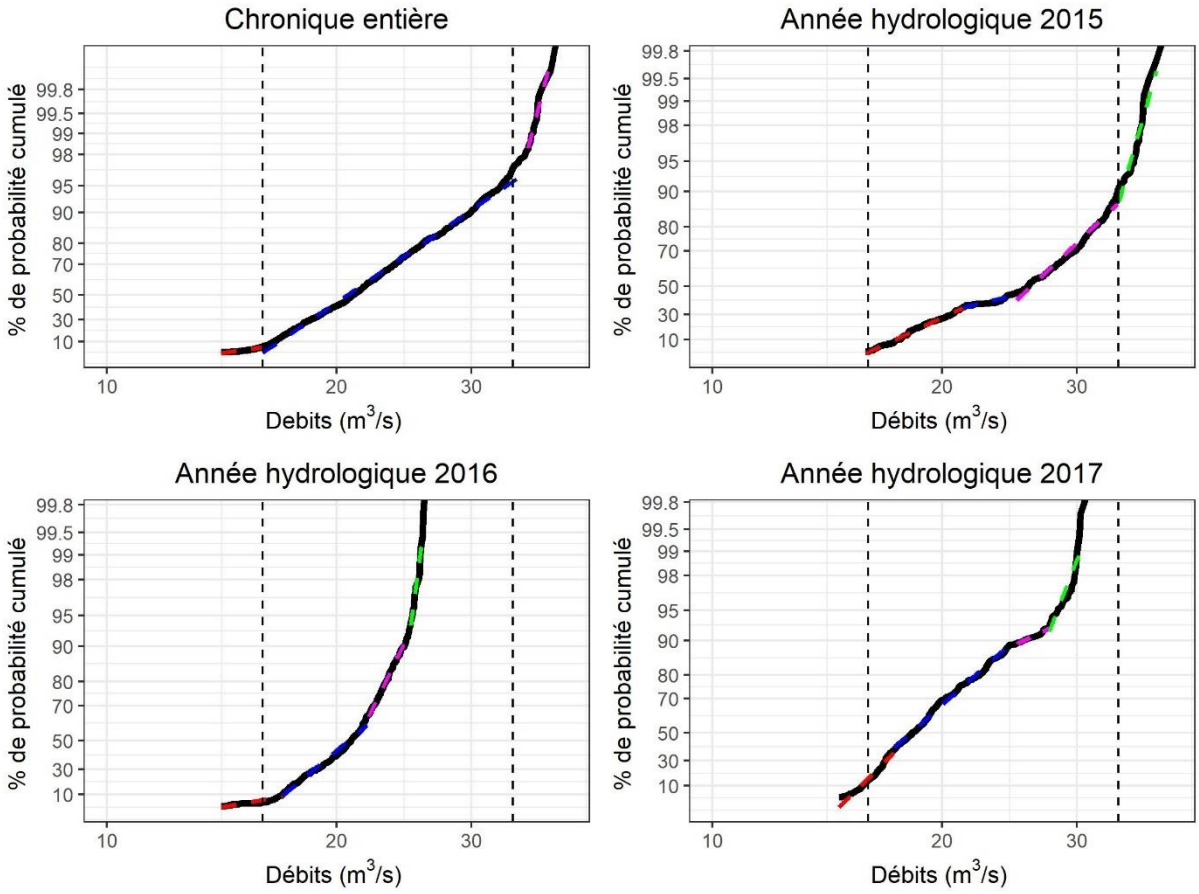

Figure 2-18 : Courbes des débits classés pour la station de Rio Negro. Les lignes verticales en pointillés indiquent les débits minimal (16 m³/s) et maximal jaugés (34 m³/s).

L'examen des courbes associées à chaque cycle hydrologique montre que la rupture de pente observée pour plus forts débits et supposée liée au processus de pertes par ruissellement vers le Rio Tonchima. Elle se produit pour un débit plus élevé en 2015 qu'en 2016 et 2017 (33 vs 25 m³/s). Or les années 2015 et 2016 ont une pluviométrie similaire, tandis que l'année 2017 est la plus sèche. Les plus forts débits sont observés pour l'année 2015 : à cumul annuel égal, la répartition temporelle des épisodes pluvieux en 2015 et 2016 est donc différente. Cette différence de répartition temporelle des précipitations pourrait ainsi expliquer la variation du seuil de déclenchement du mécanisme de ruissellement (modification de l'état de saturation du massif).

2.2.3 Analyse des courbes de récession

La récession des débits d'une source karstique est classiquement décomposée en une période de décrue (influencée par l'infiltration et les transferts au travers de la zone non saturée) et une période de tarissement (principalement influencée par les transferts au travers de la zone noyée).

Le modèle proposé par Mangin (1970) pour la description de la récession s'écrit :

$$Q(t) = \varphi(t) + \Psi(t)$$

où Ψ(t) décrit la décrue de la zone d'infiltration durant laquelle les pluies efficaces influencent la vidange du réservoir de la zone noyée. La fonction φ(t) explique le tarissement non influencé de la zone noyée, qui débute à l'instant où l'infiltration devient nulle.

Ψ(t) suit une formulation homographique:

$$\Psi(t) = q_0 \frac{1 - nt}{1 - \varepsilon t}$$

où q_0 est la valeur du débit de la fonction d'infiltration à l'instant t=0 marquant la pointe de crue, ε, le coefficient d'hétérogénéité d'écoulement (j^{-1}) et η (j^{-1}) le coefficient de vitesse d'infiltration égal à l'inverse du temps d'infiltration (t_i) auquel débute le tarissement.

φ(t) est supposée obéir à une loi de Maillet (Roche, 1963) :

$$\varphi(t) = Q_{Ro} * e^{-\alpha t}$$

où α est le coefficient de tarissement (j^{-1}), Q_{Ro} correspond au débit de la fonction de tarissement extrapolée à l'instant de la pointe de crue.

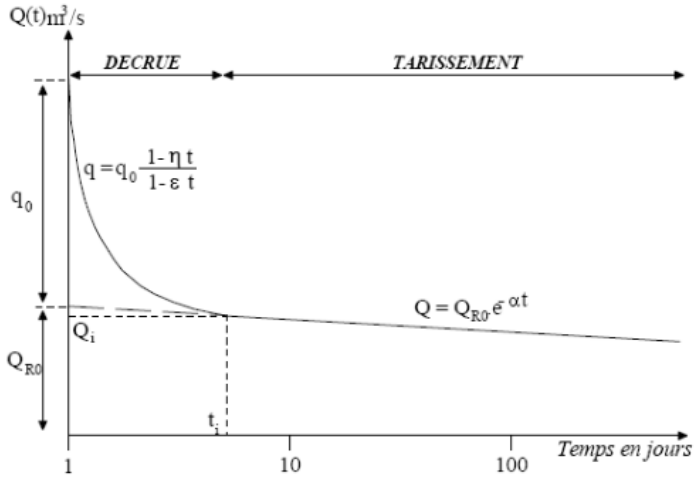

Figure 2-19 Décomposition de la récession selon la méthode de Mangin (1970) dans Dörfliger (2010)

La courbe de tarissement permet d'accéder au volume dynamique, défini comme le volume de vidange du réservoir en régime non influencé, et qui fournit une estimation à minima des réserves du système (prise en compte uniquement des réserves situées au-dessus du niveau de l'exutoire) (Marsaud, 1997) :

$$V_{DYN} = \int_0^{\infty} Q_i * e^{-\propto t_i} = \frac{Q_i}{\propto} * c$$

où Qi est le débit à la date de début du tarissement, et c, est un coefficient homogène à un temps (c=86400 lorsque Qi est exprimé en m^3/s et α en jours).

Les paramètres des fonctions qui constituent ce modèle de récession fournissent des informations sur les processus d'écoulement associés à la décrue et au tarissement (Mangin, 1975). Une classification a ainsi été établie à partir des résultats de l'analyse des courbes de récession afin de comparer les systèmes karstiques entre eux. Elle repose sur le calcul de deux coefficients :

- le paramètre **k** qui est égal au rapport entre le volume dynamique maximum obtenu et le volume de transit interannuel calculé sur la même période. Il traduit l'aptitude de la zone noyée du karst à stocker les précipitations et à les restituer progressivement dans le temps, c'est à dire son pouvoir régulateur. Plus celui-ci est élevé, plus le coefficient k tend vers 1, tandis qu'une valeur proche de zéro indique un pouvoir régulateur peu important (Mangin, 1975)

- le coefficient **i**, caractérise les retards à l'infiltration. Il est compris entre 0 et 1. Des valeurs proches de 1 traduisent une infiltration lente ou complexe avec une régulation de l'écoulement. Au contraire, des valeurs plus faibles indiquent un transit rapide des eaux vers la zone noyée (Marsaud, 1997)

A partir de l'analyse de ces deux paramètres pour de nombreux aquifères, Mangin, (1975) a défini quatre domaines de référence (Figure 2-20) : *(1)* le domaine des systèmes complexes, systèmes généralement de grande taille et dont la structure est faite de nombreux sous-systèmes ; *(2)* le domaine des systèmes karstiques plus karstifiés à l'amont qu'à l'aval et avec des retards dans l'alimentation, dus soit à la présence de terrains non karstiques, soit à une couverture neigeuse importante ; *(3)* le domaine des systèmes possédant un réseau de drainage très développé, avec une zone noyée peu importante ; *(4)* le domaine des systèmes possédant un réseau spéléologique bien développé et débouchant à l'aval sur un important karst noyé . Récemment, des études sur de très grands systèmes karstiques du Moyen-Orient (El-Hakim et Bakalowicz, 2007) ont permis de définir un 5ème domaine, qui a pour caractéristiques spécifiques des valeurs de k supérieur à 1.

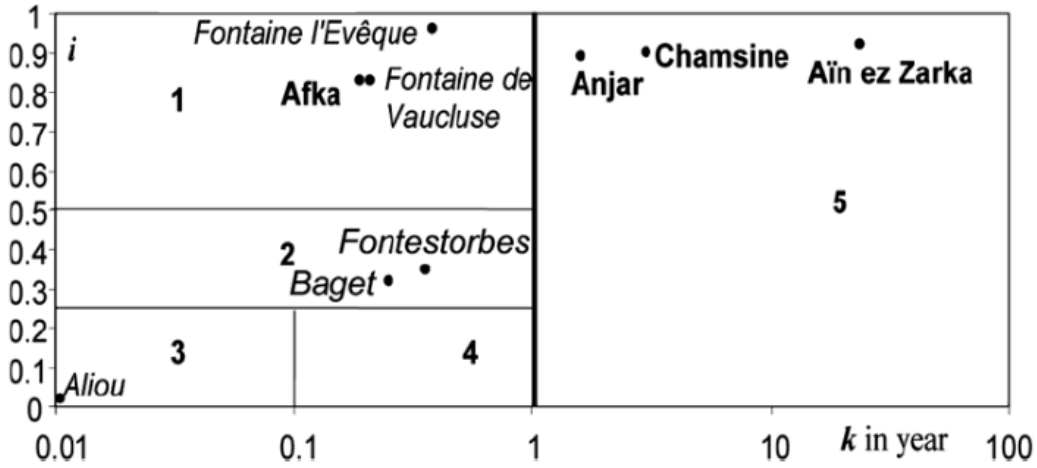

Figure 2-20 : Classification des systèmes karstiques à partir de l'analyse des courbes de récession selon Mangin, 1975 (El-Hakim et Bakalowicz, 2007)

2.2.3.1 Source de Palestina

5 courbes de récession ont fait l'objet d'une analyse (Tableau 2-9) ; la courbe associée à la période du 20/11/2013 au 04/12/2013 est présentée comme exemple en Figure 2-21. Les valeurs élevées du coefficient d'hétérogénéité (ε), signalent une prédominance de l'infiltration rapide. Ce type d'infiltration peut être attribué à un système avec une importante karstification. Le coefficient de tarissement est stable et de l'ordre de 0.4. Les réserves en eau mobilisable de la zone noyée correspondante (volumes dynamiques) varient entre $63*10^3$ m^3 et $626*10^3$ m^3.

L'analyse des courbes de récession a permis de déduire les coefficients i et k servant à la classification des aquifères karstiques (Mangin, 1975) :

le coefficient **i** est la valeur de la fonction homographique, deux jours après la pointe de crue. Ainsi, en faisant la moyenne pour les cinq récessions, on trouve un coefficient $i \approx 0.18$.

le coefficient **k** est de 0.04, et le plus grand volume dynamique observé est de $0.6 *10^6$ m^3.

Sur la base de ces paramètres, la source de Palestina a été classée comme un système possédant un réseau de drainage très développé, avec une zone noyée peu importante.

Tableau 2-9 : Valeurs des paramètres des fonctions décrivant la décrue et le tarissement ainsi que des paramètres i et k définis par Mangin pour la source de Palestina

Source	n (j^{-1})	Ɛ	i	k	α (j^{-1})	Vdyn ($*10^6 m^3$)	Période
Palestina	-0,251	1,484	0,379	0,041	0,041	616476	2013-04-18 à 2013-05-08
	-0,362	5,460	0,145	0,011	0,256	160956	2011-10-07 à 2011-10-22
	-0,049	3,291	0,145	0,030	0,080	462571	2013-11-20 à 2013-12-04
	-0,133	2,717	0,197	0,037	0,144	555563	2015-02-26 à 2015-03-08
	0,251	1,891	0,104	0,004	0,412	63221	2017-02-27 à 2017-03-19

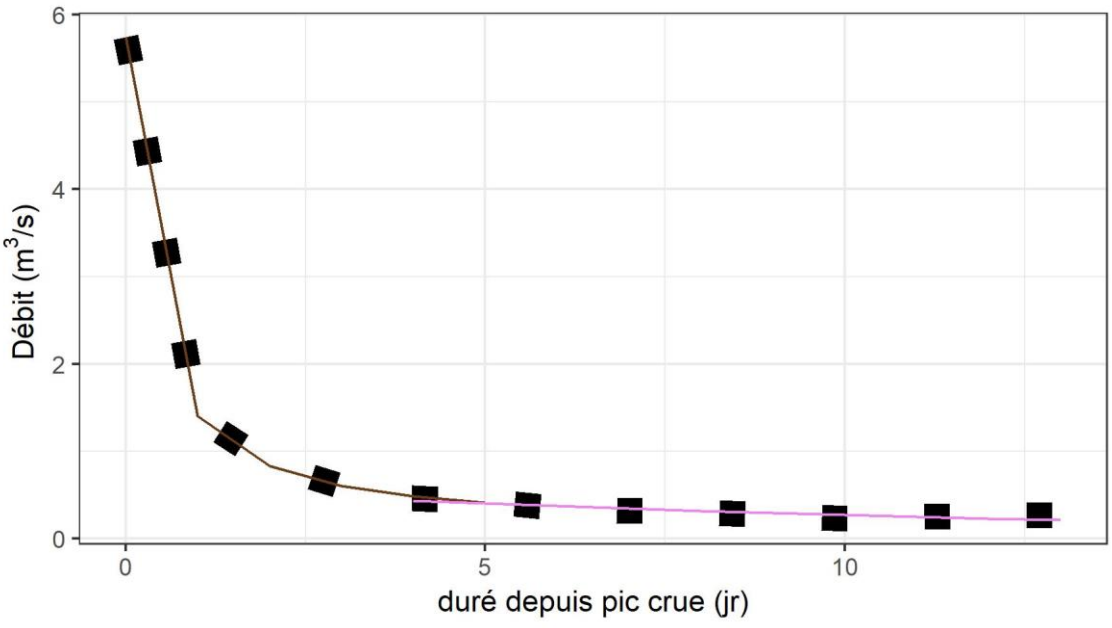

Figure 2-21 : Courbe de récession pour la période du 2013-11-20 au 2013-12-04 à la station de Palestina.

2.2.3.2 Source de Tio Yacu

L'analyse des récessions a porté sur différentes périodes dont les valeurs des divers coefficients sont reportées au Tableau 2-10:

Tableau 2-10 : Valeurs des paramètres des fonctions décrivant la décrue et le tarissement ainsi que des paramètres i et k définis par Mangin pour la source de Tio Yacu

Source	n (j^{-1})	ε	i	k	α (j^{-1})	Vdyn ($*10^6 m^3$)	Période
Tio Yacu	-0,02988	0,891	0,380	0,037	0,047	6728350	2016-11-11 à 2016-11-29
	0,07633	0,185	0,618	0,101	0,030	18248461	2017-02-26 à 2017-03-15
	-0,02989	0,438	0,564	0,050	0,029	9008346	2017-11-29 à 2017-12-29
	0,01533	0,123	0,777	0,067	0,026	11913799	2017-01-25 à 2017-02-22

La fonction d'infiltration présente des caractères communs à toutes les récessions analysées : ε présente des valeurs moins élevées (moyenne 0.4) qu'à Palestina et des valeurs de η très faibles (moyenne 0.013). Les valeurs du coefficient d'infiltration signalent une prédominance de l'infiltration rapide. Ce type d'infiltration peut être attribué à un système avec une importante karstification. Le coefficient de tarissement est stable et de l'ordre de 0.4. Les réserves en eau mobilisable de la zone noyée correspondante (volumes dynamiques) varient entre $6.7*10^6$ m^3 et $18*10^6$ m^3, valeurs nettement plus grandes qu'à Palestina.

A partir de ces données, on peut donc calculer les coefficients i et k de Mangin. La plus grande valeur de volume dynamique observée sur la période considérée est $18*10^6$ m^3, la valeur de k proche de 0.1, et celle de i voisine de ≈ 0.6

2.2.3.3 Source de Aguas Claras

La fonction d'infiltration présente des caractères communs à toutes les récessions analysées : ε est faible (moyenne 0.1) et η très faible (moyenne 0.013). L'infiltration lente est donc prédominante ce qu'illustre la Figure 2-22. Une infiltration lente est classiquement attribuée à une karstification peu développée (aquifère non fonctionnel). Cette interprétation sera complétée au vu de la suite des analyses.

Tableau 2-11 : Valeurs des paramètres des fonctions décrivant la décrue et le tarissement ainsi que des paramètres i et k définis par Mangin pour la source de Aguas Claras

Source	n (j^{-1})	ε	i	k	α (j^{-1})	Vdyn ($*10^6 m^3$)	Période
Aguas Claras	0,025	0,133	0,750	0,021	0,029	5103848	2017-07-02 à 2017-08-01
	0,072	-0,006	0,867	0,178	0,019	42697691	2014-12-13 à 2014-12-26
	-0,013	0,270	0,666	0,005	0,073	1303677	2018-06-06 à 2018-06-29

La valeur du coefficient de tarissement α varie de 0,029 at 0,073 pour les différentes récessions. Les volumes dynamiques sont très importants (de 1 à $42*10^6$ m^3). Il faut noter que le volume dynamique VDyn le plus grand correspond à l'année la plus pluvieuse (2014/2015). A partir de ces données, on peut calculer les coefficients i et k de Mangin : k est de l'ordre de 0.2 et i est proche de 0.8.

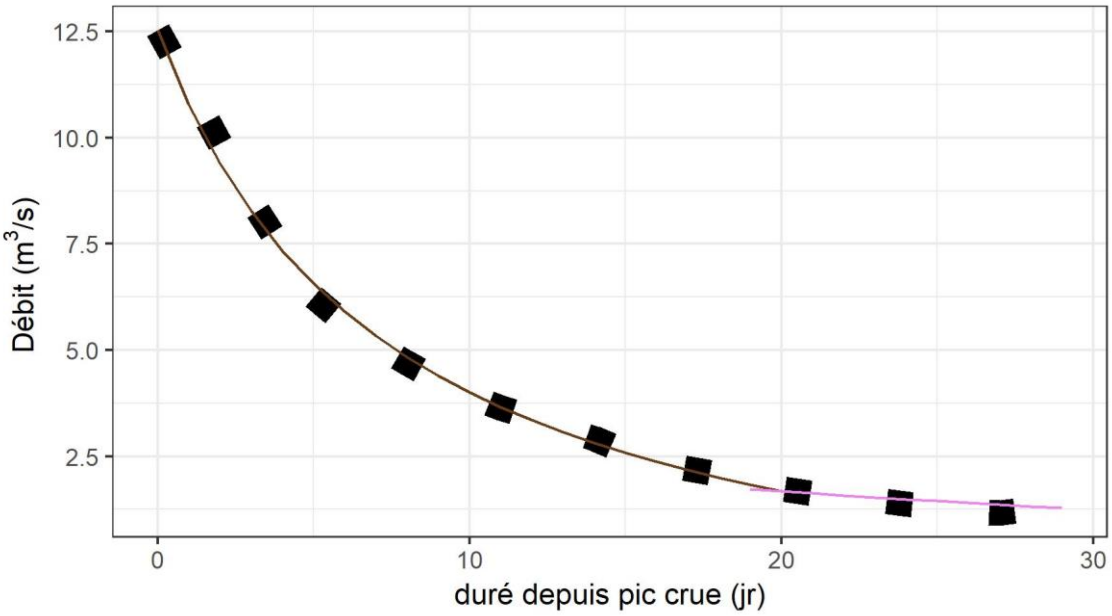

Figure 2-22 : Courbe de récession pour la période du 2017-07-02 au 2017-08-01 à la station de Aguas Claras.

2.2.3.4 Source de Rio Negro

Du fait de la très faible variabilité des débits de cette source, aucune courbe de récession n'a pu être identifiée, ce qui n'a pas permis de calculer les coefficients de Mangin.

2.2.3.5 Synthèse indices de Mangin

Les paramètres k et i permettent de replacer les sources étudiées dans la classification des aquifères karstiques proposées par Mangin (1975). D'après la Figure 2-23, la sources de Palestina se situe dans le domaine 3 de cette classification qui intègre les systèmes dont la zone noyée est peu importante et le réseau de drainage très développé. Les sources de Tio Yacu et Aguas Claras se situe dans le domaine 1 qui signale des systèmes complexes, généralement de grande taille, dont la structure est faite de nombreux sous-systèmes. Ce résultat met en évidence les fonctionnements hydrogéologiques très divers des sources étudiées, en dépit de leur proximité géographique.

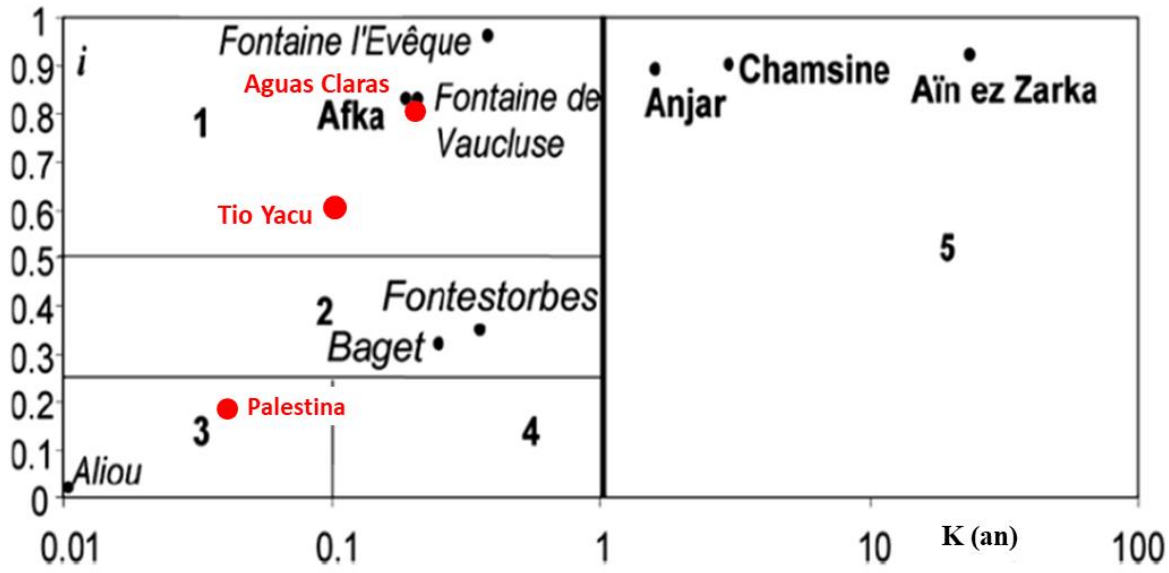

Figure 2-23 : Classification des systèmes karstiques de l'Alto Mayo sur la base des résultats de l'analyse des récession (adaptée d'après El-Hakim et Bakalowicz, 2007).

2.2.4 Analyse corrélatoire

Les analyses corrélatoire se basent sur les techniques de l'analyse statistique des séries chronologiques (Jenkins et Watts, 1968; Box et Jenkins, 1976; Mangin 1981 in Dörfliger, 2010). La méthode consiste en l'analyse de chroniques d'entrée (pluie) et de sortie (débit) des systèmes karstiques, afin de mettre en évidence les composantes du signal d'où l'on tire le fonctionnement du système. L'analyse simple correspond au traitement d'une seule chronique (entrée ou sortie), et l'analyse croisée traite de relation entre ces deux chroniques.

L'analyse d'autocorrélation simple correspond au traitement d'une seule série, et correspond à la corrélation linéaire de la série avec elle-même décalée dans le temps selon l'équation suivante :

$$ACF = \frac{Cx_{(k)}}{Cx_{(0)}}, \text{ avec } C_{(k)} = \frac{1}{n}\sum_{t=1}^{n-k}(X_t - \mu)\,(X_{t+k} - \mu) \text{ et } C_{x(0)} = \frac{1}{n}\sum_{t=1}^{n-k}(X_t - \mu)^2$$

avec ACF le coefficient d'autocorrélation, $C_{x(0)}$ et $C_{x(k)}$ la variance et l'auto-variance du signal X, respectivement, k le décalage temporel, n la longueur de la chronique, X_t la valeur du paramètre étudié au temps t, μ la valeur moyenne du signal X.

Cette analyse sur les chroniques de débit permet de caractériser « l'effet mémoire » du système karstique (Mangin, 1984) défini comme le décalage temporel nécessaire pour que la fonction d'autocorrélation atteigne une valeur prédéfinie (généralement 0,2). D'une manière pratique l'effet mémoire est proportionnel au pouvoir de filtration d'un système. Ainsi, un fort effet mémoire indique un système karstique peu développé avec un stockage important.

D'autres facteurs tels que la morphologie, la dimension et l'organisation des différentes zones de l'aquifère peuvent aussi conditionner l'inertie d'un système karstique (Hanin, 2010).

L'analyse corrélatoire croisée, CCF, permet d'étudier la dépendance linéaire dans le temps entre deux séries. Elle est définie par l'équation suivante :

$$CCF = \frac{C_{(k)}}{\sigma_x \sigma_y}, \text{ avec } C_{(k)} = \frac{1}{n}\sum_{t=1}^{n-k}\left(X_t - \mu_x\right)\left(Y_{t+k} - \mu_y\right)$$

Où k est le décalage temporel, X_t la valeur de la série X au temps t, Y_t la valeur de la série Y au temps t, μ_x et μ_y les moyennes des deux chroniques, σ_x et σ_y les écart-types des deux chroniques. Les valeurs de CCF peuvent varier entre -1 (corrélation négative parfaite) et +1 (corrélation positive parfaite) ; une valeur de 0 indique aucune corrélation.

La corrélation croisée entre pluie et débit est utilisée pour calculer le temps de réponse du système, qui est défini comme le décalage temporel k lorsque le coefficient de corrélation atteint sa valeur maximale. Ainsi, plus le temps de réponse est court, plus le transfert est rapide. La relation Pluie-Débit, avec un signal pluviométrique aléatoire, fournit une image approchée de la réponse impulsionnelle du système (Mangin, 1984).

Pour les sources étudiées, l'analyses corrélatoire a été réalisée en utilisant les chroniques journalières de pluie et de débits disponibles, qui peuvent correspondre à des fenêtres temporelles différentes suivant les sources étudiées. De façon moins classique, l'analyse corrélatoire croisée a également été effectuée en considérant d'une part les chroniques de débit journalier et, d'autre part, les chroniques des pluies cumulées sur 1 à 20 jour. Ce type d'analyse est justifié par le constat que le débit d'une source est souvent lié aux conditions pluviométriques sur une période qui excède la journée (Fiorillo et Doglioni, 2010). Cette seconde analyse a été réalisée de façon systématique; afin d'alléger la lecture du texte, ses résultats ne seront présentés que dans les cas où le cumul des précipitations améliore significativement la relation pluie-débit

2.2.4.1 Pluies journalières

La fonction d'autocorrélation des chroniques de pluie des stations du SENAMHI décroît très rapidement : la valeur de 0.2 est atteinte au bout d'une journée (Figure 2-24), ce qui montre le caractère quasi-aléatoire de la pluie journalière. Les chroniques de pluie journalières peuvent être ainsi utilisées comme signal d'entrée dans l'analyse du corrélogramme croisé pour représenter la réponse impulsionnelle des systèmes (Marsaud 1997). On remarque par ailleurs une composante cyclique annuelle sur la fonction d'autocorrélation à long terme (troncature à 1250 jours) : celle-ci reflète la saisonnalité des précipitations (Figure 2-24).

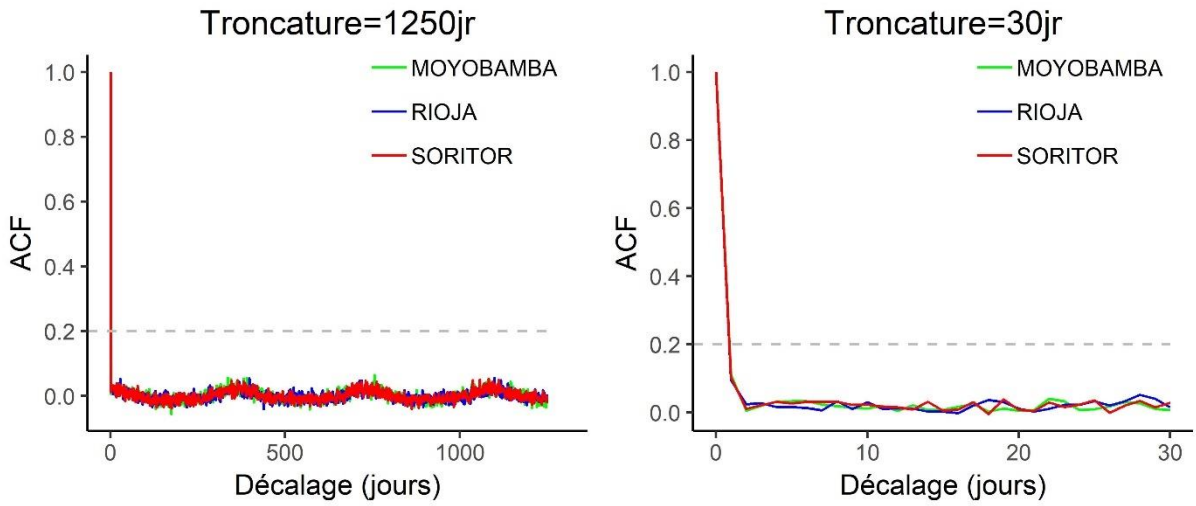

Figure 2-24 : Autocorrélogrammes à long et court termes (troncatures 1250 et 30 jours) de la pluie journalière mesurée entre 2000 et 2017 à la station de Moyobamba.

2.2.4.2 Source de Palestina

La fonction d'autocorrélation du débit journalier décroît rapidement et est inférieure à 0.2 à partir de 5 jours (Figure 2-25), ce qui met en évidence la prédominante d'une composante de transfert rapide dans le système. On retrouve le comportement cyclique annuel comme celui de la pluie, ce qui met en évidence un système peu inertiel.

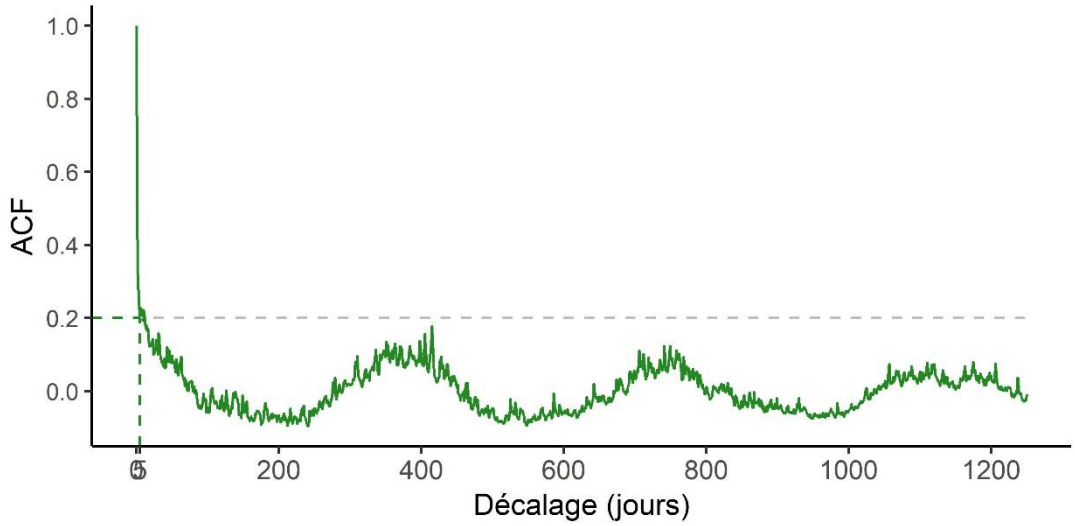

Figure 2-25 : Autocorrélogramme du débit journalier de la source de Palestina à long terme (troncature 1250 jours)

L'analyse cycle par cycle indique que l'effet mémoire varie entre 3 et 12 jours en fonction des caractéristiques de l'année hydrologique (Figure 2-26).

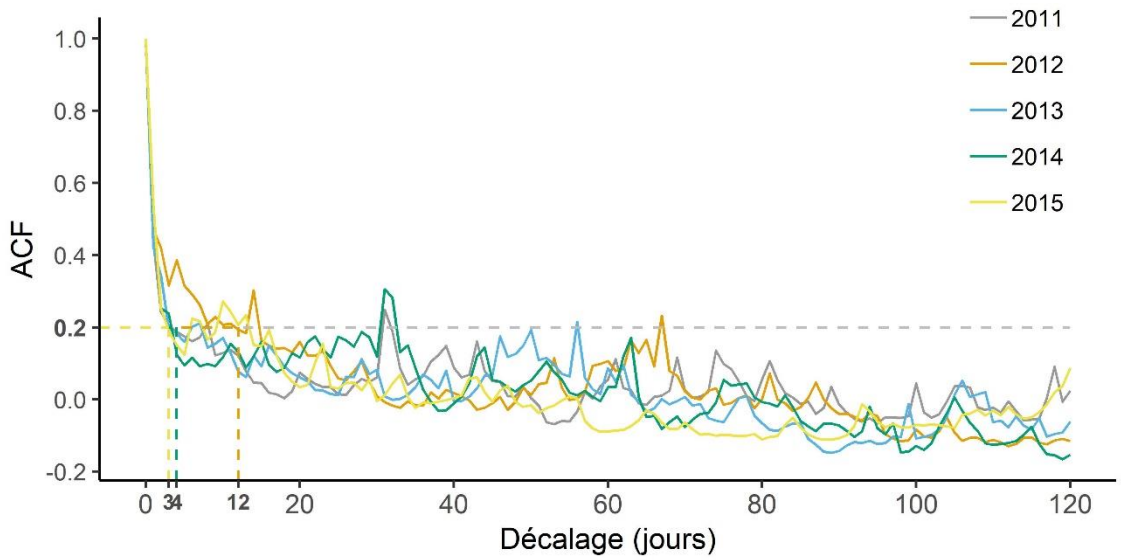

Figure 2-26 : Autocorrélogramme du débit journalier de la sources de Palestina, par année hydrologique.

Le corrélogramme croisé entre la pluie et le débit journalier est présenté en Figure 2-27. La valeur du coefficient de corrélation atteint la valeur maximale de 0.54 pour un décalage de la chronique de débit de 1 jour après l'épisode de pluie, ce qui confirme une réponse impulsionnelle forte de la source de Palestina aux évènements pluvieux, sa bonne transmissivité, et donc probablement son degré élevé de karstification et de fonctionnalité.

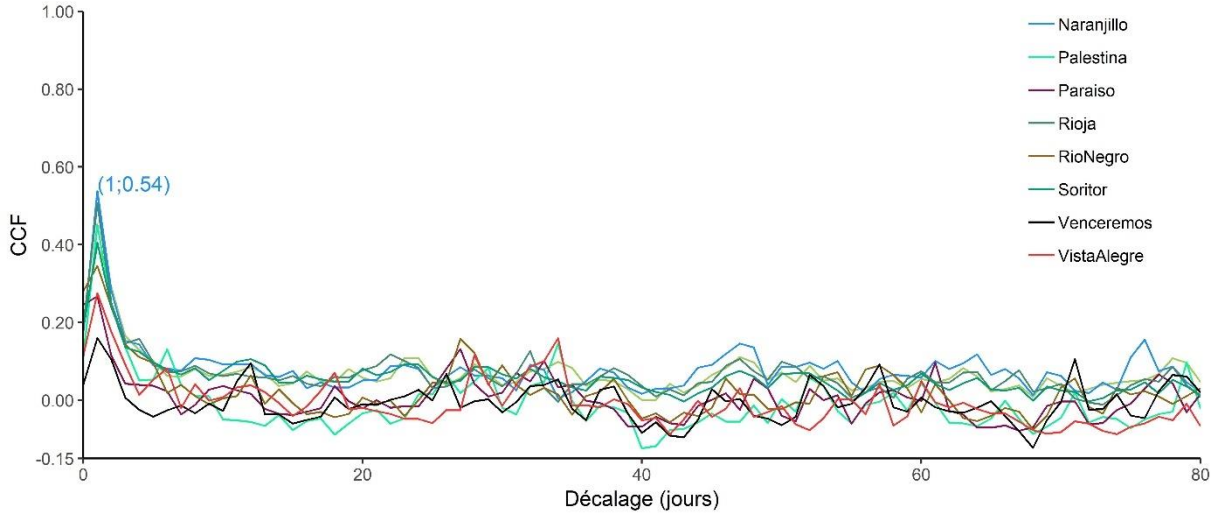

Figure 2-27 : Corrélogramme croisée entre le débit de la source de Palestina et de pluies enregistrées sur de différentes stations pluviométriques de l'Alto Mayo (troncature 80 jours)

2.2.4.3 Source de Tio Yacu

La fonction d'autocorrélation des débits journaliers décroît rapidement et atteint la valeur de 0.2 en 14 jours. Le système de Tio Yacu montre ainsi un comportement plus inertiel que celui de Palestina, cohérent avec les valeurs du coefficient de récession plus élevées à Tio Yacu qu'à Palestina, ainsi qu'avec l'importance des réserves estimées de Tio Yacu relativement à celles de Palestina ($18*10^6$ m^3 contre $0.62*10^6 m^3$).

L'analyse à long terme ne montre pas de comportement cyclique annuel, contrairement à ce que l'on peut observer sur la source de Palestina. Ceci indique un filtrage plus important du signal de la pluie par le système.

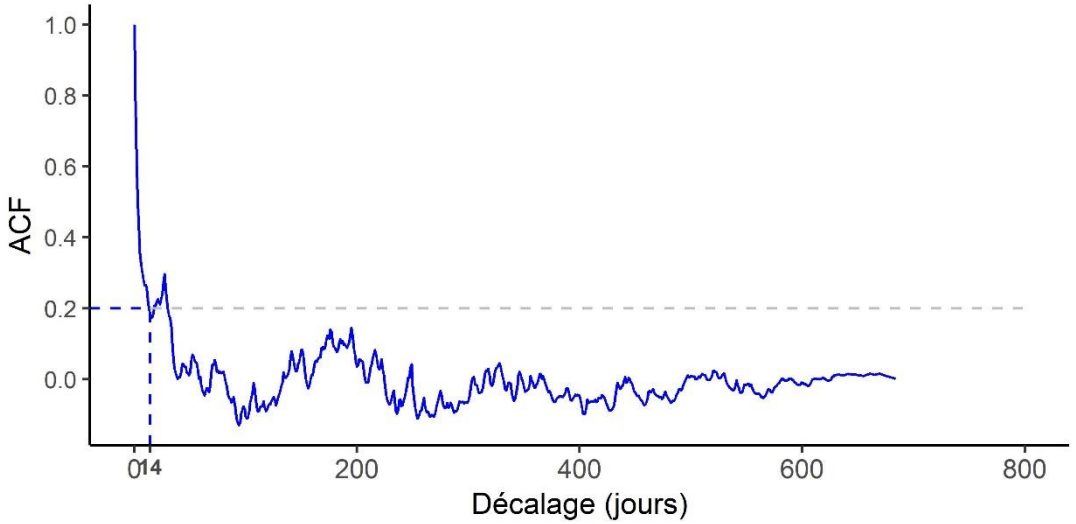

Figure 2-28 : Autocorrélogramme du débit journalier de la source de Tio Yacu à long terme (troncature 700 jours)

La fonction d'autocorrélation associée aux différents cycles hydrologiques montre une différence marquée d'effet mémoire d'une année à l'autre (Figure 2 -18) : 23 jours pour l'année 2017 contre 6 jours pour l'année 2016. Cet effet mémoire plus élevé en 2017 pourrait être dû aux conditions hydrologiques plus sèches en 2017 que 2016. La chronique sur laquelle porte l'analyse d'autocorrélation étant mieux pourvue en périodes d'étiage contribuant à un effet mémoire long.

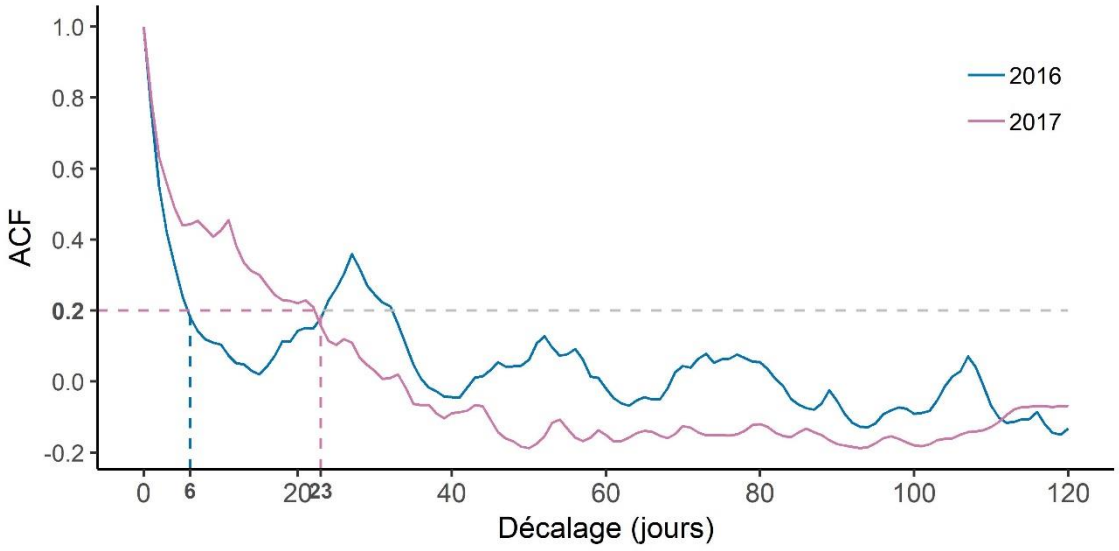

Figure 2-29 : Autocorrélogramme du débit journalier de la source de Tio Yacu par année hydrologique (troncature 120 jours).

Le corrélogramme croisé entre les précipitations mesurées sur les différentes stations pluviométriques et les débits journaliers à la station de Tio Yacu met en évidence une corrélation maximale atteinte pour un décalage d'un jour lorsqu'on considère les précipitations enregistrées aux stations de Palestina, Vista Alegre, Rio Negro et Moyobamba. Ces stations pluviométriques sont localisées à moins de 20 km des sources, à l'exception de la station de Moyobamba qui est localisé à environ 35 km. L'éloignement plus important des autres stations explique probablement les plus faibles valeurs (0.3)

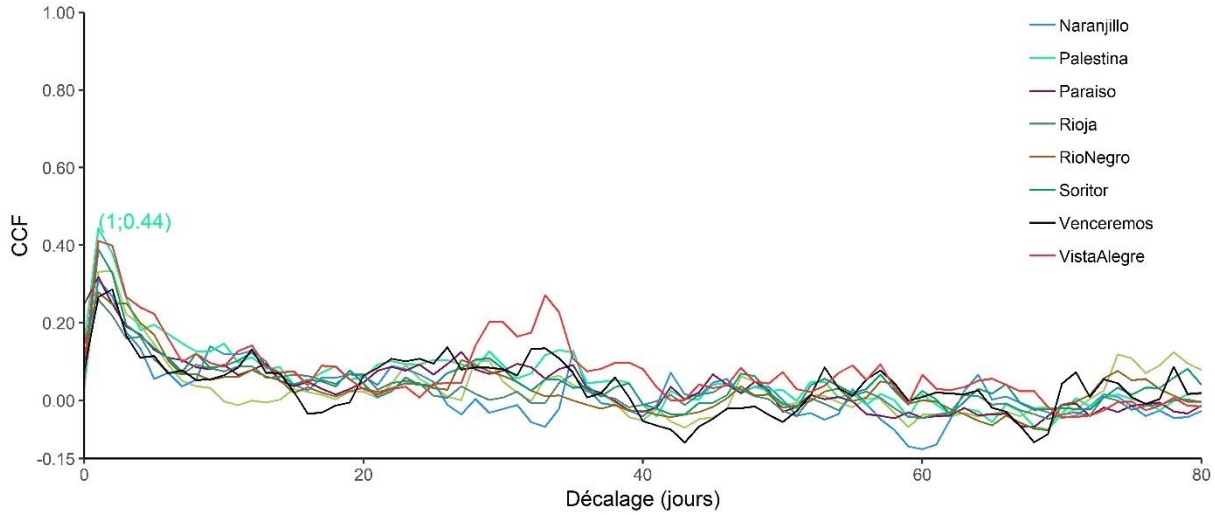

Figure 2-30 : Corrélogramme croisé entre le débit de la source de Tio Yacu et des pluies enregistrées sur les différentes stations pluviométriques de l'Alto Mayo (troncature 80 jours)

Les corrélations entre les débits et la pluie est plus marquée lorsqu'on considère une pluie cumulée, la durée de cumul pouvant varier légèrement suivant la station considérée (5 jours pour la station de Vista Alegre contre 4 jours pour la station de Moyobamba). Le cumul des précipitations sur une période plus longue que la journée est donc un facteur déterminant du débit de la source de Tio Yacu, ce qui montre le caractère plus inertiel de cette source par rapport à la source de Palestina. La corrélation la plus forte entre débit et pluies cumulées est obtenue pour la station de Vista Alegre (coefficient de corrélation de 0.6 pour un décalage de 5 jours), ce qui suggère une importante contribution des zones en altitude sur la recharge du système de Tio Yacu.

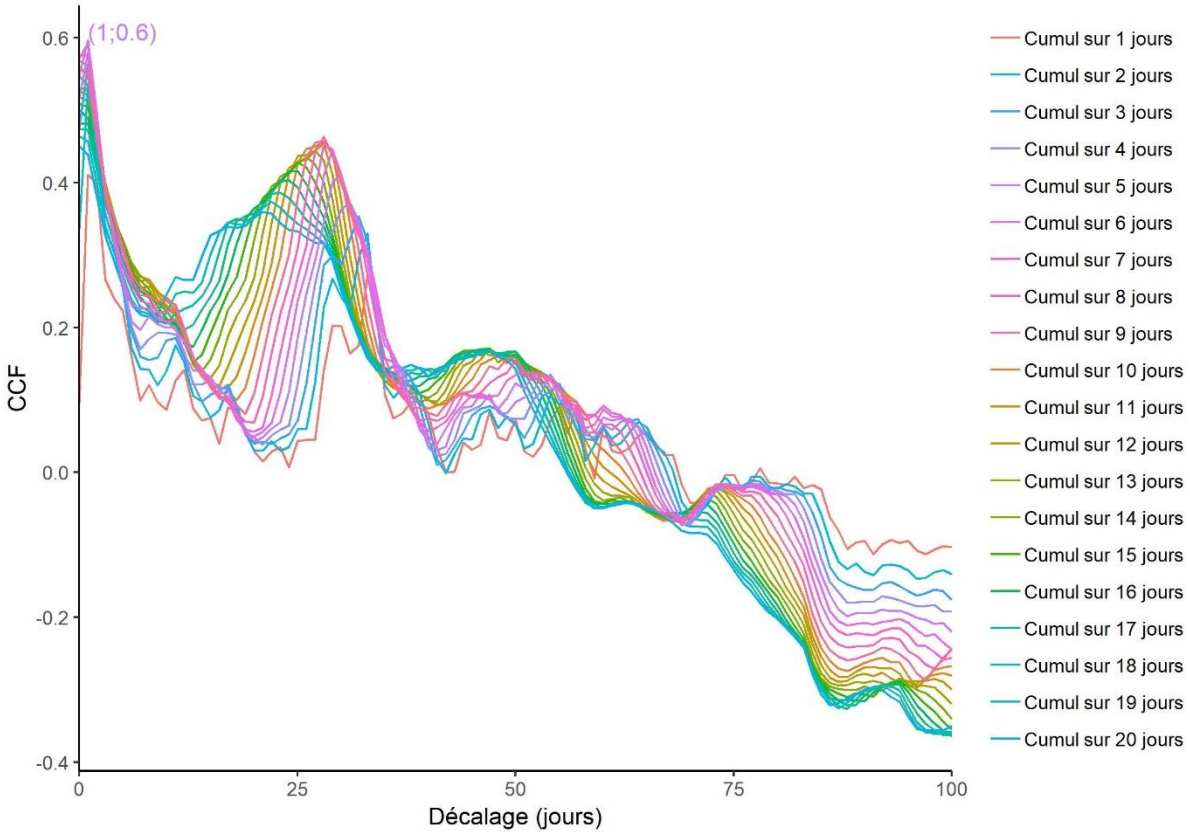

Figure 2-31 : Corrélogramme croisé entre le débit de la source de Tio Yacu et la pluie journalière cumulée sur une durée de 1 à 20 jours (voir légende du graphique) pour la station de Vista Alegre (troncature 100 jours)

2.2.4.4 Source d'Aguas Claras

Dans l'analyse des débits classés, nous avons évoqué un possible changement du fonctionnement du système à la suite d'un évènement d'asséchement de la rivière, conséquence d'un séisme particulier (février 2016). Nous avons donc choisi de faire porter l'analyse d'autocorrélation directement sur chacune des années hydrologiques précédant et suivant cet événement. Comme les débits de l'année hydrologique 2017 sont lacunaires (mois de juillet et août manquants), l'analyse par année est restreinte à la période courant de septembre à juin, permettant ainsi la comparaison entre les différents cycles.

Pour l'ensemble des cycles hydrologiques (2014, 2016 et 2017) la fonction d'autocorrélation évolue de façon similaire : décroissance rapide puis plus lente. Cette rupture de pente met en évidence une dualité dans le fonctionnement hydrogéologique du système karstique de Aguas Claras (Figure 2-32) : la décroissance rapide de la fonction pendant environ huit jours est liée au transfert rapide via le réseau de fractures et/ou de conduits, tandis que la décroissance plus lente qui intervient par la suite traduit un transfert plus lent associée à la fonction capacitive du système, potentiellement constituée de la matrice ou d'un réseau de vides et/ou de fractures de plus petite taille.

L'effet mémoire est minimal pour les années 2016 (12 jours) et 2017 (16 jours) et, maximal pour l'année 2014 (33 jours). La signification de la différence d'effet mémoire entre les années 2016 et 2017 peut être discutée, bien que ces valeurs soient potentiellement liées à des

conditions hydrologiques plus sèches en 2017 que 2016, comme précédemment discuté pour la source de Tio Yacu. L'effet mémoire de l'année 2014 est plus fort que pour les autres années, ce qui est contraire à ce que l'on pourrait attendre (plus faibles effet mémoire) du fait d'une pluviométrie plus importante durant cette année. Nous proposons que la différence marquée d'effet mémoire entre l'année 2014 et les années 2016-2017 soit liée à une évolution des caractéristiques du système plutôt qu'à une variation des conditions hydrologiques : diminution du caractère inertiel du système après l'épisode d'asséchement de la source (février 2016).

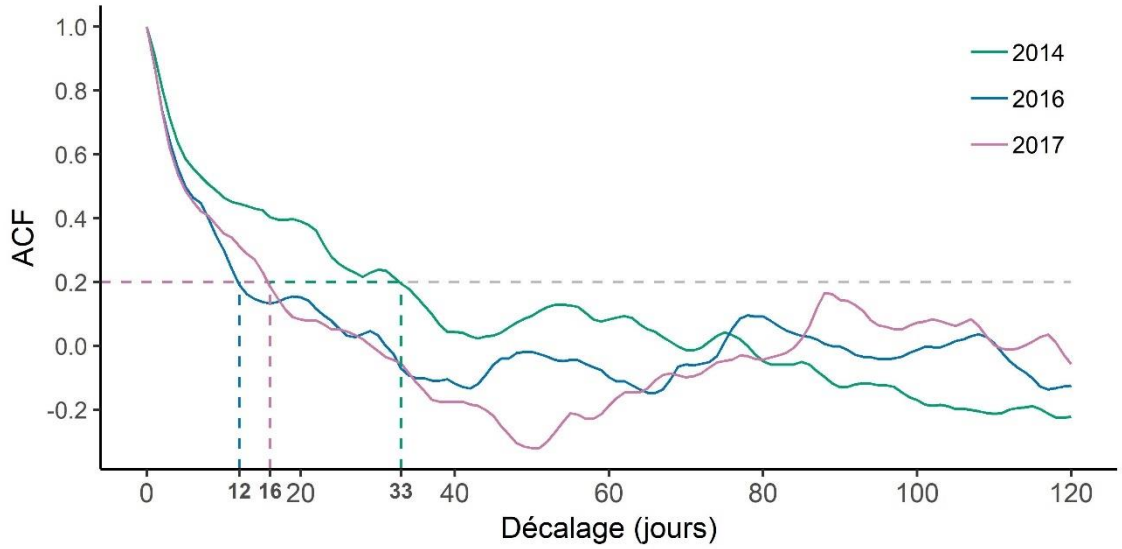

Figure 2-32 : Autocorrélogramme du débit journalier de la sources de Aguas Claras, par année hydrologique.

Le corrélogramme croisé (CCF) des pluie et débit journaliers montre une valeur maximale de corrélation de 0.36, atteinte au bout de 2 jours avec la pluie enregistrée à la station de Naranjillo. Le coefficient de corrélation entre la pluie et le débit atteint sa valeur la plus élevée (0.61) lorsque l'on considère une pluie cumulée sur 10 jours, ce qui témoigne d'un fonctionnement plutôt intégratif du système (Figure 2-33), en accord avec le fonctionnement très inertiel précédemment mis en évidence et donc une forte fonction capacitive du système, qui contraste avec les comportements des sources de Palestina et Tio Yacu.

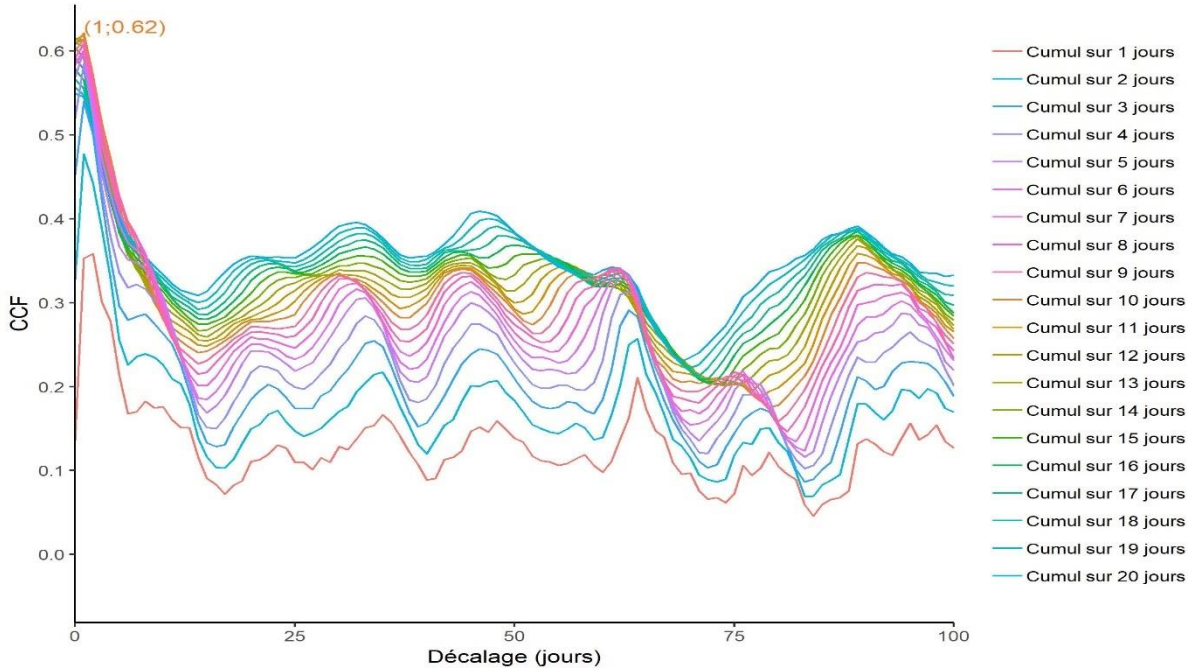

Figure 2-33 : Corrélogramme croisé entre le débit de la source de Aguas Claras (septembre 2016 à juin 2018) et les pluies enregistrées à la station de Naranjillo, cumulées sur des durées de 1 à 20 jours (voir légende du graphique - troncature 100 jours).

2.2.4.5 Source du Rio Negro

Sur cette source la fonction d'autocorrélation du débit décroit encore plus lentement que pour les précédentes et atteint la valeur seuil de 0.2 à partir de 89 jours (Figure 2-34), ce qui met en évidence un effet d'amortissement des précipitations extrêmement marqué. Cela peut être expliqué par la présence en altitude de vastes étendues de tourbières, de nombreux lacs, ainsi que des bassins amont sur substratum gréseux (aquifères poreux) alimentant des pertes vers l'aquifère karstique. Cette partie du bassin peut fonctionner ainsi comme un tampon du signal hydrologique, qui va réguler et retarder l'infiltration vers l'aquifère karstique. Cependant, l'étendue de ce bassin amont représente à peine près du 15% de l'extension total du bassin d'alimentation (Figure 2-2), ce qui ne peut pas expliquer seul l'importante débit de la source de Rio Negro (22 m^3/s). Un autre facteur pouvant contribuer à la réponse amortie de cette source est la présence des roches intrusives (diorite) au cœur du bassin d'alimentation (Figure 2-2). Cette série intrusive pourrait en effet constituer une barrière que régule le transfert des eaux depuis l'amont du bassin d'alimentation vers la source. La fonction capacitive serait alors assurée par un effet de réservoir filtrant : stockage et transfert des précipitations du bassin amont via les altérites et le réseau de failles et fractures affectant la diorite. Nous ne disposons d'informations sur la géométrie de cet intrusif, mais cette hypothèse sera discutée plus bas, à la lumière des analyses hydro-chimiques.

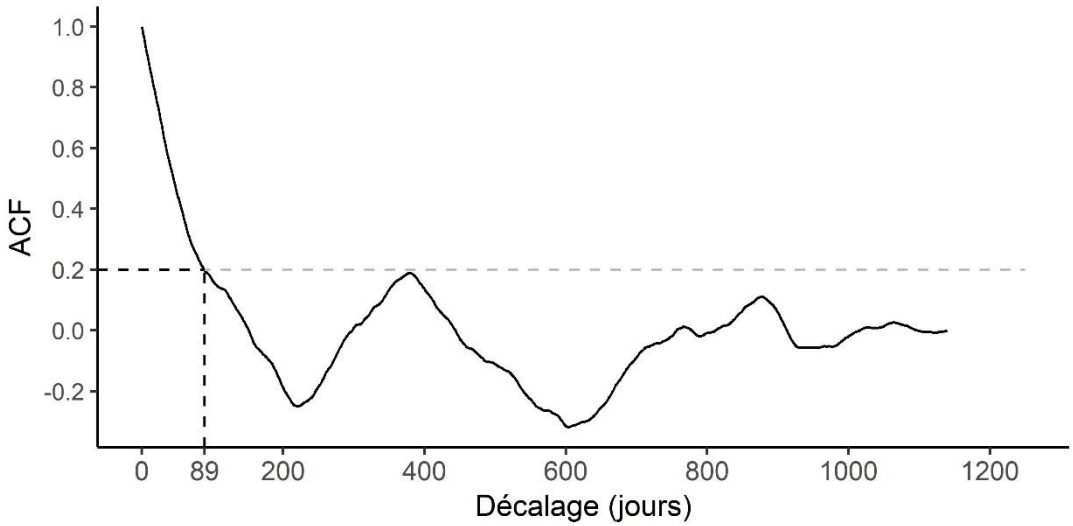

Figure 2-34 : Autocorrélogramme du débit journalier de la source de Rio Negro (troncature 1200 jours)

Sur les trois années hydrologiques de la chronique, une lente décroissance de la fonction d'autocorrélation est également observée (Figure 2-35), avec un effet mémoire comparable pour chacune de ces années hydrologiques. L'effet mémoire plus élevé de l'année hydrologique 2017 pourrait s'expliquer par une plus faible pluviométrie que pour les années 2015 et 2016, telle que mis en évidence pour les sources précédemment analysées.

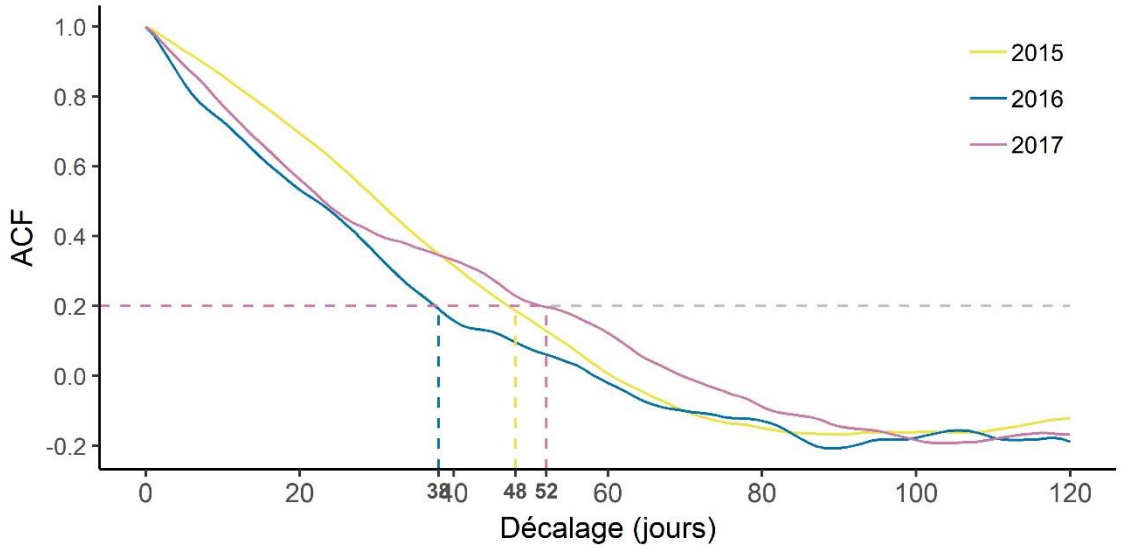

Figure 2-35 : Autocorrélogramme du débit journalier de la source de Rio Negro par année hydrologique (troncature 120 jours).

L'analyse du corrélogramme croisé (CCF) entre la pluie et le débit journalier montre que la source de Rio Negro ne présente pas de corrélation significative avec les pluies journalières : le signal de la pluie est complètement filtré, indiquant un effet régulateur particulièrement important, potentiellement associé à un système très capacitif et peu transmissif. La corrélation entre pluie et débit la plus élevée est atteinte pour une pluie mesurée à la station de Vista Alègre cumulée sur 16 jours (coefficient de corrélation de 0.43 pour un décalage temporel de 23 jours)

(Figure 2-36). Ce résultat confirme l'inertie du système de Rio Negro et sa basse réponse impulsionnelle.

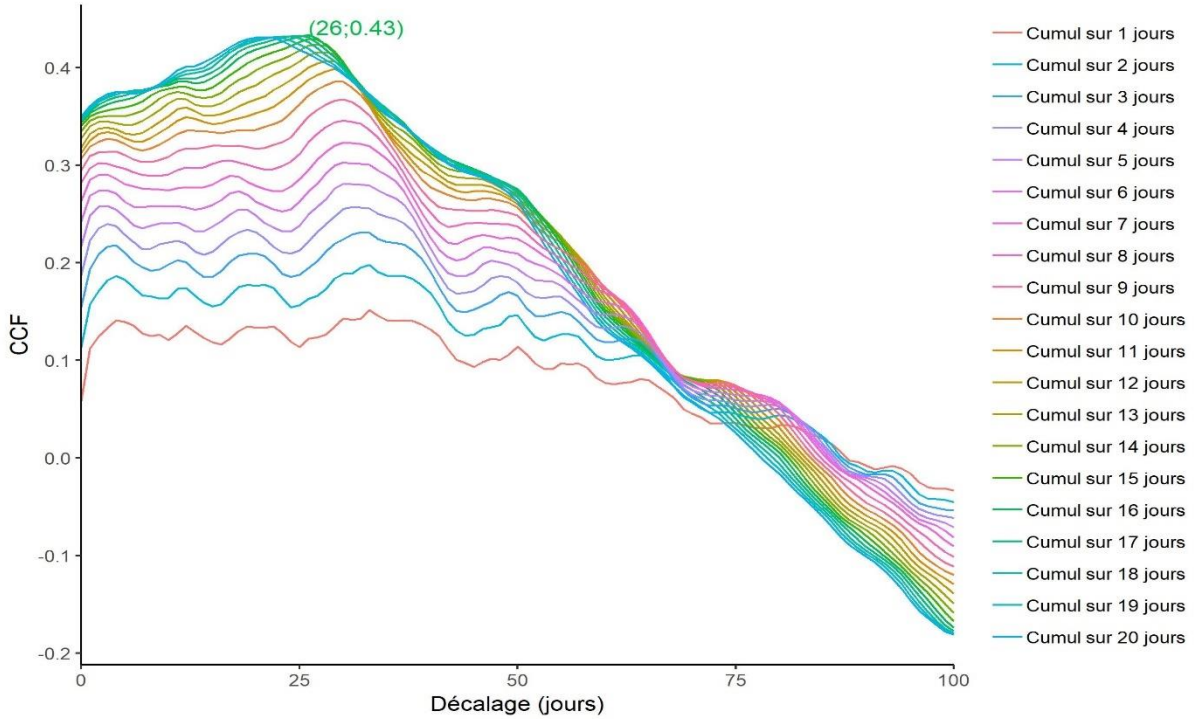

Figure 2-36 : Corrélogramme croisé entre le débit de la source de Rio Negro (juin 2015 à juillet 2018) et les pluies enregistrées à la station de Vista Alegre, cumulées sur des durées de 1 à 20 jours (voir légende du graphique - troncature 100 jours).

2.2.5 Synthèses

L'analyse menée ci-dessus a permis d'identifier des fonctionnements hydrogéologiques très contrastés pour les différentes sources du massif de l'Alto Mayo, malgré leur proximité géographique.

La source de Palestina est identifiée comme le système le moins inertiel du massif avec une réponse impulsionnelle aux événements pluvieux plus rapide, et une fonction capacitive moins importante (plus faibles réserves) que pour les autres sources étudiées. L'analyse des débits classés et notre connaissance hydrogéologique du massif ont également permis d'émettre l'hypothèse d'un soutien à l'étiage de cette source par alimentation via une perte calibrée.

Tio Yacu se révèle également un système karstique très fonctionnel, ce qui est cohérent avec les réserves dynamiques modestes de l'aquifère karstique qui alimente cette source. L'analyse des débits classés a par ailleurs mis en évidence une possible alimentation de la source par des pertes de cours d'eau superficiels, en périodes de hautes eaux.

La source de Aguas Claras diffère nettement des deux précédentes. Elle montre un comportement dual : transfert rapide via le réseau de fractures et/ou de conduits, et transfert plus lent associée à une importante fonction capacitive du système. Nous suspectons un changement du fonctionnement hydrodynamique de ce système à la suite d'un évènement sismique ayant entraîné l'asséchement temporaire de cette importante exsurgence pérenne.

La source de Rio Negro est de loin la plus inertielle : le filtrage quasi total du signal de pluie journalière traduit ainsi un effet très capacitif et peu transmissif. Son fonctionnement est marqué par "des fuites" vers un autre système en période de hautes eaux (mis en évidence par analyse des débits classés), pouvant correspondre à une capture par déclenchement de ruissellement superficiel d'une partie des eaux précipitées sur l'impluvium du Rio Negro au profit du bassin versant voisine (Rio Tonchima). Le comportement hydrodynamique particulièrement stable de cette source pourrait être lié à : i) une alimentation régulière et retardée en altitude du fait de l'existence de vastes tourbières et d'aquifères poreux (grès) dans la partie haute du bassin d'alimentation, ii) la présence d'une intrusion de Diorite aux centre du bassin d'alimentation, pouvant avoir un rôle de barrage filtrant, régulateur sur des débits de cette source.

2.3 Analyse de la réponse hydrogéochimique

L'objectif de cette partie est de caractériser le fonctionnement de l'aquifère karstique à partir de traceurs géochimiques et isotopiques. Pour cela cette étude portera sur l'analyse de la dynamique de réponse hydrogéochimique des principales sources du massif de l'Alto Mayo et la comparaison des faciès hydrogéochimiques de ces différentes sources. Les caractéristiques hydrogéochimiques sont le résultat de l'interaction entre l'eau et les roches, sous l'influence de facteurs externes naturels ou anthropiques. L'eau joue ainsi un rôle majeur en tant qu'agent réactif chimique permettant la dissolution de minéraux et de matières organiques, mais également en tant qu'agent transporteur d'énergie et de matière (Bakalowicz, 1979).

Les trois plus importantes sources (Aguas Claras, Tio Yacu et Rio Negro), dont les débits sont supérieurs à 5 m^3/s ont fait l'objet de prélèvements réguliers bimensuels pendant deux années hydrologiques (2016-2018). La conductivité électrique (CE), le pH, la température, la concentration en éléments majeurs et en traces, ainsi que les isotopes stables de l'eau ont été mesurés sur tous les échantillons prélevés afin de caractériser au mieux la variabilité hydrochimique des sources du massif au cours de cette période.

2.3.1 Caractéristiques hydrogéochimiques des aquifères étudiés

Le Tableau 2-12 montre les valeurs minimales, maximales, moyennes mesurées pour les éléments majeurs et les paramètres physicochimiques des trois sources étudiées ainsi que les coefficients de variation de ces variables. Les échantillons analysés ont été prélevés entre septembre 2016 et juillet 2018. La CE moyenne sur la source de Tio Yacu (210 µS/cm) est plus faible que celle des autres sources (314 µS/cm sur Rio Negro et 300 µS/cm sur Aguas Claras). La température moyenne des eaux de la source du Rio Negro (16,5°C) est un degré plus froide que la température des autres sources. Le pH des eaux de ces différents exutoires est légèrement basique et varie entre 7.5 et 7.6. Plus de 70% des échantillons présentent des concentrations d'ions NO_3, NH_4 et PO_4 (indicateurs de contamination anthropique) en-dessous des limites de détection. Ceci souligne l'impact anthropique négligeable sur les sources de l'Alto Mayo.

Tableau 2-12 : Valeurs moyennes des paramètres hydrogéochimiques des sources étudiées sur la période 2016 – 2018.

Paramètres	**TioYacu**				**RioNegro**				**AguasClaras**			
	Moyenne	sd	CV	n	**Moyenne**	sd	CV	n	**Moyenne**	sd	CV	n
Débit (m^3/s)	**5,66**	3,73	67,31	685	**20,05**	3,38	16,95	698	**5,63**	3,23	59,47	658
CE CTD (µS/cm, T_{ref} 25°C)	**210,8**	16,48	9,31	685	**313,51**	36,26	11,69	698	**299,9**	19,69	6,68	658
Temp. CTD (°C)	**18,24**	0,07	0,38	685	**16,54**	0,13	0,83	698	**17,83**	0,16	0,87	658
CE Terrain (µS/cm, T_{ref} 25°C)	**244,8**	7,37	3,02	4	**316,39**	26,18	9,15	20	**316,7**	14,63	4,52	7
Temp. Terrain (°C)	**18,38**	0,15	0,93	4	**16,77**	0,13	0,73	6	**18,03**	0,18	0,99	5
pH	**7,61**	0,12	1,38	4	**7,55**	0,17	3,19	20	**7,49**	0,21	2,68	7
Ca^{2+} (mg/l)	**50,02**	2,24	8,41	5	**54,04**	3,81	9,01	35	**58,32**	5,05	11,32	20
Mg^{2+} (mg/l)	**3,32**	0,24	7,21	5	**4,63**	0,74	16,35	35	**5,82**	0,5	12,86	20
Na^{+} (mg/l)	**0,29**	0,14	42,72	5	**3,71**	2,27	65,29	35	**4,7**	0,58	21,2	20
K^{+} (mg/l)	**0,37**	0,14	34,8	5	**0,49**	0,1	23,59	35	**0,83**	0,25	28,53	20
SiO_2(mg/l)	**2,98**	0,81	26,43	5	**2,72**	0,22	8,2	35	**3,12**	0,63	27,75	20
SO_4^{-2} (mg/l)	**4,09**	1,13	24,56	5	**14,14**	4,2	30,55	35	**25,91**	3,42	17,59	20
Cl^{-} (mg/l)	**0,36**	0,01	16,05	5	**4,86**	3,15	67,93	35	**6,38**	0,86	18,45	20
HCO_3^{-} (mg/l)	**166,7**	10,57	8,37	5	**165,11**	19,51	13,02	35	**164,3**	15,74	12,33	20
COT (mg/l)	**4,4**	2,36	57,24	4	**4,1**	3,12	75,08	33	**8,3**	11,86	150,69	13
TDS (mg/l)	**228,2**	11,67	7,83	5	**249,7**	29,46	13,42	35	**269,3**	22,66	11,63	20
F (mg/l)	**0,07**	0,02	30,3	5	**0,11**	0,03	24,06	35	**0,15**	0,08	51,59	20
NO_3^{-} (mg/l)	**2,41**	1,51	44,32	3	**1,39**	0,76	54,68	3	**1,38**	1,92	135,92	8
NH_4 (mg/l)	**0,46**	0,69	149,1	3	**0,52**	0,94	181,4	12	**1,89**	1,98	104,77	4

* sd : Écart type, CV : coefficient de variation (écart type / moyenne), n : nombre de données.

Le total des solides dissous est constitué à plus de 80% de Ca^{2+} et de HCO_3^- pour les trois sources étudiées, ce qui traduit un faciès bicarbonaté calcique des eaux de ces systèmes karstiques (Figure 2-37). Le troisième ion majoritaire, représentant moins de 10% de la charge dissoute, est le SO_4^{-2} avec une concentration moyenne de 4, de 14 et de 26 mg/l respectivement, pour les sources de Tio Yacu, de Rio Negro et d'Aguas Claras. Cet ion est suivi i) par les ions Mg^{2+} (3 mg/l), SiO_2 (3 mg/l), K^+ (0.4 mg/l), Na^+ (0.3 mg/l) et Cl^- (0.4 mg/l) pour la source de Tio Yacu, ii) par Cl^- (4.9 mg/l), Mg^{2+} (4.6 mg/l), Na^+ (3.7 mg/l), SiO_2 (2.7 mg/l), et K^+ (0.5 mg/l) pour la source de Rio Negro, et iii) par Cl^- (6.4 mg/l), Mg^{2+} (5.8 mg/l), Na^+ (4.7 mg/l), SiO_2 (3.1 mg/l) et K^+ (0.8 mg/l), pour la source d'Aguas Claras.

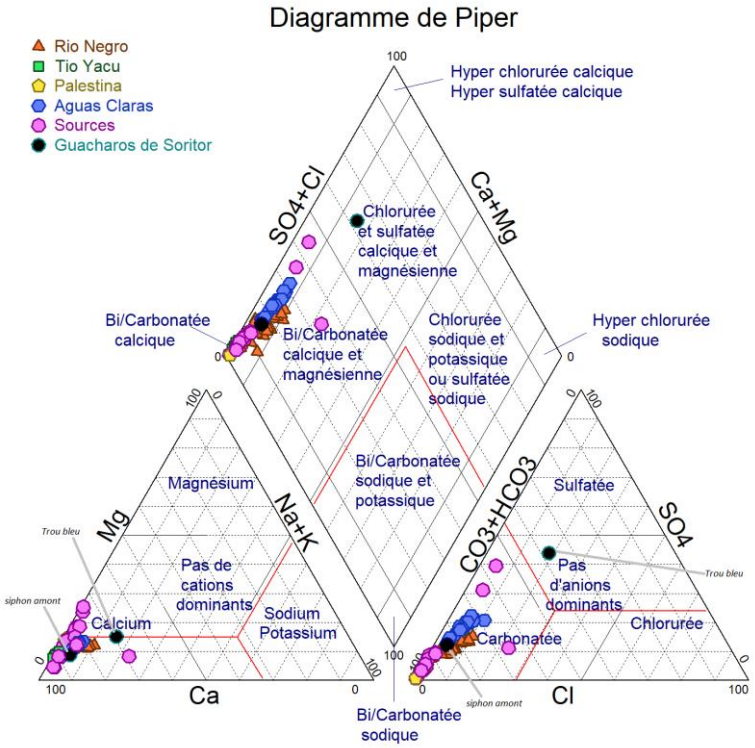

Figure 2-37 : Diagramme de piper illustrant la variation des faciès hydrogéochimiques des eaux des sources du Massif de l'Alto Mayo. Les sources de Rio Negro, d'Aguas Claras, de Tio Yacu avec un suivi en continu, et des autres sources du massif (nommées « Sources ») prélevées lors d'une mission de terrain en étiage. Guacharos de Soritor correspond à une source soumise à des apports profonds. Les localisations de toutes ces sources sont présentées dans la Figure 1-2.

Les concentrations de Ca^{2+} sont bien corrélées avec celles de HCO_3^- (Figure 2-38), ce qui suggère que ces ions proviennent principalement de la dissolution de roches carbonatées dans les trois sources. Dans les eaux du Rio Negro et d'Aguas Claras, le SO_4 est bien corrélé aux concentrations de Mg^{2+} (R^2> 0,65) et n'est corrélé ni avec SiO_2 ni avec HCO_3. Ces relations suggèrent que, pour ces sources, le sulfate est principalement associé aux sulfates de magnésium (par exemple, le sel d'Epsom). En revanche, dans la source de Tio Yacu, le SO_4^{2-} est principalement associé au Ca^{2+}, indiquant une origine en lien avec le gypse/l'anhydrite.

Les concentrations de Na et Cl montrent une bonne corrélation (R^2 = 0.8) et suivent la droite 1:1. Cela suggère l'influence des évaporites, comme la halite (NaCl) dans la chimie des sources d'Aguas Claras, et de Rio Negro. En revanche, pour la source de Tio Yacu, les

concentrations en chlorure et en sodium sont plus faibles que sur les autres sources. Ce sont donc les apports d'origine atmosphérique qui influencent les concentrations de ces éléments. Cela signifie que les évaporites n'ont pas d'influence évidente sur la source de Tio Yacu.

L'échantillonnage ponctuel sur d'autres sources du massif, lors de missions de terrain, a permis de mettre également en évidence la prédominance de faciès bicarbonatés calciques (Figure 2-37). Cependant sur certaines sources, il a été observé une grande proportion de sulfates sur les charges anioniques (jusqu'à 20% pour la source de Aguas Claras). L'origine de ce SO_4^{2-} peut être expliquée par l'existence de diapirs évaporitiques présents dans le massif (Figure 1-2). Cette hypothèse est valable également pour les sources d'Aguas Claras et de Rio Negro, dont l'influence de l'altération des évaporites dans la chimie de ses eaux été mise en évidence.

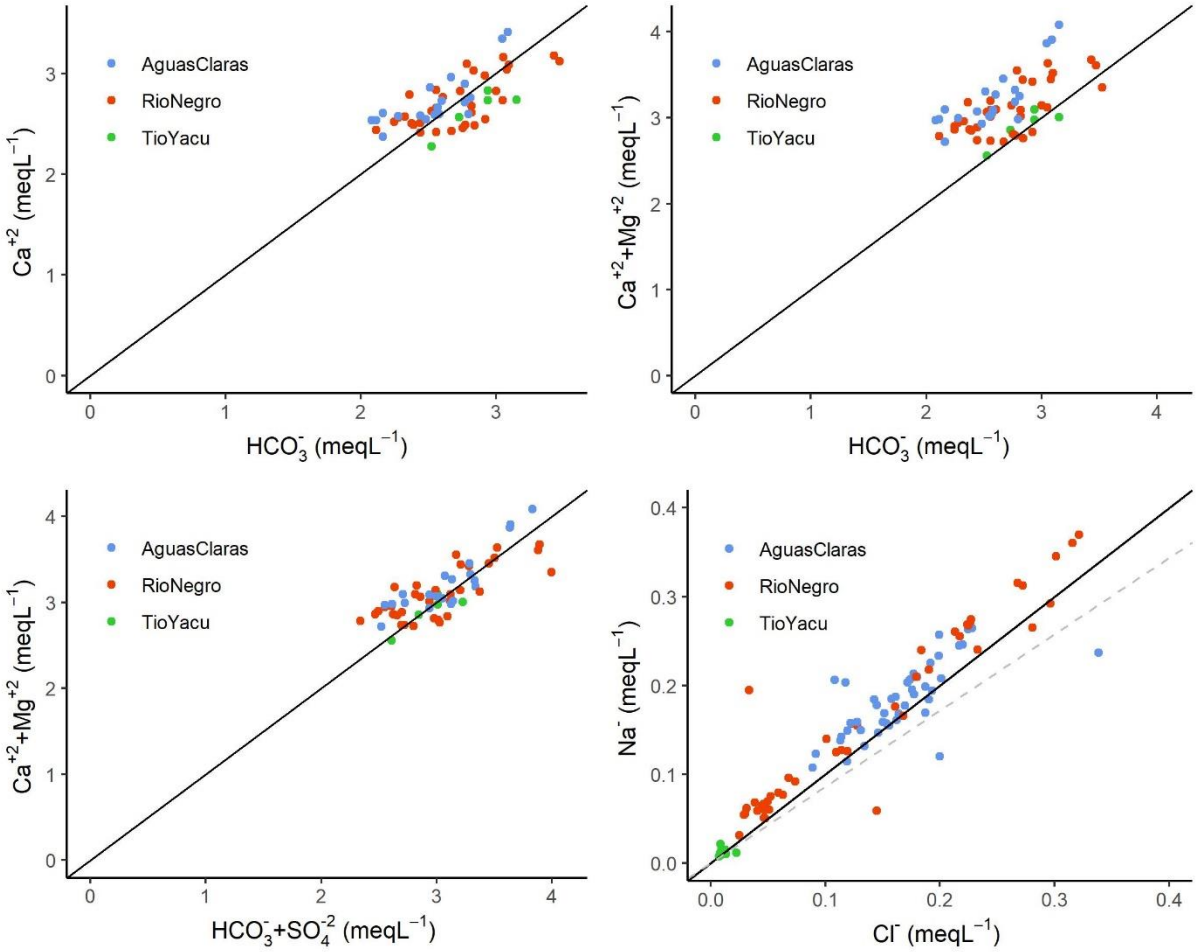

Figure 2-38 : Relations binaires entre différents ions majeurs. La ligne noire représente la relation 1 :1. La ligne en pointillé de la relation Na et Cl représente la relation 1:0.86 de ces ions.

Les indices de saturation de la calcite (ISc) et de la pression partielle de CO_2 (pCO_2) ont été calculés à l'aide du logiciel Diagrammes (Simler, 2017). Ces calculs sont basés sur la disponibilité des données de pH, HCO_3^-, Ca^{2+} et température. Les concentrations de HCO_3^- utilisées proviennent tantôt d'analyses réalisées sur le terrain (in situ), tantôt en laboratoire (parfois après quelques mois), à la suite de la critique des données (section 1.5). Le IS_c calculé

pour les sources de Tio Yacu et d'Aguas Claras varie entre -0.5 et 0.5. La source de Rio Negro montre une variation plus forte des IS_c et de la pCO_2, qui varient respectivement entre -0.9 et 0.3, et entre $10^{-2.6}$ et $10^{-1.75}$atm. Ces valeurs de pCO_2 calculées à l'équilibre avec l'eau des échantillons sont plus élevées que la valeur atmosphérique ($10^{-3,5}$ atm), indiquant l'influence du CO_2 biogénique dans les réactions d'interactions eau-roche.

2.3.2 Variabilité saisonnière de la composition hydrogéochimique des sources de l'Alto Mayo

L'analyse de la variabilité saisonnière des paramètres physico-chimiques des sources a permis de caractériser les types de flux et les degrés de karstification des systèmes. En dehors de toute influence anthropique, la valeur de CE des eaux des sources dépend des lithologies traversées par l'eau et de son temps de résidence. Leurs différentes distributions de fréquence indiquent le mélange de masses d'eaux distinctes d'un point de vue hydrogéochimique (Bakalowicz, 1979). Les trois sources étudiées présentent une distribution plurimodale de la CE (Figure 2-39), ce qui atteste des écoulements composés de plusieurs masses d'eau, en proportions variables au cours du temps. La distribution fréquentielle indique des gammes de variation de la CE plus importante sur la source de Rio Negro que sur les autres sources. Le nombre de masses d'eau contribuant à l'écoulement souterrain de la source Rio Negro serait donc plus important que pour les sources de Tio Yacu et Aguas Claras (Figure 2-39), indiquant potentiellement une karstification moins hiérarchisée dans ces deux systèmes.

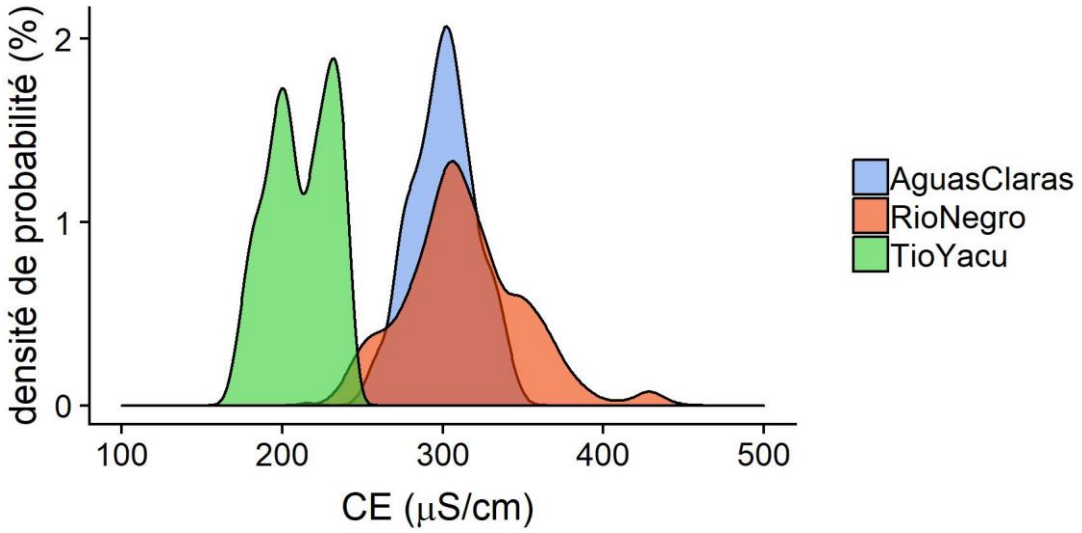

Figure 2-39 : Distribution de fréquence de la conductivité électrique (µS/cm) sur les sources d'Aguas Claras, de Rio Negro et de Tio Yacu.

Source de Tio Yacu

Des corrélations croisées entre la pluie (signal d'entrée), la CE et la température en (signaux de sortie), ont été réalisées afin d'évaluer les réponses impulsionnelles de ces paramètres. La rapide réponse impulsionnelle de la température et de la CE révèle la faible inertie du système (Figure 2-40). Ce résultat correspond au faible effet mémoire observé

auparavant pour la source de Tio Yacu (Figure 2-29). La réponse impulsionnelle de la CE présente un comportement opposé à celui de la température et du débit, correspondant à des entrées d'eau d'infiltration faiblement minéralisées et plus chaudes que les eaux préexistantes dans le système.

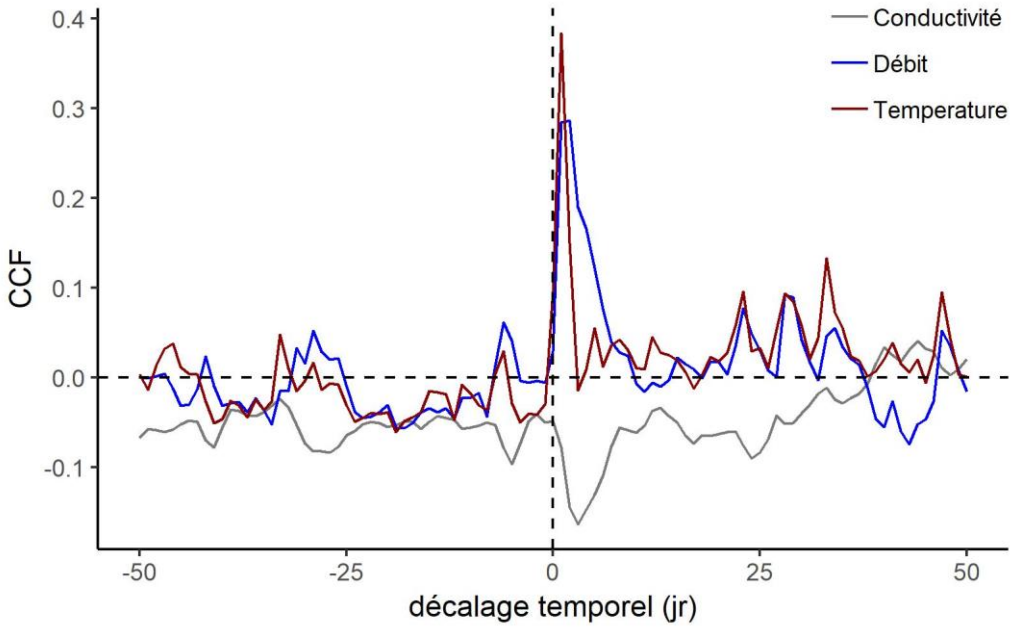

Figure 2-40 : Réponse impulsionnelle de la conductivité, de la température et du débit pour la source de Tio Yacu avec les pluies enregistrées à la station de Moyobamba.

Une augmentation de la température et une diminution de la conductivité ont été observées lors des fortes crues à la suite d'évènements pluvieux. Le pic de température qui correspond à une hausse d'un degré de la température, coïncide avec le pic de débit le plus important (entre le 25 et le 26 février 2016) (Figure 2-41). La température moyenne de l'eau de la source de Tio Yacu correspond à la température de l'air à 1700 m d'altitude. L'augmentation de température observée pour les eaux de la source pourrait indiquer une contribution supérieure des eaux de pluies s'infiltrant en-dessous de cette altitude. Au contraire, un refroidissement des eaux lors des pics de crue est observé généralement en basses eaux (septembre – octobre 2017) (Figure 2-41). Cela suggère une contribution importante des zones de plus haute altitude (>1700m) associée également à un phénomène de dilution par les eaux de pluie (diminution de la CE). La faible variabilité de la température dans les eaux de cette source (0.38%) peut être également la conséquence de mélanges entre des eaux froides au-dessus de 1700 m et des eaux chaudes en dessous, proches de la source.

Les données chimiques sur cette source sont insuffisantes pour pouvoir analyser la dynamique des ions tout au long des cycles hydrologiques étudiés, d'autant plus que les prélèvements n'ont pas été effectués au cours de fortes crues. Néanmoins, la stabilité des concentrations mesurées pour les différents ions est remarquable tout au long de la période de mesures (de septembre 2016 à janvier 2017).

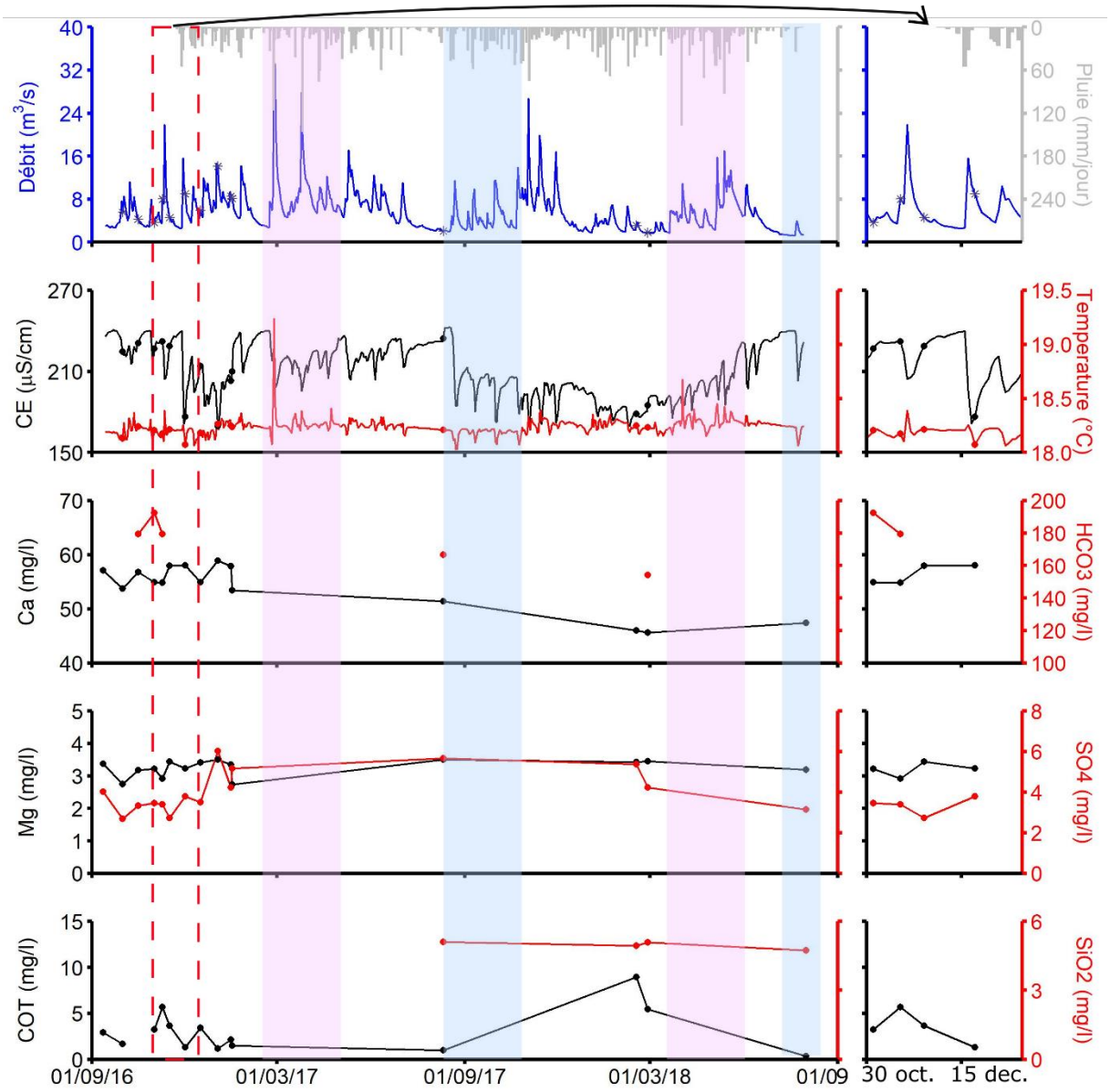

Figure 2-41 : Variation journalière de la pluie à la station pluviométrique de Paraiso, du débit et des paramètres hydrochimiques au cours de deux cycles hydrologiques (septembre 2016 à juillet 2018) pour la source de Tio Yacu. Le fond ombré montre des moments de refroidissement des eaux (bleu) et le réchauffement des eaux (rouge) lors de l'augmentation du débit.

Source de Aguas Claras

Les réponses impulsionnelles de la température et du débit, opposées à celle de la CE (Figure 2-42) mettent en évidence des entrées d'eau d'infiltration faiblement minéralisées et plus chaudes que les eaux souterraines contenues dans l'aquifère karstique. Contrairement à ce qui a été observé à la source de Tio Yacu, l'augmentation de la température à la source d'Aguas Claras est observée sur l'ensemble des pics de débits tout au long de la période analysée (Figure 2-43). Cela pourrait indiquer une contribution plus importante des eaux de pluies qui s'infiltrent en-dessous de l'altitude moyenne de recharge.

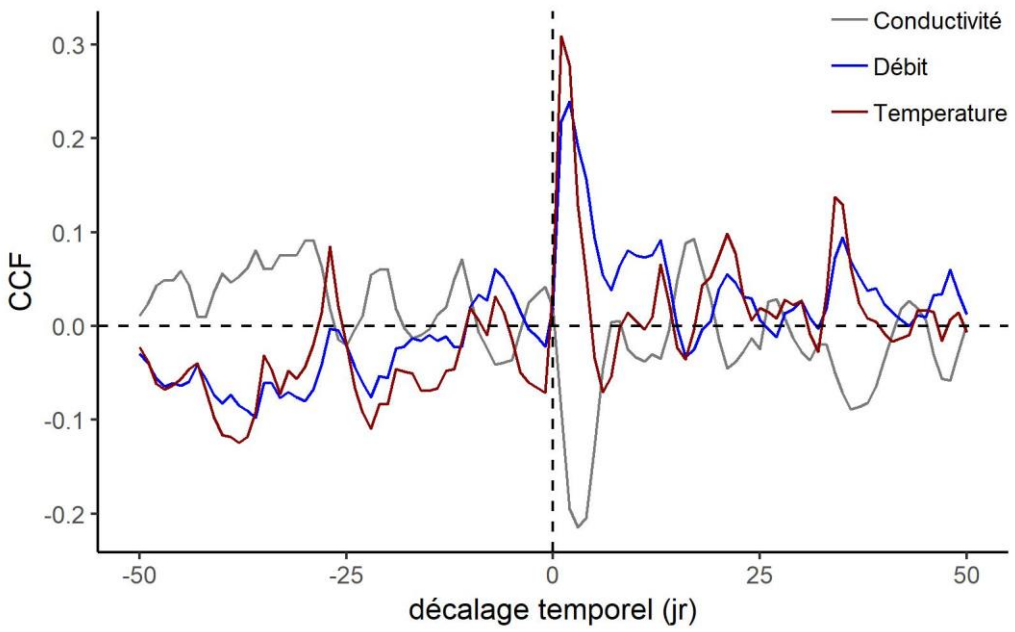

Figure 2-42 : Réponse impulsionnelle de la conductivité, de la température et du débit pour la source de Aguas Claras, avec les pluies enregistrées à la station de Naranjillo.

L'effet de dilution des eaux souterraines, mis en évidence par les variations de la CE, est associée à une variation des concentrations de Ca^{2+} et de HCO_3^- pour lesquelles les valeurs les plus faibles sont obtenues en période de hautes eaux, et les plus élevées en période de basses eaux (Figure 2-43). Ces concentrations de Ca^{2+} et de HCO_3^- présentent une variation plus importante au cours de l'année hydrologique 2016, qu'au cours de l'année hydrologique 2017 (Figure 2-43). Cette dilution plus importante en 2016 est peut être la conséquence de la plus grande pluviométrie de l'année 2016 par rapport à 2017. Les ions Mg^{2+} et SO_4^{-2} sont globalement stables au long de la période analysée, quels que soient les débits (Figure 2-43).

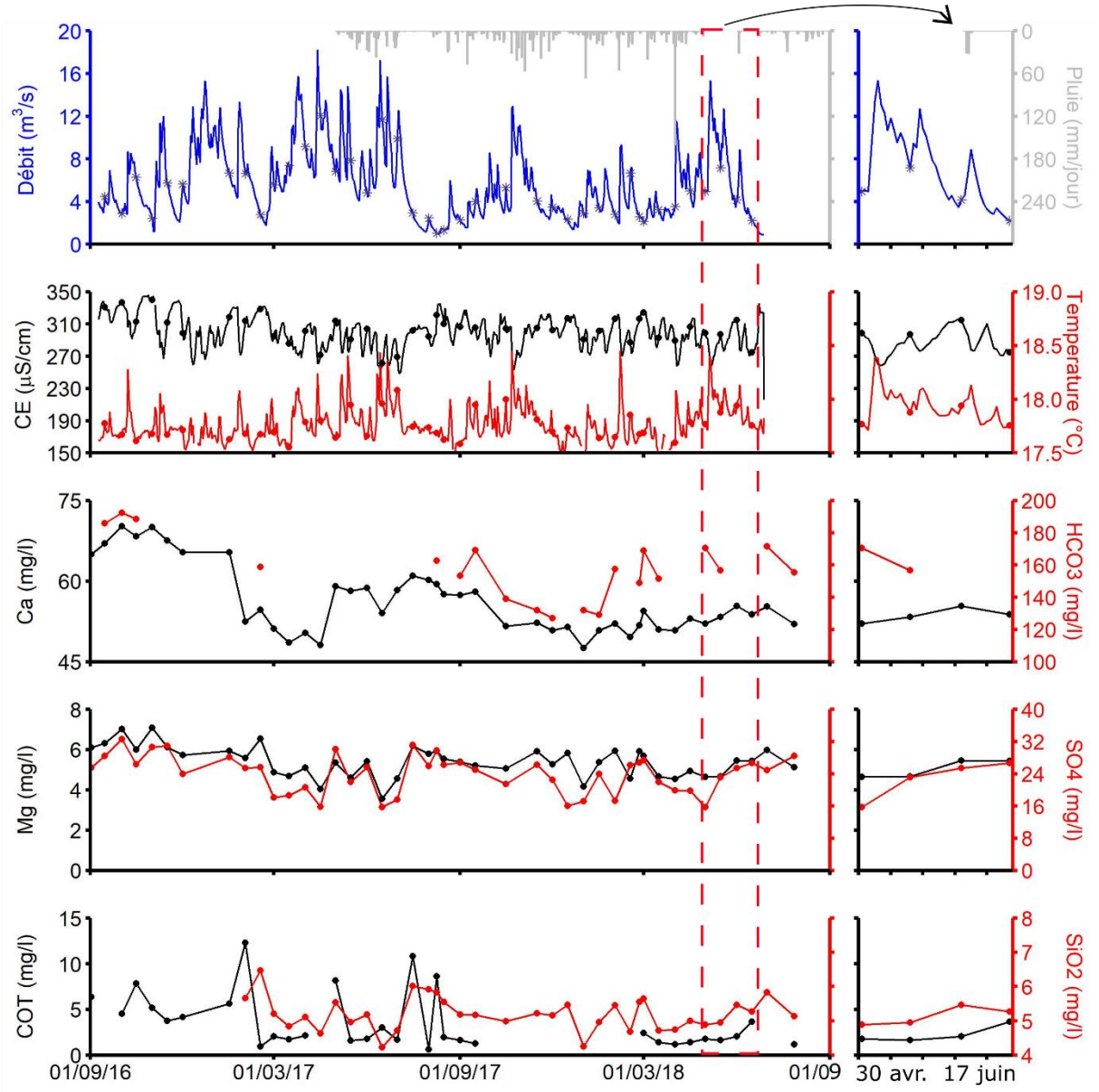

Figure 2-43 : Variation journalière de la pluie à la station pluviométrique de Naranjillo, du débit et des paramètres hydrochimiques au cours de deux cycles hydrologiques (septembre 2016 à juillet 2018) pour la source de Aguas Claras.

Source de Rio Negro

Sur la source de Rio Negro, les réponses impulsionnelles de la température et des débits sont opposées à celle de la CE (Figure 2-44), comme observé auparavant sur les autres sources. Néanmoins, la faible réponse impulsionnelle de ces paramètres confirme la forte inertie de cette source (Figure 2-44).

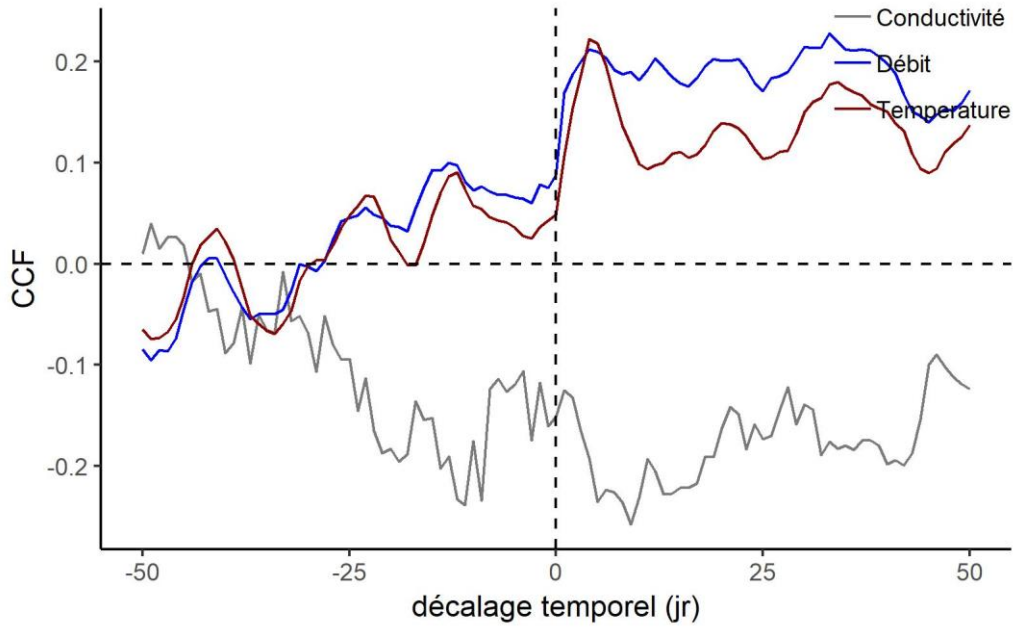

Figure 2-44 : Réponse impulsionnelle de la conductivité, de la température et du débit sur la source de Rio Negro avec les pluies enregistrées à la station de Vista Alegre.

La variation temporelle de la CE pour la source de Rio Negro (coefficient de variation de 12%) est plus forte que celles observée sur les autres sources (Tableau 2-12) alors que c'est le système le plus inertiel d'un point de vue hydrodynamique. Dans un système inertiel, il serait plus logique de rencontrer une faible variation de la chimie des eaux (Backalowicz, 1979). Nous interprétons ce signal comme l'effet de mélange de plusieurs masses des eaux, avec une importante contribution d'eaux moins minéralisées provenant des zones d'altitude. Dans ces zones de montagne (entre 3000 et 4000 m d'altitude), des grès du Jurassique supérieur et du Crétacé affleurent (Figure 2-41), et des écoulements superficiels en provenance de plusieurs lacs entourés de vastes étendus de tourbières s'infiltrent ensuite au contact des calcaires (pertes) (section 2.1). Un prélèvement effectué sur l'un des effluents de ces lacs, localisé sur la bordure occidentale du massif, a révélé de très faibles CE (74 µS/cm). Cette partie du bassin peut ainsi avoir un rôle tampon régulateur du signal hydrologique en entrée, du fait de la présence de lacs et tourbières d'une part, et d'aquifères poreux (grès) d'autre part.

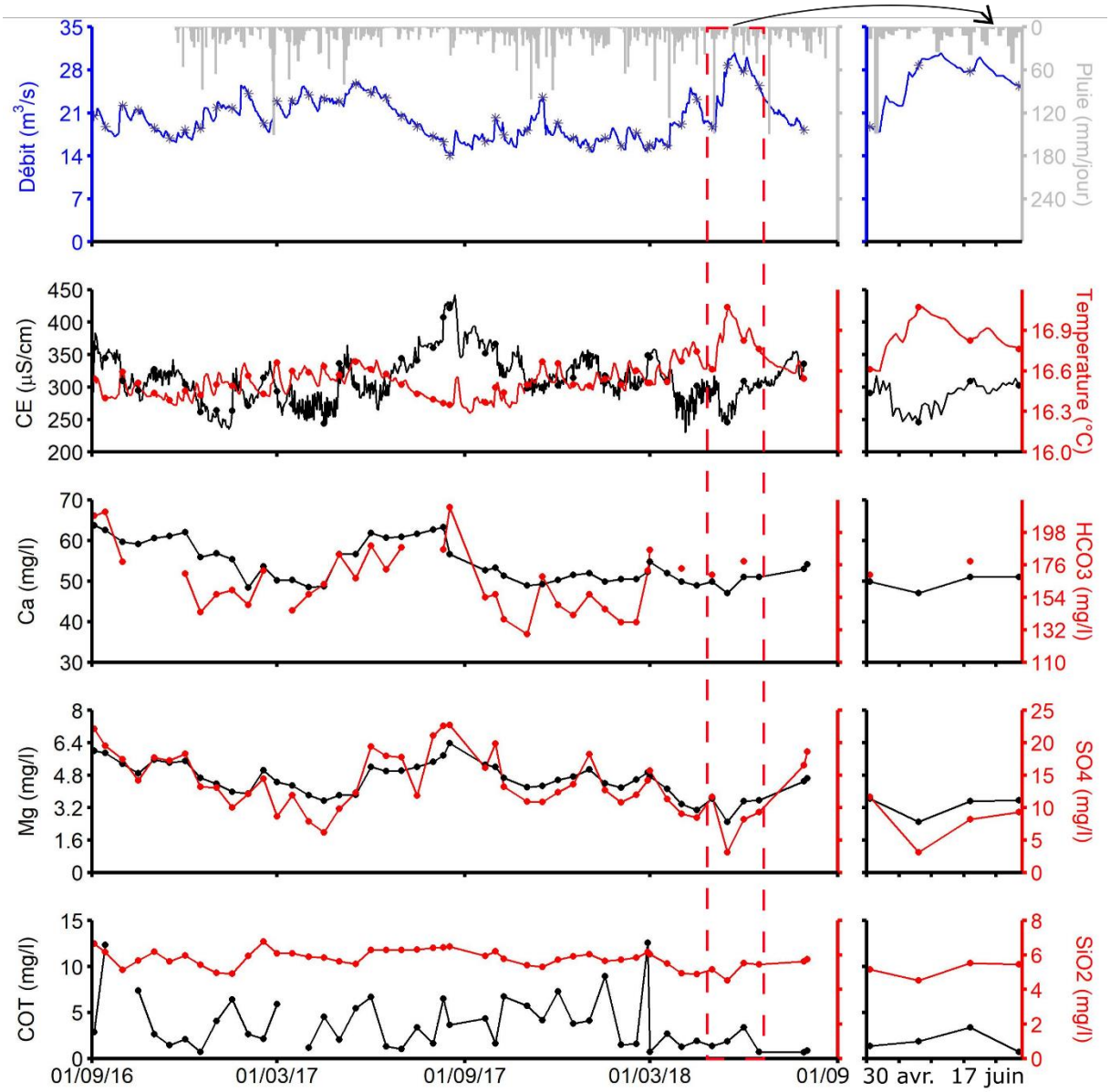

Figure 2-45 : Variation journalière de la pluie à la station pluviométrique de Rio Negro, du débit et des paramètres hydrochimiques au cours de deux cycles hydrologiques (septembre 2016 à juillet 2018) pour la source de Rio Negro.

L'effet de dilution des eaux sur le comportement de la CE, est observé également sur la variation des concentrations de Ca^{2+}, Mg^{2+}, HCO_3^- et $SO4^{-2}$ où les concentrations plus faibles correspondent au moment des hautes eaux et les plus élevées aux basses eaux. Les concentrations de ces ions présentent une variation plus importante au long de l'année hydrologique 2016 (effet de dilution plus fort), que durant l'année 2017, ce qui peut être relié à la plus grande pluviométrie de l'année 2016.

2.3.3 Contribution des isotopes de l'eau ($\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ et ^{3}H) à la caractérisation des systèmes étudiés

Les isotopes stables de l'eau sont couramment utilisés en hydrogéologie karstique pour la détermination de l'altitude moyenne des aires de recharge, ainsi que pour caractériser la réactivité de l'aquifère à l'échelle évènementielle et/ou saisonnière. Les rapports isotopiques de $\delta^{18}O$ et de $\delta^{2}H$ de l'eau aux exutoires dépendent de la signature isotopique des pluies rechargeant l'aquifère. Cette dernière varie en fonction de l'origine et de la température des masses d'air, de l'altitude et de la latitude, ainsi que de l'importance du cumul de pluie au cours de chaque évènement. Afin de pouvoir interpréter au mieux les variations en isotopes stables de l'eau aux exutoires karstiques, il est important de disposer de chroniques de variations isotopiques dans les pluies du secteur étudié. Ainsi, la teneur moyenne en $\delta^{18}O$ des eaux à l'exutoire est normalement concordante avec l'altitude moyenne de l'impluvium de l'aquifère.

Variations du signal isotopique dans les pluies :

La teneur isotopique de l'eau est la conséquence du fractionnement lors d'un changement de phase (solide, liquide, vapeur). Cela est expliqué par la condensation progressive de la vapeur atmosphérique (nuage), lorsque les masses d'air montent sur les pentes de hautes montagnes et se refroidissent à la suite d'une expansion adiabatique. La fraction condensée, c'est-à-dire l'eau de pluie, libère les isotopes les plus lourds et les isotopes les plus appauvris restent dans le vapeur atmosphérique.

En Amazonie, la relation entre la température et la quantité de pluie avec le signal isotopique est complexe, en raison de la nature convective des masses d'air. Ampuero (2016) montre que la quantité de pluie sur l'Alto Mayo n'a pas une relation significative avec le signal isotopique de la pluie. En revanche, la dynamique des masses d'air et l'origine des flux atmosphériques dans la zone de convergence intertropicale détermine la variation temporelle du signal isotopique des pluies dans l'Alto Mayo. En période sèche les masses d'air proviennent majoritairement du sud avec un signal plus appauvri, et en période humide proviennent du nord avec un signal plus enrichi. De plus, pour chaque trajectoire de ces masses d'air, le signal isotopique dépendra du cumul de pluie précipitée tout au long de la circulation de ces flux.

Sur la période de septembre 2016 à juillet 2018 à la station pluviométrique de Palestina, la teneur la plus enrichie en $\delta^{18}O$ des pluies est observée entre juillet et septembre, tandis que la plus appauvrie est observée entre février et mai (Figure 2-46). L'année hydrologique 2016 présente des teneurs de $\delta^{18}O$ plus appauvries que dans l'année hydrologique 2017. Ce fort appauvrissement peut s'expliquer par une pluviométrie plus importante durant l'année hydrologique 2016.

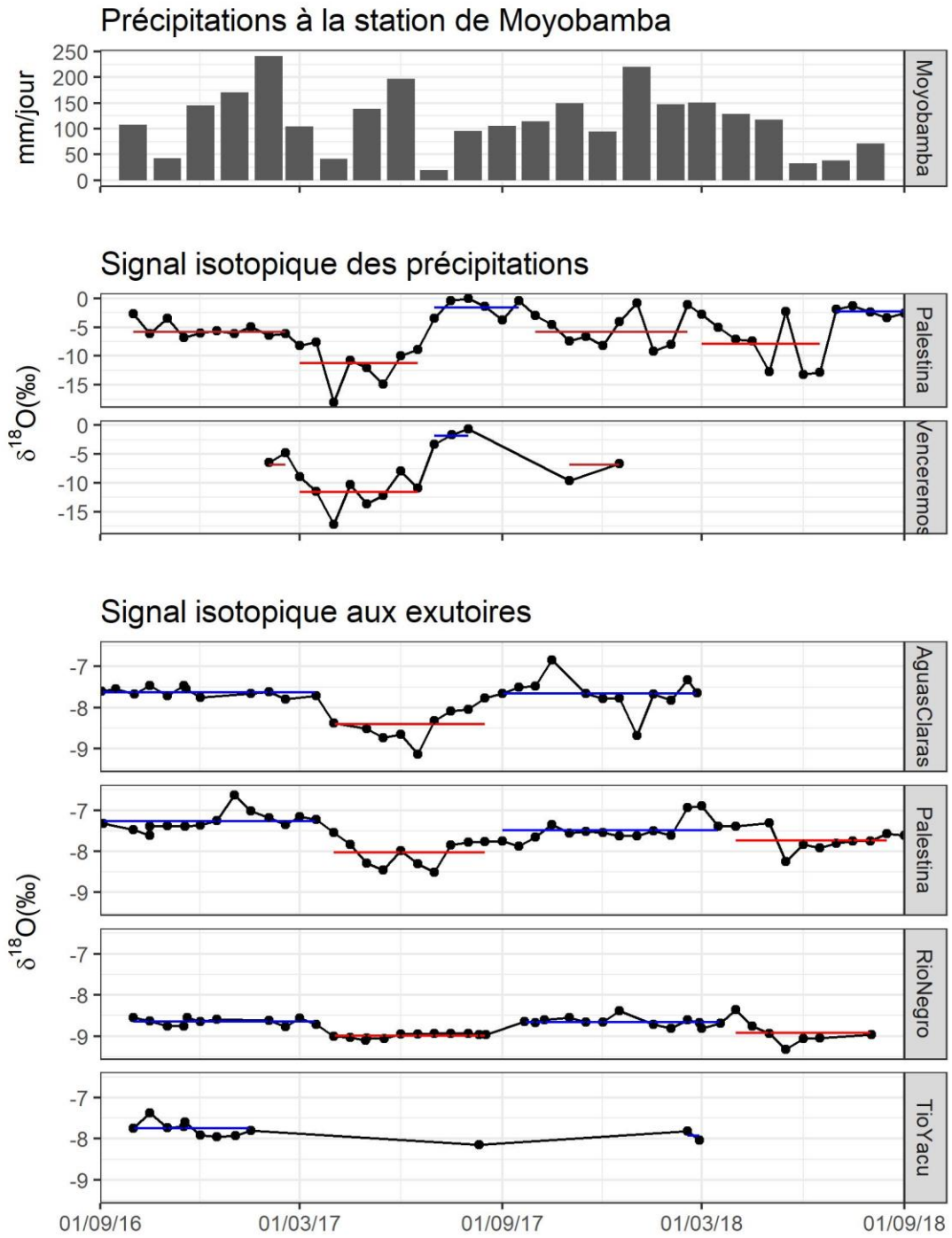

Figure 2-46 : Variation des teneurs en $\delta^{18}O$ de la pluie et des sources durant les deux cycles hydrologiques étudiées. Les lignes bleues représentent les périodes de basses eaux et les rouges les périodes des crues.

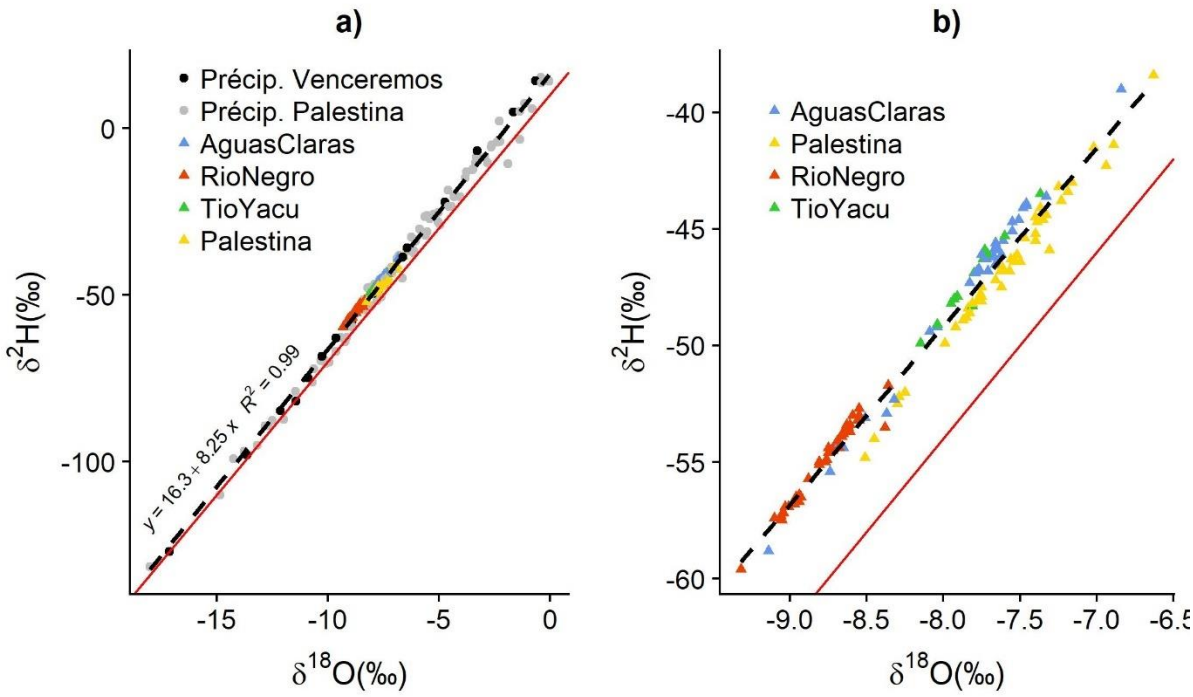

Figure 2-47 : Relation $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ pour les relevés réalisés : a) aux stations pluviométriques (Palestina et Venceremos) et aux exutoires karstiques ; b) aux exutoires karstiques uniquement. La droite météorique mondiale est portée en rouge sur le graphique ($\delta^{2}H = 8* \delta^{18}O +10$)

De même, plusieurs études ont montré la diminution du signal isotopique de $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ avec l'altitude (Siegenthaler et Oeschger, 1980; Poage et Chamberlain, 2001; Nieto-Moreno *et al.*, 2016). Poage and Chamberlain, (2001) estiment un gradient altitudinal moyen de -0.28 ‰ / 100m pour le $\delta^{18}O$, sur la base des données de plusieurs chaines montagneuses du monde (ex. Himalaya, Andes, Alpes). Dans le versant Est des Andes, dans la vallée de San Francisco au sud de l'Equateur, le gradient altitudinal est estimé autour de -0.22 ‰ /100m pour $\delta^{18}O$ (Windhorst *et al.*, 2013). Sur le massif de l'Alto Mayo, il n'existe pas suffisamment de données pour pouvoir établir un gradient altitudinal robuste. Cependant les mesures à deux stations (Figure 1-2) dans la zone d'étude entre octobre 2016 et novembre 2017 ont permis d'estimer un gradient altitudinal du $\delta^{18}O$ autour de -0.14‰ / 100m (communication personnelle avec J. Apaéstegui).

Variations du signal isotopique des sources :

L'amplitude de variation du signal isotopique au cours des deux cycles hydrologiques étudiés est de l'ordre de 2‰ pour les sources de Palestina et d'Aguas Claras, et de 1‰ pour la source de Rio Negro. La faible variation de cette dernière peut paraitre contradictoire par rapport à sa réponse hydrogéochimique évoquée précédemment (section 2.3.2). Elle peut être liée au mélange d'eaux appartenant à plusieurs cycles. La forte inertie hydrodynamique du Rio Negro fait que l'eau recueillie à l'exutoire ne correspond pas forcément à un cycle hydrologique unique. Malgré cela, la source du Rio Negro semble suivre le même type de variation que les autres sources (Figure 2-46). Les teneurs isotopiques des échantillons de crues sont ainsi les plus appauvries en $\delta^{18}O$. De fait, entre avril et juillet sont observées les valeurs les plus

appauvries et entre août et mars, les moins appauvries. Cette variabilité répond à celle observée dans les pluies, mais avec un décalage de quelques mois (Figure 2-46). Par exemple, au cours de l'année hydrologique 2016, la valeur plus appauvrie de pluie a eu lieu en avril 2017, et en juillet sur la source d'Aguas Claras.

La source du Rio Negro présente la valeur moyenne de $\delta^{18}O$ la plus appauvrie par rapport à toutes les autres sources (Tableau 2-13). Cela montre que l'altitude de la zone de recharge de cette source est plus haute que celles des sources de Aguas Claras et de Tio Yacu. Nous avons estimé l'altitude moyenne de recharge en considérant le gradient altitudinal établi sur le versant est des Andes du sud de l'Equateur (-0.22‰/100m pour $\delta^{18}O$), et en considérant la station pluviométrique de Palestina comment référence (870m, -6.11‰). Ainsi, l'altitude moyenne de recharge serait de 2100 m pour la source de Rio Negro, et de 1640 m et 1660 m pour Aguas Claras et Tio Yacu. Si on considère le gradient altitudinal de $\delta^{18}O$ -0.14 -0.22‰/100m (Apaéstegui, com. personnelle), les altitudes moyenne de recharge des systèmes seraient plus élevées (Tableau 2-13). Ces données isotopiques confirmeraient donc l'importance de la recharge en haute altitude pour la source de Rio Negro, et le rôle tampon des tourbières et des aquifères gréseux reposant sur les calcaires.

Tableau 2-13 : Moyenne arithmétique et pondérée par les pluies des valeurs isotopiques en $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ dans les eaux des sources et de pluies du massif de l'Alto Mayo. M. arithmétique M. Pondérée

Origine	Stations	Altitude	$\delta^{18}O$		$\delta^{2}H$		Alt. moyenne de recharge calculées pour 2 valeurs de gradients en $\delta^{18}O$	
			M.A	M. P	M. A	M. P	Avec : -0,14/100m	Avec : -0,22/100m
Pluie	Palestina	850	-6,11	-	-38,37	-	-	-
	Venceremos	1400	-6,11	-	-51,85	-	-	-
Sources	Palestina	900	-7,59		-46,89		1927	1543
	Aguas Claras	970	-7,81	-7,83	-47,2	-47,48	2084	1643
	Rio Negro	870	-8,82	-8,8	-55,29	-55,18	2806	2102
	Tio Yacu	850	-7,86	-7,85	-47,75	-47,8	2084	1665

Apport des données en ^{3}H

L'identification d'une forte inertie sur la source de Rio Negro, nous a amené à supposer l'existence d'un stockage important des eaux. Afin d'identifier s'il existe des eaux anciennes contribuent aux écoulements de ce source, des analyses de tritium ont été effectuées en période d'étiage (juillet 2017) pour les sources de Palestina, d'Aguas Claras et de Rio Negro, afin d'estimer un temps de résidence moyen maximal de l'eau dans ces systèmes. Ces trois sources montrent des activités de tritium autour de 2UT (Tableau 2-14). Ceci est proche des teneurs en tritium des précipitations enregistrées sur des secteurs à proximité de notre zone d'étude (Tableau 2-14). Cela indique l'influence de la recharge actuelle par infiltration de pluies récentes sur les écoulements de ces sources, ce qui ne permet pas de lier l'inertie du Rio Negro à un temps de séjour plus long des eaux par rapport à d'autres sources.

Tableau 2-14 : Teneur en tritium en étiage pour les sources de Palestina Aguas Claras et Rio Negro

Source	Date de prélèvement	^{3}H en UT
Palestina	19/09/2017	2,3 ± 0,5
Aguas Claras	19/09/2017	2,3 ± 0,3
Rio Negro	20/09/2017	1,9 ± 0,3

2.3.4 Synthèse

L'interprétation des données hydrochimiques a révélé des caractéristiques propres à chaque source et surtout des réponses saisonnières différentes, indiquant des fonctionnements hydrogéologiques contrastés. Les eaux des sources de Rio Negro, d'Aguas Claras et de Tio Yacu ont ainsi pu être classifiées comme bicarbonatées calciques faiblement magnésiennes. La contamination anthropique est négligeable sur les trois sources étudiées.

La distribution de fréquences de la CE met en évidence que plusieurs masses d'eau interviennent dans l'écoulement souterrain. Le nombre de masses d'eau est plus important dans la source de Rio Negro que dans les autres sources (Aguas Claras et Tio Yacu). Les réponses impulsionnelles de la CE et de la température révèlent des mélanges avec des eaux d'infiltration faiblement minéralisées et plus chaudes que les eaux souterraines contenues dans le système karstique. Cette augmentation de température est appreciée en raison de l'écart existant (entre 3 et 6°C) entre la température de la source et celle de l'air à son altitude d'émergence. La source de Rio Negro présente cependant une plus faible réponse impulsionnelle de la température et de la CE aux évènement pluvieux, ce qui peut être la conséquence d'une alimentation régulière et retardée provenant de la zone d'altitude (signal tamponné) puis d'un transfert rapide jusqu'à la source, via le réseau de conduits karstiques.

Les eaux les moins minéralisées sont observées en période de hautes eaux pour les trois sources analysées. La variabilité de la CE et de la réponse hydrogéochimique est plus importante dans la source de Rio Negro. Cependant, les teneurs en isotopes stables de l'eau restent faibles (<de 1‰), indiquant une réponse inertielle à l'échelle du cycle et non à l'échelle évènementielle. Ceci serait donc cohérent avec un apport régulier moins minéralisé en provenance des hautes altitudes (zone de lacs et tourbières et contribution d'eaux des aquifères gréseux sus-jacents).

3 Chapitre 3 : Bilan d'altération du karst tropical andin de l'Alto Mayo

L'identification des principaux facteurs de l'altération des carbonates est donc nécessaire pour mieux évaluer le rôle de cette altération dans le cycle global du carbone et réduire l'incertitude des modèles mondiaux de prévision du carbone (CO_2 atmosphérique).

Ce chapitre a pour objectifs l'analyse de la dynamique temporelle de production des éléments dissous et l'estimation de l'altération dans les systèmes karstiques andins tropicaux de l'Alto Mayo. Dans un premier temps, nous déterminons l'effet de la variabilité temporelle des écoulements sur la dynamique de production de chacun des ions majeurs puis sur l'exportation de matières dissoutes dans les systèmes karstiques de l'Alto Mayo. Dans un second temps, nous nous sommes attachés à évaluer la charge totale dissoute (TDS) à partir des mesures de conductivité électrique (CE) réalisées in situ à haute fréquence grâce au déploiement de sondes autonomes. Afin d'établir une relation robuste entre la TDS et la CE au pas de temps journalier, nous avons intégré à nos données des mesures réalisées sur diverses sources karstiques du réseau SNO Karst (France), disposant également de chroniques de débit et de conductivité à haute fréquence, ainsi que d'analyses hydrochimiques régulières sur un à plusieurs cycles hydrologiques. Enfin, la dynamique de production de la charge totale dissoute est utilisée comme un indicateur de l'altération des systèmes karstiques de l'Alto Mayo, que nous replaçons dans le contexte du bassin amazonien.

3.1 Dynamique de production des éléments majeurs dissous aux exutoires des systèmes karstiques de l'Alto Mayo

L'évolution des concentrations des éléments majeurs en fonction du débit journalier permet d'identifier la relation qu'entretient la variabilité hydrologique annuelle sur la libération de matières dissoutes. Cette relation est dans un premier temps évaluée par la comparaison des coefficients de variation (CV) des concentrations et des valeurs de débits journaliers échantillonnés à chaque source. Plus la variabilité des concentrations d'un élément donné est faible, plus la variabilité du flux de production de cet élément dépendra de la variabilité hydrologique.

La relation Concentration – Débit est couramment utilisée dans l'évaluation de la sensibilité de l'altération aux paramètres hydrologiques (Godsey *et al.*, 2009; Maher, 2011; Torres *et al.*, 2015; Moquet *et al.*, 2016; Bouchez *et al.*, 2017; Ibarra *et al.*, 2017). L'altération chimique et le transport de solutés sont associés à l'hydrologie dans les bassins, et ce couplage se traduit dans les relations entre les concentrations de solutés et les débits des cours d'eau. Cette relation est décrite par : $C = aQ^b$, avec C la concentration de l'élément majeur étudié, Q le débit journalier correspondant à la date d'échantillonnage, a et b les constantes de la régression. La relation linaire de cette équation peut être exprimée également sous la forme :

$Log(C) = blog(Q) + 10a$

La pente (b) est une mesure du degré de premier ordre auquel la concentration répond à un changement de débit. Lorsque $b \sim 0$, la variabilité de la concentration est faible et indépendante

de la variabilité du débit. Ce comportement, appelé «chimiostatique», reflète une constante concentration de soluté malgré les variations de débit (Godsey *et al.*, 2009). Lorsque b∼−1, la concentration diminue avec l'augmentation du débit, correspondant à un schéma de dilution totale et reflétant un flux constant malgré les variations de débit. Cette même méthodologie sera utilisée dans la section 3.2 pour l'analyse de la production de TDS avec des données haute fréquence.

Le Tableau 3-1 présente le coefficient de variation (écart type / moyenne) des valeurs de concentration de TDS, des débits journaliers, et des éléments majeurs échantillonnés. Quand le coefficient de variation de concentration est faible comparativement à celui du débit, la production de l'élément considéré tendra à être proportionnelle au débit. Dans les autres cas, le contrôle du débit sur la production de matières dissoutes peut être établi sur la relation entre la variation des concentrations et la variation du débit.

Pour les sources de Tio Yacu et d'Aguas Claras, le coefficient de variation de la TDS estimée à haute fréquence est inférieur à celui des débits. Tandis que pour la source de Rio Negro, le coefficient de variation pour la TDS et celui des débits sont assez proches. La variation des éléments Ca^{2+}, Mg^{2+}, SiO_2, K^+, Na^+, Cl^- et HCO_3^- est inférieure à celle des débits pour la source d'Aguas Claras. La source de Rio Negro présente des variations du même ordre de grandeur pour les ions Ca^{2+}, Mg^{2+}, SiO_2 et HCO_3^- et le débit. Tandis que le Na^+, Cl^-, K^+ et le SO_4^- ont de coefficients de variation plus grands que celui des débits. La source de Tio Yacu ne dispose que d'une faible quantité de mesures pour les ions majeurs, ce qui ne nous a pas permis d'interpréter la variabilité de ces concentrations au cours des cycles hydrologiques.

Tableau 3-1 : Coefficients de variation du débit, de la TDS haute fréquence et des ions majeurs avec suivis bi-mensuels pour chaque source entre 2016 et 2018. sd : écarte type, n : le nombre des données

Paramètres	TioYacu				RioNegro				AguasClaras			
	Moyenne	sd	CV	n	Moyenne	sd	CV	n	Moyenne	sd	CV	n
Débit (m^3/s)	**5,66**	3,73	67,31	685	**20,05**	3,38	16,95	698	**5,63**	3,23	59,47	658
CE CTD (µS/cm)	**210,8**	16,48	9,31	685	**313,51**	36,26	11,69	698	**299,9**	19,69	6,68	658
Flux TDS	**183.4**	14,3	9,3	685	**272,8**	31,5	11,7	698	**260,9**	17,1	6,7	658
Ca^{2+} (mg/l)	**50,02**	2,24	8,41	5	**54,04**	3,81	9,01	35	**58,32**	5,05	11,32	20
Mg^{2+} (mg/l)	**3,32**	0,24	7,21	5	**4,63**	0,74	16,35	35	**5,82**	0,5	12,86	20
Na^+ (mg/l)	**0,29**	0,14	42,72	5	**3,71**	2,27	65,29	35	**4,7**	0,58	21,2	20
K^+ (mg/l)	**0,37**	0,14	34,8	5	**0,49**	0,1	23,59	35	**0,83**	0,25	28,53	20
SiO_2(mg/l)	**2,98**	0,81	26,43	5	**2,72**	0,22	8,2	35	**3,12**	0,63	27,75	20
SO_4^{-2} (mg/l)	**4,09**	1,13	24,56	5	**14,14**	4,2	30,55	35	**25,91**	3,42	17,59	20
Cl^- (mg/l)	**0,36**	0,01	16,05	5	**4,86**	3,15	67,93	35	**6,38**	0,86	18,45	20
HCO_3^- (mg/l)	**166,7**	10,57	8,37	5	**165,11**	19,51	13,02	35	**164,3**	15,74	12,33	20
COT (mg/l)	**4,39**	2,36	57,24	4	**4,1**	3,12	75,08	33	**8,25**	11,86	150,69	13
TDS (mg/l)	**228,2**	11,67	7,83	5	**249,71**	29,46	13,42	35	**269,3**	22,66	11,63	20

Dans les trois sources karstiques, la production de HCO_3^- et de Ca^{2+} provient de l'altération des carbonates qui dépend en premier ordre du débit moyen journalier, selon une relation $C=aQ^b$ dont b est proche de 0 (Tableau 3-2). Cet indice montre que la variabilité des flux de ces ions

est contrôlée en premier lieu par la variabilité du débit. Ce phénomène est connu comme « chemostatic effect » et témoigne du fort contrôle climatique ou hydrologique sur les flux de matières dissoutes (Godsey *et al.*, 2009; Clow et Mast, 2010). Dans les systèmes karstiques, ce comportement est généralement attribué aux équilibres entre la dilution et l'augmentation du CO_2 du sol pendant la période pluvieuse (Liu *et al.*, 2007; Yang *et al.*, 2012), et à la rapide cinétique de dissolution des carbonates (Szramek *et al.*, 2007; Clow et Mast, 2010; Calmels *et al.*, 2014).

Tableau 3-2 : Valeurs du coefficient « b » de la relation $C=aQ^b$. Les valeurs de « b » proches de zéro sont marquées en bleu et les valeurs proches de -1 sont marquées en jaune.

Eléments	Rio Negro		Aguas Claras		Tio Yacu	
	a	b	a	b	a	b
Ca^{2+}	70	-0,083	58	-0,021	46	0,098
Mg^{2+}	24	-0,557	6	-0,126	3	-0,046
Na^{+}	121	-1,158	5	-0,122	0	-0,274
K^{+}	1	-0,138	1	0,091	0	0,057
HCO_3^{-}	147	0,040	153	0,021	156	0,089
Cl^{-}	280	-1,367	7	-0,081	0	0,286
SO_4^{2-}	201	-0,901	29	-0,135	4	0,010
SiO_2	10	-0,176	6	-0,039	5	0,282
TDS	301	-0,057	260	0,000	217	0,091

Dans la source de Rio Negro, les ions SO_4^{-2}, Mg^{2+}, Cl^{-} et Na^{+} ont une valeur de b inférieure à -0.5, ce qui indique un plus faible contrôle de la variabilité du débit sur les flux de ces éléments. Ce comportement caractérise les ions dérivés des évaporites (Hidalgo-Sanchez *et al.*, 2015; Moquet *et al.*, 2016), ce qui est cohérent également avec l'origine de ces ions pour la source du Rio Negro.

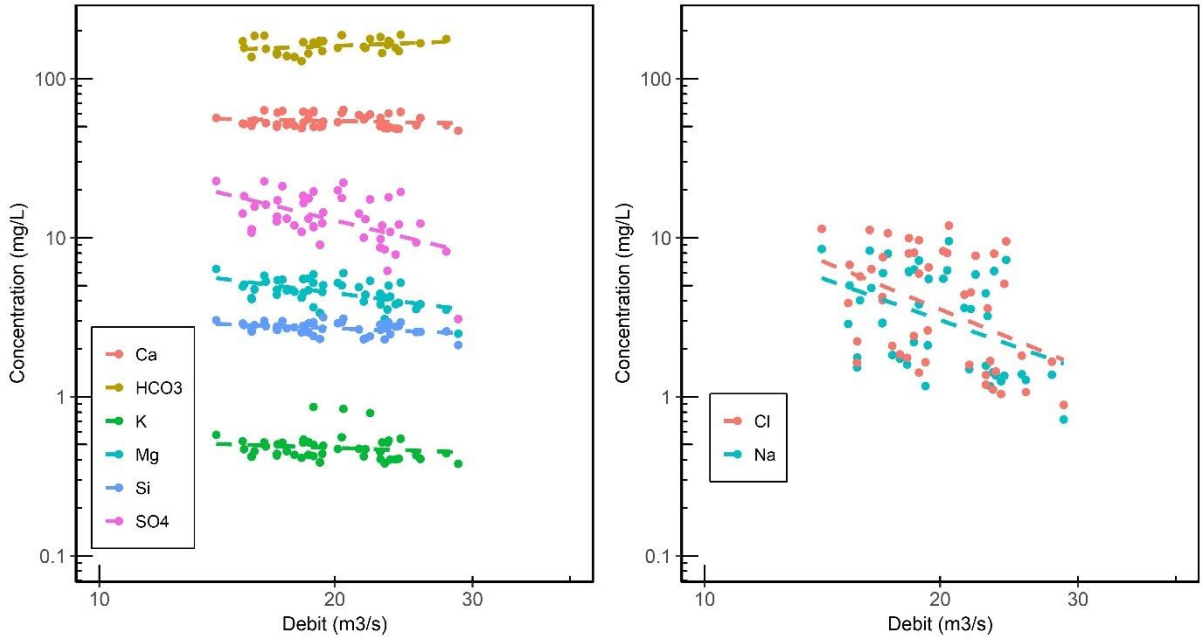

Figure 3-1 : Relation entre concentration des ions majeurs et débit dans la source de Rio Negro.

Dans la source d'Aguas Claras les ions SO_4^{-2}, Mg^{2+}, Cl^- et Na^+, qui sont également dérivés des évaporites, ont une valeur b proche de zéro (Tableau 3-2). Cela indiquerait que dans cette source il existe un apport supplémentaire de ces éléments lors des hautes eaux.

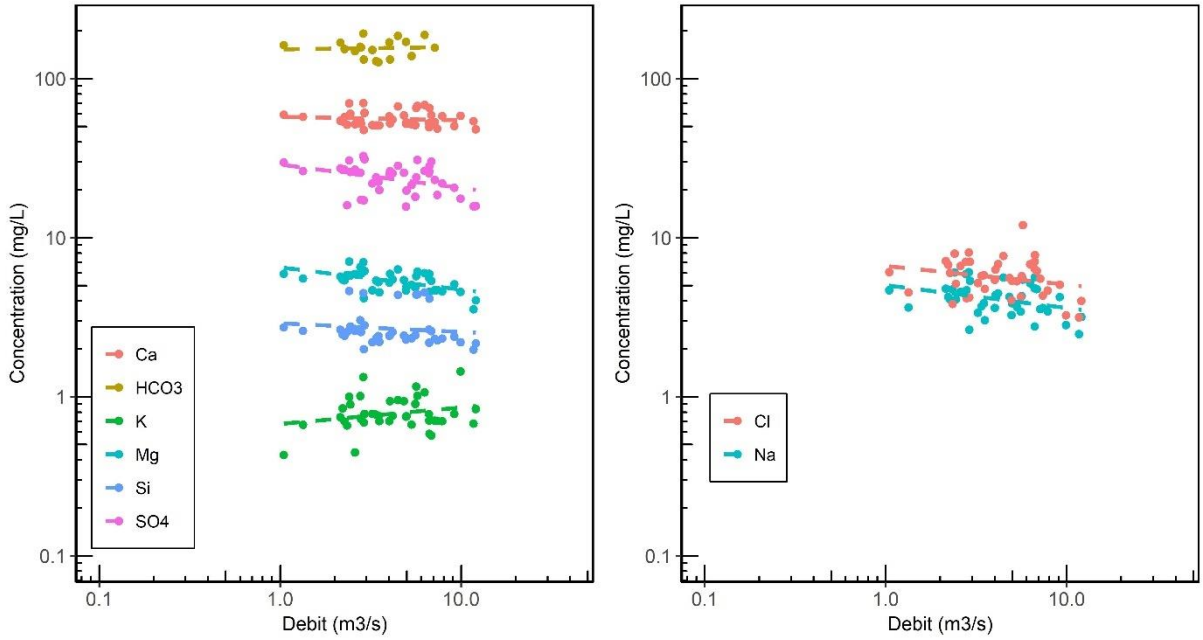

Figure 3-2 : Relation entre concentration des ions majeurs et débit dans la source d'Aguas Claras.

L'analyse de la dynamique de production de chacun des ions est basée sur des données de prélèvements bimensuels. Cependant, en raison de diverses contraintes inhérentes aux sites, ces prélèvements n'ont pas été effectués lors des événements extrêmes de hautes et basses eaux (section 2.3). Pour cela, dans la section suivante nous analyserons la dynamique de production

de matières dissoutes à haute fréquence, à l'aide des mesures de la CE obtenue en continu via les sondes in situ.

3.2 Dynamique de production des matières dissoutes estimée à partir de données TDS à haute fréquence

Les matières dissoutes (TDS) sont utilisées comment un proxy de l'altération. Dans les sources de l'Alto Mayo, les ions qui contrôlent la chimie des eaux sont essentiellement le Ca^{2+} et HCO_3^-. De plus, la forte corrélation entre ces ions (R^2 = 0.8, section 2.2) indique que ces éléments sont libérés par la dissolution de carbonates. Ainsi, pour ces sources, la TDS est principalement contrôlée par l'altération des carbonates et la description de leur dynamique permettra de qualifier le régime d'exportation de ces matières dissoutes en contexte karstique andin.

3.2.1 Relation TDS et CE

La CE est utilisée comme un proxy de la TDS en raison de la haute fréquence d'acquisition de ce paramètre (pas de temps journalier) sur toutes les sources. Cela a permis d'estimer les flux de matières dissoutes sur une résolution plus fine, et ainsi réduire l'incertitude liée à la variabilité hydrodynamique naturelle du milieu. La CE est directement liée aux espèces ioniques dissoutes dans l'eau, dont la somme constitue la majeure partie de la TDS. La relation entre la TDS et la CE est généralement assimilée à une relation linéaire de paramètre « k » qui varie selon la composition chimique (Marandi, Polikarpus, et Jõeleht 2013) et la concentration en ions dissous :

$$TDS = k * CE$$

Les valeurs de k peuvent varier selon la quantité d'ions dissous et le faciès de l'eau (Tableau 3-3).

Tableau 3-3 : Relation entre TDS et CE sur des eaux possédant différents faciès chimiques.

Auteurs	Valeurs k	Gamme de CE (μScm^{-1})	Faciès
McNeil et Cox, (2000)	0.59 – 0.72	50–1000	bicarbonaté et *chloruré sodique*
van Niekerk *et al.*, (2014)	0.48 à 0.86	-	bicarbonaté et *chloruré sodique*
Hem, **(**1985)	0.55-0.75	300 - 5000	*Sulfaté et base en chlorures*
Hubert et Wolkersdorfer, (2015)	0.25 à 1.34 (0.85)	70–16000	Eaux des mines (Acides)

Afin de déterminer une relation linéaire TDS et CE robuste des systèmes karstiques, nous avons considéré l'ensemble des sources karstiques du Pérou, suivies dans le cadre de ce travail, et diverses sources du réseau français du SNO-Karst (*Figure 3-3*). Les caractéristiques des sources utilisées dans la détermination de cette relation sont présentées dans le Tableau 3-4.

Tableau 3-4 : Synthèse des caractéristiques des sources utilisées pour établir la relation TDS – CE pour des systèmes karstiques.

Pays	Source	Altitude source (m)	Température moyenne annuelle (°C)	Pluie (mm/an)	Lithologie principale	Zone de recharge (km2)	Anthropisation
Pérou	Palestina	900	22,8	1500- 3000	calcaire dolomie	15	Négligeable
	Aguas Claras	970	22,8		calcaire dolomie	115	Négligeable
	Rio Negro	870	22,8		calcaire dolomie	464	Négligeable
France	Toulon	83,5	13,0	800-1000	calcaire dolomie	100	/
	Beldoire	430	/	/	calcaire dolomie	131	Communes, autoroute, industries fromagerie
	Esperelle	390	9,8	980	calcaire dolomie	95	Communes, autoroute, industries, camp militaire
	Mouline	510	9,9	1048	calcaire dolomie	32	Faible
	Lods	360	9-10	1400-1500	calcaire	35	Communes agriculture
	Mouthe	940	6-7	1600-1700	calcaire	50	Communes
	Dardennes	149	/	500-1000	calcaire dolomie	70	/
	Fdv	83-105,5	12	700-1300	calcaire	1115	communes agriculture

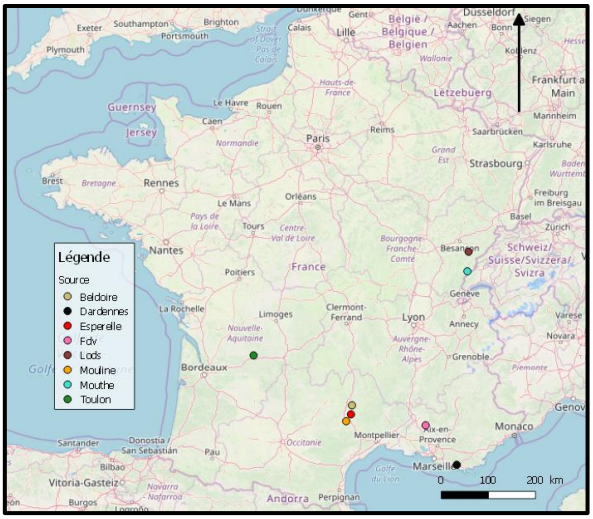

Figure 3-3 : Localisation des sources françaises du réseau de suivi du SNO-Karst.

Le coefficient ***k*** estimé pour l'ensemble des sources karstiques analysées est de **~0.87** (**r^2 = 0.9738) (**Figure 3-4**).** Les sources du Pérou présentent une dispersion plus forte que le reste des données, avec plus de 50% des points situés en dehors des bornes ±15 µS/cm (incertitude de mesure de la CE avec les sondes CTD donnée par le constructeur). Ces sources ont fait l'objet d'un contexte expérimental difficile (notamment en termes d'accessibilité régulière au

site). Cela a pu engendrer des incertitudes liées aux conditions de stockage des échantillons, qui ont parfois été analysés plusieurs semaines après le prélèvement (entre 2 à 18 semaines), contrairement aux sources françaises où le temps entre le prélèvement et les analyses au laboratoire est très réduit (en général moins d'une semaine).

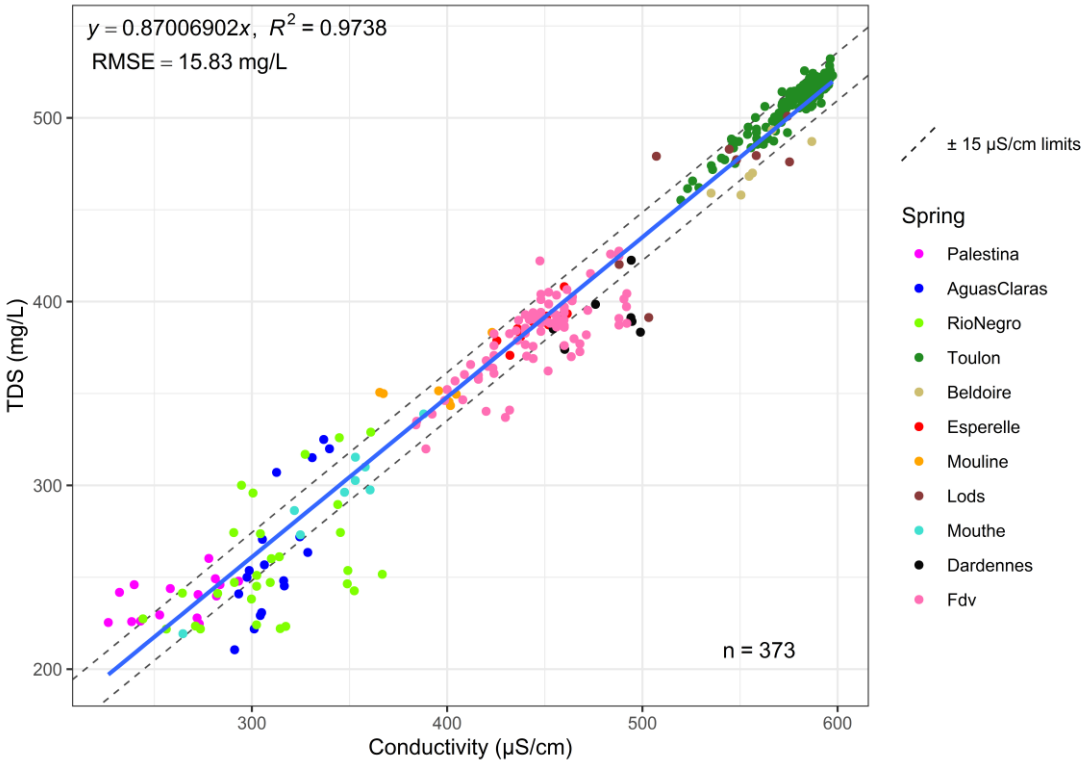

Figure 3-4 : Régression linéaire entre la TDS (mg/L) et la CE (µS/cm) avec intervalle d'incertitude de ±15 µS/cm pour l'ensemble des analyses chimiques disponibles pour les sources du Pérou et celle du réseau SNO KARST, après validation du jeu de données (n=373).

Le coefficient de détermination (R^2) pour l'ensemble de sources est meilleur que celui calculé pour chaque source de façon indépendante (Tableau 3-5). La source de Toulon présente cependant un R^2 plus élevé (R^2= 0.88, n=174) que toutes les autres sources en raison de l'important nombre de prélèvements réalisés, ce qui a permi d'estimer au mieux la variabilité réelle de la TDS.

*Tableau 3-5 : Coefficient k et coefficient de détermination individuel pour chaque source et la proportion d'échantillons en dehors des bornes d'incertitude sur la mesure de la CE (**±15** µS/cm) avec le nombre de points correspondants.*

Source	k	R^2	Nombre d'échantillons considérés dans la TDS-CE	Proportion d'échantillons en dehors des bornes (%)
Palestina	0,907	-1,430	15	47
Aguas Claras	0,843	0,450	17	65
Rio Negro	0,828	0,109	29	69

Toulon	0,879	0,886	174	21
Beldoire	0,846	0,638	6	33
Esperelle	0,872	0,645	12	0
Mouline	0,895	-0,493	7	43
Lods	0,862	0,566	8	50
Mouthe	0,860	0,940	9	11
Dardennes	0,818	-0,154	9	56
Fdv	0,861	0,532	87	29

3.2.2 Relation débit – TDS à pas de temps journalier

Les sources de Tio Yacu et d'Aguas Claras présentent une plus grande variabilité du débit que de la TDS (Tableau 3-1). La production de matières dissoutes (flux) est ainsi contrôlée principalement par les contraintes hydrologiques pour ces deux sources. En revanche, la source de Rio Negro présente des variations de la TDS et des débits comparables, par conséquence le flux de matières dissoutes exporté depuis cette source n'est pas seulement contrôlé par le débit.

Tableau 3-6 : Synthèses des données des différentes sources étudiées. CV : coefficient de variation en pourcentage.

Source	Débit		CE				Nombre d'analyses physico-chimiques	Aire du bassin d'alimentation (km2)
	moyen (m^3/s)	CV (%)	**moyen** µS/cm	CV (%)	Pas de temp	Amplitude (µS /cm)		
Palestina	**0,5**	**165**	**248**	**7**	**24h**	**129**	**28**	**15**
Aguas Claras	**7,6**	**68**	**313**	**11**	**30min**	**291**	**19**	**115**
Rio Negro	**22,1**	**23**	**300**	**17**	**30min**	**294**	**30**	**464**
Tio Yacu	**6,0**	**68**	**210**	**9**	**30min**	**82**	**5**	**92**
Toulon	**0,5**	**37**	**580**	**2**	**5-15min**	**81**	**352**	**100**
Beldoire	**0,3**	**43**	**558**	**3**	**30min**	**124**	**32**	**131**
Esperelle	**1,1**	**143**	**452**	**3**	**30min**	**271**	**52**	**91**
Mouline	**0,5**	**47**	**408**	**5**	**30min**	**158**	**20**	**32**
Lods	**1,0**	**131**	**535**	**5**	**15min**	**208**	**34**	**35**
Mouthe	**1,7**	**134**	**334**	**9**	**15min**	**160**	**16**	**50**
Dardennes	**1,2**	**222**	**483**	**5**	**15min**	**165**	**12**	**70**
Fontaine de Vaucluse	**15,9**	**72**	**447**	**6**	**15min**	**249**	**125**	**1115**

La figure Figure 3-5 montre la relation entre la TDS et le débit. Suivant la relation $C = a\ Q^b$, l'exposant b est respectivement – 0,10, -0.14 et -0.4 pour les sources de Tio Yacu, d'Aguas Claras et de Rio Negro. Le flux de production de matières dissoutes des sources de Tio Yacu et d'Aguas Claras est donc principalement contrôlé par les débits. Tandis que pour la source de Rio Negro, le flux de matières dissoutes exportées n'est pas uniquement lié à la

variation de débit. Ce comportement pour la source de Rio Negro peut être attribué au fait que sa recharge allogénique apporte des eaux moins minéralisées (section 2.2 et 2.3).

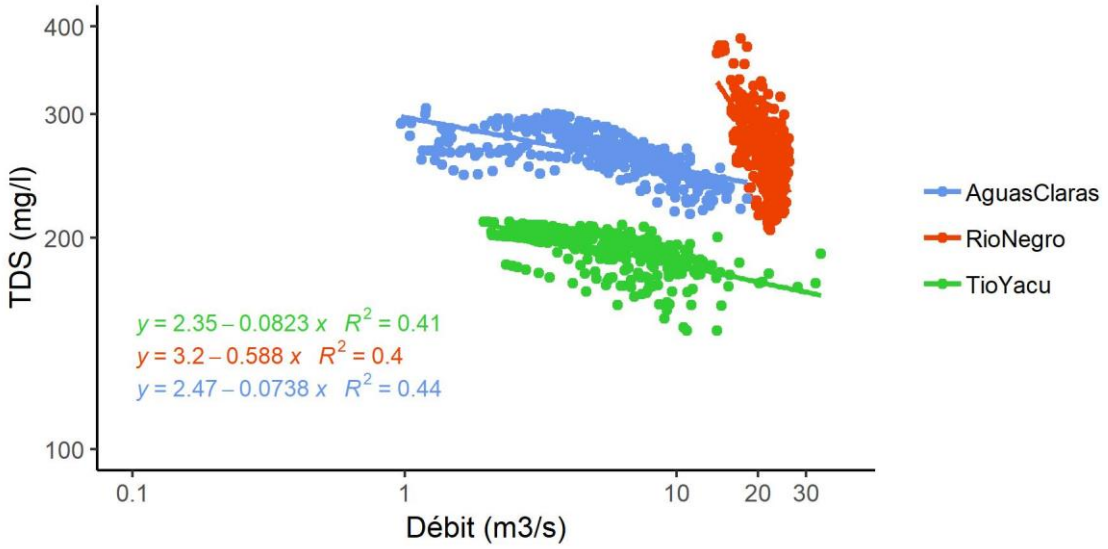

Figure 3-5 : Evolution des concentrations de TDS en fonction du débit journalier aux exutoires de Tio Yacu, d'Aguas Claras et de Rio Negro. Les équations correspondent à la relation linaire de Log(C) = b log(Q) + 10^a.

En mettant en relation les sources de l'Alto Mayo avec les sources du SNO-Karst, nous pouvons observer pour la plupart des sources que la valeur de la pente « b » de la relation linaire de Log(C) = b log(Q) + 10^a reste proche de 0, ce qui reflète leur comportement chimiostatique (Figure 3-6). La variabilité temporelle des flux de matières dissoutes exportées est ainsi contrôlée principalement par la variabilité du débit dans les sources karstiques, malgré leur fonctionnement hydrogéologique contrasté.

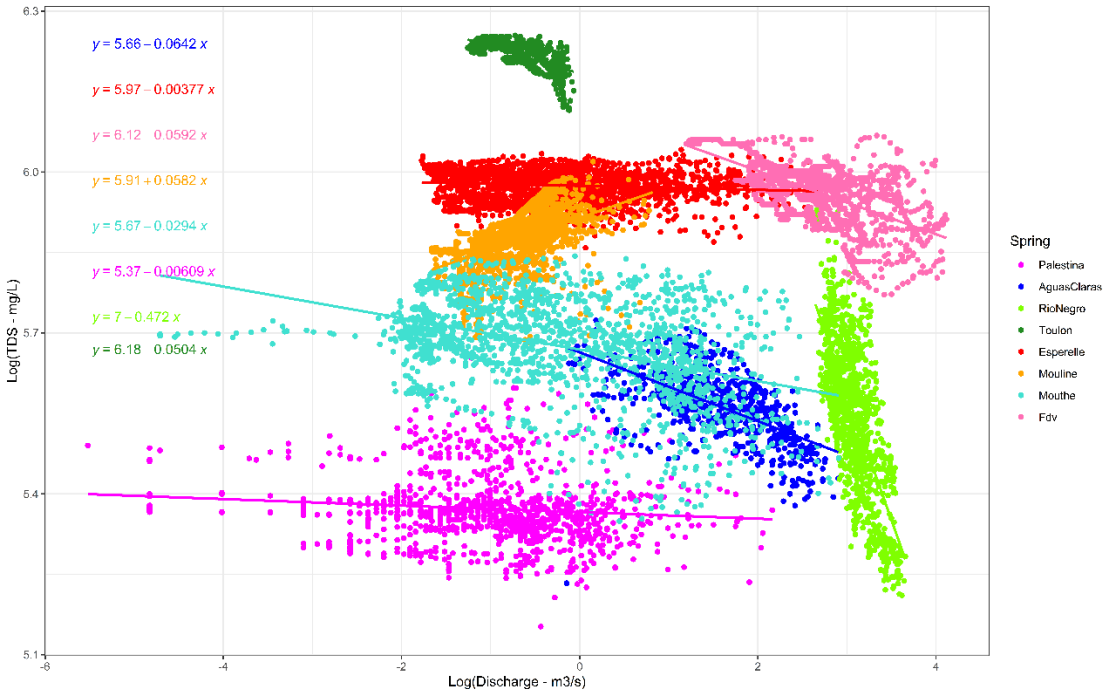

Figure 3-6 : Evolution des valeurs de la TDS en fonction du débit journalier à l'exutoire des résurgences de l'Alto Mayo (Pérou) et du réseau SNO-Karst (France). Les équations correspondent à la relation linaire de Log(C) = b log(Q) + 10^a.

3.3 L'altération dans les systèmes karstiques de l'Alto Mayo

3.3.1 Méthodes de calcul des flux d'altération et limites des différentes approches utilisées

Plusieurs méthodes sont traditionnellement utilisées pour calculer les flux annuels de matières exportées par les cours d'eau (Dickinson, 1981 ; Walling et Webb, 1981 ; Meybeck et al., 1996; Quilbe et al., 2006 ; Moatar et al., 2009), toutes basées sur des séries de mesure de débit et de concentration d'éléments dissous. Ainsi, le flux de matières dissoutes correspond à la masse de solutés exportés à l'exutoire d'un système sur une durée déterminée. Le flux de matières dissoutes instantané calculé par (Bakalowicz 1992) est :

$$Fi = Qi \times Ci$$

avec Fi, flux instantané ; Qi, débit instantané et Ci, teneur instantanée en matières dissoutes.

Une incertitude dans le calcul des flux peut être liée à la fréquence d'échantillonnage. Cette dernière doit être ainsi adaptée aux variations inhérentes au système considéré. Le système karstique, avec son régime hydrodynamique très particulier, est sensible à la méthode de calcul utilisée et la fréquence des prélèvements. Ainsi, par exemple, sur le bassin versant du karst de Houzhai (Chine), une différence de 45% a été mise en évidence pour le flux de carbone issu de l'altération des carbonates calculé sur la base d'un échantillonnage ponctuel et d'un échantillonnage de haute fréquence.

Dans ce travail, nous proposons d'explorer l'effet de la fréquence d'échantillonnage sur le calcul des flux mensuels et annuels de matières dissoutes des systèmes karstiques. Pour cela, nous utilisons là encore, les données issues de ce travail sur les karsts péruviens et les données

issues des suivis du réseau SNO-Karst, et travaillons avec des données journalières de débit et de conductivité, ainsi que des concentrations en ions majeurs issues de prélèvements hebdomadaires, bimensuels ou mensuels.

Quatre méthodes de calcul (M1, M2, M3 et M4) sont testées dans l'objectif de déterminer les différences entre des estimations basées sur des échantillonnages ponctuels (2), (3) et (4), et une méthode de référence calculée à partir d'un suivi de haute fréquence (1).

L'échantillonnage ponctuel de la TDS considérée dans les méthodes (2), (3) et (4) est simulé à partir des données de CE. Le « jour de prélèvement » est fixé au 15 de chaque mois avec une tolérance de ± 9 jours autour de cette date (du 6 au 24 de chaque mois) dans le cas de chroniques présentant des lacunes.

La méthode (1) fournit ainsi l'estimation la plus juste des flux de matières dissoutes à partir d'un suivi journalier pour le débit et la CE. La donnée est ensuite volontairement « dégradée » en simulant des suivis basse fréquence pour soit le débit, soit la CE, soit les deux. Pour ces différentes méthodes, le flux annuel de matières dissoutes exprimé en tonnes/an est estimé sur la base de :

(1) Calcul du flux de matières dissoutes au pas de temps **journalier M1** à partir du produit de la TDS moyenne journalière (Cj) par le débit moyen journalier (Qj). Ce calcul nécessite un suivi journalier du débit et de la TDS.

$$M1 = Cj \times Qj$$

(2) Calcul du flux de matières dissoutes **mensuel M2** à partir des mesures mensuelles de débit (Qm,j) et de la TDS (Cm,j). L'unique mesure des deux paramètres réalisée chaque mois est considérée comme représentative du mois et est multipliée par le nombre de jours pour aboutir à l'estimation du flux M2.

$$M2 = Cm,j \times Qm,j \times (\text{nombre de jours du mois})$$

(3) Calcul du flux de matières dissoutes **mensuel M3** à partir des mesures mensuelles de la TDS (Cm,j) et du débit moyen mensuel (Qm). La valeur obtenue est considérée comme représentative pour le mois et est multipliée par le nombre de jours pour aboutir à l'estimation du flux M3.

$$M3 = Cm,j \times Qm \times (\text{nombre de jours du mois})$$

(4) Calcul du flux de matières dissoutes **journalier M4** à partir du produit da la TDS moyenne journalière pondérée par le débit (Cpond,j) par le débit journalier (Qj). Cette méthode ne nécessite pas une analyse mensuelle régulière de la TDS et peut être exécutée avec au minimum une analyse mensuelle sur une année.

$$M4 = Cpond,j \times Qj$$

La concentration pondérée par le débit Cpond,j est calculée de la manière suivante, pour *m* mois :

$$Cpond,j = \frac{\sum_{m=1}^{m}(C_{m,j} * Q_{m,j})}{Q_{1,j} + Q_{2,j} + \ldots + Q_{m,j}}$$

Les flux mensuels de matières dissoutes estimés selon les différentes méthodes et l'erreur relative de ces estimations par rapport à la méthode de référence M1 sont présentés dans la Figure 3-7. La méthode M2 présente une erreur relative supérieure à 30%. Une grande dispersion de l'erreur relative est observée pour les sources AguasClaras, Esperelle, Fdv (Fontaine de Vaucluse), Lods, Mouline, Mouthe et Palestina (Figure 3-3). Cette méthode est la moins adaptée pour l'estimation du flux pour des sources présentant une forte variabilité de débit.

La méthode M3 montre des valeurs médianes inférieures à 5% pour l'ensemble des sources et les valeurs les plus faibles pour neuf sources (sauf Aguas Claras et Rio Negro).

La méthode M4 a des valeurs médianes autour de 5% pour Aguas Claras, Mouthe et Rio Negro, et des valeurs plus faibles pour le reste des sources. Cela montre avant tout qu'un suivi haute fréquence du débit est indispensable pour le calcul du flux de matériel dissous.

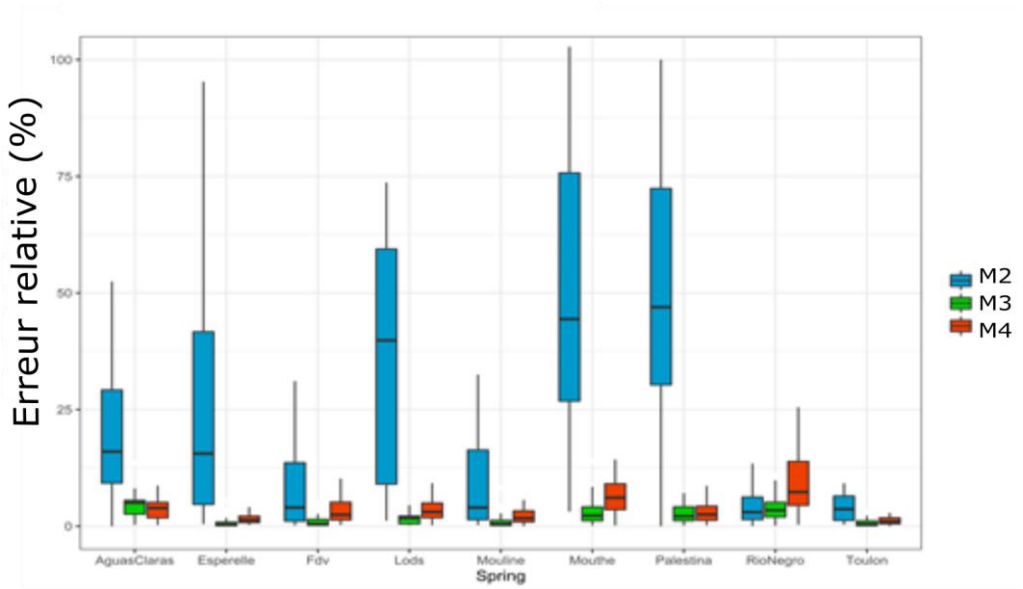

Figure 3-7 : Distribution des erreurs relatives sur l'estimation des flux mensuels de matières dissoutes pour les différentes méthodes de calcul. L'estimation basée sur le suivi haute fréquence est utilisée comme référence (méthode M1)

Les résultats montrent que les méthodes qui utilisent un suivi haute fréquence du débit (M3 et M4) ont une erreur relative faible vis-à-vis de la méthode de référence (M1). L'erreur moyenne sur l'ensemble des sources varie de 1,9% à 3,7% pour l'estimation du flux mensuel et de 1,8% à 2% pour les flux annuels. La méthode M2, qui utilise des mesures mensuelles ponctuelles du débit, présente une erreur moyenne de 34% pour les flux mensuels et 13,5% pour les flux annuels, avec des valeurs extrêmes excédant 100% pour les flux mensuels (

Figure 3-7) et allant jusqu'à 57,4% pour les flux annuels (Figure 3-8).

Les quatre sources avec les erreurs relatives les plus importantes entre la méthode M2 et la méthode de référence (M1) ont les coefficients de variation du débit les plus élevés (165, 142, 133 et 130 respectivement pour Palestina, Esperelle, Mouthe et Lods) (Figure 3-8). Au contraire, les sources avec les erreurs les moins importantes (<5%) ont des coefficients de

variations significativement plus faibles (23, 37 respectivement pour Rio Negro et Toulon) (Tableau 3-6).

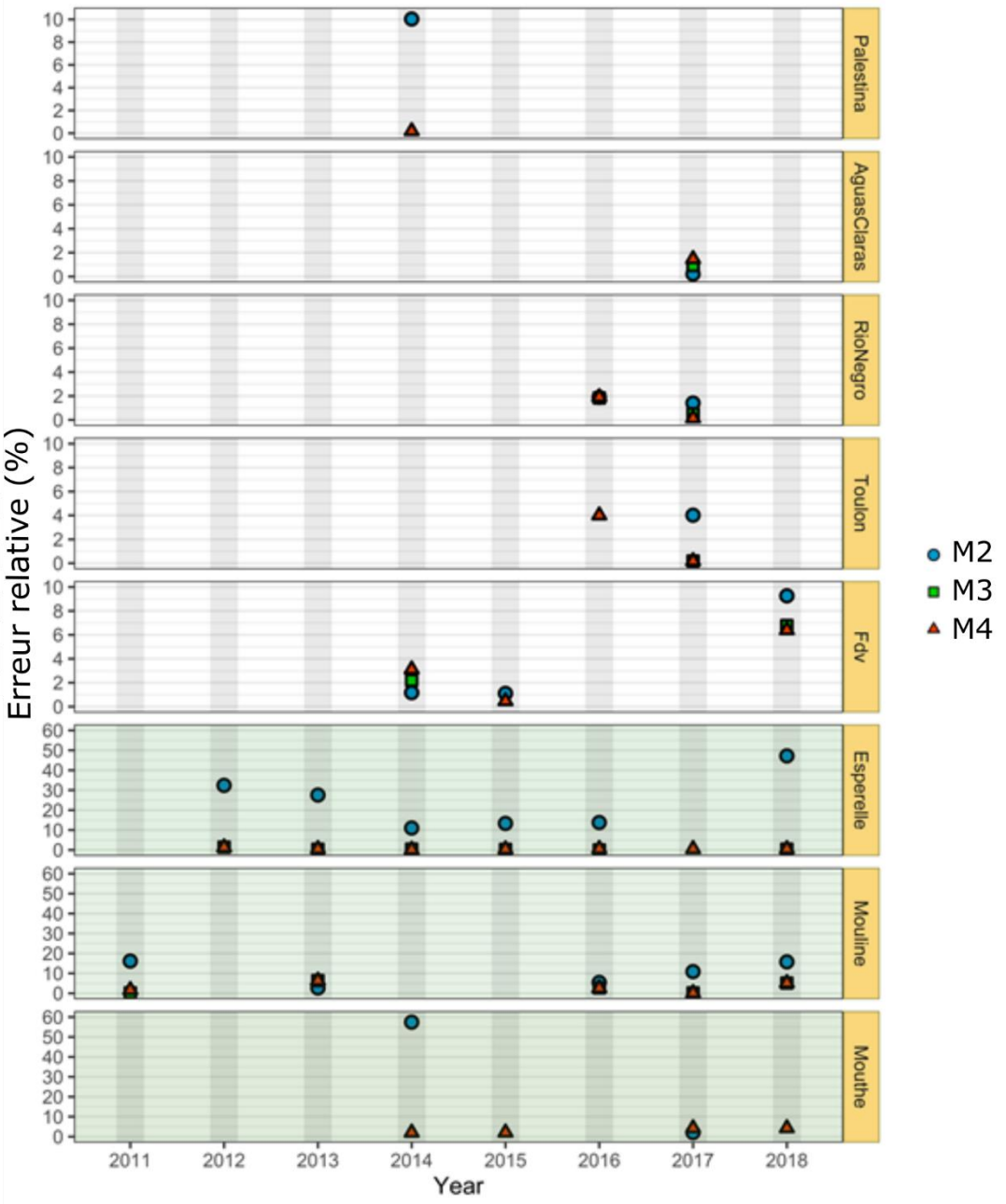

Figure 3-8 : Distribution des erreurs relatives sur l'estimation des flux annuels de matières dissoutes pour les différentes méthodes de calcul. L'estimation basée sur les suivis haute fréquence est utilisée comme référence (M1). L'échelle de l'erreur relative est adaptée pour Esperelle, Mouline et Mouthe (jusqu'à 60% au lieu de 10%).

Ce résultat permet d'identifier la difficulté à évaluer précisément un flux de matières dissoutes à ces différents pas de temps. La méthode de calcul de flux qui ne prend en compte que des données ponctuelles (M2) peut engendrer des erreurs relatives jusqu'à 60% pour le flux annuel et jusqu'à 100% pour le flux mensuel. Ainsi, pour les sources avec des coefficients de variation du débit très élevés, il est nécessaire de disposer d'un suivi des paramètres hydrologiques à haute fréquence, tandis que pour les sources caractérisées par une faible variabilité hydrologique (Toulon et Rio Negro) le suivi mensuel peut être suffisant.

3.3.2 Bilan de l'altération dans les systèmes karstiques de l'Alto Mayo

Les éléments dissous dans les eaux des résurgences résultent de l'altération chimique des roches, ainsi que des apports anthropiques et atmosphériques (Meybeck, 2003). Les apports atmosphériques et anthropiques dans la charge dissoute doivent être estimés pour isoler uniquement la composante issue de l'altération chimique des roches.

Les trois bassins étudiés sont peu impactés par les activités anthropiques du fait d'une faible densité de population dans cette région (environ 15 hab./km^2). Cet impact négligeable est également mis en évidence par les faibles concentrations en NO_3 (indicateur de la contamination anthropique) dans la chimie des eaux des résurgences étudiées (section 2.2).

L'estimation des apports atmosphériques peut être évaluée à partir de la composition chimique de l'eau de pluie. Dans le bassin amazonien, l'anion Cl^- est couramment utilisé comme un traceur de l'influence des apports atmosphériques dans les zones où l'influence des évaporites est négligeable (Stallard et Edmond, 1981; Gaillardet *et al.*, 1997; Moquet *et al.*, 2011). La méthode a été établie à partir de la signature [X]/[Cl^-] des pluies où [X] est la teneur en ion à traiter (Meybeck, 1983) :

$$[X]_{atm} = [Cl^-]_{min} * \left(\frac{[X]}{[Cl^-]}\right)_{pluie\ ou\ mer}$$

Ou $[X]_{atm}$ c'est la concentration de l'ion issue de l'apport atmosphérique, $[Cl^-]_{min}$ est la concentration de Cl^- dans l'eau. La teneur en Cl^- dans la résurgence de Tio Yacu (10 µmol/l) est la plus faible observée sur les sources et n'est pas en lien avec des sources évaporitiques, elle est donc considérée comme la valeur de référence liée uniquement à l'apport atmosphérique ($[Cl^-]_{min}$). Cette valeur moyenne est cohérente avec les valeurs atmosphériques d'environ 3,4 µmol/l et 10 µmol/l proposées pour les bassins versants des fleuves Marañón et Ucayali respectivement, et de 16 µmol/l pour le bassin de l'Amazone au Brésil (Moquet, 2011).

Dans notre zone d'étude, il n'existe pas de base de données de la composition chimique de l'eau de pluie, donc une correction en fonction de la composition moyenne des eaux océaniques a été effectuée. Ainsi, le ratio de [X]/[Cl^-] est la relation entre la concentration d'un élément X et Cl de l'eau de mer, définie par Berner et Berner, (1987). Dans tous les cas, l'apport atmosphérique est estimé à 0,3% de la charge dissoute totale pour les trois sources de l'Alto Mayo. L'apport atmosphérique est ainsi négligeable face à l'apport des autres sources d'éléments dissous et en particulier des carbonates.

Après la correction atmosphérique, les concentrations des ions restants sont attribuées uniquement à l'altération des roches. Bien que les trois sources karstiques étudiées soient classées comme bicarbonatées-calciques, nous avons mis en évidence l'influence des évaporites dans les sources d'Aguas Claras et de Rio Negro. Afin de quantifier la contribution de chacune de ces lithologies dans la chimie de ces eaux, nous avons utilisé la relation stœchiométrique pour les identifier.

Les bonnes corrélations observées entre Na^+ et Cl^- et entre SO_4^{-2} et Ca^{2+} indiquent que l'apport des évaporites provient principalement de l'halite (NaCl) et du gypse ($CaSO_4.2H_2O$). Pour quantifier la contribution d'halite, il est supposé que tout le Cl^- est représentatif de la dissolution de l'halite. Le Na^+ provenant des évaporites (Na_evap) est donc égal à la teneur en

Cl^- après la correction atmosphérique. Le Na^+ restant est attribué aux silicates. De la même façon, le SO_4^{-2} est considéré comme provenant uniquement de la dissolution du gypse (SO_4_evap = SO_4source- SO_4_atm) et ainsi, le Ca^{2+} provenant des évaporites est égal à la teneur en SO4 provenant des évaporites (Ca_evap =SO4_evap).

La TDS des évaporites est égale à la somme de :
TDS_evap = Ca_evap+Na_evap+SO4_evap+Cl_evap.

Les concentrations de Ca^{2+} et Na^+ restantes sont attribuées à l'altération des carbonates et des silicates.

Les cations Na^+ et K^+, après soustraction des apports atmosphériques et des évaporites sont considérés comme étant totalement dérivés des silicates.

Pour quantifier le Ca^{2+} et Mg^{2+} dérivés de l'altération des silicates, les rapports Ca^{2+}/Na^+ et Mg/Na empiriques de 0.41 et 0.79 respectivement ont été utilisés. Ces valeurs déterminées par Moquet et al. (2011) correspondent au bassin du fleuve Marañón.

Ainsi la TDS des silicates est calculée avec les teneurs de Na^+, K^+, Ca^{2+} et Mg^{2+} provenant de silicates selon :

$Na_{sil} = Na_{source} - Na_{evap}$

$K_{sil} = K_{source} - K_{atm}$

$Ca_{sil} = 0.41 * Na_{sil}$

$Mg_{sil} = 0.79 * Na_{sil}$

$SiO_{2sil} = SiO_{2(source)} - SiO_{2(atm)}$

$$[TDS]_{sil} = [Na]_{sil} + [K]_{sil} + [Ca]_{sil} + [Mg]_{sil} + SiO2si$$

La contribution des carbonates est finalement estimée par la somme des ions restants après la discrimination de sources atmosphériques, des évaporites et des silicates. Ainsi la TDS provenant de l'altération des carbonates est calculée par :

$Ca_{carb} = Ca_{source} - Ca_{atm} - Ca_{evap} - Ca_{sil}$

$Mg_{carb} = Mg_{source} - Mg_{atm} - Mg_{evap} - Mg_{sil}$

$HCO_{3cacarb} = Ca_{carb} + Mg_{carb}$

D'où : $TDScarb = Ca_{carb} + Mg_{carb} + HCO3_{carb}$

La quantification des sources des éléments dissous confirme que dans les eaux des résurgences, la dissolution des carbonates par l'action du CO_2atmosphérique/sol est la principale source de matières dissoutes (*Figure 3-9*). Pour les sources d'Aguas Claras et de Tio Yacu, le deuxième apport important correspond à celui de la dissolution des roches évaporitiques avec 10% du total de la TDS. L'apport des silicates atteint généralement des valeurs inférieures à 5% dans la TDS totale.

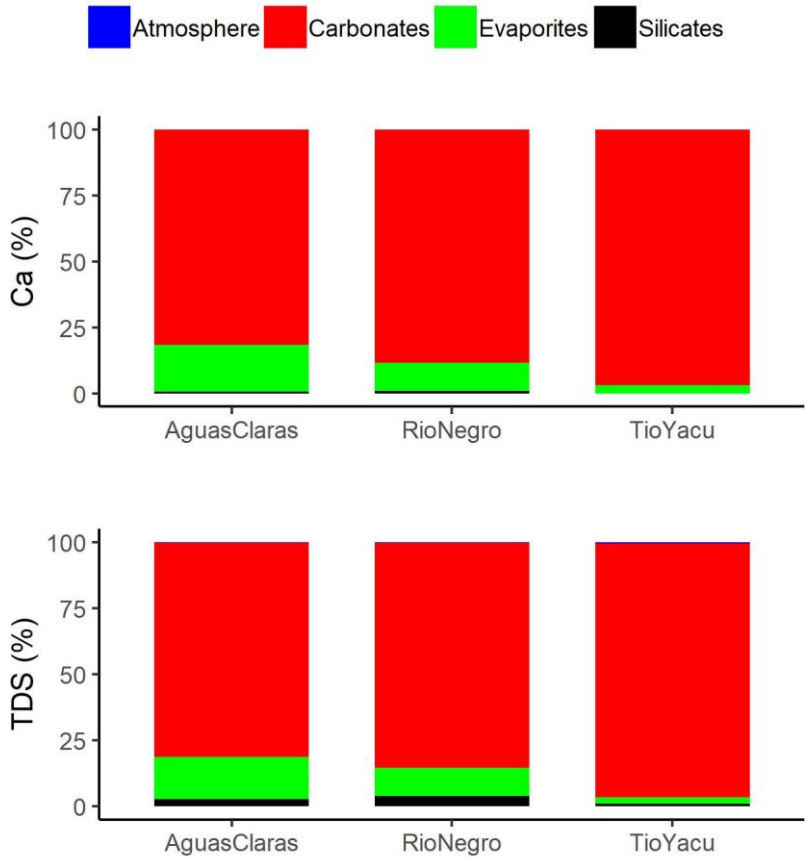

Figure 3-9 : Contribution des différentes origines d'éléments dissous en % de teneur en Calcium et en total des ions (mg/l) pour chaque résurgence étudiée.

Ces résultats montrent la forte influence de l'altération des carbonates dans la charge dissoute du domaine karstique de l'Alto Mayo (plus de 70%), et la faible influence de l'altération des évaporites et des silicates. Les taux d'altération des carbonates dans les trois sources étudiées varient de 185 à 262 t /km^2/an, avec une valeur moyenne de 219 t/km^2/an, ce qui correspond à environ 87.6 mm/an de carbonate érodé chimiquement par altération (en considérant une densité moyenne de 2,5).

Tableau 3-7 : Taux d'altération et consommation de CO_2 des sources karstiques de l'Alto Mayo

Sources	Débit	Superficie	Altération de carbonate par CO_2atmospherique/sol			Altération de silicate par CO_2atmospherique/sol		
	(m^3/s)	(km^2)	t/km^2/an	mm/an	CO_2* 10^3 mol/km^2/an	t/km^2/an	mm/an	CO_2* 10^3 mol/km^2/an
Aguas Claras	6	119	212	85	2147	3,7	1,9	173
Rio Negro	20	460	185	74	1868	2,7	1,3	134
Tio Yacu	6	94	262	105	2634	1,1	0,6	40

Les valeurs moyennes des taux d'altération pour les sources de l'Alto Mayo sont plus élevées que celles calculées pour les fleuves andins Marañón (84 ± 10,5 t/km^2/an), Huallaga (100,3 ± 10,5 t/km^2/an) et Ucayali (86,9 ± 6,2 8 t/km^2/an). Cependant les taux d'altération de carbonates dans l'Alto Mayo sont inférieurs à ceux obtenus par Calmels et al. (2014) dans les montagnes du Jura en France (milieu tempéré) : 251 t/km^2/an (152 - 375). Ceci peut être expliqué par les différentes conditions environnementales de ce lieu, notamment une plus faible température moyenne (entre 7,5 et 11.3ºC) qui peut favoriser la mise en solution du CO_2 et donc l'altération des carbonates. Les taux de consommation de CO_2 atmosphérique/biogenique associés à l'altération des carbonates dans l'Alto Mayo varient ainsi de 1868 à 2634 kmol/km^2/an.

3.3.2.1 L'altération des systèmes karstiques de l'Alto Mayo dans le contexte du bassin amazonien

Dans le bassin de l'Amazone, les Andes contribuent à près de 64% des apports dissous exportés á l'océan (172*10^6 t/an). Les principaux ions sont le Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Cl^- et SO_4^- (Moquet et al., 2016). Les bassins des Rios Marañón et Ucayali représentent près de 50% de ces flux de TDS exportés. Ce résultat a été établi à partir de la base de données hydrochimiques de l'observatoire HYBAM pour chacun des tributaires du bassin amazonien. Ce résultat est basé sur des chroniques de débit journalier et de chimie mensuelle, avec le calcul du flux moyen inter mensuel (M3). Cette méthode a également été utilisée dans ce travail pour calculer les flux de matières dissoutes aux stations HYBAM, car l'erreur relative liée à cette méthode est faible quand celle-ci est utilisée avec une chronique journalière de débit (section 3.3.1).

Nous proposons d'estimer le flux de matières dissoutes exportées depuis les domaines carbonatés andins au fleuve Amazone, en utilisant les flux spécifiques d'altération estimés sur la région de l'Alto Mayo, et de les extrapoler à l'ensemble des zones karstiques du bassin amazonien. Bien que la région de l'Alto Mayo ne corresponde qu'à une faible partie des zones karstiques andines, le gradient altitudinal du massif (de 900 à 4000m) représente des conditions géographiques très diverses et peut être pris comme référence de l'altération dans les Andes. Cependant cette première estimation reste indicative, car d'autres facteurs comme la température et la pCO_2 interviennent également dans les flux d'altération des zones karstiques andines (Ulloa Cedamanos, 2018). Pour préciser plus finement les flux de TDS des zones karstiques il serait donc nécessaire de prendre en compte l'influence de ces facteurs par tranches d'altitude avec couvert végétal et pluviométrie très variable.

Ainsi, l'altération des zones carbonatées localisées principalement dans les Andes, exporte près de 19% de la charge totale de TDS vers la station de Tamshiyacu (près de Iquitos), et 18% de toutes les TDS exportées par les zones andines (172*10^6, Moquet et al., 2016). Cela montre le fort contrôle des zones karstiques dans l'exportation des TDS, alors qu'elles représentent à peine 1% de la superficie du bassin amazonien. Dans le haut-bassin du Marañón, à la station de Borja, l'altération des zones karstiques représente cependant près de 50% du flux de TDS, et près de 22% de ce flux pour le Rio Huallaga à la station de Chazuta. Ces résultats sont plus faibles que ceux de Moquet et al., (2011), qui estiment que l'altération des carbonates contribue

à 61% et 51% respectivement aux stations de Borja et Chazuta. Cette différence peut être attribuée à l'incertitude dans la discrimination des origines lithologiques des éléments dissous sur les grands bassins ayant une géologie complexe. En effet, la principale différence concerne le bassin du Rio Huallaga, où l'altération des évaporites contribue à 29% de la charge totale des TDS, contre 14% dans le haut-bassin du Marañón (Moquet et al., 2011). Cet apport majeur des évaporites dans le Rio Huallaga peut engendrer de plus fortes incertitudes dans l'identification de l'origine lithologique des ions, spécifiquement Ca^{2+}, Mg^{2+}.

Tableau 3-8 : Contribution des domaines karstiques andins aux flux de TDS exportés par les bassins andins du haut Maranón (station Borja) et du Huallaga (station Chazuta). L'exportation depuis les domaines karstiques andins a été calculée par une extrapolation du flux spécifique de la TDS des sources de l'Alto Mayo (381 t/km^2/an) aux superficies des affleurements de carbonates dans chaque bassin.

Station	Débit (*10^3 m^3/s)	Flux TDS (*10^6 t/an)	Superficie dubassin (*10^3 km^2)	Superficie du Karst %	% contribution du domaine karstique au flux de TDS	Période
Borja	5	19	114	22%	50%	2003-2015
Chazuta	3	19	69	16%	22%	2003-2011
Andes (Moquet et al., 2016)	-	172	966	7%	15%	2000-2012

Les facteurs qui interviennent dans la variation spatiale de l'altération des zones karstiques (température, pCO_2 et types couvertures pédoclimatiques qui varient en fonction de l'altitude) qui n'ont pas été considérés dans cette première approche, peuvent aussi engendrer des incertitudes dans nos estimations. Afin améliorer l'estimation du flux de TDS exportés depuis les zones karstiques andines, il est nécessaire d'établir un réseau de suivi temporel des paramètres hydrogéochimiques sur un plus grand nombre de sources karstiques dans des régions à contextes climatiques contrastés.

3.4 Synthèse

La TDS des trois sources étudiées est contrôlée principalement par les ions majeurs HCO_3^- et Ca^{2+}, ce qui confirme l'influence majeure de l'altération des carbonates dans le chimisme des eaux de ces sources. La relation linéaire établie entre la TDS et la CE (TDS = 0.87*CE) est significative (R^2=0,97 ; p valeurs <0,01 ; N=1,782) en considérant l'ensemble de la base de données issue de ce travail et des sources du SNO Karst disposant également de chroniques de conductivité à haute fréquence et d'analyses hydrochimiques régulières sur un à plusieurs cycles hydrologiques.

Les chroniques journalières de la TDS ont servi d'une part à l'analyse de la sensibilité des estimations des flux de TDS (mensuels et annuels) à la fréquence d'échantillonnage et d'autre part à l'analyse de la dynamique de la variation temporelle de la TDS dans les sources. Le flux

estimé à partir d'un échantillonnage ponctuel de variables hydrologiques peut ainsi atteindre des erreurs relatives jusqu'à 57,4% pour les flux annuels et jusqu'à 100% pour les flux mensuels. L'erreur relative est plus faible si l'on considère des chroniques de débit à haute fréquence dans l'estimation de ces flux (erreur moyenne relative < 4% pour les flux tantôt mensuels et tantôt annuels). Ceci souligne l'importance des mesures de débits à haute fréquence pour une estimation plus précise des flux d'altération (TDS) des sources karstiques ayant une forte variabilité hydrologique. La variabilité de la TDS à haute fréquence est faible par rapport à la variabilité des débits pour la plupart des sources karstiques, malgré la différence de leur fonctionnement hydrogéologique. Cela démontre un fort contrôle du débit sur la dynamique des flux de matières dissoutes exportés par les sources karstiques.

L'altération moyenne des trois sources karstiques de l'Alto Mayo (flux de TDS) est de 381 ton/km^2/an. En extrapolant ces valeurs aux superficies des affleurements de carbonates, les flux exportés par le karst andin représente 50% et 22% du flux de TDS mesuré aux stations de Borja (Rio Marañón) et Chazuta (Rio Huallaga).

4 Conclusion

Dans le bassin de l'Amazone, l'altération des carbonates est la première source de matières dissoutes exportées depuis le continent vers l'océan. Ce phénomène est contrôlé principalement par les paramètres hydro-climatiques (température et écoulement) et la végétation (pCO_2). Les interactions existantes entre ces paramètres rendent difficile la détermination d'une loi claire régissant l'altération des carbonates à l'échelle du globe. Il est donc important de comprendre les facteurs de contrôle de l'altération dans les bassins karstiques pour mieux contraindre ces processus et leur généralisation.

Dans ce travail, nous avons proposé d'explorer cette problématique dans les bassins karstiques de l'Alto Mayo (Nord Pérou), où il été mis en place un réseau de suivi des variables hydrologiques et hydrogéochimiques sur les principales sources karstiques. Après une phase de critique des données disponibles sur la zone d'étude, le travail a porté sur la délimitation des bassins d'alimentation des systèmes karstiques à l'aide du bilan hydrologique et l'analyse du fonctionnement hydrogéologique des systèmes (outils hydrodynamiques et hydrochimiques). Enfin nous avons exploré la variabilité temporelle des flux de matières dissoutes dans les zones karstiques de l'Alto Mayo, et évalué la contribution relative de chaque lithologie dans ce bilan. Le bilan de TDS de ces sources a été replacé dans le contexte du bassin amazonien, afin de quantifier l'exportation de TDS depuis les terrains karstiques andins.

Fonctionnement hydrogéologique des bassins karstiques de l'Alto Mayo

Le débit moyen des sources de Tio Yacu, d'Aguas Claras et de Rio Negro est respectivement de 6 m^3/s, 6 m^3/s et 22 m^3/s. La source de Rio Negro est la plus importante source d'Amérique du Sud en termes de débit connue à ce jour. L'analyse corrélatoire et l'analyse des débits classés ont montré des caractéristiques hydrogéologiques très contrastées : la source de Tio Yacu est un système karstique très fonctionnel, alimenté par des pertes lors des hautes eaux. La source de Rio Negro possède le système le plus inertiel, filtrant complètement le signal d'entrée (pluie), traduisant ainsi un effet très capacitif et peu transmissif. Cette inertie s'explique par une alimentation régulière en provenance de la partie haute du bassin, où des tourbières et des zones gréseuses reposant sur les calcaires peuvent agir comme un réservoir tampon, filtrant la recharge des pluies. La source d'Aguas Claras présente un comportement intermédiaire entre celles de Tio Yacu et de Rio Negro. Ce comportement dual est caractérisé par un transfert rapide via le réseau de fractures et/ou de conduits, et transfert plus lent associé à une importante fonction capacitive du système. Un changement dans le fonctionnement de cette source est suspecté, conséquence d'un séisme causé par des effondrements souterrains, ayant entraîné l'asséchement temporaire de cette exsurgence pérenne.

L'interprétation des données hydrochimiques confirme le fonctionnement très contrasté des sources étudiées. La distribution des fréquences de la CE met en évidence potentiellement une karstification moins hiérarchisée pour les sources d'Aguas Claras et de Tio Yacu que pour la source de Rio Negro. Il en ressort pour les trois sources une dilution des eaux durant les périodes de hautes eaux : les CE et donc les TDS les plus faibles s'observent ainsi lors des plus hauts débits. La source de Rio Negro, présente cependant la plus forte variation de la CE et de

la réponse hydrogéochimique, ce qui serait cohérent avec un apport régulier moins minéralisé en provenance du réservoir tampon situé dans la zone de lacs et de tourbières sur substratum gréseux (aquifères poreux) en altitude. Les teneurs en isotopes stables de l'eau restent faibles (<de 1‰) pour la source de Rio Negro, indiquant ainsi une réponse inertielle à l'échelle du cycle et non à l'échelle évènementielle.

L'altération dans le karst tropical de l'Alto Mayo

La chimie de l'eau des sources étudiées reflète l'empreinte de la dissolution des carbonates par le CO_2 atmosphérique/biogénique. La discrimination des sources des éléments majeurs a mis en évidence une faible contribution des apports atmosphériques au chimisme des eaux. La contribution de l'altération des évaporites et des silicates est également faible par rapport à celle des carbonates. La TDS peut être ainsi utilisée comment un proxi de l'altération des carbonates dans les domaines karstiques étudiés.

Une chronique journalière de la TDS a été établie sur la base d'une relation robuste entre la TDS et la CE mesurée in situ grâce au déploiement de sondes autonomes. Des mesures réalisées sur diverses sources karstiques du réseau SNO Karst (France), disposant également de chroniques de débit et de conductivité à haute fréquence, ainsi que des analyses hydrochimiques régulières sur un à plusieurs cycles hydrologiques, ont été utilisées. La variabilité des TDS est relativement faible au cours du cycle hydrologique en comparaison à la variabilité des débits (17%, 59% et 67% pour les sources de Rio Negro, d'Aguas Claras et de Tio Yacu respectivement). Cette réponse chimiostatique a été observée dans de nombreux contextes à l'échelle mondiale et est attribuée à l'hypothèse que les fluides s'approchent rapidement de l'équilibre chimique du fait de la rapide cinétique de dissolution des carbonates. Cependant, la source de Rio Negro présente des variations similaires de TDS et de débit, ce qui répond plus au type d'alimentation tampon et moins minéralisés de cette source.

Enfin, pour la période 2016-2018, les bassins des sources de Tio Yacu, d'Aguas Claras et de Rio Negro présentent un taux d'altération moyen de 381 t/km^2/an. L'extrapolation de ces taux d'altération aux superficies des affleurements karstiques montre que ce domaine représente 50% du flux de TDS exporté par le bassin du Haut-Marañon à la station de Borja, et 22% par le bassin du Rio Huallaga à la station de Chazuta. Cela montre le fort contrôle des zones karstiques dans l'exportation des TDS, alors qu'elles représentent moins de 2% de la superficie de ces bassins. Cette estimation est cependant inférieure à celles des études précédentes sur les grands bassins andins. L'écart observé peut être attribué à la grande incertitude du flux d'altération des carbonates calculé sur les bassins versants à lithologie mixte, comme cela est le cas pour les bassins andins. L'extrapolation du taux d'altération de la zone karstique de l'Alto Mayo à tout le domaine carbonaté andin peut également engendrer des incertitudes dans l'estimation des TDS exportés depuis les zones karstiques andines, car des facteurs qui contrôlent l'altération telle que la température, la pCO_2 et les types de couvertures pédoclimatiques qui varient en fonction de l'altitude, n'ont pas été pris en compte dans cette première estimation. Par conséquent, pour une évaluation plus précise de ces flux d'altération, il est nécessaire d'établir un suivi du débit et de la charge chimique d'autres sources karstiques

sur des contextes climatiques variés, afin d'améliorer l'estimation du flux de TDS exportés depuis les zones karstiques andines vers l'Amazone.

Bibliographie

Allen RG, Pereira LS, Raes D, Smith M. 1998. Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop requirements. *Irrigation and Drainage Paper No. 56, FAO* DOI: 10.1016/j.eja.2010.12.001

Aragão LEOC, Anderson LO, Fonseca MG, Rosan TM, Vedovato LB, Wagner FH, Silva CVJ, Silva Junior CHL, Arai E, Aguiar AP, et al. 2018. 21st Century drought-related fires counteract the decline of Amazon deforestation carbon emissions. *Nature Communications* **9** (1): 536 DOI: 10.1038/s41467-017-02771-y

Aybar C, Fernández C, Huerta A, Lavado W, Vega F, Felipe-Obando O. 2019. Construction of a high-resolution gridded rainfall dataset for Peru from 1981 to the present day. *Hydrological Sciences Journal*: 02626667.2019.1649411 DOI: 10.1080/02626667.2019.1649411

Bakalowicz M. 1979. Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse d'Etat.Univ. P. et M. Curie, Paris V.

Berner EK, Berner RA. 1987. *The global water cycle : geochemistry and environment*.

Berner EK, Berner RA. 2012. *Global environment : water, air, and geochemical cycles*. Princeton University Press.

Berner RA, Lasaga AC, Garrels RM. 1983. The carbonate-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. *American Journal of Science* **283** (7): 641-683 DOI: 10.2475/ajs.283.7.641

Bouchez J, Moquet J-S, Espinoza JC, Martinez J-M, Guyot J-L, Lagane C, Filizola N, Noriega L, Hidalgo-Sanchez L, Pombosa R. 2017. River Mixing in the Amazon as a Driver of Concentration-Discharge Relationships. *Water Resources Research* **53** (11): 8660-8685 DOI: 10.1002/2017WR020591

Calderon Y, Baby P, Hurtado C, Brusset S. 2017. Thrust tectonics in the Andean retro-foreland basin of northern Peru: Permian inheritances and petroleum implications. *Marine and Petroleum Geology* **82**: 238-250 DOI: 10.1016/j.marpetgeo.2017.02.009

Calmels D, Gaillardet J, François L. 2014. Sensitivity of carbonate weathering to soil CO 2 production by biological activity along a temperate climate transect. *Chemical Geology* **390**: 74-86 DOI: 10.1016/j.chemgeo.2014.10.010

Cao J, Hu B, Grovers C, Huang F, Yang H, Zhang C. 2016. Karst dynamic system and the carbon cycle. *Zeitschrift für Geomorphologie* **60** (Suppl. 2): 035-055 DOI: 10.1127/zfg

Carrillo R, Ortiz S, Tavera H, Gomez JC. 2016. Evaluación geológica, geodinámica y sismica en el poblado de aguas claras. *Instituto Geofícico del Perú*: 51

Chavez SP, Takahashi K. 2017. Orographic rainfall hot spots in the Andes-Amazon transition according to the TRMM precipitation radar and in situ data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **122** (11): 5870-5882 DOI: 10.1002/2016JD026282

Clow DW, Mast MA. 2010. Mechanisms for chemostatic behavior in catchments: Implications for CO2 consumption by mineral weathering. *Chemical Geology* **269** (1-2): 40-51 DOI: 10.1016/j.chemgeo.2009.09.014

Devlin S, Isacks BL, Pritchard ME, Barnhart WD, Lohman RB. 2012. Depths and focal mechanisms of crustal earthquakes in the central Andes determined from teleseismic waveform analysis and InSAR. *Tectonics* **31** (2): n/a-n/a DOI: 10.1029/2011TC002914

Dörfliger N. 2010. Guide méthodologique, Les outils de l'hydrogéologie karstique. Avec la collaboration de Ph. Crochet, R. Guerin, N. Jozja, B. Marsaud, P-H. Mondain, Ph. Muet, V. Plagnes ; BRGM RP- 58237-FR

Dudhia J. 1989. Numerical Study of Convection Observed during the Winter Monsoon Experiment Using a Mesoscale Two-Dimensional Model. *Journal of the Atmospheric*

Sciences **46** (20): 3077-3107 DOI: 10.1175/1520-0469(1989)046<3077:NSOCOD>2.0.CO;2

El-Hakim M, Bakalowicz M. 2007. Significance and origin of very large regulating power of some karst aquifers in the Middle East. Implication on karst aquifer classification. *Journal of Hydrology* **333** (2-4): 329-339 DOI: 10.1016/J.JHYDROL.2006.09.003

Erfanian A, Wang G, Fomenko L. 2017. Unprecedented drought over tropical South America in 2016: significantly under-predicted by tropical SST. *Scientific Reports* **7** (1): 5811 DOI: 10.1038/s41598-017-05373-2

Espinoza JC, Chavez S, Ronchail J, Junquas C, Takahashi K, Lavado W. 2015. Rainfall hotspots over the southern tropical Andes: Spatial distribution, rainfall intensity, and relations with large-scale atmospheric circulation. *Water Resources Research* **51** (5): 3459-3475 DOI: 10.1002/2014WR016273

Espinoza JC, Ronchail J, Guyot JL, Cochonneau G, Naziano F, Lavado W, De Oliveira E, Pombosa R, Vauchel P. 2009. Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). *International Journal of Climatology* **29**: 1574-1594 DOI: 10.1002/joc

Espinoza JC, Ronchail J, Marengo JA, Segura H. 2018. Contrasting North–South changes in Amazon wet-day and dry-day frequency and related atmospheric features (1981–2017). *Climate Dynamics* **52** (9-10): 5413-5430 DOI: 10.1007/s00382-018-4462-2

Eude A, Roddaz M, Brichau S, Brusset S, Calderon Y, Baby P, Soula J-C. 2015. Controls on timing of exhumation and deformation in the northern Peruvian eastern Andean wedge as inferred from low-temperature thermochronology and balanced cross section. *Tectonics* **34** (4): 715-730 DOI: 10.1002/2014TC003641

Farr TG, Rosen PA, Caro E, Crippen R, Duren R, Hensley S, Kobrick M, Paller M, Rodriguez E, Roth L, et al. 2007. The Shuttle Radar Topography Mission. *Reviews of Geophysics* **45** (2): RG2004 DOI: 10.1029/2005RG000183

Fiorillo F, Doglioni A. 2010. The relation between karst spring discharge and rainfall by cross-correlation analysis (Campania, southern Italy). *Hydrogeology Journal* **18** (8): 1881-1895 DOI: 10.1007/s10040-010-0666-1

Fontbote L, Gorzawski H. 1990. Genesis of the mississippi valley-type Zn-Pb deposit of San Vicente, central Peru; geologic and isotopic (Sr, O, C, S, Pb) evidence. *Economic Geology* **85** (7): 1402-1437 DOI: 10.2113/gsecongeo.85.7.1402

Funk C, Peterson P, Landsfeld M, Pedreros D, Verdin J, Shukla S, Husak G, Rowland J, Harrison L, Hoell A, et al. 2015. The climate hazards infrared precipitation with stations—a new environmental record for monitoring extremes. *Scientific Data* **2**: 150066 DOI: 10.1038/sdata.2015.66

Funk CC, Peterson PJ, Landsfeld MF, Pedreros DH, Verdin JP, Rowland JD, Romero BE, Husak GJ, Michaelsen JC, Verdin AP. 2014. *A Quasi-Global Precipitation Time Series for Drought Monitoring: U.S. Geological Survey Data Series 832*. Disponible sur: http://dx.doi.org/10.3133/ds832 [Consulté le 3 avril 2019]

Gaillardet J, Calmels D, Romero-Mujalli G, Zakharova E, Hartmann J. 2018. Global climate control on carbonate weathering intensity. *Chemical Geology* (March): 1-11 DOI: 10.1016/j.chemgeo.2018.05.009

Gaillardet J, Dupré B, Allègre CJ, Négrel P. 1997. Chemical and physical denudation in the Amazon River Basin. *Chemical Geology* **142**: 141-173

Gaillardet J, Dupré B, Louvat P, Allègre CJ. 1999. Global silicate weathering and CO2 consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chemical Geology* **159** (1-4): 3-30 DOI: 10.1016/S0009-2541(99)00031-5

Godsey SE, Kirchner JW, Clow DW. 2009. Concentration-discharge relationships reflect chemostatic characteristics of US catchments. *Hydrological Processes* **23** (13): 1844-1864

DOI: 10.1002/hyp.7315
Grandjouan O, Hidalgo-Sanchez L, Apaestegui J, Baby P, Cochonneau G, Condori E, Espinoza JC, Fraizy P, Huaman D, Jourde H, et al. 2017. Las resurgencias del Alto Mayo (San Martin, Perú): estudio hidrológico sobre un karst tropical andino-amazónico. *Sociedad Geológica del Perú* **8**: 83-96
Guyot JL. 2006. Hydro-climatologie du massif de Soloco. *Bulletin hors série du GSBM: Special Chachapoyas'2004 et Soloco'2005* **1**: 86-89
Guyot JL, Lavado W. 2004. Caractéristiques climatiques et hydrologiques de la région
Hargreaves GH, Samani ZA. 1985. Reference Crop Evapotranspiration from Temperature. *Applied Engineering in Agriculture* DOI: 10.13031/2013.26773
Hem JD. 1985. *Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water, Volume 2254 of US Geological Survey Water-Supply Paper*. US Geological Survey Water-Supply Paper. Disponible sur: http://www.scopus.com/inward/record.url?eid=2-s2.0-0022220935&partnerID=tZOtx3y1
Hermoza W, Brusset S, Baby P, Gil W, Roddaz M, Guerrero N, Bolaños R. 2005. The Huallaga foreland basin evolution: Thrust propagation in a deltaic environment, northern Peruvian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* **19** (1): 21-34 DOI: 10.1016/J.JSAMES.2004.06.005
Hidalgo-Sanchez L, HORBE AMC, MOQUET J-S, SONDAG F, GUYOT J-L. 2015. Spatial-temporal variation of dissolved inorganic material in the Amazon basin. *Acta Amazonica* **45** (2): 175-186 DOI: 10.1590/1809-4392201402722
Hubert E, Wolkersdorfer C. 2015. Establishing a conversion factor between electrical conductivity and total dissolved solids in South African mine waters. *Water SA* **41** (4): 490 DOI: 10.4314/wsa.v41i4.08
Ibarra DE, Moon S, Caves JK, Chamberlain CP, Maher K. 2017. Concentration–discharge patterns of weathering products from global rivers. *Acta Geochimica* **36** (3): 405-409 DOI: 10.1007/s11631-017-0177-z
INRENA. 2008. Bosque de Protección ALTO MAYO PLAN MAESTRO 2008 - 2013
Jiménez-Muñoz JC, Mattar C, Barichivich J, Santamaría-Artigas A, Takahashi K, Malhi Y, Sobrino JA, Schrier G van der. 2016. Record-breaking warming and extreme drought in the Amazon rainforest during the course of El Niño 2015–2016. *Scientific Reports* **6** (1): 33130 DOI: 10.1038/srep33130
Jiménez PA, Dudhia J. 2012. Improving the Representation of Resolved and Unresolved Topographic Effects on Surface Wind in the WRF Model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* **51** (2): 300-316 DOI: 10.1175/JAMC-D-11-084.1
Jourde H, Massei N, Mazzilli N, Binet S, Batiot-Guilhe C, Labat D, Steinmann M, Bailly-Comte V, Seidel JL, Arfib B, et al. 2018a. SNO KARST: A french network of observatories for the multidisciplinary study of critical zone processes in karst watersheds and aquifers. *Vadose Zone Journal* DOI: 10.2136/vzj2018.04.0094
Jourde H, Mazzilli N, Massei N, Batiot-Guilhe C, Labat D, Probst A, Seidel J, Arfib B, Emblanch C, Fournier M, et al. 2018b. Le Service National d'Observation du KARST (SNO KARST). *Géologues* **198**: 38-42 Disponible sur: https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-01846314 [Consulté le 29 novembre 2019]
Junquas C, Takahashi K, Condom T, Espinoza JC, Chavez S, Sicart JE, Lebel T. 2018. Understanding the influence of orography on the precipitation diurnal cycle and the associated atmospheric processes in the central Andes. *Climate Dynamics* **50** (11-12): 3995-4017 DOI: 10.1007/s00382-017-3858-8
De la Cruz J, Lara M. MA, Raymundo S. T. 1998. Geología de los cuadrángulos de Cahuapanas (11-i) y Nueva Cajamarca (12-i). *INGEMMET. Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional* **115**: 128

Laraque A, Ronchail J, Cochonneau G, Pombosa R, Guyot JL. 2007. Heterogeneous Distribution of Rainfall and Discharge Regimes in the Ecuadorian Amazon Basin. *Journal of Hydrometeorology* **8** (6): 1364-1381 DOI: 10.1175/2007JHM784.1

Lavado-Casimiro W, Lhomme JP, Labat D, Guyot J-L, Boulet G. 2015. Estimating reference evapotranspiration (FAO-56 Penman-Monteith) with limited climatic data in the Peruvian amazon-andes basin. *Revista Peruana Geo-Atmosférica* **4**: 31-43 Disponible sur: http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:010070674 [Consulté le 18 octobre 2018]

Lavado Casimiro WS, Labat D, Ronchail J, Espinoza JC, Guyot JL. 2013. Trends in rainfall and temperature in the Peruvian Amazon-Andes basin over the last 40years (1965-2007). *Hydrological Processes* **27** (20): 2944-2957 DOI: 10.1002/hyp.9418

Lerman A, Wu L, Mackenzie FT. 2007. CO2 and H2SO4 consumption in weathering and material transport to the ocean, and their role in the global carbon balance. *Marine Chemistry* **106** (1-2): 326-350 DOI: 10.1016/j.marchem.2006.04.004

Lin YL, Farley RD, Orville HD. 1983. Bulk parameterization of the snow field in a cloud model. *Journal of Climate & Applied Meteorology* DOI: 10.1175/1520-0450(1983)022<1065:BPOTSF>2.0.CO;2

Liu Z, Dreybrodt W, Liu H. 2011. Atmospheric CO2 sink: Silicate weathering or carbonate weathering? *Applied Geochemistry* **26**: S292-S294 DOI: 10.1016/J.APGEOCHEM.2011.03.085

Liu Z, Li Q, Sun H, Wang J. 2007. Seasonal, diurnal and storm-scale hydrochemical variations of typical epikarst springs in subtropical karst areas of SW China: Soil CO2 and dilution effects. *Journal of Hydrology* **337** (1-2): 207-223 DOI: 10.1016/j.jhydrol.2007.01.034

Lüthi D, Le Floch M, Bereiter B, Blunier T, Barnola JM, Siegenthaler U, Raynaud D, Jouzel J, Fischer H, Kawamura K, et al. 2008. High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000-800,000 years before present. *Nature* DOI: 10.1038/nature06949

Maher K. 2011. The role of fluid residence time and topographic scales in determining chemical fluxes from landscapes. *Earth and Planetary Science Letters* **312** (1-2): 48-58 DOI: 10.1016/j.epsl.2011.09.040

Mangin A. 1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques Disponible sur: https://hal.archives-ouvertes.fr/tel-01575806 [Consulté le 20 août 2019]

Mangin A. 1984. Pour une meilleure connaissance des systemes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. *JOURNAL OF HYDROLOGY* **67**: 25-43

McNeil VH, Cox ME. 2000. Relationship between conductivity and analysed composition in a large set of natural surface-water samples, Queensland, Australia. *Environmental Geology* **39** (12): 1325-1333 DOI: 10.1007/s002549900033

Meybeck M. 2003. Global Occurrence of Major Elements in Rivers. In *Treatise on geochemistry*, Holland HD, , Turekian KK (éd.).207-224.

Mlawer EJ, Taubman SJ, Brown PD, Iacono MJ, Clough SA. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* **102** (D14): 16663-16682 DOI: 10.1029/97JD00237

Moquet J-S. 2011. Caractérisation des flux d ' altération des contextes orogéniques en milieu tropical. *Soutenance de thèse de doctorat*

Moquet J-S, Crave A, Viers J, Seyler P, Armijos E, Bourrel L, Chavarri E, Lagane C, Laraque A, Casimiro WSL, et al. 2011. Chemical weathering and atmospheric/soil CO2 uptake in the Andean and Foreland Amazon basins. *Chemical Geology* **287** (1-2): 1-26 DOI: 10.1016/j.chemgeo.2011.01.005

Moquet J, Guyot J, Crave A, Viers J, Filizola N, Martinez J, Oliveira TC, Sánchez LSH, Lagane C, Casimiro WSL, et al. 2016. Amazon River dissolved load: temporal dynamics and annual budget from the Andes to the ocean. *Environmental Science and Pollution*

Research **23** (12): 11405-11429 DOI: 10.1007/s11356-015-5503-6

Mourre L, Condom T, Junquas C, Lebel T, E. Sicart J, Figueroa R, Cochachin A. 2016. Spatio-temporal assessment of WRF, TRMM and in situ precipitation data in a tropical mountain environment (Cordillera Blanca, Peru). *Hydrology and Earth System Sciences* **20** (1): 125-141 DOI: 10.5194/hess-20-125-2016

van Niekerk H, Silberbauer MJ, Maluleke M. 2014. Geographical differences in the relationship between total dissolved solids and electrical conductivity in South African rivers. *Water SA* **40** (1): 133-138 DOI: 10.4314/wsa.v40i1.16

Nieto-Moreno V, Rohrmann A, van der Meer MTJ, Sinninghe Damsté JS, Sachse D, Tofelde S, Niedermeyer EM, Strecker MR, Mulch A. 2016. Elevation-dependent changes in n-alkane δD and soil GDGTs across the South Central Andes. *Earth and Planetary Science Letters* **453**: 234-242 DOI: 10.1016/J.EPSL.2016.07.049

Paccini L, Espinoza JC, Ronchail J, Segura H. 2018. Intra-seasonal rainfall variability in the Amazon basin related to large-scale circulation patterns: a focus on western Amazon-Andes transition region. *International Journal of Climatology* **38** (5): 2386-2399 DOI: 10.1002/joc.5341

Paulson CA. 1970. The Mathematical Representation of Wind Speed and Temperature Profiles in the Unstable Atmospheric Surface Layer. *Journal of Applied Meteorology* DOI: 10.1175/1520-0450(1970)009<0857:tmrows>2.0.co;2

Petit JR, Jouzel J, Raynaud D, Barkov NI, Barnola J-MM, Basile I, Bender M, Chappellaz J, Davis M, Delaygue G, et al. 1999. *Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica*. Nature Publishing Group. DOI: 10.1038/20859

Poage MA, Chamberlain CP. 2001. Empirical relationships between elevation and the stable isotope composition of precipitation and surface waters: considerations for studies of paleoelevation change. *American Journal of Science* **301** (1): 1-15 DOI: 10.2475/ajs.301.1.1

Rodriguez Mejía R, Cueva Tintaya E, Sanchez Chimpay E, Ojeda Farfan D, Fabian Quispe C, Giraldo Saldivar E. 2017. Geología del Cuadrángulo de Rioja, hoja 13i. *INGEMMET, Boletín,Serie A: Carta Geológica Nacional (Escala 1:50000)* **147**: 82p

Rodríguez R, Cueva E. 2010. Fallas Permo-Triásicas En La Región De Chachapoyas. Controles Para Exploración De Yacimientos De Minerales E Hidrocarburos. In *XV Congreso Peruano de Geología. Resúmenes Extendidos*805-810.

Romero-Mujalli G, Hartmann J, Börker J. 2018a. Temperature and CO2 dependency of global carbonate weathering fluxes – Implications for future carbonate weathering research. *Chemical Geology* DOI: 10.1016/j.chemgeo.2018.08.010

Romero-Mujalli G, Hartmann J, Börker J, Gaillardet J, Calmels D. 2018b. Ecosystem controlled soil-rock pCO2 and carbonate weathering – Constraints by temperature and soil water content. *Chemical Geology* DOI: 10.1016/j.chemgeo.2018.01.030

Rosas S, Fontboté L, Tankard A. 2007. Tectonic evolution and paleogeography of the Mesozoic Pucará Basin, central Peru. *Journal of South American Earth Sciences* **24** (1): 1-24 DOI: 10.1016/j.jsames.2007.03.002

Sanchez A. 1995. Geologia de los cuadrangulos de Bagua Grande, Jumbilla, Lonya Grande, Chachapoyas, Rioja, Leimebamba y Bolivar. *INGEMMET. Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional* **56**: 287

Segura Cajachagua HM. 2014. Estudio del ciclo hidrológico de la cuenca Amazónica mediante el uso de sensoramiento remoto: Análisis de evapotranspiración. MSc thesis.Universidad Nacional Agraria La Molina, Lima, Peru.

Segura H, Junquas C, Espinoza JC, Vuille M, Jauregui YR, Rabatel A, Condom T, Lebel T. 2019. New insights into the rainfall variability in the tropical Andes on seasonal and interannual time scales. *Climate Dynamics* **0** (0): 0 DOI: 10.1007/s00382-018-4590-8

Siegenthaler U, Oeschger H. 1980. Correlation of 18O in precipitation with temperature and altitude. *Nature* **285** (5763): 314-317 DOI: 10.1038/285314a0

Siegenthaler U, Stocker TF, Monnin E, Luthi D, Schwander J, Stauffer B, Raynaud D, Barnola J-M, Fischer H, Masson-Delmonte V, et al. 2005. Stable Carbon Cycle – Climate Relationship During the Late Pleistocene. *Science* **310** (5752): 1313-1317

Skamarock WC, Klemp JB, Dudhi J, Gill DO, Barker DM, Duda MG, Huang X-Y, Wang W, Powers JG. 2008. A Description of the Advanced Research WRF Version 3. NCAR Tech. Note NCAR/TN–468+STR, 113 pp.

Spikings R, Reitsma MJ, Boekhout F, Mišković A, Ulianov A, Chiaradia M, Gerdes A, Schaltegger U. 2016. Characterisation of Triassic rifting in Peru and implications for the early disassembly of western Pangaea. *Gondwana Research* **35**: 124-143 DOI: 10.1016/j.gr.2016.02.008

Stallard RF, Edmond JM. 1981. Geochemistry of the Amazon: 1. Precipitation chemistry and the marine contribution to the dissolved load at the time of peak discharge. *Journal of Geophysical Research* **86** (C10): 9844 DOI: 10.1029/JC086iC10p09844

Szramek K, McIntosh JC, Williams EL, Kanduc T, Ogrinc N, Walter LM. 2007. Relative weathering intensity of calcite versus dolomite in carbonate-bearing temperate zone watersheds: Carbonate geochemistry and fluxes from catchments within the St. Lawrence and Danube river basins. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **8** (4) DOI: 10.1029/2006GC001337

Tavera H, Buforn E. 2001. Source mechanism of earthquakes in Peru. *Journal of Seismology* **5** (4): 519-540 DOI: 10.1023/A:1012027430555

Thornthwaite CW. 1948. An Approach toward a Rational Classification of Climate. *Geographical Review* DOI: 10.2307/210739

Torres MA, West AJ, Clark KE. 2015. Geomorphic regime modulates hydrologic control of chemical weathering in the Andes–Amazon. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **166**: 105-128 DOI: 10.1016/j.gca.2015.06.007

Ulloa Cedamanos AFS. 2018. Étude de l' hydrogéochimie des systèmes karstiques dans les Andes du Pérou. MSc thesis.Université Paris Sud.

Vauchel P. 2005. HYDRACCESS: software for management and processing of hydro—meteorological data Disponible sur: www.mpl.ird.fr/hybam/outils/hydraccess

Villegas-Lanza JC, Chlieh M, Cavalié O, Tavera H, Baby P, Chire-Chira J, Nocquet J-M. 2016. Active tectonics of Peru: Heterogeneous interseismic coupling along the Nazca megathrust, rigid motion of the Peruvian Sliver, and Subandean shortening accommodation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **121** (10): 7371-7394 DOI: 10.1002/2016JB013080

Wang P, Tian J, Cheng X, Liu C, Xu J. 2004. Major Pleistocene stages in a carbon perspective : The South China Sea record and its global comparison. *Paleoceanography* **19** (PA 4005): 1-16 DOI: 10.1029/2003PA000991

Windhorst D, Waltz T, Timbe E, Frede H-G, Breuer L. 2013. Impact of elevation and weather patterns on the isotopic composition of precipitation in a tropical montane rainforest. *Hydrology and Earth System Sciences* **17** (1): 409-419 DOI: 10.5194/hess-17-409-2013

Yang R, Liu Z, Zeng C, Zhao M. 2012. Response of epikarst hydrochemical changes to soil CO2 and weather conditions at Chenqi, Puding, SW China. *Journal of Hydrology* **468-469**: 151-158 DOI: 10.1016/j.jhydrol.2012.08.029

Table des illustrations

Figure 1-1 : Carte de situation géographique du bassin versant du Rio Mayo (Pérou).... 15
Figure 1-2 : Carte géologiques (1 :50,000) de l'Alto-Mayo (Pérou), et localisation des résurgences étudiées. 17
Figure 1-3 : Formations du groupe Pucará. A : Formation Chambara. B. Formation Aramachay dans le domaine d'étude. 18
Figure 1-4 : Log stratigraphique du Groupe Pucará dans le massif de l'Alto Mayo (Rodriguez Mejía et al., 2017) 19
Figure 1-5 : Profil topographique (section A-A') et la pluviométrie moyenne annuelle le long de ce profil (données SENAMHI 1981 - 2018). L'information relative à la station de Venceremos provient d'une publication de l'INRENA, (2008). 20
Figure 1-6 : Pluie journalière au long de l'année pour la période 1981 à 2018 aux stations de Moyobamba et Soritor. 21
Figure 1-7 : Pluie et température mensuelle à la station de Moyobamba. Les tendances pour les années 2000 - 2018 sont représentées par les lignes transversales. 22
Figure 1-8 : Pluie à la station de Moyobamba accumulée sur les périodes humides (octobre à décembre – OND et janvier à avril - JFMA) et sèches (juin à août - JJA). Les lignes verticales en pointillés indiquent les années les plus sèches sur le bassin Amazonien. 22
Figure 1-9 : Débits moyens mensuels aux stations hydrologiques du massif de l'Alto Mayo (2000-2014) et aux stations HYBAM et du haut Amazonas (2000 - 2017). 24
Figure 1-10 : Débits journaliers des rivières Mayo, Huallaga, Marañón, Ucayali et Amazonas (voir Figure 1-9 pour la localisation des stations) sur la période 2000 à 2018. 25
Figure 1-11 : Contribution (% moyenne mensuelle) de chaque rivière au débit des rios Huallaga (CHA), Marañón (SRE) et Amazonas (TAM) pour la période 2000 - 2017 26
Figure 1-12 : Jaugeages au moulinet à la station d'Aguas Claras 28
Figure 1-13 : Section transversale de la station du Rio Negro mesurée par l'ADCP 29
Figure 1-14 : Jaugeages par pistolet Radar à la station de Rio Negro 30
Figure 1-15 : Réseau de mesures dans le bassin de l'Alto Mayo 32
Figure 1-16 : Courbes de calibration et jaugeages effectués sur les résurgences de Aguas Claras, Rio Negro, Tio Yacu et Palestina. Les bornes des courbes de tarage correspondent aux niveaux minimum et maximum observé par les capteurs de pression déployés sur site. 36
Figure 1-17 : Représentation de type boîte à moustache de la distribution des débits mensuels des stations de l'ANA (période 2010 – 2014, les seules données disponibles) ; valeurs ponctuelles de débit jaugé en août 2017 en conditions de basses eaux (points rouges). 36
Figure 1-18 : Série temporelle du débit et des concentrations de Ca^{2+}, SiO_2 et $\delta^{18}O$. Les points noirs sur la série du débit indiquent le moment d'échantillonnage. Le cercle rouge identifie les valeurs particulières. 37
Figure 1-19 : Relation Ca^{2+} - Mg^{2+} et SO_4 - Ca^{2+} sur les stations de Aguas Claras, Tio Yacu et Rio Negro. 38
Figure 1-20 : Chronique de concentration en HCO_3^- reconstituée à partir de terrain et de laboratoire. « Terrain » fait référence aux mesures in-situ avec le titrateur digital de terrain, « mesures titrateur réalisées a posteriori » aux mesures de HCO_3^- avec le titrateur digital de

terrain dans les 3 à 6 semaines après l'échantillonnage et « mesures laboratoire (HSM) » aux mesures faites au laboratoire. 39
Figure 2-1 : Délimitation de bassin versant dans l'Alto Mayo 45
Figure 2-2 : Zoom sur la délimitation des bassins d'alimentation de A : Aguas Claras, B : Palestina, et C : Tio Yacu et Rio Negro. 47
Figure 2-3 : Pluies cumulées entre janvier 2017 et août 2017 (période d'observation de la station de Venceremos). 48
Figure 2-4 Flux d'humidité (flèches; vecteur unité indiqué en bas à droite de chaque figure en m/s) et la pluviométrie moyenne (mm/jour) sur le bassin de l'alto Mayo pour l'année hydrologique 2016-2017, d'après données WRF. Les ligne en trait plein correspond aux lignes de niveaux (espacement de 200m ; altitude minimale à 500m). Les points rouges indiquent la localisation des stations pluviométriques. 1 : Venceremos, 2 : Paraiso, 3 : Rio Negro, 4 : Vista Alegre, 5 : Granada. Cette figuré a été élaborée par Clementine Junquas (Climatologue IRD, IGE Grenoble). 49
Figure 2-5 : Distribution spatiale de la pluie annuelle (m/an) sur l'année hydrologique 2016-2017 des trois rasters de précipitation. Les points rouges et les numéros indiquent les stations pluviométriques. 1 : Granada, 2 : Vista Alegre, 3 :Venceremos, 4 : Paraiso, 5 : Palestina et 6 : Rio Negro. 50
Figure 2-6 : Précipitations journalières à la localisation des stations pluviométriques de Paraiso, Venceremos et Vista Alegre sur la période février à mai 2017. Comparaison avec les estimations issues des donnée maillées. 52
Figure 2-7 : Bias score pour les données maillées de pluies. 53
Figure 2-8 : Relation entre précipitations et débit dans les bassins de l'Alto Mayo. 57
Figure 2-9 : Série temporelle des débits journaliers pour les quatre stations étudiées. 59
Figure 2-10 : Séries temporelles de pluie journalière des stations du SENAMHI. 61
Figure 2-11 : Séries temporelles de pluie journalière des stations pluviométriques installées dans le cadre de cette thèse. 61
Figure 2-12 : Différents cas de rupture de pente de la droite représentative des débits classés (d'après Mangin 1971 dans Dörfliger, (2010)) 63
Figure 2-13 : Courbes des débits classés pour la station de Palestina. Les lignes verticales en pointillés indiquent les débits minimal (0.01 m^3/s) et maximal (3.6 m^3/s) jaugés. 65
Figure 2-14 : Courbes de débits classés pour la station de Tio Yacu. Les lignes verticales en pointillés indiquent les débits minimal (1.9 m^3/s) et maximal jaugés (8.4 m^3/s). 66
Figure 2-15 : Courbes des débits classés pour la station de Aguas Claras. Les lignes verticales en pointillés indiquent les débits minimal (3.4 m^3/s) et maximal jaugés (9.9 m^3/s).67
Figure 2-16 A : Registres de effondrements souterrains du 13 au 14 février 2016 à la station sismiques de Naranjos située à 8 km de la source de Aguas Claras. B : Registre sismique typique d'un séisme tectonique (Carrillo et al., 2016). 68
Figure 2-17 : Photos de la source de Aguas Claras avant (gauche) et après (droite) l'évènement d'assèchement de la rivière. A : 13 juin 2015 (Cliché Jean Loup Guyot). B : 31 janvier 2016 (Cliché : INGEMMET, 2016) 69
Figure 2-18 : Courbes des débits classés pour la station de Rio Negro. Les lignes verticales en pointillés indiquent les débits minimal (16 m^3/s) et maximal jaugés (34 m^3/s). 70

Figure 2-19 Décomposition de la récession selon la méthode de Mangin (1970) dans Dörfliger (2010) 71
Figure 2-20 : Classification des systèmes karstiques à partir de l'analyse des courbes de récession selon Mangin, 1975 (El-Hakim et Bakalowicz, 2007) 72
Figure 2-21 : Courbe de récession pour la période du 2013-11-20 au 2013-12-04 à la station de Palestina. 74
Figure 2-22 : Courbe de récession pour la période du 2017-07-02 au 2017-08-01 à la station de Aguas Claras. 75
Figure 2-23 : Classification des systèmes karstiques de l'Alto Mayo sur la base des résultats de l'analyse des récession (adaptée d'après El-Hakim et Bakalowicz, 2007). 76
Figure 2-24 : Autocorrélogrammes à long et court termes (troncatures 1250 et 30 jours) de la pluie journalière mesurée entre 2000 et 2017 à la station de Moyobamba. 78
Figure 2-25 : Autocorrélogramme du débit journalier de la source de Palestina à long terme (troncature 1250 jours) 78
Figure 2-26 : Autocorrélogramme du débit journalier de la sources de Palestina, par année hydrologique 79
Figure 2-27 : Corrélogramme croisée entre le débit de la source de Palestina et de pluies enregistrées sur de différentes stations pluviométriques de l'Alto Mayo (troncature 80 jours) 79
Figure 2-28 : Autocorrélogramme du débit journalier de la source de Tio Yacu à long terme (troncature 700 jours) 80
Figure 2-29 : Autocorrélogramme du débit journalier de la source de Tio Yacu par année hydrologique (troncature 120 jours). 80
Figure 2-30 : Corrélogramme croisé entre le débit de la source de Tio Yacu et des pluies enregistrées sur les différentes stations pluviométriques de l'Alto Mayo (troncature 80 jours) 81
Figure 2-31 : Corrélogramme croisé entre le débit de la source de Tio Yacu et la pluie journalière cumulée sur une durée de 1 à 20 jours (voir légende du graphique) pour la station de Vista Alegre (troncature 100 jours) 82
Figure 2-32 : Autocorrélogramme du débit journalier de la sources de Aguas Claras, par année hydrologique. 83
Figure 2-33 : Corrélogramme croisé entre le débit de la source de Aguas Claras (septembre 2016 à juin 2018) et les pluies enregistrées à la station de Naranjillo, cumulées sur des durées de 1 à 20 jours (voir légende du graphique - troncature 100 jours). 84
Figure 2-34 : Autocorrélogramme du débit journalier de la source de Rio Negro (troncature 1200 jours) 85
Figure 2-35 : Autocorrélogramme du débit journalier de la source de Rio Negro par année hydrologique (troncature 120 jours). 85
Figure 2-36 : Corrélogramme croisé entre le débit de la source de Rio Negro (juin 2015 à juillet 2018) et les pluies enregistrées à la station de Vista Alegre, cumulées sur des durées de 1 à 20 jours (voir légende du graphique - troncature 100 jours). 86
Figure 2-37 : Diagramme de piper illustrant la variation des faciès hydrogéochimiques des eaux des sources du Massif de l'Alto Mayo. Les sources de Rio Negro, d'Aguas Claras, de Tio Yacu avec un suivi en continu, et des autres sources du massif (nommées « Sources ») prélevées

lors d'une mission de terrain en étiage. Guacharos de Soritor correspond à une source soumise à des apports profonds. Les localisations de toutes ces sources sont présentées dans la Figure 1-2..... 91
Figure 2-38 : Relations binaires entre différents ions majeurs. La ligne noire représente la relation 1 :1. La ligne en pointillé de la relation Na et Cl représente la relation 1:0.86 de ces ions. 92
Figure 2-39 : Distribution de fréquence de la conductivité électrique (µS/cm) sur les sources d'Aguas Claras, de Rio Negro et de Tio Yacu. 93
Figure 2-40 : Réponse impulsionnelle de la conductivité, de la température et du débit pour la source de Tio Yacu avec les pluies enregistrées à la station de Moyobamba. 94
Figure 2-41 : Variation journalière de la pluie à la station pluviométrique de Paraiso, du débit et des paramètres hydrochimiques au cours de deux cycles hydrologiques (septembre 2016 à juillet 2018) pour la source de Tio Yacu. Le fond ombré montre des moments de refroidissement des eaux (bleu) et le réchauffement des eaux (rouge) lors de l'augmentation du débit. 95
Figure 2-42 : Réponse impulsionnelle de la conductivité, de la température et du débit pour la source de Aguas Claras, avec les pluies enregistrées à la station de Naranjillo..... 96
Figure 2-43 : Variation journalière de la pluie à la station pluviométrique de Naranjillo, du débit et des paramètres hydrochimiques au cours de deux cycles hydrologiques (septembre 2016 à juillet 2018) pour la source de Aguas Claras..... 97
Figure 2-44 : Réponse impulsionnelle de la conductivité, de la température et du débit sur la source de Rio Negro avec les pluies enregistrées à la station de Vista Alegre. 98
Figure 2-45 : Variation journalière de la pluie à la station pluviométrique de Rio Negro, du débit et des paramètres hydrochimiques au cours de deux cycles hydrologiques (septembre 2016 à juillet 2018) pour la source de Rio Negro. 99
Figure 2-46 : Variation des teneurs en $\delta^{18}O$ de la pluie et des sources durant les deux cycles hydrologiques étudiées. Les lignes bleues représentent les périodes de basses eaux et les rouges les périodes des crues. 101
Figure 2-47 : Relation $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ pour les relevés réalisés : a) aux stations pluviométriques (Palestina et Venceremos) et aux exutoires karstiques ; b) aux exutoires karstiques uniquement. La droite météorique mondiale est portée en rouge sur le graphique ($\delta^{2}H = 8* \delta^{18}O +10$)..... 102
Figure 3-1 : Relation entre concentration des ions majeurs et débit dans la source de Rio Negro. 108
Figure 3-2 : Relation entre concentration des ions majeurs et débit dans la source d'Aguas Claras..... 108
Figure 3-3 : Localisation des sources françaises du réseau de suivi du SNO-Karst. 110
Figure 3-4 : Régression linéaire entre la TDS (mg/L) et la CE (µS/cm) avec intervalle d'incertitude de ±15 µS/cm pour l'ensemble des analyses chimiques disponibles pour les sources du Pérou et celle du réseau SNO KARST, après validation du jeu de données (n=373). 111
Figure 3-5 : Evolution des concentrations de TDS en fonction du débit journalier aux exutoires de Tio Yacu, d'Aguas Claras et de Rio Negro. Les équations correspondent à la relation linaire de $Log(C) = b \log(Q) + 10^{a}$..... 113

Figure 3-6 : Evolution des valeurs de la TDS en fonction du débit journalier à l'exutoire des résurgences de l'Alto Mayo (Pérou) et du réseau SNO-Karst (France). Les équations correspondent à la relation linaire de $Log(C) = b \log(Q) + 10^a$. 114

Figure 3-7 : Distribution des erreurs relatives sur l'estimation des flux mensuels de matières dissoutes pour les différentes méthodes de calcul. L'estimation basée sur le suivi haute fréquence est utilisée comme référence (méthode M1) 116

Figure 3-8 : Distribution des erreurs relatives sur l'estimation des flux annuels de matières dissoutes pour les différentes méthodes de calcul. L'estimation basée sur les suivis haute fréquence est utilisée comme référence (M1). L'échelle de l'erreur relative est adaptée pour Esperelle, Mouline et Mouthe (jusqu'à 60% au lieu de 10%). 117

Figure 3-9 : Contribution des différentes origines d'éléments dissous en % de teneur en Calcium et en total des ions (mg/l) pour chaque résurgence étudiée. 120

Table des tableaux

Tableau 1-1 : Précision et incertitude des sondes et appareil de mesures utilisés 27
Tableau 1-2 : Caractéristiques principales des stations utilisées dans ce travail 30
Tableau 1-3 : Caractéristiques principales des stations pluviométriques utilisées dans ce travail 31
Tableau 1-4 : Récapitulatif du nombre de paramètres physico-chimiques (conductivité, température et pH) et alcalinité mesurés in-situ et au laboratoire. 33
Tableau 2-1 : Débit moyenne en m^3/s, superficie (km^2), débits spécifiques (qs en $l/s/km^2$), et coefficient d'écoulement (p/q, sans unité) des bassins versants et des impluviums associées aux points d'écoulement étudiée, d'après Grandjouan et al., (2017). 42
Tableau 2-2 : Valeur des indicateurs statistiques utilisés pour comparaison des précipitations issues des produits maillées et des précipitations issues des mesures sol (période : février 2017 à mai 2017). 50
Tableau 2-3 Critères de comparaison entre les données maillées et les stations pluviométriques. 51
Tableau 2-4 : Moyenne annuelle des précipitations (mm), température (°C) et évapotranspiration réelle (mm) calculée par les méthodes de Hargreaves et Samani, (1985) corrigée par Lavado-Casimiro et al., (2015) et de Turc (1961) à la station de Moyobamaba . 55
Tableau 2-5 : Superficie (A), de l'altitude moyenne, précipitations moyennes (P), débit (Q, coefficient d'écoulement (Q/P), débit spécifique (Q/A) et variation de stock (ΔB) pour chacun bassins d'alimentation. Les données correspondent à l'année hydrologique 2016-2017, exception faite des débits des stations apparaissant en gras (station ANA). 56
Tableau 2-6: Valeur du débit moyen, maximal et minimal pour les 4 sources étudiées et la période d'analyse considérée 60
Tableau 2-7 : Valeur annuelle de précipitation et de température à la station de Moyobamba (SENAMHI). 60
Tableau 2-8 : Interprétation des ruptures de pente de la droite représentative des débits classés (d'après Mangin 1971 dans Dörfliger, (2010)) 62
Tableau 2-9 : Valeurs des paramètres des fonctions décrivant la décrue et le tarissement ainsi que des paramètres i et k définis par Mangin pour la source de Palestina 73
Tableau 2-10 : Valeurs des paramètres des fonctions décrivant la décrue et le tarissement ainsi que des paramètres i et k définis par Mangin pour la source de Tio Yacu 74
Tableau 2-11 : Valeurs des paramètres des fonctions décrivant la décrue et le tarissement ainsi que des paramètres i et k définis par Mangin pour la source de Aguas Claras 74
Tableau 2-12 : Valeurs moyennes des paramètres hydrogéochimiques des sources étudiées sur la période 2016 – 2018. 89
Tableau 2-13 : Moyenne arithmétique et pondérée par les pluies des valeurs isotopiques en $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ dans les eaux des sources et de pluies du massif de l'Alto Mayo. M. arithmétique M. Pondérée 103
Tableau 2-14 : Teneur en tritium en étiage pour les sources de Palestina Aguas Claras et Rio Negro 104

Tableau 3-1 : Coefficients de variation du débit, de la TDS haute fréquence et des ions majeurs avec suivis bi-mensuels pour chaque source entre 2016 et 2018. sd : écarte type, n : le nombre des données 106
Tableau 3-2 : Valeurs du coefficient « b » de la relation $C=aQ^b$. Les valeurs de « b » proches de zéro sont marquées en bleu et les valeurs proches de -1 sont marquées en jaune. 107
Tableau 3-3 : Relation entre TDS et CE sur des eaux possédant différents faciès chimiques. 109
Tableau 3-4 : Synthèse des caractéristiques des sources utilisées pour établir la relation TDS – CE pour des systèmes karstiques. 110
Tableau 3-5 : Coefficient k et coefficient de détermination individuel pour chaque source et la proportion d'échantillons en dehors des bornes d'incertitude sur la mesure de la CE (**±15** µS/cm) avec le nombre de points correspondants. 111
Tableau 3-6 : Synthèses des données des différentes sources étudiées. CV : coefficient de variation en pourcentage. 112
Tableau 3-7 : Taux d'altération et consommation de CO_2 des sources karstiques de l'Alto Mayo 120
Tableau 3-8 : Contribution des domaines karstiques andins aux flux de TDS exportés par les bassins andins du haut Maranón (station Borja) et du Huallaga (station Chazuta). L'exportation depuis les domaines karstiques andins a été calculée par une extrapolation du flux spécifique de la TDS des sources de l'Alto Mayo (381 $t/km^2/an$) aux superficies des affleurements de carbonates dans chaque bassin. 122