

INSTITUT POLYTECHNIQUE UNILASALLE

Spécialité Géologie 19, rue Pierre Waguet – B.P. 30313 60026 BEAUVAIS CEDEX



Institut de Recherche pour le Développement - Pérou 455 Calle 17 – San Isidro Lima, Pérou

## Les résurgences de l'Alto Mayo (San Martin, Pérou) : étude d'un karst tropical andinoamazonien

## **Olivier GRANDJOUAN**

Date de soutenance : - 11 octobre 2017

- Membres du jury : Olivier POURRET (UniLaSalle)
  - Jean-Loup GUYOT (IRD Pérou)
  - Lahcen ZOUHRI (UniLaSalle)

Mémoire d'Ingénieur Géologue 77<sup>ème</sup> promotion N°936

Année 2016 - 2017



INSTITUT POLYTECHNIQUE UNILASALLE

Spécialité Géologie 19, rue Pierre Waguet – B.P. 30313 60026 BEAUVAIS CEDEX



Institut de Recherche pour le Développement - Pérou 455 Calle 17 – San Isidro Lima, Pérou

## Les résurgences de l'Alto Mayo (San Martin, Pérou) : étude d'un karst tropical andinoamazonien

## **Olivier GRANDJOUAN**

Date de soutenance : - 11 octobre 2017

Membres du jury : - Olivier POURRET (UniLaSalle)

- Jean-Loup GUYOT (IRD Pérou)
- Lahcen ZOUHRI (UniLaSalle)

Mémoire d'Ingénieur Géologue 77<sup>ème</sup> promotion N°936

Année 2016 - 2017

Mémoire d'Ingénieur Géologue n° 936, 2017, 52 p., 27 fig., 4 annexes.

## Résumé

Le massif calcaire de l'Alto Mayo (région de San Martin au Pérou) présente un réseau de drainage karstique développé, actif et très peu étudié à ce jour. Cette étude a pour but de définir les débits aux résurgences de ce karst ainsi que les bassins d'alimentations correspondants. Les données hydrologiques et pluviométriques utilisées proviennent des observatoires locaux (observatoire de l'ANA et du SENAMHI) et du projet KARST mis en place par l'IRD depuis 2011. Des jaugeages au moulinet et à l'ADCP ont été effectuées lors des missions de terrain pour les résurgences de Rio Negro, Aguas Claras, Tioyacu et Palestina. Les données ont été traitées sur le logiciel Hydraccess de l'observatoire HYBAM. Le débit moyen calculé pour la résurgence de Rio Negro est de 24 m<sup>3</sup>/s en moyenne, et placent donc cette résurgence parmi les plus puissantes d'Amérique du Sud. La variabilité saisonnière des débits de Rio Negro et d'Aguas Claras témoignent cependant d'un comportement atypique pour des aquifères karstiques, à l'image de réservoirs poreux. Les débits spécifiques calculés pour les différents bassins versants en fonction de leur surface sont supérieurs aux tendances régionales. Les bassins d'alimentation ont donc été réévalués, supposant de plus grandes étendues et la présence importante de captures karstiques. Les valeurs de précipitations utilisées ont été corrigées à partir de la méthode du vecteur régional. Les débits spécifiques recalculés sont plus proches des valeurs régionales, mais les coefficients de ruissellements calculés restent faux. Les erreurs sont attribuées à deux causes principales. Le comportement atypique du karst doit être lié à des réserves en eau souterraine plus importantes dans des cavités ou des aquifères poreux inconnus à ce jour. Une sous-estimation générale des précipitations sur le bassin étudié impacte également les résultats. Les investigations géologiques et spéléologiques doivent être accentuées afin de préciser la morphologie du karst de l'Alto Mayo.

Mots clés : Karst, Alto Mayo, Andes, Amazonie, débit

#### Abstract

The calcareous massif of the Alto Mayo (San Martin, Perú) has an important active karstic system, under-researched nowadays. The goal of this study is to determine the resurgence's discharge and their catchment area. Hydrological and fluviometric data used comes from local observatory (ANA and SENAMHI) and from the KARST project set up by the IRD in 2011. Volumetric and ADCP gauging have been processed for the springs of Rio Negro, Aguas Claras, Tioyacu and Palestina. The Hydraccess software by the HYBAM observatory has been used for data treatment. Measured discharge for the Rio Negro Spring has an average of 24 m<sup>3</sup>/s, which correspond to one of the highest in South America. The seasonal variability shows an atypical behavior closer to a porous than a karstic aquifer. The catchment area specific flow rate is higher than the regional tendency. Assuming larger catchment areas and the presence of numerous karstic captures, the areas have been redefined. Pluviometry data used have been corrected with the regional vector method. Recalculated specific flow rates are closer to the regional tendency, but the run-off coefficient remains incorrect. Errors are attributed to two main causes. The atypical behavior of the karst comes from unexpected underground water storage as cavity or porous aquifers. An important underestimation of the precipitations on the catchment area also have an impact on results. Geological and speleological investigations must be intensified so as to precise the morphology of the Alto Mayo karst. Key words: Karst, Alto Mayo, Andes, Amazonian, discharge

#### Remerciements

Beaucoup de personnes ont participé et ont rendu ce MFE possible...

- \* Je remercie d'abord **Olivier Pourret**, enseignant-chercheur à UniLaSalle Beauvais, pour son accompagnement en tant que tuteur pendant le stage, mais également pendant toute ma formation d'ingénieur.
- Jean-Loup Guyot, représentant de l'IRD au Pérou et maitre de stage, pour m'avoir permis de vivre cette expérience au Pérou et pour m'avoir fait découvrir l'IRD ainsi que le monde fascinant de l'Amazonie péruvienne,
- \* **Liz Hidalgo**, pour le travail que j'ai partagé avec elle et pour m'avoir introduit à sa thèse sur l'aquifère karstique de l'Alto Mayo,
- \* James Apaéstegui pour ces missions de terrains passés ensemble, pour son aide est ses conseils durant ces 6 mois,
- \* Xavier Robert pour ses bons conseils et pour la relecture de ce mémoire,
- \* Pierre Bevengut pour avoir partagé sa passion de la spéléologie à Chachapoyas,
- \* Gérard Cochonneau pour son aide avec Hydraccess et ArcGis,
- \* Pascal Fraizy pour cette mission bonus sur l'Amazone,
- \* Darwin Jhonatan et Jhonatan Perez pour nous avoir accompagné et aidé sur les missions,
- \* L'ensemble du personnel administratif de l'IRD au Pérou pour m'avoir tenu compagnie à Lima,
- \* L'ensemble des chercheurs de l'IRD pour leur soutien,
- \* Et toutes ces autres rencontres faites pendant ce stage au Pérou.
- \* Je remercie également la région Haut-de-France pour la bourse Mermoz qui m'a permis d'effectuer ce stage.

## Table des matières

RESUME / ABSTRACT	3
REMERCIEMENTS	4
TABLE DES MATIERES	5
LISTE DES FIGURES	6
LISTE DES TABLEAUX	7
LISTE DES ABREVIATIONS, SYMBOLES ET UNITES	8
GLOSSAIRE	9
	10
1. L'INSTITUT DE RECHERCHE POUR LE DEVELOPPEMENT	
2. L'IRD AU PEROU ET SES PARTENAIRES	
3. L'Observatoire HYBAM	13
PARTIE 2 - LE BASSIN DE L'ALTO MAYO	14
1. Ι ΟCALISATION FT CONTEXTE SOCIO-ECONOMIQUE	
2 CONTEXTE GEOLOGIQUE	15
3 CONTEXTE CLIMATOLOGIOLIE ET HYDROLOGIOLIE	16
4 LE SYSTEME KARSTIOLE DE L'ALTO MAYO	16
41 Généralités sur le karst	
4.1. Cenerances sur le Raise	
	10
PARTIE 3 - MATERIEL ET METHODE	
1. DELIMITATION DES BASSINS VERSANTS	19
2. DONNEES PLUVIOMETRIQUES	20
3. Donnees hydrologiques	24
3.1. Provenance des données hydrologique utilisées	24
3.2. Mesure du niveau d'eau au limnimètre	
3.3. Jaugeage au flotteur	
3.4. Jaugeage au moulinet	27
3.5. Jaugeage à l'ADCP	27
4. LE PROJET KARST	28
PARTIE 4 - RESULTATS ET DISCUSSIONS	
1. COMPORTEMENT HYDROGEOLOGIQUE DES RESURGENCES	31
2. DELIMITATION DES BASSINS VERSANTS TOPOGRAPHIQUES	
3. RESULTATS PLUVIOMETRIQUES ET VECTEURS REGIONAUX	35
4. DELIMITATION DES BASSINS HYDROGEOLOGIQUES	
5. CONCLUSION SUR LE COMPORTEMENT DU SYSTEME KARSTIQUE DE L'ALTO MAYO	40
CONCLUSION	41
REFERENCES	42
ANNEXES	
ANNEXE 1 – DEBITS DE CERTAINES DES PLUS IMPORTANTES RESURGENCES DANS LE MONDE	47
ANNEXE 2 – PROFIL DE VITESSE GENERE PAR MESURE A L'ADCP SUR LE RIO NEGRO	48
ANNEXE 3 – VECTEURS REGIONAUX DE LA ZONE D'ETUDE	49
ANNEXE 4 – CARTE GEOLOGIQUE DE LA ZONE DE RIOJA ET DE LA RESURGENCE DE RIO NEGRO	52

## Liste des figures

FIGURE 1 - VALLEE DE L'ALTO MAYO	C
FIGURE 2 - LOCALISATION DE LA VALLEE DU RIO MAYO DANS LE BASSIN AMAZONIEN PERUVIEN ; LES DONNEES D'ALTITUDES	
CORRESPONDENT AU BASSIN AMAZONIEN ET SONT TIREES DU SRTM (MODIFIE D'APRES GUYOT ET AL., 2007)	1
FIGURE 3 - CARTE DES AFFLEUREMENTS CALCAIRES DE L'ALTO MAYO ET SITUATION DES PRINCIPALES RESURGENCES (MODIFIEE D'APRES	5
INGEIVINE 1, 2010)	נ
FIGURE 4 - SCHEMA STNTHETIQUE DE LA REACTION DE DISSOLUTION LORS DU PROCESSUS DE NARSTIFICATION (D'APRES FOURINIER,	7
ZUUD)	/
FIGURE 5 - REPRESENTATION SCHEMATIQUE D'UN AQUIFERE KARSTIQUE ET DES ELEMENTS LES PLUS SPECIFIQUES (D'APRES MANGIN,	_
1975)	/
FIGURE 6 – SIPHON DE LA GROTTE DE PALESTINA (GSBM, 2013)	3
FIGURE 7 – KASTER DE DIRECTION DE FLUX GENERE À L'AIDE DE L'OUTIL HYDROLOGIE SUR ARCGIS (ESRI©) À PARTIR D'UN DEM	_
SRIM30	J
FIGURE 8 - RASTER D'ACCUMULATION DE FLUX GENERE A L'AIDE DE L'OUTIL HYDROLOGIE SUR ARCGIS (ESRI©) A PARTIR D'UN DEM	_
SRTM30 ET D'UN RASTER DE DIRECTION DE FLUX	J
FIGURE 9 - TAUX DE PRECIPITATIONS MOYENS ANNUELS EN FONCTION D'UN PROFIL ALTIMETRIQUE COMPOSE DE 10 STATIONS DE CONTROLE PLUVIOMETRIQUE, ENTRE SAN LORENZO EN AMAZONIE ET CASA GRANDE SUR L'OCEAN PACIFIQUE (D'APRES	
GUYOT & LAVADO, 2003)	2
FIGURE 10 - EXEMPLE D'UTILISATION DE LA METHODE DU VECTEUR REGIONAL POUR QUELQUES STATIONS PLUVIOMETRIQUES DE LA	
VALLEE DE L'ALTO MAYO	3
FIGURE 11 - LOCALISATION DES STATIONS PLUVIOMETRIQUES DU SENAMHI UTILISEES DANS LE CADRE DE L'ETUDE	3
FIGURE 12 - LOCALISATION DES STATIONS D'OBSERVATION HYDROLOGIQUES	1
FIGURE 13 - REPRESENTATION DU PASSAGE DU LIMNIGRAMME A L'HYDROGRAMME EN UTILISANT LA COURBE D'ETALONNAGE (MODIFI D'ADRES ECHO 2017)	E 5
FIGURE 14 - INSTALLATION D'UN LIMNIMETRE ALL BORD D'UN FLEUVE AMAZONIEN (D'APRES ANA 2017) 26	5
FIGURE 15 - JAUGEAGE AU MOULINET ELECTROMAGNETIQUE POUR LA RESURGENCE DE AGUAS CLARAS	7
FIGURE 16 - COURBES D'ETALONNAGE DES RESURGENCES DE PALESTINA. RIO NEGRO. AGUAS CLARAS ET TIOVACUL ETARLIES A PARTIR	'
DES IALIGEAGES ET DES COTES LLES AUX ECHELLES	q
FIGURE 17 - MESURE DU RIO NEGRO PAR ADCP PORTE SUR TRIMARAN	ģ
FIGURE 18 - INSTALLATION ET PARAMETRAGE D'UN PULIVIOMETRE AUTOMATIQUE DANS LE VILLAGE DE VENCEREMOS	ń
FIGURE 19 – A) DEBITS ALLY RESURGENCES DE RIO NEGRO (2015-2016) ET DE PALESTINA (2013-2014) POUR LINE ANNEE	ĺ
HYDROLOGIQUE. B) DEBITS AUX RESURGENCES DE AGUAS CLARAS (2014-2015) ET TIOYACU (2016-2017) POUR UNE ANNEE	_
HYDROLOGIQUE	L
FIGURE 2U - AUTOCORRELOGRAMME DES DEBITS JOURNALIERS DES RESURGENCES KARSTIQUES DE KIO NEGRO, AGUAS CLARAS,	_
PALESTINA ET TIOYACU ET DE LA PLUVIOMETRIE JOURNALIERE DE LA STATION RIOJA, SUR 92 JOURS	2
FIGURE 21 - CARTE DES BASSINS VERSANTS TOPOGRAPHIQUES ET DE LEUR DEBIT SPECIFIQUE CORRESPONDANT AUX STATIONS CHOISIES GENERES A PARTIR DE L'OUTIL HYDROLOGIE DE ARCGIS	, 3
FIGURE 22 - REPRESENTATION GRAPHIQUE DES TROIS VECTEURS REGIONAUX DETERMINES AUTOUR DE LA ZONE D'ETUDE	5
FIGURE 23 - CARTE DE DELIMITATION DES VECTEURS REGIONAUX A PARTIR DES DONNEES PLUVIOMETRIQUES PROVENANT DES STATIONS DU SENAMHI	6
FIGURE 24 - PLUVIOMETRIE ANNUELLE EN MM/AN EN FONCTION DE L'ALTITUDE SELON LES DONNEES DES STATIONS PLUVIOMETRIQUES	5
DU SENAMHI (1964-2016)	7
FIGURE 25 - DIFFERENCE ENTRE UN BASSIN TOPOGRAPHIQUE ET UN BASSIN HYDROGEOLOGIQUE (D'APRES ROCHE. 1963)	7
FIGURE 26 - DEBIT MOYEN EN FONCTION DE LA SURFACE DES BASSINS VERSANTS GENERES. DU TYPE DE COURS D'EAU (AERIEN.	
KARSTIQUE) ET CORRECTION EFFECTUEE SUR LA SURFACE DE CES BASSINS SELON LA COURBE DE TENDANCE DES RIVIERES	
AERIENNES	3
FIGURE 27 - CARTE DES BASSINS HYDROGEOLOGIQUES ESTIMES ET DE LEUR DEBIT SPECIFIQUE. ETABLIS A PARTIR DES BASSINS VERSANT	5
ET DE LA GEOLOGIE	Э

## Liste des tableaux

TABLEAU 1 - NOMS, COORDONNEES, PERIODES D'OBSERVATION ET PLUIES MOYENNES ANNUELLES DES STATIONS PLUVIOMETRIQUES	
UTILISEES DANS LE CADRE DE L'ETUDE. LA PLUIE CORRIGEE CORRESPOND AUX RESULTATS DE LA CORRECTION PAR METHODE DU	
vecteur regional (voir partie 4 – Resultats pluviometriques et vecteurs regionaux)	21
TABLEAU 2 - REFERENCE, NOM, COORDONNEES, OPERATEUR DE MESURE, PERIODE D'OBSERVATION ET DEBIT MOYEN (EN M <sup>3</sup> /S) POUR	ł
les 16 stations de references hydrologiques de la zone d'etude. Les lignes grisees correspondent a des cours	
D'EAU ISSUS D'UNE RESURGENCE	25
TABLEAU 3 – STATIONS DU PROJET KARST, COORDONNEES, FREQUENCE DE LA SONDE CTD-DIVER® ASSOCIEE, PERIODE	
d'observation et debit moyen mesure en m³/s. Les lignes grisees correspondent a des cours d'eau issus d'une	
RESURGENCE	28
TABLEAU 4 - SURFACE, DEBIT MOYEN (EN M <sup>3</sup> /S), DEBIT SPECIFIQUE (EN L/S/KM <sup>2</sup> ), COEFFICIENT DE RUISSELLEMENT ET POURCENTAGE	
EN CALCAIRE DE LA SURFACE CORRESPONDANTE POUR LES BASSINS VERSANTS TOPOGRAPHIQUES. LES LIGNES GRISEES	
CORRESPONDENT A DES COURS D'EAU ISSUS D'UNE RESURGENCE	34
TABLEAU 5 – SURFACE DES BASSINS HYDROGEOLOGIQUES, DEBIT SPECIFIQUE (EN L/S.KM <sup>2</sup> ) ET COEFFICIENT DE RUISSELLEMENT POUR	
LES BASSINS HYDROGEOLOGIQUES ESTIMES	9

## Liste des abréviations, symboles et unités

A:aire

ADCP : Acoustic Doppler Current Profiler

ANA : Autoridad Nacional del Agua / Autorité Nationale de l'Eau au Pérou

DEM : Digital Elevation Model / Modèle Numérique d'Elévation

**H** : Hauteur d'eau, cote

IGP : Instituto Geofísio del Perú / Institut Géophysique du Pérou

**INGEMMET :** Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico del Perú / Institut Géologique, Minier et Métallurgique du Pérou

IRD : Institut de Recherche pour le Développement

q:débit

qs: débit spécifique

P: précipitations

**SENAMHI :** Servicio Nacional de Meteorología y de Hidrología / Service national de Météorologie et d'Hydrologie

### Glossaire

**Doline :** Dépression fermée, circulaire ou ovale, caractéristique des régions de relief karstique. Leur profondeur peut atteindre une centaine de mètre (DORFLIGER, 2010)

**El Niño :** Ensemble d'évènements climatologiques liés au réchauffement annuel de l'océan Pacifique près des côtes péruviennes et équatoriennes (TRENBERTH, 1997).

**Etiage :** Niveau moyen le plus bas d'un cours d'eau, mesuré au moyen de chiffres inscrits sur une échelle limnimétrique (LAROUSSE, 2017).

Hydrogramme : Evolution du débit au cours du temps (ECHO, 2017).

**Lapiaz :** Objet morphologique du modelé karstique de surface. Se présente sous la forme de « champs » de cannelures ou de sillons, creusés à la surface des formations carbonatées (DORFLIGER, 2010)

Limnimgramme : Evolution de la hauteur d'eau en fonction du temps (ECHO, 2017).

**Piedmont :** Zone de plaines et de collines située au pied d'un ensemble montagneux et résultant de l'accumulation de matériaux détritiques, alluvions en particulier (CNRTL, 2012).

**Raster :** Matrice de cellules (ou pixels) organisées en lignes et en colonnes (grille), dans laquelle chaque cellule contient une valeur représentant des informations, utilisés dans les logiciels de systèmes d'information géographique (ESRI, 2016)

**Shape (ou fichier de forme) :** Un format de stockage de données vectorielles permettant d'archiver l'emplacement, la forme et les attributs des entités géographiques (ESRI, 2016).

Siphon : Conduit naturel d'un système karstique totalement ennoyé (CAVALERA, 2007).

## Introduction

La zone intertropicale possède les plus importants systèmes karstiques au monde. Les karsts de surface y sont considérés comme les plus impressionnants et les résurgences les plus puissantes (MICHEL, 1991). Parmi les plus grands débits de sources karstiques, l'Asie du Sud-Est arrive en tête avec la Papouasie Nouvelle Guinée (MAIRE, 1981) et la Chine (YUAN, 1981; TRICART, 1985). L'Amazonie reste quasiment absente des classements trouvés dans la littérature (FORD & WILLIAMS, 2007 – Voir Annexe 1). Les plus importants débits qui y sont recensés actuellement se trouvent au Brésil, avec des débits aux résurgences de 5 m<sup>3</sup>/s en moyenne dans la région de São Domingos (GUYOT *et al.*, 1996). Cependant, de nombreuses expéditions organisées par l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement) et l'IGP (Institut Géophysique du Pérou), ont mis en évidence la présence de résurgences karstiques importantes dans le piedmont andin du bassin Amazonien Péruvien.

Le massif de l'Alto Mayo, dans la région de San Martin au Nord du Pérou (Figure 1), possède en effet un important réseau de drainage karstique, pertes et résurgences qui, de par leur débit, pourrait être considérées parmi les plus importantes d'Amérique Latine (BIGOT *et al.*, 2014). Les aquifères et les sources associées jouent un rôle majeur dans la région, autant sur un niveau économique que social. En effet la production de riz, très consommatrice en eau, s'est intensifiée depuis les années 1970 jusqu'à hisser la région San Martin à la tête des producteurs et des surfaces récoltées (DPA DRASAM, 2016). A cela s'ajoute l'alimentation des villes et villages qui vivent au grand dépend des réserves en eau issues de ces aquifères karstiques.



Figure 1 - Vallée de l'Alto Mayo

Les études relatives à ces karsts amazoniens étant peu nombreuses, les régimes hydrologiques des principales résurgences sont méconnus, autant que les bassins d'alimentations qui fournissent ces eaux. Un tel manque d'information rend ces réserves en eaux très vulnérables, en particulier dans une période où certains phénomènes comme El Niño se font de plus en plus ressentir. Les nombreuses missions de l'IRD dans la région ont permis d'étoffer les connaissances sur ces karsts grâce à des données récoltées depuis 2011. Deux questions peuvent alors se poser afin de comprendre le comportement hydrologique de ce système. Quels sont les débits et leur variabilité aux résurgences du massif de l'Alto Mayo? Quels sont les bassins d'alimentations de ces résurgences ?

Afin de répondre au mieux à ces problématiques, ce mémoire s'articulera autour de plusieurs points :

- La présentation de la structure d'accueil dans laquelle s'est effectuée cette étude : l'agence de l'Institut de Recherche pour le Développement du Pérou, ses missions et ses objectifs.
- La description de la zone d'étude du bassin de l'Alto Mayo. Le contexte géologique y sera abordé pour mieux comprendre le système karstique influençant les régimes hydrologiques de la vallée.
- Le matériel et les différentes méthodes utilisées pour obtenir, traiter et interpréter les données hydrologiques et climatiques nécessaires à l'étude des résurgences.
- La présentation des résultats concernant les débits des résurgences étudiées, ainsi que l'interprétation quant à la délimitation de leur bassin d'alimentation.

## Partie 1 – Présentation de l'IRD et ses missions

#### 1. L'Institut de Recherche pour le Développement

L'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) est un établissement français à caractère scientifique et technique, placé sous la tutelle du ministère de l'Enseignement supérieur et de la Recherche et du ministère de la Recherche et des Affaires et du Développement International. Il a pour origine la création de l'Office de la recherche scientifique coloniale (ORSC) en 1943, chargé de créer et de gérer les réseaux de chercheurs en Outre-Mer, qui deviendra l'Office de la recherche scientifique et technique outre-mer (ORSTOM) en 1953 (IRD, 2017a). L'Office est particulièrement implanté dans la zone intertropicale, avec une importante implication en Afrique tropicale. Les années 60-70 voient grandir la coopération avec les pays d'Amérique du Sud, d'Asie du Sud-Est et des pays arabes. C'est en 1988 que l'ORSTOM devient l'Institut de Recherche pour le Développement.

Il mène aujourd'hui des programmes de recherche scientifique dans les pays en développement. A travers ses activités de recherche, de formation et d'innovation, l'IRD contribue au développement social économique et culturel des pays en développement, autour des plusieurs problématiques :

- La santé des populations
- La biodiversité
- Les risques environnementaux
- L'aide à la population
- La gestion des ressources océaniques

Ces programmes s'effectuent sous la forme d'un partenariat scientifique avec les universités, les agences gouvernementales ou les entreprises locales des pays du Sud. L'IRD comptait en 2016 :

- 2019 agents IRD dont :
  - $\circ$  805 chercheurs
  - o 1214 ingénieurs
  - o 35% travaillant à l'étranger
- 65 unités de recherche dans les pays en développement
- Environ 230 million d'euros de recettes

A partir de 2016, un nouveau plan d'orientation stratégique a été adopté dans le but de focaliser la recherche sur la zone intertropicale et méditerranéenne et d'augmenter l'impact de la recherche et de l'innovation sur les populations les plus en besoin, tout en modernisant son organisation et son fonctionnement (IRD, 2017b).

#### 2. L'IRD au Pérou et ses partenaires

La représentation de l'Institut de Recherche pour le Développement au Pérou fut la première a s'installé de manière permanente en Amérique latine. Depuis 1967 les domaines de recherche ont beaucoup évolué. Des sciences de la terre, les projets de recherche se sont élargis à la botanique, aux sciences agronomiques, à l'archéologie... Plus récemment se sont développés des programmes concernant la climatologie, la glaciologie, l'océanographie ou l'hydrologie (IRD, 2017c).

L'organisme est géré par une instance administrative de 6 personnes, dont le représentant est M. Jean-Loup GUYOT, chercheur en hydrologie amazonienne et en karstologie. L'IRD Pérou compte actuellement 10 chercheurs et ingénieurs en affectation, travaillant en collaboration avec 20 partenaires locaux tels que :

- L'Autorité nationale de l'eau (ANA), responsable de l'utilisation durable des ressources en eaux des bassins fluviaux à travers le Pérou
- L'Institut géologique, minier et métallurgique (INGEMMET), un organisme public dédié au stockage, à la gestion et au traitement des informations liées à la géologie, aux ressources souterraines et aux risques géologiques
- L'Institut Géophysique du Pérou (IGP), dont l'objectif est l'application de la géophysique dans les domaines de la sismologie, la volcanologie, l'étude du phénomène El Niño...
- Le Service national de météorologie et d'hydrologie (SENAMHI), un organisme rattaché au Ministère de l'Environnement, dont la mission est l'étude du climat et des ressources eau du pays.

#### 3. L'Observatoire HYBAM

L'Observatoire HYBAM « Contrôles géodynamique, hydrologique et biogéochimique de l'érosion/altération et des transferts de matière dans les bassins de l'Amazone, de l'Orénoque et du Congo », a été créé en 2003 avec l'appui de l'IRD et du Ministère de l'Enseignement supérieur et de la Recherche (SO HYBAM, 2017). En Amérique du Sud, cet observatoire compte 15 stations de contrôle entre le piedmont andin du bassin de l'Amazone et l'Océan Atlantique, dispersées entre le Brésil, la Bolivie, l'Equateur, la Colombie, le Venezuela et le Pérou.

L'objectif de ces stations est la récolte régulière de données hydrologiques, sédimentaires et géochimiques afin de les diffuser au sein de la communauté scientifique via leur site internet : http://www.so-hybam.org. 70 chercheurs et ingénieurs œuvrent dans cet observatoire pour créer et partager ces données.

#### Partie 2 - Le bassin de l'Alto Mayo

#### 1. Localisation et contexte socio-économique

La vallée du Rio Mayo se situe au Nord du Pérou, sur le versant Est de la Cordillère des Andes et à l'extrême Ouest du bassin Amazonien (TREIDEL, 2004) entre les coordonnées : 5,24°S et 6,43°S de latitude, et 77,46°W et 76,14°W de longitude. Elle appartient à la région de San Martin et est divisée entre les provinces de Rioja et de Moyobamba, sur environ 8 000 km<sup>2</sup>. La capitale et plus grande ville de la région est Moyobamba. La réserve naturelle de l'Alto Mayo (Figure 1) correspond à la partie amont de la vallée et couvre une surface de 1820 km<sup>2</sup> (Figure 2). Cette zone protégée conserve depuis 1987 sa faune et sa flore. C'est en amont de cette réserve protégée que se forme le Rio Mayo, qui se jette par la suite dans le Rio Huallaga, puis dans l'Amazone. La vallée de l'Alto Mayo correspond à la partie Nord-Ouest du bassin, allant jusqu'à la ville de Moyobamba.



Figure 2 - Localisation de la vallée du Rio Mayo dans le bassin Amazonien Péruvien ; les données d'altitudes correspondent au bassin Amazonien et sont tirées du SRTM (modifié d'après GUYOT et al., 2007).

La région de San Martin, grâce à son climat chaud et humide, est propice à la production de riz qui se cultive sur les berges des rivières amazoniennes. Depuis les années 1970, l'arrivée de la mécanisation et de l'irrigation ont hissé San Martin à la tête des régions rizicoles du pays avec plus de 680 000 tonnes en 2015, pour un total de 3 millions de tonnes pour le Pérou (DPA DRASAM, 2016). Elle correspond également à la première région en termes de surface exploitée. 14 500 producteurs y travaillent, dont 6 500 dans l'Alto Mayo. 24 000 hectares de rizières y sont irrigués à l'aide de 12 sources et de 870 km de canaux. L'importance de la ressource en eau est donc cruciale pour la

majorité des travailleurs de cette zone, sans compter l'ensemble des familles de la région qui dépendent de l'eau pour l'alimentation ou l'hygiène. Comme exemple, les villes de Rioja (18 000 habitants) et Secunda Jerusalem (2 800 habitants), ne sont alimentées que par des sources d'origine karstique.

#### 2. Contexte géologique

La rive droite du Mayo est marquée par la présence d'un massif géologique important. Ce massif est orienté NNE-SSW et défini par un anticlinal nommé Cerro Blanco (BABY *et al.*, 2016). L'altitude y varie entre 1 000 et 3 500 m d'altitude. Les roches qui y affleurent sont principalement sédimentaires carbonatées, datées du Jurassique et du Crétacé (ALVA-HURTADO, 1992). De nombreux plis tectoniques et chevauchements se retrouvent dans cette zone encore active sismiquement : 6 séismes de magnitude 6 à 7 ont été recensés ces 60 dernières années (TREIDEL, 2004).



Figure 3 - Carte des affleurements calcaires de l'Alto Mayo et situation des principales résurgences (modifiée d'après INGEMMET, 2016)

Plusieurs formations calcaires d'âges différents se retrouvent dans l'Alto Mayo. La figure 3 présente les affleurements calcaires autour de cette vallée. En bordure, affleure la formation Chulec (Ki-ch) datée du Crétacé inférieur et formée de calcaires beiges. Sous cette formation, trois formations calcaires jurassiques apparaissent sur toute la rive droite de l'Alto Mayo. Ces calcaires forment le groupe Pucará et également l'anticlinal de Cerro Blanco. Au top de cette structure, la formation Condorsinga (Ji-c) est composée de calcaires sombres gris à beige en strates de 10 à 40 cm. Sous ces

couches affleure la formation Aramachay (Ji-a), calcaires sableux intercalés de silts. Au centre de l'anticlinal se trouve la formation Chambará, calcaires massifs gris à horizons dolomitisés. C'est dans cette dernière unité que s'est développé un système de karst important (RENOU, 2013).

#### 3. Contexte climatologique et hydrologique

D'un point de vue climatologique, le régime de précipitations de la vallée du Rio Mayo est marqué par une faible saisonnalité (ESPINOZA *et al.*, 2009). Cette tendance est caractéristique de l'ouest Amazonien, et est attribué à la présence des Andes à l'ouest. Les précipitations dans la vallée du Rio Mayo varient entre 1 000 et 1 700 mm/an, avec un régime bimodal aussi appelé régime équatorial (GUYOT & LAVADO, 2003). La saison sèche y est quasiment inexistante, et les pluies marquées par un premier maximum de mars à mai, puis un deuxième maximum de plus faible amplitude d'octobre à décembre. Il existe également une forte corrélation entre la pluie, l'altitude et l'orientation des bassins (JOHNSON, 1976). Le piedmont andin présente en effet le maximum de précipitations dans les Andes (ROCHE *et al.*, 1990), en particulier dans l'ouest Amazonien où certains attribuent ce phénomène à la forme concave de la chaîne andine (LARAQUE *et al.*, 2007).

Le régime hydrologique observé dans la vallée est étroitement lié au régime de pluie. Les débits présentent également un caractère bimodal avec une période de hautes eaux principales de mars à avril (ANA, 2010). Le débit du Rio Mayo varie de 250 m<sup>3</sup>/s à l'étiage, jusqu'à 545 m<sup>3</sup>/s au maximum. Les principaux tributaires du fleuve sont les rivières Rio Yuracyacu, Rio Tónchima et Rio Negro, parmi d'autres, prenant leur source dans le massif calcaire de l'Alto Mayo.

#### 4. Le système karstique de l'Alto Mayo

#### 4.1. Généralités sur le karst

Le terme « karst » désignant à l'origine un plateau calcaire de Slovénie (FOURNIER, 2006), il englobe aujourd'hui des concepts de paysages, de lithologie, de forme et de processus bien spécifiques.

Le système karstique est le résultat d'un processus complexe de formation et d'évolution au cours du temps faisant jouer de nombreux paramètres différents. Le processus de karstification touche particulièrement les roches carbonatées et correspond à un ensemble de mécanismes physicochimique complexe. Deux étapes principales marquent ce phénomène (CAVALERA, 2007) : la dissolution de la roche et l'écoulement souterrain.

La dissolution se produit par réaction entre l'eau météoritique chargée en  $CO_2$  et la roche carbonatée. En effet le carbonate de calcium  $CaCO_3$  est très peu soluble à l'eau pure (FOURNIER, 2006). Mais la dissolution du gaz carbonique dans l'eau permet un apport d'ions H<sup>+</sup> qui rend l'eau plus agressive face à la roche. La figure 4 synthétise les différents échanges et équilibres entre les phases gazeuses, liquides et solides lors de la dissolution d'une roche carbonatée. Le  $CO_2$  atmosphérique se dissous dans un premier temps dans l'eau pour former de l'acide carbonique  $H_2CO_3^-$ , puis en ions bicarbonates permettant l'apport en ions H<sup>+</sup> et la dissolution de la roche carbonatée.



Figure 4 - Schéma synthétique de la réaction de dissolution lors du processus de karstification (d'après FOURNIER, 2006)

L'écoulement souterrain permet ensuite à la réaction de dissolution de perdurer en fournissant constamment de l'eau chargée en gaz carbonique, et en évacuant le matériel dissous. A l'image d'un système hydraulique, le système karstique est composé de fissures et de conduits qui alimentent un exutoire principal. Cet écoulement va conditionner la morphologie et l'évolution du karst.

Le système karstique peut être divisé en trois principales morphologies (Figure 5) :

- L'épikarst, ou karst de surface, correspondant aux dix premiers mètres sous la surface. L'eau y est stockée de façon temporaire pour former un aquifère de subsurface, soumis à l'évapotranspiration. Le paysage y est marqué par des structures de types lapiaz ou dolines.
- La zone non saturée ou zone d'infiltration. Zone de transition où l'eau de surface s'écoule plus ou moins vite selon la présence ou non de conduits ou de fissures.
- La zone saturée ou zone noyée qui correspond à la nappe de l'aquifère. Elle est marquée par la présence de nombreux drains et de vides organisées permettant le stockage, appelés Systèmes Annexes au Drainage (SAD).



Figure 5 - Représentation schématique d'un aquifère karstique et des éléments les plus spécifiques (d'après MANGIN, 1975)

La quantité de matière dissoute, de matériel transporté, et la morphologie finale du karst dépend de nombreux facteurs : la géologie, l'intensité des précipitations, la morphologie de surface, la température et l'altitude (DORFLIGER, 2010). Le karst de domaine tropical est exposé à d'avantages de phénomènes climatiques importants, avec beaucoup de précipitations et des températures élevées. C'est pourquoi le karst tropical se différencie des autres types par des formes et des structures qui lui sont propres comme le karst à tours (MICHEL, 1991).

#### 4.2. Le karst de l'Alto Mayo

Après quelques missions isolées menées par des spéléologues péruviens dans les années 90 dans l'Amazonie péruvienne, c'est en 2003 qu'est lancée la première mission d'exploration spéléologique franco-péruvienne dans l'Alto Mayo sous tutelle du GSBM (Groupe Spéléo Bagnols Marcoule). Depuis les missions de prospection et d'exploration, françaises comme étrangères, se sont multipliées dans ce massif calcaire au fort potentiel karstique. Depuis 2011, les nombreuses missions de l'IRD et de l'IGP ont permis de mettre à jour de nombreuses galeries karstiques, fossiles ou encore actives.

Cependant, la forte présence de végétation rend l'accès aux cavités très difficile. De plus, le manque de scientifique locaux ralentit le travail d'exploration. A ce jour, le massif ne reste encore que partiellement exploré d'un point de vue spéléologique.

La morphologie du karst de l'Alto Mayo se définit par la présence de nombreux canyons, lapiaz et dolines qui marquent le paysage au niveau de l'épikarst. Cette morphologie est le résultat d'un long processus d'érosion par les précipitations amazoniennes intenses. Au niveau géologique la formation Chambara correspond à la plus karstifiée des unités carbonatées de la zone. Mais le manque d'étude de terrain et l'imprécision des cartes géologiques existantes empêche des analyses plus poussées.

De nombreuses galeries ont pu être explorées et topographiées aujourd'hui, mais les résurgences les plus importantes en termes d'alimentation en eau sont encore impénétrables. La plus notable reste la résurgence de Palestina, où 3 km de galeries souterraines ont pu être topographiées jusqu'à un syphon terminal (Figure 6).



Figure 6 – Siphon de la grotte de Palestina (GSBM, 2013)

## Partie 3 - Matériel et méthode

#### 1. Délimitation des bassins versants

Dans le but de définir les bassins d'alimentations des résurgences du massif de l'Alto Mayo, les bassins versants topographiques des différents cours d'eau ont dû être déterminés. Ces délimitations ont été effectuées non seulement sur 4 résurgences étudiées principalement : Rio Negro, Aguas Claras, Tioyacu et Palestina ; mais également pour les autres cours d'eau aériens (non issus de résurgences) principaux situés sur le versant ouest du Rio Mayo.

Les surfaces des bassins versants topographiques ont été calculées à partir d'un DEM (Digital Elevation Model – Modèle Numérique d'Elévation) SRTM30 (Shuttle Radar Topography Mission), modèle numérique prenant en compte le relief, ainsi qu'à l'aide de l'outil Hydrologie du logiciel ArcGis (ESRI©). La méthode consiste à créer un raster de direction de flux qui constituera la base de tous les calculs effectués par la suite. Un DEM est composé d'un ensemble de cellules possédant chacune une valeur d'altitude. Sachant que chaque cellule est entourée par 8 autres, ce raster détermine vers quelle cellule s'écoulerait l'eau, et ce pour l'ensemble du DEM. Chacune de ces cellules se verra donc octroyer une valeur en fonction de la direction théorique d'écoulement (Figure 7). Cette méthode est la seule proposée par ArcGis. L'utilitaire QGIS propose de nombreuses autres méthodes, plus complexes, partant sur le principe que l'eau ne s'écoulerait pas vers une cellule uniquement, mais vers plusieurs.



Figure 7 – Raster de direction de flux généré à l'aide de l'outil Hydrologie sur ArcGis (ESRI©) à partir d'un DEM SRTM30

Le raster de direction d'écoulement ainsi créé, un raster d'accumulation de flux peut être généré. Cet outil permet de calculer, pour chaque cellule du DEM, combien de cellules en amont s'écoulent vers elle. En jouant sur la symbologie, une représentation théorique du réseau hydrique correspondant est ainsi obtenue (Figure 8).

A l'aide des différents raster obtenus, il est possible d'obtenir un bassin versant théorique pour n'importe quelle cellule choisie dans le DEM. Les stations considérées sont donc créées sur ArcGIS et placées sur le réseau hydrique théorique du raster d'accumulation de flux. L'outil « Bassin versant » génère ensuite le bassin versant correspondant.



Figure 8 - Raster d'accumulation de flux généré à l'aide de l'outil Hydrologie sur ArcGis (ESRI©) à partir d'un DEM SRTM30 et d'un raster de direction de flux

Une correction préalable du DEM d'origine a été nécessaire afin de le rendre utilisable hydrologiquement et d'effectuer les calculs. La première correction consiste à identifier la présence de certaines cuvettes anormales entourées par des cellules plus hautes, là où l'écoulement de l'eau serait bloqué lors de la création du raster d'accumulation. L'option « Remplissage » de ArcGIS comble alors ces dépressions. La seconde correction consiste à surimposer un réseau hydrique existant au DEM utilisé. Le shape du réseau de rivières utilisé a été obtenu sur le site http://www.geogpsperu.com/. La Calculatrice Raster de ArcGIS permet de recalculer les cellules correspondant à l'emplacement du réseau hydrique, afin qu'elles aient une valeur nettement inférieure, forçant ainsi l'écoulement lors du calcul des raster de direction et d'accumulation.

Le DEM étant correct hydrologiquement, il est possible de calculer les rasters de direction et d'accumulation de flux, et de générer un bassin versant topographique théorique selon n'importe quel exutoire pointé sur le DEM. Les exutoires choisis pour chacun des cours d'eau correspondent aux stations hydrologiques utilisées par la suite (Figure 12).

#### 2. Données pluviométriques

Les données pluviométriques utilisées proviennent du Service National de Météorologie et d'Hydrologie du Pérou (SENAMHI). Les stations étant peu nombreuses à l'intérieur du bassin versant du Mayo, le choix des stations a été étendu à une centaine de kilomètres aux alentours (Figure 11). Les mesures de pluies journalières ont été effectuées pour certaines stations depuis 1964 jusqu'à aujourd'hui. Mais ces données présentent de nombreuses lacunes et valeurs aberrantes. Elles doivent donc être critiquées et corrigées avant utilisation.

L'ensemble des données pluviométriques journalières est importé et géré grâce au logiciel Hydraccess (Téléchargeable sur http://www.ore-hybam.org/index.php/fre/Software/Hydraccess) du Service d'Observation HYBAM. Cet outil permet la gestion des bases de données pluviométriques et hydrologiques. Les valeurs moyennes de précipitations mensuelles et annuelles ont été calculées et sont visibles dans le tableau 1. A partir de ces données et des contours des bassins versants topographiques générés précédemment, le module « Valeurs moyennes sur un bassin » permet de calculer la moyenne des précipitations écoulées par an sur une surface donnée, à partir d'une interpolation par krigeage.

Tableau 1 - Noms, coordonnées, périodes d'observation et pluies moyennes annuelles des stations pluviométriques utilisées dans le cadre de l'étude. La pluie corrigée correspond aux résultats de la correction par méthode du vecteur régional (voir partie 4 – Résultats pluviométriques et vecteurs régionaux)

Station	Lat.	Long.	Altitude	Période d'observation	Pluie moyenne (mm/an)	Pluie corrigée (mm/an)
Alao	-6,5189	-76,7300	407	1973-2015	890	917
Aramango	-5,4233	-78,4403	570	1997-2016	1787	1696
Bagua Chica	-5,6606	-78,5422	410	1967-2015	667	658
Balsa Puerto	-5,8336	-76,5836	356	1964-1973	1411	1511
Borja	-4,4503	-77,4503	150	1965-1976	3475	3720
Chachapoyas	-6,2086	-77,8811	2450	1965-2015	902	909
Chazuta	-6,5689	-76,0983	170	1965-1995	759	837
Chingaza	-5,4169	-78,4336	578	1995-2015	2120	2280
Chiriaco	-5,1522	-78,2881	281	1964-2015	2533	2542
Cuñumbuque	-6,5083	-76,5083	400	1966-2015	525	614
El Pintor	-5,7625	-78,5253	549	1981-2015	655	668
El Porvenir	-6,5931	-76,3219	202	1966-2015	672	677
Imacita	-5,0836	-78,3669	300	1969-1979	3049	3122
Jamalca	-5,8940	-78,2375	1189	1964-2016	1074	1090
Jazan	-5,9486	-77,9825	1425	1988-2015	1006	879
Jepelacio	-6,1014	-76,9150	1192	1965-2015	765	858
Jumbilla	-5,8836	-77,7503	2284	1965-1973	610	701
Lamas	-6,4236	-76,5253	747	1964-1983	920	1011
Leimebemba	-6,5503	-77,8003	2800	1965-1990	1144	1173
Magunchal	-5,8914	-78,1892	643	1981-2015	782	794
Moyobamba	-6 <i>,</i> 0503	-76,9336	800	1965-2015	869	864
Naranjillo	-5,8300	-77,3897	900	1976-2015	746	817
Pacayzapa	-6,2561	-76,7781	924	1966-2015	789	990
Picota	-6,9489	-76,3389	200	1964-2015	532	635
Pilluana	-6,7786	-76,2806	200	1964-2015	595	642
Pomacochas	-5,8003	-77,9169	2181	1966-1974	799	799
Pongo de Caynarachi	-6,3336	-76,3003	240	1966-2015	1990	2064
Rioja	-6,0467	-77,1669	817	1965-2015	862	864
Rodriguez de Mendoza	-6,3003	-77,4169	2900	1964-1971	1588	1715
San Antonio	-6,4236	-76,4236	578	1965-2015	1106	1155
San Pablo	-6,8131	-76,5761	274	1968-2015	850	867
San Ramon	-5,9489	-76,0847	131	1970-2015	1258	1307
Santa Maria de Nieva	-4,8308	-77,9397	227	2001-2015	3228	3228
Saposa	-6,9150	-76,7794	312	1967-2015	815	848
Sauce	-6,6944	-76,2033	600	1964-2015	1001	1031
Shamboyacu	-7,0003	-76,1669	350	1997-2015	1033	988
Shanusi	-6,0678	-76,2539	147	1967-2015	1267	1468
Shilcayo	-6,5586	-76,0558	250	1984-1991	742	714
Sisa	-6,6169	-76,6836	381	1965-1986	1371	1459
Soritor	-6,1353	-77,0844	890	1965-2015	1813	1835
Tabalosos	-6,4064	-76,6097	341	1967-2015	1327	1325
Tarapoto	-6,5129	-76,3715	249	1999-2015	1371	1329
Tingo de Ponaza	-6,9336	-76,2503	235	1999-2015	1043	987
Yurimaguas	-5,8941	-76,1183	139	1964-1994	2056	2034

L'ensemble des stations s'étend sur une zone très hétérogène d'un point de vue topographique. Il a été montré que le relief a un impact conséquent sur les précipitations (ESPINOZA *et al.*, 2009). La figure 9 montre le taux de précipitations moyens annuels selon 10 stations pluviométriques péruviennes choisies le long d'un profil. Ce dernier correspond à une section NNE-SSW de la région Nord du Pérou, de la côte Pacifique au bassin Amazonien, en traversant la cordillère des Andes. Il est à noter que les précipitations sont bien plus importantes du côté Amazonien, avec 2 500 mm/an pour les stations Shanusi et San Lorenzo, et semblent se bloquer au niveau du piedmont andin. Plus l'altitude est élevée, moins le taux de précipitations est important. Du côté Pacifique, les valeurs sont proches de 0 mm/an. La station de Rioja se trouve au cœur de la vallée du Rio Mayo. Les précipitations moyennes y ont été mesurées à plus de 3 000 mm/an.



Figure 9 - Taux de précipitations moyens annuels en fonction d'un profil altimétrique composé de 10 stations de contrôle pluviométrique, entre San Lorenzo en Amazonie et Casa Grande sur l'Océan Pacifique (d'après GUYOT & LAVADO, 2003)

Un autre module du logiciel Hydraccess a permis de caractériser ces différents comportements par la méthode du vecteur régional. Cette méthode a été développé dans les années 1970 par deux hydrologues de l'IRD : G. HIEZ et Y. BRUNET-MORET, dans le but d'étudier l'homogénéité des précipitations (BRUNET-MORET, 1979), Elle consiste dans un premier temps à construire dans la zone d'étude une station dite fictive intégrant l'information pluviométrique de toute la région. Cela permet donc de pouvoir comparer les stations non plus entre elles mais bien avec cette station fictive. Pour ce faire, on suppose que le réseau de postes d'observations est suffisamment dense pour garantir des données fiables, afin de compenser les erreurs d'observations et de recopie. On suppose également qu'il existe une tendance pluviométrique prédominante dans cette région et que les données utilisées sont indépendantes entre elles. Les données doivent également s'étaler sur plus de 5 ans.

Pour chaque station est calculée une moyenne étendue des précipitations annuelles pour toutes les années d'observations, et pour chacune de ces années est calculé un indice qui informe de la quantité de pluie tombée par rapport à cette moyenne. Cet indice est supérieur à 1 pour une année excédentaire et inférieur à 1 pour une année déficitaire (VAUCHEL, 2004). La moyenne des indices de toutes les stations constitue l'indice régional pour une année, et cette série d'indices annuels s'appelle le vecteur régional. Lors de ce calcul sur le logiciel Hydraccess, cette méthode filtre de manière itérative les valeurs extrêmes s'écartant trop de la moyenne, afin de conserver un vecteur régional homogène. Ces valeurs sont remplacées par des estimations calculées par le vecteur. Malgré cette filtration, certaines valeurs s'écartent trop de la moyenne.

En comparant les stations d'observations avec le résultat du vecteur, ce calcul permet donc la critique des données en présence, mais également après correction, de compléter les lacunes dans les données selon le vecteur régional. Elle permet également d'identifier les périodes pour lesquelles une station s'est comportée différemment de la série d'indice formant le vecteur, et d'identifier soit des erreurs d'observations, soit un comportement atypique dans une zone précise. Il est alors possible de l'exclure ou de le conserver dans ce vecteur. La figure 10 montre un exemple de calcul de vecteur régional avec quelques stations de la vallée de l'Alto Mayo. Les limites inférieur et supérieurs indiquent si le comportement des stations s'écarte de la moyenne régionale.



Figure 10 - Exemple d'utilisation de la méthode du vecteur régional pour quelques stations pluviométriques de la vallée de l'Alto Mayo



Figure 11 - Localisation des stations pluviométriques du SENAMHI utilisées dans le cadre de l'étude

#### 3. Données hydrologiques

#### 3.1. Provenance des données hydrologique utilisées

Les données hydrologiques utilisées dans le cadre de cette étude proviennent en majorité des bases de données déjà existantes chez les organismes de recherche du Pérou (voir Partie 1 - l'IRD Pérou et ses partenaires). La figure 12 montre la répartition des différentes stations hydrologiques utilisées. Les coordonnées et périodes d'observation de chaque station sont listées dans le tableau 2 selon l'organisme observateur.

L'Agence Nationale de l'Eau au Pérou (ANA) possède quelques stations d'observation dans le bassin versant du Rio Mayo, contrôlant l'évolution des débits des rivières les plus importantes de la région (Rio Indoche, Rio Tonchima, Rio Uquihua...). Le Service National de Météorologie et d'Hydrologie du Pérou (SENAMHI) possède également plusieurs stations dans la région, mais seules les données de la station Shanao ont pu être récupérées. Les données de l'ANA et du SENAMHI sont consultables depuis l'année 2001 (ANA, 2010 ; CARRANZA, 2008). La station de Moyobamba, à l'aval des stations précédentes, a été utilisée dans le but de confronter les données obtenues sur le massif de l'Alto Mayo avec des valeurs en aval. Les données récoltées par le Service d'Observation HYBAM sur la station de Chazuta ont également permis de mettre en avant l'impact des stations précédentes et du Rio Mayo sur le Rio Huallaga. Enfin, les stations du projet KARST ont été installées par l'IRD. Les données sont récoltées et le matériel contrôlé à chaque mission de terrain (voir Partie 3 – Le projet KARST). Pour cette étude, les stations hydrologiques utilisées ont été choisies sur la rive droite du Rio Mayo. En effet la partie ouest correspond à la présence du massif calcaire de l'Alto Mayo et de l'ensemble des résurgences et des pertes karstiques.



Figure 12 - Localisation des stations d'observation hydrologiques

#### Olivier GRANDJOUAN, Mémoire Ingénieur UniLaSalle Beauvais – Spécialité Géologie, n°936, 2017

Tableau 2 - Référence, nom, coordonnées, opérateur de mesure, période d'observation et débit moyen (en m<sup>3</sup>/s) pour les 16 stations de références hydrologiques de la zone d'étude. Les lignes grisées correspondent à des cours d'eau issus d'une résurgence

ID	Stations	Rivières	Lat.	Long.	Opérateur	Période d'observation	q moyen (m³/s)
CHA	Chazuta	Rio Huallaga	-6,5756	-76,1278	HYBAM	1999-2015	3097
SHA	Shanao	Rio Mayo	-6,4200	-76,6000	SENAMHI	1973-2017	413
MOY	Moyobamba	Rio Mayo	-6,0700	-76,9200	Fictif	n.a.	n.a.
PYU	Puente Yuracyacu	Rio Alto Mayo	-5,9800	-77,2200	ANA	2001-2014	173
IND	Puente Indoche	Rio Indoche	-6,0474	-77,0424	ANA	2004-2014	15
UQU	El Chorro	Rio Uquihua	-6,0581	-77,1773	ANA	2001-2018	3
TON	Soritor	Rio Tonchima	-6,1402	-77,1252	ANA	2001-2014	51
YUR	La Florida	Rio Yuracyacu	-5,9553	-77,3415	ANA	2001-2016	7
SOR	Palestina	Rio Soritor	-5,9085	-77,3469	ANA	2001-2020	5
NAR	San Luis	Rio Naranjillo	-5,8062	-77,3887	ANA	2001-2015	13
NAJ	El Diamante	Rio Naranjos	-5,7548	-77,5302	ANA	2001-2017	17
RNG	Puente Rio Negro	Rio Rio Negro	-6,0017	-77,2613	ANA	2001-2017	24
TIO	Puent Tioyacu	Rio Tioyacu	-5,9925	-77,2842	ANA	2012-2017	3
SER	Serrano Yacu	Rio SerranoYacu	-5,6813	-77,7190	Projet Barrage	(1996) 2007-2008	19

Pour chacune des stations hydrologiques listées, deux variables principales sont mesurées dans le but de caractériser l'écoulement étudié :

- La cote ou hauteur d'eau noté H mesurée en mètres.
- Le débit du cours d'eau noté q et exprimé en m<sup>3</sup>/s.

Le débit est le seul paramètre caractérisant physiquement le comportement du cours d'eau, mais les mesures ne sont faites que de manière ponctuelle et demandent plus de matériel. La hauteur d'eau n'est représentative que de la section pour laquelle elle est mesurée, mais peut être contrôlée de façon régulière car facilement observable. En mesurant de façon quotidienne les variations du niveau d'eau, il est possible de passer de la courbe des niveaux d'eau en fonction du temps H=f(t) (appelé limnigramme) à celle des débits q=f(t) (appelé hydrogramme) en utilisant une courbe d'étalonnage q=f(H) (voir figure 13). Ces courbes d'étalonnage sont établies et évoluent à partir des mesures de débits effectuées. La régularité et la précision de ces mesures conditionnent la fiabilité de l'utilisation de ces courbes. Avec tous ces éléments, il est possible de déterminer un débit moyen pour le cours d'eau considérés. Les débits ainsi calculés pour les rivières de la zone d'étude sont listés dans le tableau 2.



Figure 13 - Représentation du passage du limnigramme à l'hydrogramme en utilisant la courbe d'étalonnage (modifié d'après ECHO, 2017)

On appelle jaugeage l'ensemble des opérations consistant à calculer le débit d'un cours d'eau. Ces méthodes diffèrent en fonction de l'accessibilité du cours d'eau à mesurer. Plusieurs paramètres rentrent alors en jeu pour utiliser tel ou tel méthode, comme la vitesse de l'eau ou la profondeur.

#### 3.2. Mesure du niveau d'eau au limnimètre

La mesure de la hauteur d'eau s'effectue sur toutes les stations d'observations hydrologiques, en général à l'aide d'un limnimètre ou échelle limnimétrique. Cette règle graduée en bois ou en pierre permet la lecture directe de la cote au centimètre près (Figure 14). La base de l'échelle doit absolument être placée en dessous des plus basses eaux pour éviter les valeurs négatives.



Figure 14 - Installation d'un limnimètre au bord d'un fleuve amazonien (d'après ANA, 2017)

Les niveaux d'eau sont mesurés plusieurs fois dans la journée : 2 fois par jour pour les observateurs de l'ANA, du SENAMHI et de l'HYBAM (ARMIJOS *et al.*, 2013), et 3 fois par jour pour ceux du projet KARST. Certaines stations peuvent être équipées d'un appareil de lecture automatique en continue appelé limnigraphe. Des observateurs locaux sont engagés pour effectuer ses mesures dont il est important de contrôler la précision et la régularité. Les missions de terrains doivent donc être organisées régulièrement dans ce but, en plus de pouvoir effectuer les jaugeages utiles à la réalisation des courbes d'étalonnage.

#### 3.3. Jaugeage au flotteur

Dans certains cas, lorsque la vitesse ou la profondeur est trop élevée, ou trop faible, il est possible d'estimer cette vitesse grâce à la méthode du flotteur. Il s'agit de mesurer le temps de déplacement d'un repère dans le cours d'eau entre un point A et un point B. Ce flotteur peut être naturel (morceau de bois) comme artificiel (flotteur en plastique). Cette méthode lorsqu'elle est répétée, permet de calculer une vitesse de surface approximative. En la multipliant par le coefficient adéquat (habituellement entre 0,4 et 0,9), il est possible d'estimer une vitesse moyenne pour le cours d'eau mesuré. Cette méthode a ses limites de par son imprécision et l'hétérogénéité des sections.

#### 3.4. Jaugeage au moulinet

Cette méthode de jaugeage consiste à effectuer une mesure ponctuelle de la vitesse d'un écoulement, à l'aide d'un moulinet courantomètre à hélice. La section étudiée est divisée en plusieurs verticales, et pour chaque verticale est déterminé un nombre de mesure en fonction de la profondeur, le but étant d'obtenir une grille de points de mesures les plus répartis possibles. En général, le nombre de mesures verticales est défini entre 1 et 5. La vitesse est donc mesurée à chaque point à l'aide d'un moulinet. La vitesse de rotation de l'hélice permet de déterminer une vitesse, en fonction du nombre de rotation par unité de temps.

Le moulinet peut être fixé sur une perche et directement placé par l'opérateur dans l'eau. Cette méthode est utilisée pour des cours d'eau inférieur à 1 m et dont la vitesse n'excède pas 1 m/s (Figure 15). Dans le cas contraire il est possible d'immerger le dispositif à partir d'une passerelle ou d'un bateau. La vitesse moyenne d'écoulement est ensuite calculée à partir de l'intégration de l'ensemble des vitesses mesurées sur la section. Cette méthode est la plus utilisée en hydrologie, car très simple à mettre en place.

Un moulinet électromagnétique peut également être utilisé de la même manière. La vitesse de l'eau est cette fois mesurée à l'aide du champ électromagnétique généré par cet équipement.



Figure 15 - Jaugeage au moulinet électromagnétique pour la résurgence de Aguas Claras

#### 3.5. Jaugeage à l'ADCP

Pour des rivières plus profondes et plus puissantes, il est nécessaire d'utiliser des équipements plus performants et plus précis. L'ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) ou profileur à effet Dopler, est un courantomètre hydro-acoustique qui émet des impulsions ultrasonores dans l'eau afin de générer un profil à partir de la réponse obtenue. Il est composé de plusieurs céramiques piezo-éléctriques qui jouent le rôle d'émetteur et de récepteur d'ondes (LE COZ *et al.,* 2009). Ces ondes sont réfléchies par le fond de la rivière afin d'obtenir la bathymétrie, mais également par les particules en suspension pour estimer la vitesse de l'eau. L'appareil peut être fixé sur un trimaran flottant (Figure 17) ou directement sur un bateau à moteur pour les fleuves les plus puissants. Plusieurs passages (entre 3 et 4 allers-retours) permettent d'obtenir une valeur de débit moyenné correcte.

Les données sont récupérées et traitées via le logiciel Win River II (Teledyne RD Instruments). Le résultat est obtenu sous la forme d'un profil composé de cellules auxquelles sont attribuées des valeurs de vitesse d'eau. Le logiciel s'occupe ensuite de l'intégration des données par rapport à la section pour calculer un débit. Cependant il faut prendre en compte certaines zones mortes qui sont à la limite de la détection de l'ADCP : la zone superficielle (60 à 70 cm de la surface), le fond (environ 40 cm du fond) et les rives de la rivière. Pour calculer un débit précis, il est indispensable d'extrapoler le débit dans ces zones mortes. L'annexe 2 constitue un exemple de profil ADCP généré lors d'une campagne de mesure sur le Rio Negro.

Dans le cas d'un fond mobile, c'est-à-dire quand la base de la rivière n'est pas fixe mais consiste en un flux de sédiment constant, il est d'usage de coupler l'ADCP avec un GPS pour corriger les données (ARMIJOS *et al.*, 2013).

#### 4. Le projet KARST

Le projet KARST est un programme mis en place par l'IRD et ses partenaires (IGP, INGEMMET) visant à étudier le comportement hydrologique des résurgences du massif de l'Alto Mayo, ainsi que dans la région Amazonas (résurgence de Soloco). Quatre résurgences principales ont été mises en avant dans la région de l'Alto Mayo : Palestina, Aguas Claras, Rio Negro et Tioyacu (Figure 12). Le suivi hydrologique a débuté par une première campagne de terrain en mai 2011 avec l'installation d'un enregistreur de niveau d'eau CTD-Diver<sup>®</sup> dans la grotte de Palestina. Ce dispositif, constamment immergé dans la rivière, permet la mesure régulière du niveau, de la température et de la conductivité de l'eau. D'autres équipements similaires ont par la suite été installés à la résurgence d'Aguas Claras (septembre 2014), de Rio Negro (juin 2015) et de Tioyacu (septembre 2016). Le tableau 3 décrit les différentes résurgences étudiées ainsi que les périodes d'observation pour chaque installation. Les données sont récupérées à chaque mission de terrain grâce au logiciel Diver Office<sup>®</sup>. Parallèlement à chaque expédition, un niveau d'eau référence est mesuré à l'aide d'un mètre ruban, ainsi qu'une mesure sur limnimètre. Ce contrôle régulier aide à la compensation des données du CTD en cas d'erreur ou de décalage des mesures.

ID	Résurgence	Lat.	Long.	Fréquence de mesure	Période d'observation	q moyen (m³/s)
PAL	Palestina	-5,9264	-77,3523	15 mn (du 05/11 au 02/14) 30 mn (du 02/14 à aujourd'hui)	Mai 2011 -> Aujourd'hui (Arrêt du 02/15 au 06/15)	1
AGU	Aguas Claras	-5,7185	-77,5611	30 mn	Septembre 2014 -> Aujourd'hui (Appareil volé du 01/16 au 09/16)	8
NRG	Rio Negro	-6,0828	-77,2620	30 mn	Juin 2015 -> Aujourd'hui	24
TIO	Tioyacu	-5,9925	-77,2842	30 mn	Septembre 2016 -> Aujoud'hui	3

Tableau 3 – Stations du projet KARST, coordonnées, fréquence de la sonde CTD-Diver<sup>®</sup> associée, période d'observation et débit moyen mesuré en m<sup>3</sup>/s. Les lignes grisées correspondent à des cours d'eau issus d'une résurgence.

Au total, 15 missions de terrains se sont succédées sur cette zone entre mai 2011 et avril 2017, visant à contrôler le bon fonctionnement des équipements mis en place, et également effectuer de nombreux jaugeages. Différentes méthodes de jaugeage ont été utilisées entre 2011 et aujourd'hui. Les premiers ont été effectués au moulinet courantomètre mécanique à hélice (voir Partie 3.3.4). Plus récemment, un courantomètre électromagnétique Ponsel BFM 801 appartenant à l'INGEMMET a été utilisé. Pour les rivières plus importantes de la vallée du Rio Mayo, des ADCP de 600 Htz sont empruntés à l'IGP ou à l'HYBAM.

L'ensemble des données de niveau d'eau et de débits est importé et géré dans la base de données Hydraccess du Service d'Observation SO HYBAM. Les cotes connues sont converties en débits grâce à des courbes d'étalonnages calibrées depuis les premiers jaugeages effectués (Figure 16). Le logiciel permet alors de calculer les hydrogrammes de chaque station pour la période choisie. Il est alors possible de visualiser les débits mensuels, annuels et journaliers.



Figure 16 - Courbes d'étalonnage des résurgences de Palestina, Rio Negro, Aguas Claras et Tioyacu, établies à partir des jaugeages et des cotes lues aux échelles



Figure 17 - Mesure du Rio Negro par ADCP porté sur trimaran

Le projet consiste également à installer nouvelles stations pluviométriques dans le but de compléter les données de précipitations manquantes, en particulier pour les plus hautes altitudes de la zone. Trois pluviomètres manuels ont été mis en place à Paraiso, Rio Negro et Venceremos, et trois lecteurs automatiques à Vista Alegre, Granada et Pomacocha (Figures 11 et 18). Leur installation étant récentes, les données obtenues n'ont pas été encore suffisantes pour cette étude.



Figure 18 - Installation et paramétrage d'un pluviomètre automatique dans le village de Venceremos

#### Partie 4 - Résultats et discussions

#### 1. Comportement hydrogéologique des résurgences

A partir des données hydrologiques recueillies lors du projet KARST, ainsi que des courbes d'étalonnage générées précédemment, les hydrogrammes des quatre résurgences étudiées (Rio Negro, Palestina, Aguas Claras et Tioyacu) ont pu être créés (Figure 19). Ces variations du débit des cours d'eau pendant l'année sont présentées sous la forme d'une année hydrologique, de septembre à août. Ces données n'ont pas pu être comparées sur une année commune, suite aux lacunes dans les périodes d'observations évoquées dans le tableau 3.



Figure 19 – A) Débits aux résurgences de Rio Negro (2015-2016) et de Palestina (2013-2014) pour une année hydrologique. B) Débits aux résurgences de Aguas Claras (2014-2015) et Tioyacu (2016-2017) pour une année hydrologique

La résurgence de Rio Negro présente les plus forts débits de la zone, avec un débit moyen annuel calculé à 24 m<sup>3</sup>/s, un débit minimum de 18 m<sup>3</sup>/s un débit maximum de 35 m<sup>3</sup>/s. Son évolution est marquée par une période de crue principale d'avril à juin, et à une période de crue secondaire de décembre à février. Cette bimodalité dans les valeurs de débits peut être expliquée par les tendances

pluviométriques régionales. En effet GUYOT & LAVADO (2003) ont montré le caractère bimodal des précipitations dans la région, avec deux maximums de pluies dans l'année et une saison sèche peu marquée.

Les stations hydrologiques andines sont caractérisées par des variations de débits fréquentes et rapides (GUYOT *et al.*, 2007). Ce comportement se reflète pour les résurgences étudiées, exceptés celle de Rio Negro qui varie plus lentement au cours de l'année, comme une station de plaine.

Afin de préciser le comportement de ces résurgences, une autocorrélation des valeurs de débits sur une année a été effectuée pour chaque cas. Les données ont donc été corrélées avec elles-mêmes par décalage des séries de 1 jour, 2 jours etc. Le but de cette méthode est d'estimer le temps pendant lequel la série peut rester déterministe, et donc estimer la réactivité ou la stabilité des variations de débits. Cependant, les valeurs de débits utilisées étant liés directement aux valeurs de précipitations, les variabilités saisonnières de débits ne peuvent être établies que pour une variabilité aléatoire des données pluviométriques. On peut voir sur la figure 20 que la courbe d'autocorrélation de la station pluviométrique de Rioja tend immédiatement vers 0, confirmant le caractère aléatoire de ces données.

Les résurgences de Palestina et de Tioyacu présentent des coefficients qui se décorrèlent dès les premiers jours, à l'image des recharges et décharges rapides des aquifères karstiques selon les fortes variations de précipitations. Cette réactivité est caractéristique des résurgences karstiques. D'autre part les résurgences de Rio Negro et Aguas Claras sont marquées par une décroissance des coefficients d'autocorrélation très lente. MANGIN (1984) présente les systèmes karstiques comme des systèmes à mémoires que peuvent traduire les corrélogrammes. Ces coefficients traduisent l'importance des réserves karstiques et la manière dont elles se déchargent. Palestina et Tioyacu montrent une courbe d'autocorrélation qui tend très rapidement vers 0, et donc un effet mémoire faible traduisant une faible réserve d'eau. Parallèlement, Aguas Claras et Rio Negro présentent un effet mémoire fort et donc un stockage important des eaux pendant les épisodes pluvieux.



Figure 20 - Autocorrélogramme des débits journaliers des résurgences karstiques de Rio Negro, Aguas Claras, Palestina et Tioyacu et de la pluviométrie journalière de la station Rioja, sur 92 jours.

Cette différence peut également donner un indice sur le niveau de karstification des systèmes. Plus le coefficient d'autocorrélation tend rapidement vers 0, plus le degré de karstification sera grand. Au contraire les résurgences de Rio Negro et Aguas Claras peuvent alors présenter un niveau de karstification très faible avec peu de grands conduits de transmission. Malgré leur nature karstique, ces aquifères présentent les mêmes caractéristiques qu'un aquifère poreux. Ces comportements atypiques se retrouvent pour des sources karstiques de Bulgarie (PULIDO-BOSCH *et al.*, 1995).

#### 2. Délimitation des bassins versants topographiques

Les différents bassins versants topographiques générés à partir des stations retenues sont présentés en figure 21. Ces stations sont celles de l'ANA, du SENAMHI et du projet KARST comprises dans la vallée de l'Alto Mayo. Pour chacun des bassins a été calculé un débit spécifique (qs) égal au rapport du débit moyen calculé sur la surface du bassin :

$$qs = q/A$$

Avec q le débit moyen en m<sup>3</sup>/s et A la surface en km<sup>2</sup>.

Les tendances régionales montrent des valeurs de débit spécifique entre 40 et 60 L/s.km<sup>2</sup>. En effet les stations hydrologiques andines de Chazuta et Borja (Figure 11) présentent respectivement des valeurs qs de 49 L/s.km<sup>2</sup> et 40 L/s.km<sup>2</sup> (GUYOT *et al.*, 2007). Ces valeurs se retrouvent également plus loin dans la plaine amazonienne avec les stations de Requena (38 L/s.km<sup>2</sup>) et Lagarto (37 L/s.km<sup>2</sup>) (SANTINI *et al.*, 2014). Les valeurs calculées pour les bassins de Shanao et de Puente Yuracyacu semblent confirmer ces données (Tableau 4).



Figure 21 - Carte des bassins versants topographiques et de leur débit spécifique correspondant aux stations choisies, générés à partir de l'outil hydrologie de ArcGIS

Bassin versant	Surface (km <sup>2</sup> )	q moyen (m <sup>3</sup> /s)	qs (L/s/km²)	Coef. de ruissellement	% Calcaire
Shanao	8493	413	49	1,38	29
Indoche	490	15	31	0,7	17
Uquihua	108	3	31	0,8	35
Tonchima	1157	51	44	1,1	52
Rio Negro	152	24	158	4,8	78
Tioyacu	1	3	2964	98,8	97
Puente Yuracyacu	3135	173	55	1,7	37
Yuracyacu	141	7	50	1,7	78
Soritor	26	5	180	6,4	90
Palestina	1	1	563	19,8	100
Naranjillo	287	13	47	1,7	72
Naranjos	360	17	47	1,6	58
Aguas Claras	10	8	774	24,4	100
Serrano Yacu	48	19	366	10,5	22

Tableau 4 - Surface, débit moyen (en m<sup>3</sup>/s), débit spécifique (en L/s/km<sup>2</sup>), coefficient de ruissellement et pourcentage en calcaire de la surface correspondante pour les bassins versants topographiques. Les lignes grisées correspondent à des cours d'eau issus d'une résurgence.

Les valeurs de débits spécifiques calculées pour les résurgences et les cours d'eau secondaires sont représentées sur la carte selon la couleur des bassins topographiques. Il apparait clairement une incohérence vis-à-vis de certaines valeurs calculées, comparées à celles précédemment citées. Parmi les plus grands bassins versants, ceux des résurgences de Rio Negro et de Soritor présentent respectivement des débits spécifiques de 158 et 180 L/s.km<sup>2</sup>. Les autres bassins issus de résurgences présentent des valeurs bien plus aberrantes : Serranoyacu (366 L/s.km<sup>2</sup>), Aguas Claras (775 L/s .km<sup>2</sup>), Palestina (563 L/s/km<sup>2</sup>) et Tioyacu (2965 L/s.km<sup>2</sup>).

Un coefficient de ruissellement a également été calculé pour chacun des bassins versants topographiques. Cet indice est déterminé en fonction des précipitations moyennes calculées et des débits pour un bassin :

#### *Coef. de ruissellement = q/P*

Avec q la quantité d'eau qui ruisselle et P la moyenne de précipitations annuelles sur le bassin en mm/an. Ce coefficient est défini comme le ratio entre l'écoulement direct et les précipitations tombées sur le bassin en question. Sa valeur varie donc entre 0 et 1 en fonction du climat et de la surface du sol (GOTTSCHALK & WEINGARTNER, 1998), typiquement inférieur à 0,2 en région semiaride et aride, et souvent supérieur à 0,5 pour les régions tropicales humides (PONCE & SHIETTY, 1995). Avec une pluviométrie annuelle de 1200 mm/an dans la zone étudiée, la tendance régionale de coefficient de ruissellement est de 0,6 (GUYOT, 2006).

Les valeurs de coefficient de ruissellement calculées sont trop élevées, variant de 4,8 pour Rio Negro jusqu'à 98,8 pour Tioyacu (Voir Tableau 4). Les valeurs supérieures à 1 sont fausses, évoquant une quantité d'eau à l'exutoire plus importante que la quantité de précipitations tombée sur le bassin versant. Les résultats les plus élevées correspondent aux plus petites surfaces parmi l'ensemble des bassins versants topographiques (entre 1 et 50 km<sup>2</sup>). D'autre part, en superposant ces bassins avec une carte géologique au 1/5000, il est à noter que d'importantes formations calcaires forment le relief en présence. Un pourcentage d'affleurement calcaire pour chacun des bassins a été calculé et présenté dans le tableau 4. Les entités présentant les valeurs de débit spécifique et de coefficient de ruissellement les plus élevées correspondent aux pourcentages d'affleurement calcaire les plus importants : Soritor (90%), Tioyacu (97%), Aguas Claras (100%) et Palestina (100%).

Une première constatation montre que les bassins versants topographiques des résurgences ont une surface bien trop faible comparée à leur débit, tandis que d'autres bassins versants présentent le cas contraire. En effet, pour d'autres bassins versants, les indices calculés sont inférieurs aux tendances

régionales : Indoche (qs = 31 L/s.km<sup>2</sup>) et Uquihua (qs = 31 L/s.km<sup>2</sup>). Un tel déséquilibre entre des différents bassins versants juxtaposés souligne l'incohérence des données sur l'ensemble du bassin du massif de l'Alto Mayo. Deux solutions sont à envisager quant à la correction de ces valeurs. Le déséquilibre entre indices trop faibles et trop élevés peut être résolus par le rééquilibrage des bassins versants, qui diminuera la surface dans un cas et l'augmentera dans l'autre. On suppose alors que les bassins versants des résurgences s'étendent bien au-delà des bassins topographiques précédemment déterminés. Un bassin de plus grande taille verra alors sa moyenne de précipitation annuelle augmenter, et son coefficient de ruissellement tendre vers la normale.

D'un autre côté, les valeurs de pluviométrie utilisées jouent un grand rôle dans le calcul des coefficients de ruissellement. Ces données doivent également être vérifiées et complétées.

#### 3. Résultats pluviométriques et vecteurs régionaux

La comparaison de l'ensemble des données pluviométriques par la méthode du vecteur régional a permis de mettre en avant trois tendances climatiques principales autour de la zone d'étude. La figure 22 représente graphiquement les trois vecteurs principaux déterminés, et la figure 23 montre leur répartition géographique. Les stations contenues dans chaque zone présentent une certaine homogénéité climatique qui se traduit par une même tendance pluviométrique au cours des années. La zone 1 correspond à la zone de plaine amazonienne dont l'altitude ne dépasse pas les 300 m et s'étendant jusqu'au piedmont andin. Les précipitations y sont en moyenne de 1900 mm par mois. La deuxième zone significative se site sur le piedmont andin, à une altitude comprise entre 300 et 1500 m, marquant les premiers reliefs avant la chaine andine. Les nombreuses stations s'y regroupant présentent des similitudes dans l'évolution des précipitations ainsi qu'une diminution de la moyenne mensuelle comparée à la zone 1 (1100 mm/mois). Une troisième zone se détache à l'Ouest de la zone d'étude. Cette vallée isolée se trouve protégée des précipitations venant de la plaine amazonienne par les premiers massifs montagneux en présence. Une quatrième zone hypothétique entre les stations de Chachapoyas, Pomacochas et Rodriguez de Mendoza pourrait être définie, marquée par des précipitations encore plus faibles (980 mm/mois en moyenne) pour une altitude oscillant entre 1500 et 3500 m. Cependant le faible nombre de données pour ces stations ne permet pas de confirmer l'existence d'un vecteur régional indépendant. La carte des vecteurs montre que la région de l'Alto Mayo n'est globalement affectée que par un seul de ces régimes de pluie correspondant au vecteur de la zone 2.

En plus de permettre la délimitation approximative de vecteurs régionaux représentatifs des données de précipitation, cette méthode est surtout utile pour la critique de ces données. Un indice de qualité de la station est calculé par comparaison avec les autres stations du vecteur, sur une échelle de 1 à 10 (voir Annexe 3). Cela permet de s'assurer qu'un vecteur régional est réellement homogène avec les stations qui le composent.

Comme cité précédemment, les valeurs de pluies extrêmes et aberrantes sont filtrées lors du calcul du vecteur régional, et sont remplacées par des estimations plus proches de la tendance régionale. Ces estimations sont également faites pour les années sans valeurs. Il est alors possible d'obtenir des jeux de données pluviométriques complets selon les vecteurs régionaux établis. Cela permet par la suite de recalculer les valeurs moyennes de précipitations par bassin et donc les coefficients des ruissellements correspondants (Voir tableau 1 pour les valeurs de précipitations corrigées).



Figure 22 - Représentation graphique des trois vecteurs régionaux déterminés autour de la zone d'étude



Figure 23 - Carte de délimitation des vecteurs régionaux à partir des données pluviométriques provenant des stations du SENAMHI

A partir de ces corrections et des valeurs d'altitude de chaque station, la figure 24 montre les variations des valeurs de pluviométrie en fonction de l'altitude des stations. Cette représentation confirme la répartition des pluies plus importantes au niveau du piedmont andin (PEPIN *et al.*, 2013).



Figure 24 - Pluviométrie annuelle en mm/an en fonction de l'altitude selon les données des stations pluviométriques du SENAMHI (1964-2016)

#### 4. Délimitation des bassins hydrogéologiques

Les corrections des données pluviométriques ne sont pas suffisantes pour recalculer des valeurs de coefficients de ruissellement correctes. Un rééquilibrage des surfaces des bassins versants est possible de par la présence de nombreuses formations calcaires karstifiées sur l'ensemble de la rive droite de l'Alto Mayo. Ces formations géologiques peuvent mener à un drainage bien plus important des précipitations par la capture des réseaux hydrologiques issus de bassins adjacents. En effet contrairement au bassin versant topographique, le bassin hydrogéologique peut être bien plus étendu (Figure 25). GUYOT *et al.* (1997) expose l'exemple du karst de São Domingos, dans la région de Goiás au Brésil. Les bassins versants topographiques correspondant présentaient un qs anormalement élevé (supérieur à 121 L/s.km<sup>2</sup>, pour une tendance régionale de 51 L/s.km<sup>2</sup>), lié à une sous-estimation de la grandeur des bassins versants. Dans ce cas, les eaux sont drainées bien au-delà des limites du bassin topographique (320 km<sup>2</sup>) avec une surface réellement drainée de 1500 km<sup>2</sup>. De nombreux autres exemples de capture par karst ont été étudiées, notamment la Moselle (GAMEZ *et al.,* 1995), ou le Doubs au profit de la Loue (CHAUVE *et al.,* 1987). Ce même phénomène de capture peut être imaginé pour les résurgences du massif de l'Alto Mayo.



Figure 25 - Différence entre un bassin topographique et un bassin hydrogéologique (D'après ROCHE, 1963)

Afin d'estimer l'étendue réelle des surfaces drainées par les résurgences étudiées, une comparaison avec les cours d'eau aériens (non issus de résurgences) a été établie. La figure 26 représente le débit moyen des cours d'eau en fonction de la surface du bassin versant topographique. La courbe de tendance linéaire a été calculée à partir des valeurs des rivières aériennes, dont les débits spécifiques se rapprochent des tendances régionales : Indoche, Tonchima, Puente Yuracyacu (Débit et surface élevés donc non-visible sur le graphique) représentés par un cercle blanc sur le graphique. Les rivières d'origine karstique (Rio Negro, Serranoyacu...) sont représentées par un cercle sombre, et semblent s'éloigner de la tendance formée par les rivières précédentes. Une projection de ces points sur la courbe de tendance permet d'estimer l'étendue supplémentaire nécessaire à l'obtention de débits spécifiques cohérents. Les triangles rouges représentent les corrections réelles effectuées selon le contexte géologique



Figure 26 - Débit moyen en fonction de la surface des bassins versants générés, du type de cours d'eau (aérien, karstique) et correction effectuée sur la surface de ces bassins selon la courbe de tendance des rivières aériennes.

La figure 27 présente le résultat de la délimitation de ces bassins hydrogéologiques estimés. Parmi les bassins ayant nécessité les plus grandes extensions se trouve le Rio Negro. D'une surface de bassin versant originel de 152 km<sup>2</sup>, la présence d'importants affleurements calcaires dans la zone ainsi que les données structurelles associées ont permis d'estimer une surface de bassin hydrogéologique de 448 km<sup>2</sup>. La nouvelle délimitation a dû être compensée par la réduction du bassin de Tonchima (passé de 1157 km<sup>2</sup> à 1063 km<sup>2</sup>), de Uqihua (de 108 km<sup>2</sup> à 62 km<sup>2</sup>) et de Indoche (de 490 km<sup>2</sup> à 412 km<sup>2</sup>). Les plus petits bassins versants ont parfois dus être multipliés par 10 fois leur taille. Le bassin d'Aguas Claras a vu son bassin hydrogéologique estimé à 107 km<sup>2</sup>. Les plus petits bassins (Tioyacu, Palestina) ont la particularité d'être localisé sur d'importantes formations calcaires couvrant quasiment la totalité de leur surface ainsi que celles des bassins adjacents, ce qui permet des estimations hypothétiques très variées quant à la surface des bassins hydrogéologiques. En effet le système karstique n'étant pas encore étudié en détail, la présence de captures ou de résurgences inconnues est totalement envisageable.



Figure 27 - Carte des bassins hydrogéologiques estimés et de leur débit spécifique, établis à partir des bassins versants et de la géologie

Tableau 5 – Surface des bassins hydrogéologiques,	débit spécifique	(en L/s.km²)	et coefficient de	ruissellement pour	les
bassins hydrogéologiques estimés					

Bassin versant	Surface bassin topographique (km²)	Surface bassin hydrogéologique estimé (km²)	qs (L/s/km²)	Coef. de ruissellement
Indoche	490	412	36	0,8
Uquihua	108	62	55	1,4
Tonchima	1157	1063	48	1,2
Rio Negro	152	448	53	1,6
Tioyacu	1	40	73	2,4
Yuracyacu	141	116	60	2,0
Soritor	26	60	78	2,8
Palestina	1	13	41	1,4
Naranjillo	287	281	48	1,7
Naranjos	360	360	47	1,6
Aguas Claras	10	107	73	2,3
Serrano Yacu	48	307	58	1,6

A partir de l'extension des bassins versants, les valeurs de débit spécifique et de coefficient de ruissellement ont pu être recalculées (tableau 5). Globalement, les modifications ont permis de faire tendre le débit spécifique vers les tendances régionales de 40 à 60 L/s.km<sup>2</sup> (GUYOT *et al.*, 2007). Le débit spécifique du Rio Negro a donc pu être abaissé de 158 à 53 L/s.km<sup>2</sup>. D'autre part la réduction des bassins de Tonchima et Indoche ont également permis d'augmenter leur débit spécifique spectifs à 48 et 36 L/s.km<sup>2</sup>. Cependant les résurgences karstiques les plus problématiques gardent des valeurs trop élevées pour la région, comme le Tioyacu (78 L/s.km<sup>2</sup>) ou Aguas Claras (73 L/s.km<sup>2</sup>). La géologie et la structure n'ont pas permis d'étendre leur bassin versant suffisamment pour pallier à

ces problèmes rémanents. D'autre part les coefficients de ruissellement recalculés sont, à l'exception de l'Indoche, tous faux. Ils sont supérieurs à 1, allant parfois jusqu'à 2.8 dans le cas de Soritor.

#### 5. Conclusion sur le comportement du système karstique de l'Alto Mayo

Compte-tenu des valeurs de débit spécifique et de coefficient de ruissellement recalculées, le comportement du réseau hydrologique de l'Alto Mayo semble dépendre de facteurs morphologiques ou géologiques plus complexes et peu étudiés à ce jour dans cette zone. De plus, la variabilité temporelle des débits des résurgences de Aguas Claras et de Rio Negro souligne un aspect atypique pour des sources karstiques.

Un aquifère karstique se différence d'un aquifère poreux par une présence importante de drains (conduits ouverts, rivières souterraines) permettant un temps de transfert rapide (DELBART, 2013). Cette porosité dite de conduits est la plus importante dans un aquifère karstifié, comparée à la porosité matricielle (ou primaire) liée à la lithologie et en général faible dans les roches carbonatées. La porosité de conduits permet d'atteindre des porosités entre 10<sup>-1</sup> et 10<sup>-6</sup> m/s (KIRALY, 1975).

La variabilité saisonnière des débits de Rio Negro et Aguas Claras montre une réponse très lente des aquifères correspondants, et indique un temps de transfert faible et donc l'absence de conduits importants. Ce comportement se retrouve en général pour des aquifères poreux de type sable ou grés, avec de fortes capacités de stockage. Cependant, les deux résurgences concernées et leur bassin d'alimentation estimé se trouvent au cœur de l'anticlinal de Cerro Blanco, entièrement composé de calcaire sur plus de 200 m de formation en profondeur (Annexe 4).

Dans le cas du Rio Negro, une hypothèse serait le rôle joué par le synclinal de Vista Alegre (Figure 3), qui par son orientation, pourrait drainer et stocker une importante quantité d'eau telle une gouttière. La formation Chambara étant dominante, il est également possible d'estimer qu'un grand nombre de systèmes annexes au drainage, comme des grandes cavités, peuvent stocker d'importante quantité d'eau libérées de manière continue et sans variation importantes jusqu'aux résurgences concernées.

Ces estimations sont purement hypothétiques, compte tenu de la faible quantité de données géologiques disponibles dans cette zone (pendages, épaisseur des couches...). Un travail de terrain reste indispensable pour délimiter précisément un bassin hydrogéologique. Des investigations géophysiques permettraient d'identifier la présence de cavités et de réseaux souterrains importantes. Pour l'instant, les campagnes de prospection et d'exploration spéléologiques permettent de préciser la morphologie du karst, par la découverte régulière de captures ou de résurgences.

Cependant l'extension des bassins a permis de retrouver des débits spécifiques cohérents, ce qui illustre l'existence d'un phénomène de capture important dans cette zone. Le massif calcaire de l'Alto Mayo étant karstifié, il est probable que des réseaux hydrologiques entiers se fassent capturer. Les coefficients de ruissellement recalculés par la suite restent faux. Cet indice est calculé à partir de la surface des bassins drainés, du débit moyen et des précipitations moyennes par bassin. Un suivi hydrologique régulier et précis des rivières karstiques et aériennes doit être mis en place, accompagnés de nombreux jaugeages. D'autre part, les données de précipitations utilisées doivent être vérifiées et complétées. En effet, une sous-estimation des pluies sur l'ensemble de la région semble pouvoir être directement liée aux valeurs hydrologiques anormales des systèmes karstiques.

## Conclusion

En termes de débits, les résurgences karstiques observées dans ce massif présentent des valeurs inégalées sur le continent sud-américain. La résurgence d'Aguas Claras, avec un débit moyen de 8 m<sup>3</sup>/s, supère déjà en puissance les sources karstiques les plus importantes recensées à ce jour sur le continent (Sao Domingos, Goiás, Brésil). La résurgence de Rio Negro, avec un débit moyen de 24 m<sup>3</sup>/s et un débit atteignant les 35 m<sup>3</sup>/s en hautes eaux, se place largement parmi les plus importantes sources karstiques au monde. Cependant, la variabilité saisonnière des débits de Rio Negro et Aguas Claras illustre une tendance atypique. A l'instar d'un aquifère poreux (grès, sable), ces aquifères karstiques semblent fournir un débit constant sur la durée, contrairement au comportement général des karsts qui sont réactifs et au débit variable.

A l'image des réserves en eau de ces aquifères karstiques dont les connaissances sont très limitées, les bassins d'alimentations correspondants sont inconnus. Les délimitations des bassins topographiques générés à partir des données SRTM posent problème vis-à-vis des résurgences karstiques. Les valeurs de débits spécifiques calculés bien supérieur aux tendances régionales (40 – 60 m<sup>3</sup>/s) prouvent l'incohérence entre les surfaces des bassins versants et les débits calculés. La présence de formations carbonatées karstifiées dans la zone de l'Alto Mayo suppose l'existence de nombreuses pertes drainant des aires bien plus étendues. Les bassins versants précédemment délimités ont été extrapolés afin d'estimer les limites hydrogéologiques réelles de drainage des eaux. Ces corrections ont permis de recalculer des valeurs de débits spécifiques plus proche des tendances régionales. Ces estimations sont cependant totalement théoriques, basées sur les faibles données géologiques et structurelles obtenues. De nombreuses autres campagnes de prospection sont nécessaires afin de confirmer ce phénomène de perte, et de préciser les délimitations des bassins d'alimentations des sources karstiques.

Cependant, les coefficients de ruissellement recalculés dépassent largement les valeurs existantes. Ces erreurs ont été attribuées à des valeurs de pluies incorrectes malgré l'utilisation de données corrigées et complétées à partir de la méthode des vecteurs régionaux. Une sous-estimation globale des pluies sur la zone d'étude est donc en cause. Pour pallier à ce problème, le projet KARST inclus la mise en place de nouveaux dispositifs de mesure des pluies pour compléter le réseau du SENAMHI.

Cette étude a permis d'estimer un premier bilan hydrologique de la région de l'Alto Mayo. Les données enregistrées par l'ANA et le SENAMHI dans la région de l'Alto Mayo sont insuffisantes pour définir le caractère hydrologique de ce massif. Le projet KARST est donc indispensable pour estimer les ressources en eau, le comportement des aquifères et des réseaux ainsi que leur vulnérabilité. Afin d'établir un bilan hydrologique précis et correct de la région de l'Alto Mayo, plusieurs points importants restent à développer : l'extension du réseau de stations pluviométriques dans le bassin du rio Mayo, l'augmentation du nombre de jaugeages sur les différents cours d'eau, et une exploration plus complète du réseau karstique en place.

### Références

- Alva-Hurtado, J.E., Meneses, J.F., Chang, L., Lara, J.L., Nishimura, T., 1992. Ground effects caused by the Alto Mayo earthquakes in Peru. Earthquake Engineering, Tenth World Conference, Balkema, Rotterdam.
- Armijos, E., Crave, A., Vauchel, P., Fraizy, P., Santini, W., Moquet, J.S., Arevalo, N., Carranza, J., Guyot, J.L., 2013. Supended sediment dynamics in the Amazon River of Peru. Journal of South Aemerican Earth Sciences, v. 44, p. 75-84.
- ANA, 2010. Boletín técnico Recursos hídricos del Perú en cifras. Ministerio de Agricultura, 104 p.
- ANA, 2017. Pagina web de la Autoridad Nacional del Agua [en ligne]. Date de consultation : 01/07/17. Disponible sur : http://www.ana.gob.pe/
- Baby, P., Dosseto, A., Bigot, J.Y., Calderon, Y., 2016. El carst del Cerro Blanco (Alto Mayo, Perú) : testigo de una tectónica andina hiperactiva. In : 1ro Simposio internacional del Carst en Perú, Tarapoto (Perú). Sept. 2016, Tarapoto, Perou.
- Bigot, J.Y., Guyot, J.L., Fabre, O., 2014. Pérou, Alto Mayo 2013. Spelunca, v. 133, p.9-11.
- Brunet-Moret, Y., 1979. Retour sur l'homogéneisation des pluies annuelles par vecteur regional. ORSTOM hydrologie documentation. 6p.
- Carranza, J.L., 2008. Monitoreo hidrologico de la calidad de agua en la Cuenca amazonica peruana. SENAMHI Ministerio del Ambiente, 24 p.
- Cavalera, T., 2007. Etude du fonctionnement et du bassin d'alimentation de la source sous-marine de Port Miou (Cassis, Bouches-du-Rhône). Approche multicritère. Thèse de doctorat Sciences de l'Environnement : Université de Provence Aix Marseille I. 405 p.
- Chauve, P., Jacquemin. P., Mania, J., 1987. Un exemple d'alimentation induite d'un réservoir karstique par pertes de rivière en pays calcaire. Bulletin de la Société Géologique de France, v. 8, p. 123-129.
- CNRTL, 2012. Site du Centre National de Ressources Textuelles et Lexicales. Date de consultation : 10/07/17. Disponible sur : <u>http://www.cnrtl.fr/</u>
- Delbart, C., 2013. Variabilité spatio-temporelle du fonctionnement d'un aquifère karstique du Dogger : suivis hydrodynamiques et géochimiques multifréquences ; traitement du signal des réponses physiques et géochimiques. Sciences de la Terre. Université Paris Sud - Paris XI. 234 p.
- Dörfliger, N., Crochet, Ph., Guerrin, R., Jozja, N., Mondain, P.H., Muet, P.H., Plagnes V., 2010. Guide méthodologique. Les outils de l'hydrogéologie karstique pour la caractérisation de la structure et du fonctionnement des systèmes karstiques et l'évaluation de leur ressource. BRGM. 210 p.
- DPA Dirección regional de agricultura San Martin- DRASAM, 2016. Diagnóstico de la cadena de valor del cultivo de arroz y maíz. MINAGRI: http://frenteweb.minagri.gob.pe/sisca/?mod=consulta\_cult
- ECHO, 2017. Site du laboratoire d'écohydrologie ECHO [en ligne]. Date de mise à jour : 12/09/17. Disponible sur: <u>http://echo.epfl.ch/.</u>
- Espinoza, J.C., Ronchail, J., Guyot, J.L., Cocheneau, G., Filizola, N., LavadoO, W., De Oliveira, E., Ombosa, R., Vauchel, P., 2009. Spatio-temporal rainfall variability in the amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia and Ecuador). International Journal of Climatology 29, 1574e1594.

- ESRI, 2016. Site de l'Environmental Systems Research Institute [en ligne]. Date de consultation: 01/07/17. Disponible sur: https://www.esri.com.
- Ford, D., Williams, P., 2007. Karst Hydrogeology and Geomorphology. John Wiley & Sons, Ltd., 576 p. ISBN 9780470849965.
- Fournier, M., 2006. Identification des modalités de transport de la vulnérabilité du karst de la craie. Application de nouveaux outils statistiques d'analyses des données au système du Hannetot (Seine-Maritime, France). Thèse d'hydrogéologie karstique : Université de Rouen. 228 p.
- Gamez, P., Wehrei, A., Fizaine, J-P., Scapoli, J., 1995. L'implication du karst dans la capture de la Moselle. Revu Géographique de l'Est, v. 35, p. 297-308.
- GSBM, 2013. Petit compte-rendu non officiel de l'expédition Soloco 2013 devenue Alto Mayo 2013. 9 p.
- Gottshalk, L., Weingartner, R., 1998. Distribution of peak flow derived from a distribution of rainfall volume and runoff coefficient, and a unit hydrograph. Journal of hydrology, v. 208, n°3-4, p.148-162.
- Guyot, J.L., Auler, A., Oga, D., Obstancia, I., Appay. J.L., 1996. Bilan hydro-géochimique. In : Goiás 94 & 95 Expéditions Franco-Brésiliennes Goiás 94 & 95. GPBE-GREGEO-GSBM, Brasilia, p.52-58.
- Guyot, J.L., Filho, L.M., Auler, A., 1997. Régime hydrologique et flux de matières dissoutes du karst de Sao Domingos, Goiás, Brésil, p.271-274.
- Guyot, J.L., Lavado, W., 2003. Caractéristiques climatiques et hydrologiques de la région. Bulletin hors-série du GSBM : Spécial PUCARA'2003, p. 61-65.
- Guyot, J.L., 2006. Hydro-climatologie du massif de Soloco. Bulletin hors-série du GSBM spécial Chachapoyas'2004 & Soloco'2005, p. 86-89.
- Guyot, J.L., Bazan, H., Fraizy P., Ordonez, J.J., Armijos, E., Laraque, A., 2007. Suspended sediment yelds in the Amazon basin of Peru : a first estimation. Water Quality and Sediment Behaviour of the Future: Predictions for the 21st Century. IAHS Publ. 314.
- INGEMMET, 2016. Sistema de Información Geológico y Cadastral Minero. Version 3.0. Date de mise à jour : 15/10/16. Disponible sur : <u>http://geocatmin.ingemmet.gob.pe/geocatmin/index.html</u>
- IRD, 2017a. Site de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) [en ligne]. Date de mise à jour : 11/09/17. Disponible sur : http://www.ird.fr/
- IRD, 2017b. Rapport d'activité 2016. 20 p.
- IRD, 2017c. Site de la representation de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) au Pérou [en ligne]. Date de mise à jour : 11/09/17. Disponible sur : http://www.perou.ird.fr/
- Johson, A., 1976. The climate of Peru, Bolivia and Ecuador. World Survey of Climatology 12, 147e218.
- Kiraly, L.,1975. Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. International Union Geological Sciences, Hydrogeology of karstic terrains, vol. 3. p. 53-67.
- Laraque, A., Ronchail, J., Cochonneau, G., Pombosa, R., Guyot, J.-L., 2007. Heterogeneous distribution of rainfall and discharge regimes in the Ecuadorian Amazon Basin. Journal of Hydrometeorology 8 (6), 1364e1381.
- Larousse, 2016. Dictionnaire de français [En ligne]. Date de consultation: 20/07/2017. Disponible sur: http://www.larousse.fr/dictionnaires/francais

- Le Coz, J., Larrarte, F., Saysset, G., Pierrefeu, G., Brochot, J.F., Marchand, P., 2009. Mesures hydrologiques par profileur `a effet Doppler (aDcp) en France: application aux cours d'eau et aux réseaux urbains. La Houille Blanche Revue internationale de l'eau, EDP Sciences. p. 115-122.
- Mangin A, 1975. Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Mémoire de thèse, Laboratoire souterrain du CNRS de Moulis, Dijon : 124 p.
- Maire, R., 1981. Inventory and general features of PNG karsts. Spelunca, v. 3, p. 7-8.
- Mangin, A., 1984. Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. Journal of Hydrology, v. 67, p. 25-43.
- Michel, R., 1991. Le karst tropical humide. Essai de synthèse. L'exemple du Zaïre. Bulletin de la Société géographique de Liège, v. 27, p.3-22.
- Pepin, E., Guyot, J.L., Armijos, E., Bazan, H., Fraizy, P., Moquet, J.S., Lavado, W., Pombosa, R., Vauchel, P., 2013. Climatic control on eastern Andean denudation rates (Central Cordillera from Ecuador to Bolivia). Journal of South American Earth Sciences, v. 44, p. 85-93.
- Ponce, V.M., Shetty, A. V., 1995. A conceptual model of catchment water balance. II: Application to runoff and baseflow modeling. Journal of hydrology, v. 173, n°1-4,, p. 41-50
- Pulido-Bosch, A., Padlila, A., Dimitrov, D., Machkova, M., 1995. The discharge variability of some karst springs in Bulgaria studied by time series analysis. Hydrological Sciences Journal, v. 40, n°4, p.517-532.
- Renou, F., 2013. Characterization of the hydrological and hydrochemical contribution of the North Andean calcareous massifs to the Andean tributaries of the Amazon River (Marañon and Huallaga rivers) through the study of two karstic resurgences: A comparative study of the hydrology and the hydrochemistry of the resurgences of Palestina and Soloco. Thèse de master EAU : Université de Montpellier 2. 67 p.

Roche, M., 1963. Hydrologie de surface. Paris : Gauthier – Villars Editeur. 431 p.

- Roche, M., Aliaga, A., Campos, J., Pena, J., Cortes, J., Rocha, N.,1990. Hétérogéneité des précipitations sur la cordillère des Andes Boliviennes. In: Lang, H., Musy, A. (Eds.), In Situ Produced Cosmogenic Nuclides and Quantification of Geological Processes. Hydrology in Mountainous Regions, vol. 193. IAHS Publ., pp. 381e388.
- Santini, W., Martinez, J.M., Espinoiza-Villar, R., Cochonneau, G., Vauchel, P., Moquet, J.S., Baby, P., Espinoza, J.C., Lavado, W., Carranza, J., Guyot, J.L., 2014. Sediment Budget in the Ucayali River basin, an Andean tributary of the Amazon River. Sediment Dynamics from the Summit to the Sea. IAHS Publ. 367.
- SO HYBAM, 2017. The Environmental Research Observatory on the Rivers of the Amazon, Orinoco and Congo Basins [en ligne]. Date de consultation: 01/07/17. Disponible sur: http://www.so-hybam.org/index.php/fre
- Treidel, H., 2004. Geomorphologic Features, Soils and Vegetation of the Central Codillera Cahuapanas (Alto Mayo, Peru). Thèse de master en Geo-écologie : Université de Bayreuth, 111 p.
- Trenberth, K., 1997. The Definition of El Niño. Bulletin of the American Meteorological Society
- Tricart, J.L.F., 1985. Quelques aspects du karst en Chine. Karstologia : revue de karstologie et de spéléologie physique, v. 5, n°1, p.53-60.

- Vauchel, P., 2004. Derniers développements du logiciel Hydracces. Actes des Séminaires et ateliers scientifiques du 30e de l'ORSTOM/IRD en Equateur, p. 247-251.
- Yuan, D., 1981. A brief introduction to China's research in karst. Inst. Karst Geol., Min. of Geol., Guillin, 35 p.

# ANNEXES

## Annexe 1 – Débits de certaines des plus importantes résurgences dans le monde

D'après	FORD &	WILLIAMS	(2007)
---------	--------	----------	--------

Décursones		Débit (m³/s)	<b>Bassin d'alimentation</b>	
Resurgence	Moyen	Maximum	Minimum	(km²)
Tobio, Papouasie-Nouvelle-Guinnée	85-115			
Matali, Papouasie-Nouvelle-Guinée	90	>240	20	350
Trebišnjica, Bosnie-Herzégovine	80			1140
Bussento, Italie	>76	117	76	
Dumanli, Turquie*	50		25	2800
Galowe, Papouasie-Nouvelle- Guinée	40			
Ljubljanica, Slovénie	39	132	4,25	1100
Ras-el-Ain, Syrie	39			
Disu, Chine	33	390	4	1050
Stella, Italie	37		23	
Chingshui, Chine	33	390	4	1040
Spring Creek, Floride, USA	33			>1500
Oluk Köprü, Turquie	>30			>1000
Timavo, Italie	30	138	9	>1000
Frió, Mexique	28	515	6	>1000
Ombla, Croatie	27	110	4	800-900
Yedi Miyarlar, Turquie	>25			>1000
Mchishta, Géorgie	25			
Coy, Mexique	24	200	13	>1000
Buna, Bosnie-Herzégovine	24			110
Liulongdong, Chine	24	75	9	900
Kirkgozler, Turquie	24			
Silver, Floride, USA	23	37	15	1900
Rainbow, Floride, USA	22			>1500
Vaucluse, France	21	100	4	1115
Sinjac (Piva), Monténégro	21			500
Bunica, Bosnie-Herzégovine	20			510
Grab-Ruda, Croatie	20			390
Trollosen, Spitzbergen	20			



#### Annexe 2 – Profil de vitesse généré par mesure à l'ADCP sur le Rio Negro

Ce profil correspond à la mesure à l'ADCP sur trimaran effectué sur le Rio Negro (Figure 17). Chaque ligne de couleur correspond à une cellule pour laquelle a été calculé la vitesse de l'eau. Les zones limites de détection de l'ADCP sont visibles : le fond et les rives du cours d'eau. Après calcul par intégration, le débit obtenu est de 28,9 m<sup>3</sup>/s.



Annexe 3 – Vecteurs régionaux de la zone d'étude

Nom station	Nombre d'années de mesure	Moyenne de pluie observée (mm)	Indice de qualité (/10)
Pelejo	30	1374	9
Pongo de Caynarachi	48	2060,5	8,9
Pucallpa	47	1852,9	9,2
San Ramon	39	1297,1	8,6
Shanusi	40	1456,7	8,6
Shucshuyacu	8	1274,1	8
Yurimaguas	29	2066,1	8,7
Borja	14	3475,3	7,6



Nom station	Nombre d'années de	Moyenne de pluie observée	Indice de
NOM Station	mesure	(mm)	qualité (/10)
Alao	40	924,4	9,3
Chazuta	44	831,4	8,7
Cuñumbuque	31	630,3	9,2
El Porvenir	42	682,9	9,3
Juanjui	16	716,2	8,8
Lamas	17	921,1	7,4
La Union	29	633,2	8,2
Picota	33	647,4	9
Pilluana	43	646,6	8,9
Sacanche	29	643,3	9,2
San Antonio	46	1151,3	8,8
San Pablo	45	877,1	8,2
Saposa	47	848,6	8,5
Sauce	47	1032,8	8,1
Shamboyacu	19	1033,5	9,5
Shanao	12	828	9,1
Shilcayo	8	742,3	9,4
Sisa	19	1370,7	6,7
Tabalosos	48	1326,8	8,4
Tarapoto	17	1370,7	9,1
Tingo de Ponaza	17	1043	8,3
Расауzара	36	978,8	9
Jepelacio	42	858,2	7,8
Moyobamba	40	873,8	9,4
Naranjillo	32	814,6	9,1
Rioja	47	865,2	8,9
Soritor	48	1841,9	8,7
Valle la Conquista	5	1248	9,7
Chiriaco	21	2613,7	9,7
Imacita	11	3048,7	8,2



Nom station	Nombre d'années de mesure	Moyenne de pluie observée (mm)	Indice de qualité (/10)
Aramango	19	1859,4	9,6
Chingaza	26	2093	7,8
Bagua Chica	41	678,6	9,3
El Pintor	29	706,6	8,8
Jaen	45	817,2	8,8
Jamalca	45	1092,2	8,2
Magunchal	28	826	9,2
Jazan	18	1006,2	9,3
Leimebemba	24	1140,4	8,6

## Annexe 4 – Carte géologique de la zone de Rioja et de la résurgence de Rio Negro

Carte traduite de l'espagnol d'après INGEMMET (2016)







SYMBOLOGI	E
Contact géologique	Route
Contact géologique supposé	Chemin
Pendage des strates Pendage des strates photo-interprété	Rivière
avec une pente entre 10°-30°	Rivière secondaire
endage des strates photo-interprete avec une pente entre 30°-60°	Rivière secondaire
Axe d'anticinal	Point de cote
Axe de synclinal	# Village
Faille dextre	e vile
Faille senestre	
Faille inverse	× Mine
Faille inverse supposée	Résurgence Rio Negro
Profil de la course séclosione	

SYMBO	LOGIE
Contact géologique	Route
Contact géologique supposé	Chemin
Pendage des strates Pendage des strates photo-interprété	Rivière
avec une pente entre 10°-30°	Rivière secondaire
avec une pente entre 30°-60°	Rivière secondaire
Axe d'anticlinal	Point de cote
Ave de synclinal	II Vilage
Enille deutes	
- House of Contract	E Ville

Ka-di Diorite

EGENDE

Gravier Dépôts

Calcal

Grès q

Groupe Tarma

Kis-ch

Ki-0

bros.es

Jie

Jie

DH

52