

UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA

LA MOLINA

ESCUELA DE POST GRADO

DOCTORADO EN RECURSOS HÍDRICOS



**MAGNITUD, FRECUENCIA Y FACTORES QUE CONTROLAN LOS
FLUJOS SEDIMENTARIOS DESDE LOS ANDES CENTRALES
OCCIDENTALES HACIA EL OCÉANO PACÍFICO PERUANO**

Presentado por:

SERGIO BYRON MORERA JULCA

**TESIS PARA OPTAR EL GRADO DE *DOCTORIS PHILOSOPHIAE*
EN RECURSOS HÍDRICOS**

Lima - Perú

2014

UNIVERSIDAD NACIONAL AGRARIA LA MOLINA
Escuela de Post-Grado
Telf. 614-7800 Anexo 209 Telefax 614-7142
Apartado 12-056 La Molina
LIMA - PERU

ACTA DE SUSTENTACIÓN

Los Miembros del Jurado que suscriben, reunidos para evaluar la sustentación de tesis presentada por el alumno **SERGIO BYRON MORERA JULCA**, denominada: "MAGNITUD, FRECUENCIA Y FACTORES QUE CONTROLAN LOS FLUJOS SEDIMENTARIOS DESDE LOS ANDES CENTRALES OCCIDENTALES HACIA EL OCÉANO PACÍFICO PERUANO", para cumplir con uno de los requisitos para optar el grado académico de *Doctoris Philosophiae* (Ph.D.) en **RECURSOS HÍDRICOS**.

Teniendo en consideración los méritos del referido trabajo así como los conocimientos demostrados por el sustentante, declaramos la tesis como:

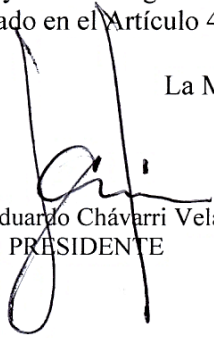
APROBADO

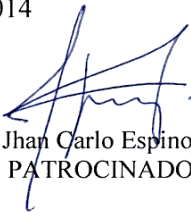
con el calificativo (*) de

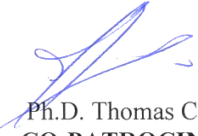
EXCELENTE

En consecuencia, queda en condición de ser considerado APTO por el Consejo Universitario y recibir el grado académico de *Doctoris Philosophiae*, de conformidad con lo estipulado en el Artículo 41° del Reglamento de la Escuela de Post Grado.

La Molina, 10 de abril del 2014

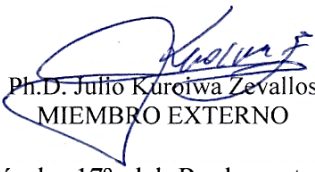

Ph.D. Eduardo Chávarri Velarde
PRESIDENTE


Ph.D. Jhan Carlo Espinoza Villar
PATROCINADOR


Ph.D. Thomas Condom
CO-PATROCINADOR


Ph.D. Eusebio Ingol Blanco
MIEMBRO


Dr. Jesús Abel Mejía Marcacuzco
MIEMBRO


Ph.D. Julio Kuroiwa Zevallos
MIEMBRO EXTERNO

(*) De acuerdo con el Artículo 17° del Reglamento de Tesis, éstas deberán ser calificadas con términos de: EXCELENTE, MUY BUENO, BUENO o REGULAR.

AGRADECIMIENTOS

El conversatorio HYBAM (2009) en Brasil y Colombia sirvió de gran motivación para continuar investigando durante varios años en la vertiente del Pacífico peruano. Por consiguiente, esta tesis tuvo su origen dentro del grupo de investigadores del IRD-HYBAM. Sin embargo, mi doctorado no hubiera sido posible sin la beca otorgada por el Fondo para la innovación, Ciencia y Tecnología (FINCyT). Además, a esta ardua labor se unió la UNALM, SENAMHI y el IGP-proyecto Manglares, las cuales sirvieron de marco para el desarrollo de mi tesis. Debo también agradecer al CONCYTEC por haber financiado mi participación en diferentes congresos científicos nacionales e internacionales.

Después del marco institucional, iniciaré por agradecer a Jean Loup Guyot quien inicio los primeros registros sobre el transporte de sedimentos fluvial en la vertiente del Pacífico (HYBAM), de luego fueron seguidas por ingenieros del SENAMHI, así como Philippe Vauchel, Francis Sondag, Pascal Fraizy, Eliza y otros. Además, mi profundo agradecimiento a todos los colegas de los proyectos especiales, quienes proporcionaron la información para realizar este trabajo Jaime Otiniano, Grover Otero, Francisco Salinas, Carlos Gálvez y Manuel Collas.

La primera etapa de mi doctorado (2010) la realicé con un gran hidrólogo francés Philippe Vauchel, quien me encamino en la manipulación de su BB (Hydraccess). A mis dos asesores de tesis por su confianza y la calidad de su supervisión científica. Thomas Condom mi asesor “clandestino”, gracias por ayudarme a combinar mi formación científica con una atlética, llena de aventuras y buenos tiempos en la Cordillera Blanca. A Jhan Carlo Espinoza por ser mi asesor “adoptivo”, quien siguió la tesis hasta su culminación. Finalmente, a Alain Crave por su basto expertise científico que ayudo a publicar parte de los resultados de la presente tesis.

Otro agradecimiento especial a Jean Loup Guyot; quien nos acoge en el renombrado grupo de investigadores del IRD, además, por ser el promotor de un grupo joven de investigación en la “Casita Verde”. A los colegas del IGP, Ken, Kobi, Susi por el espacio brindado, durante la etapa final de mi tesis. Finalmente agradezco a los miembros de mi jurado por sus críticas, que mejoraron la redacción del presente texto. Haaa mercie Marie Savean pour la correction du résumé en français.

Epilogo:

Mi familia ha sido el pilar fundamental, por eso gracias María por tu amor de madre. A mi padre por ser el niño de la casa, a Kelly por ser una hermana consentidora. Al apoyo incondicional de mis amig@s y a Andrea, Matilde,..., etc. quienes me brindaron toda su dedicación en su debido momento.

RESUMEN

En el Perú el desarrollo de la hidro-sedimentología en comparación con otras ramas de la hidrología ha sido limitada. El principal reto en el transporte de sedimentos está vinculado a los registros y a la disponibilidad de estos: i) Debido a la falta de registros y dispersión. ii) Es concerniente a la consistencia de la información. Como resultado, en la actualidad es poco conocido la relación entre la ubicación de las cuencas de montaña, precipitación, escorrentía, geomorfología, uso del suelo, influencia de la actividad antrópica, la influencia de El Niño y la dinámica del transporte de sedimentos. Este estudio contribuye con la disponibilidad de una nueva base de sedimentos para el periodo de 1948 a 2012. Este grupo de datos contiene registros continuos de los niveles del río, aforos periódicos, registros de turbidez y un muestreo horario del material en suspensión (MES). Al final, toda la base de datos fue criticada y tratada bajo una metodología consistente.

Se evaluó la incertidumbre durante la estimación anual y mensual de los flujos de sedimentos en cuatro cuencas de montañas (1757–10411 km²). La base de datos fue descompuesta en una base de datos numérica con el fin de simular nuevas series de muestreo a diferentes frecuencias. La estrategia de muestreo para estas cuencas alto andinas puede variar entre 6 a 12 días (muestreo moderado), la cual produciría una subestimación del ~20% durante una estimación anual. Sin embargo, la estimación de los flujos sólidos mensuales, y durante la época de lluvias (diciembre-mayo) se requiere un intervalo de muestreo que va de uno a cinco días (muestreo intenso) este incluiría a un error de $\pm 40\%$. No obstante, para el periodo de estiaje (junio-setiembre) puede ser realizado una vez al mes, este incluirá un error del $\pm 45\%$ y representa menos del 2% de la estimación de la SY a una escala anual. Finalmente, los resultados muestran que las frecuencias de muestreo antes mencionados deben reducirse a la mitad de tiempo (muestreo de intenso a automático) cuando se monitorea eventos extremos (durante lluvias) en el cual el error anual asciende a 300%.

La calidad del agua en la cuenca del río Santa, ubicada al norte del Perú, tiene como principal problema la elevada carga del MES. Con el fin de caracterizar los flujos sólidos en cuencas de montaña, se evaluó la eficiencia del sensor óptico de turbidez como alternativa de monitoreo instantáneo del MES. El MES y los caudales son monitoreados en tres estaciones por el proyecto especial Chavimochic desde 1999. La toma de muestras del MES tiene una frecuencia de 12 a 48 horas. Antes de filtrar cada muestra, se toman

lecturas de la turbidez en unidades nefelométricas de turbidez (NTU). Se calibró la relación $MES = f(NTU)$ para las estaciones en estudio, y se calculó las relaciones entre MES y NTU, que presentan uno o dos quiebres, cuyos coeficientes de correlación (r^2) varían entre 0.03 a 0.87. A partir del MES estimado se calcularon los flujos sólidos; la comparación de estos con los observados a nivel diario muestran un error relativo absoluto de 15% y el test de eficiencia de Nash-Sutcliffe da valores de 0.95 a 0.97. Otros cálculos a escala de tiempo mensual o anual brindan resultados mucho más óptimos. En este sentido, se afirma que la eficiencia del muestreo del MES a partir de lecturas de NTU se atribuye a la alta turbulencia de estos ríos de montaña. Sin embargo, consideramos que establecer una ecuación en función a la granulometría de las muestras ayudará a estimar con mayor precisión el MES. Finalmente, el uso de sensores ópticos de turbidez automatizadas (sondas) presentan un alto potencial para el monitoreo del MES instantáneo, para cuencas de montañas andinas.

Se caracterizó y cuantificó la magnitud y la frecuencia de los flujos de sedimentos en 20 cuencas ($638-16949 \text{ km}^2$) en la vertiente del Pacífico. El análisis estadístico de las series diarias y subdiarias muestran una fuerte gradiente latitudinal y longitudinal. Los rangos de escorrentía van de 2.4 a $25.5 \text{ l.km}^2.\text{s}^{-1}$; mientras que los rangos del caudal sólido específico son más amplios de 9 a $2000 \text{ t.km}^2.\text{año}^{-1}$. Los resultados muestran una alta variación temporal de los flujos de sedimentos en el cual el MES responde inmediatamente a la escorrentía durante las descargas pico. Un análisis anual entre la escorrentía y los caudales específicos sólidos (SSY) muestran un rango de correlación $0 < r < 0.9$ ($p < 0.05$) a lo largo de la vertiente del Pacífico. La variación temporal y espacial de los flujos sólidos en el Perú se incrementan dramáticamente durante eventos extremos (ej.; el mega El Niño 1982-83 y 1997-98). Además, los caudales específicos sólidos se incrementan de 10 a 30 veces el promedio histórico anual. Finalmente, los factores que controlan la producción de sedimentos (SY) no son completamente entendidos para cuencas de la vertiente del Pacífico. Futuros estudios se ocuparan de dicho tópico.

Se identificó el principal factor que controla la SY y su importancia. El área de estudio comprende las cuencas de los ríos Tablachaca ($3,132 \text{ km}^2$) y Santa ($6,815 \text{ km}^2$), dos cuencas andinas, geográficamente vecinas. Ambas estadísticamente similares respecto a las precipitaciones y caudales diarios. No obstante, muestran un gran contraste en la SY. Con el fin de investigar cuales factores controlan la SY, se trabajó con los caudales

instantáneos, datos horarios del material en suspensión (MES), topografía (SRTM 90 x90m), uso del suelo (Landsat 7), precipitaciones (SRTM, 3B43-7V) y litología para toda la cuenca del río Santa. Los resultados muestran que el SSY en la cuenca del río Tablachaca es una de las más elevadas a escala continental, para cuencas que escurren al lado Pacífico. Por otro lado, a partir de una serie histórica de 54 años de monitoreo, no se observó una relación entre los caudales y El Niño Oscilación del Sur (ENOS). Sin embargo, se observó que la cuenca del río Santa fue altamente sensible durante los mega El Niño (e.j.; 1982-1983, 1997-98). Finalmente, la micro-minería dispersa por toda la cuenca, así como la minería a grande escala ambas ligadas a una litología específica fueron identificadas como los factores que controlan las elevadas carga de SSY. Estas observaciones hacen de la vertiente del Pacífico (Perú) zonas claves para el estudio del SSY, visto que estas se asemejan a laboratorios naturales sometidos bajo condiciones extremas.

ABSTRACT

Hydro-sedimentology development in comparison to other hydrology issues has been limited in Peru. The main challenge is related to the record and its availability. First, because the record gaps and its dispersion. Second, it is concerned with the reliability of the information. As a result, little is known about the relationship between mountain catchment location, precipitation, runoff, geomorphology, land use, anthropogenic influence, the El Niño influence and the sediment transport dynamics at the present. A new national hydro-sedimentology dataset (1948-2012) is available from continuous levels flow records (limnigraph), periodic gauging discharge, turbidity records and hourly suspended sediment concentrations (SSC) samples. In the end, the whole dataset was criticized and treated under a consistent methodology.

Uncertainty during monthly and annual sediment flows estimation were characterized at four catchment mountains (1757-10411 km²). The database was broken down into a numerical base to simulate several sampling frequencies. Observed and simulated data were compared; results show high temporal variability in these Andean watersheds. Sediment yield (SY) sampling frequency varies from 6 to 12 days, underestimating ~ 20% annually. However, suspended sediment yield (SY) estimation at monthly scale during the rainy season (Dec. to May) require sampling from 1 to 5 days involving $\pm 40\%$ of error. During dry season (Jun. to Sep.), the sampling could be done one time per month to involve $\pm 45\%$, but, this lead less than 2 % in an annual balance. Finally, results show that the sampling frequency values mentioned above should be reduced to half, for exceptional events (rainy season) where the annual error estimate is around 300%.

The Santa River watershed is situated in the north of Peru. The strong SSC is the main problem in the water quality in the Santa river watershed. In order to characterise the solid flows at high frequency in mountains watershed, the efficiency of the optical turbidity sensor was evaluated. Since 1999 the Chavimochic project evaluated the SSC and water discharge at three stations. The sampling frequency is about 12 to 48 hours. Before filtering the SSC of each sample, readings of nephelometric turbidity units (NTU) are taken. The $SSC=f(NTU)$ was calibrated according to the study stations, the relationships between SSC and NTU have two to three trends; whose correlation coefficients (r^2) range from 0.03 to 0.87. Sediment flux was computed from the SSC estimated, comparisons against the daily observed and estimated sediment flux show an absolute relative error of

15 % and the test of Nash- Sutcliffe efficiency gives values of 0.95 to 0.97. Estimations at monthly or annual scale provide better results, accuracy is attributed to the strong turbulence characteristic of these mountains rives. However, establishing an equation depending on the grain size in the samples will improve estimation of the SSC. Finally, the use of automated optical turbidity sensors (sondes) shows high potential to monitoring instantaneous SSC at Andean mountain basins.

Magnitude and frequency of the sediment flows was quantified and characterized in twenty catchments (638-16949 km²) along the Pacific watershed (Peru). Statistical analysis of daily and sub-daily time series show a strong latitudinal and longitudinal runoff gradient ranges from 2.4 to 25.5 l.km².s⁻¹ and large specific SSY ranges from 9 to 2 000 t.km².year⁻¹. Results also show that there is a high sediment flux temporal variation, where Suspended Sediment Concentration (SSC) response immediately to runoff during water discharge peaks. Annual analysis between runoff and SSY shows a correlation ranging from $0 < r < 0.9$ ($p < 0.05$) along the Pacific. Space and temporal SSF variability in Peru are dramatically increased during extreme events (mega El Niño 1982-83 and 1997-98). Sediment flows increase from 10 to 30 times the historical annual average. Finally, factors which control SSY are not fully, so further study on this topic will be undertaken in the future.

Quantify and understand the SSY in a sensitive mountain catchment is a challenge; nevertheless, identify the main factors which control erosion and their relevance is even more. The Tablachaca (3132 km²) and the Santa (6815 km²) are two mountains rivers basin geographically adjacent. Those showed similar statistical daily rainfall and discharge variability, however, large differences in specific suspended-sediment yield (SSY). Instantaneous water discharge, hourly MES, topography (SRTM 90 x90m), land use (Landsat 7), precipitation (SRTM , 3B43 -7V) and lithology were recognized for the entire Santa River basin in order to investigate which factors control the SY. Results show that the SSY of the Tablachaca river basin is one of the highest at continental-scale. On the other hand, relationship between SY and the El Niño Southern Oscillation (ENSO) was not observed; nonetheless, during the mega El Niño (e.g.; 1982-1983, 1997-98) the Santa River basin was highly sensitive. Finally, mining activity in specific lithologies was identified as the major factor that controls the high SSY of the Tablachaca (2204 t km² yr⁻¹), which is four times greater than the Santa's SSY. These results show

that the analysis of control factors of regional SSY at the Andes scale should be done carefully. Indeed, spatial data at kilometric scale and also daily water discharge and SSC time series are needed to define the main erosion factors along the entire Andean range.

RÉSUMÉ

Au Pérou, le développement de l'hydro-sédimentologie est limité par rapport à d'autres branches de l'hydrologie. Les principaux défis dans le transport des sédiments sont liés aux mesures et à leurs disponibilités : absence et dispersion des données, et le manque de cohérence de l'information. Par conséquent, actuellement, on a peu de connaissance sur la relation entre la localisation des bassins versants de montagne, les précipitations, le ruissellement, la géomorphologie, occupation des terres, l'influence anthropique, l'influence d'El Niño et la dynamique du transport des sédiments. Cette étude met à disposition une nouvelle base de données sédimentaire pour la période 1948-2012. Cette base de données contient des enregistrements continus de hauteur d'eau, des jaugeages périodiques, des enregistrements de la turbidité et des échantillonnages de matières en suspension (MES). Enfin, l'ensemble des données a été critiqué et traité selon une méthodologie cohérente.

L'incertitude des flux sédimentaires ont été évaluée à partir des estimations annuelles et mensuelles des flux de sédiments dans quatre bassins versants de montagne (1757 à 10411 km²). La base de données a été décomposée en une base numérique afin de simuler plusieurs fréquences d'échantillonnage. Les données observées et simulées ont été comparées : les résultats montrent une forte variabilité temporelle dans ces bassins versants des Andes. La stratégie d'échantillonnage pour ces bassins versants des hautes Andes peut varier de 6 à 12 jours (échantillonnage modéré), ce qui entraîne une sous-estimation de ~20% pour une estimation annuelle. Toutefois, l'estimation mensuelle des flux solides pendant la saison des pluies (décembre à mai) requiert un échantillonnage de 1 à 5 jours (échantillonnage intensif), pour obtenir $\pm 40\%$ de l'erreur. Pendant la saison sèche (juin à septembre), l'échantillonnage peut être fait une fois, soit une erreur de $\pm 45\%$ qui représente moins de 2% dans un bilan annuel. Enfin, les résultats montrent que les valeurs de fréquence d'échantillonnage mentionnées ci-dessus peuvent être réduites de moitié (échantillonnage intense auto) pendant les événements exceptionnels (saison des pluies) où l'erreur annuelle est estimée à environ 300%.

Le bassin-versant du Santa est situé dans le nord du Pérou. Le principal problème de la qualité de l'eau de cette rivière est sa forte concentration en MES. Depuis 1999, le projet Chavimochic consiste à évaluer la concentration en MES et les débits. La fréquence d'échantillonnage varie de 12 à 48 heures. Afin de caractériser les flux sédimentaires dans

les bassins versants de montagnes, l'efficacité du capteur de turbidité optique a été évaluée. Avant de filtrer les MES de chaque échantillon, les lectures de turbidité en Unité de Turbidité Néphélométrique (NTU) sont réalisées. La courbe des MES=f (NTU) a été calibrée en fonction des stations étudiées. Les relations entre les MES et la NTU présentent une à deux ruptures avec des coefficients de corrélation (r^2) variant de 0,03 à 0,87. Les flux sédimentaires ont été calculés par rapport à l'estimation des MES : la comparaison entre les données observées et estimées montrent une erreur relative absolue de 15% et le test de l'efficacité Nash-Sutcliffe donne des valeurs comprises entre 0,95 et 0,97. Les estimations à l'échelle mensuelle ou annuelle donnent de meilleurs résultats, la précision est attribuée à la forte turbulence, caractéristique de ces rivières de montagne. Toutefois, l'établissement d'une équation en fonction de la taille des grains des échantillons permettrait d'améliorer l'estimation de la concentration en MES. Enfin, l'utilisation de capteurs optiques de turbidité automatisés (Sondes) montre un fort potentiel pour le suivi de la concentration instantanée du MES dans les bassins de montagne.

L'ampleur et la fréquence des flux de sédiments ont été quantifiées et caractérisées pour vingt bassins versants (638-16949 km²) sur le bassin versant du Pacifique (Pérou). L'analyse statistique des séries journalières et infra-journalières montrent un fort gradient de ruissellement latitudinal et longitudinal qui varie de 2,4 à 25,5 l.km².s⁻¹ et des gammes de flux solides spécifiques beaucoup plus importantes : de 9 à 2000 t.km².an⁻¹. Les résultats montrent également une forte variation temporelle du flux sédimentaire : les MES répondent vite aux ruissellements pics d'évacuation. Une analyse annuelle entre le ruissellement et les flux solides spécifiques montre un intervalle de corrélation compris entre 0 et 0,9 ($p < 0,05$). Les variations temporelles et spatiales des flux solides augmentent considérablement durant les événements extrêmes (méga El Niño 1982-1983 et 1997-1998). Durant ces événements les flux solides sont 10 à 30 fois supérieurs à la moyenne annuelle historique. Enfin, les facteurs qui contrôlent les flux solides ne sont pas encore entièrement compris pour les bassins de la côte du Pacifique. Des études plus approfondies sur ce sujet seront entreprises à l'avenir.

Quantifier et comprendre les flux sédimentaires dans un bassin versant de montagne hautement sensible est un défi. Identifier les principaux facteurs qui contrôlent l'érosion et leur pertinence l'est encore plus. Tablachaca (3132 km²) et Santa (6815 km²) sont deux bassins-versants géographiquement proches. Ceux-ci ont des statistiques de

précipitations et de débits journaliers similaires. Cependant, leurs flux solides spécifiques sont très différents. Afin d'étudier les facteurs qui contrôlent le flux solide, les débits, les échantillonnages horaires de MES, la topographie (SRTM 90 x90m), l'occupation des terres (Landsat 7), les précipitations (TRMM, 3B43 -7V) et la lithologie ont été utilisées pour l'ensemble du bassin versant Santa. Les résultats montrent d'une part, que les flux sédimentaires du bassin versant Tablachaca sont parmi les plus élevés de la côte Pacifique. D'autre part, il n'existe pas de relation entre les flux sédimentaires et El Niño Southern Oscillation (ENSO). Toutefois, il a été observé que le bassin du fleuve Santa est très sensible au méga El Niño (1982-1983, 1997-1998). Enfin, l'activité minière réalisée dans des lithologies spécifiques a été identifiée comme le principal facteur qui contrôle le flux sédimentaire élevé du Tablachaca ($2204 \text{ t.km}^2.\text{an}^{-1}$). Ces résultats montrent que l'analyse des facteurs de contrôle de SSY régionale à l'échelle des Andes doit être faite avec soin. En effet, les données spatiales d'échelle kilométrique, les débits journalières et les séries chronologiques de MES sont nécessaires pour définir les principaux facteurs d'érosion sur toute la cordillère des Andes.

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS	4
RESUMEN	5
ABSTRACT	8
RÉSUMÉ	11
ÍNDICE	14
LISTA DE FIGURAS	18
LISTA DE TABLAS	21
1. INTRODUCCIÓN	22
1.1 Motivación para estudiar el transporte de sedimentos fluvial en los Andes centrales occidentales	26
1.2 Interés Regional / Local	27
1.3 Interés científico	28
1.4 OBJETIVOS	28
Objetivo general	28
Objetivos específicos	29
1.5 Estructura de la tesis	29
2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	31
2.1 Presentación geográfica	31
2.2 El efecto del clima	33
2.3 El efecto de la hidrología	35
2.4 El efecto de forma y escala de la cuenca	36
2.5 El efecto del uso del suelo y la actividad antrópica	40
2.6 El efecto de la litología	41
2.7 El efecto de la topografía	42
2.7.1 Gradiente este-oeste	43
3. DISPONIBILIDAD DE UNA BASE DE DATOS DE SEDIMENTOS FLUVIALES	45
a. Datos del observatorio HYBAM	45
b. Datos de los Proyectos especiales	46
3.1 Selección del área de estudio en los diferentes temas investigados	46
3.1.1 Inventario de la base de datos hidro-sedimentológica	47

3.2	Metodología para el registro y procesamiento de la base de datos	49
3.3	Hidro-sedimentometría en la zona de estudio	50
3.3.1	Procedimiento para la obtención de caudales líquidos	50
a.	Niveles	50
b.	Características de las estaciones de aforo	51
c.	Turbidez	55
3.3.2	Muestreos discretos del material en suspensión (MES)	55
a.	Método de laboratorio	57
b.	Filtrado en el laboratorio	57
3.4	Comportamiento de los flujos de sedimentos en ríos de montaña	57
3.4.1	Estrategia de monitoreo	58
3.5	Estimación de los flujos sólidos	58
3.6	Análisis de la curva de descarga sólida “Rating curve”	61
3.7	Procesamiento de los datos hidro-sedimentológicos en HYDRACCESS	61
b.	Cotas	62
c.	Material en suspensión (MES)	62
4.	INCERTIDUMBRE DURANTE LA ESTIMACIÓN DEL SEDIMENTO EN SUSPENSIÓN EN RÍOS DE MONTAÑA	63
4.1	Introducción	63
4.1.1	Área de estudio	65
4.2	Datos y métodos	66
4.2.1	Niveles y material en suspensión (MES)	66
4.2.2	Metodología	67
4.2.3	Estimación de los flujos sólidos	68
a.	Estimación del caudal sólido observado y simulado	68
4.3	Resultados	68
4.3.1	Estimación de la incertidumbre para los flujos anuales	68
a.	Error relativo	68
b.	Raíz cuadrada del error medio (RMSE)	70
4.3.2	Estimación de la incertidumbre a partir de un balance mensual del SSL	71
a.	Error relativo mensual	71
b.	Prueba CUSUM mensual	72
4.3.3	Incertidumbre durante eventos extremos	73

4.4	Discusión	74
4.4.1	Variabilidad de la incertidumbre durante la estimación anual del SSL	74
4.4.2	Incertidumbre durante la estimación mensual de los SSL	75
4.4.3	Estrategia de muestreo de sedimentos a partir de datos horarios	76
5.	MONITOREO INSTANTÁNEO Y CONTINUO DEL MES PARA REDUCIR LA INCERTIDUMBRE	77
5.1	Introducción	77
5.1.1	Configuración y área de estudio	78
5.2	Fuente de los datos y métodos	79
5.2.1	Datos	79
5.2.2	Métodos	80
a.	Análisis de los datos	80
b.	Selección del periodo de análisis	81
c.	Análisis de eficiencia	82
d.	Análisis de las curvas de MES en función del NTU	83
e.	Análisis de los caudales líquidos y la turbidez	85
5.3	Resultados y discusiones	86
5.3.1	Estimación del MES a partir de NTU	86
a.	Estacionalidad del error durante la estimación del MES	88
5.3.2	Estimación del caudal sólido en suspensión (SSL)	89
a.	Estimación del SSL diario	90
b.	Estimación del caudal mensual	91
c.	Estimación del caudal sólido en suspensión anual	92
6.	TASAS DE EROSIÓN ACTUAL A LO LARGO DE LOS ANDES OCCIDENTALES CENTRALES	94
6.1	Introducción	94
6.2	Área de estudio datos y métodos	95
6.3	Resultados y discusiones	97
6.3.1	Variabilidad espacio-temporal del clima	97
a.	Variabilidad estacional de las precipitaciones caudales, líquidos y material en suspensión	98
6.3.2	Curva de gasto sólido	100
6.3.3	Variabilidad temporal de los caudales sólidos	103

a.	Variabilidad interanual de los flujos sólidos y la esorrentía	104
b.	Análisis de los flujos sólidos a una alta frecuencia temporal	105
6.3.4	Contribución de la cadena de montañas andinas a las tasas de erosión mundial	107
6.3.5	Contribución de eventos extremos El Niño a la erosión	110
7.	FACTORES QUE CONTROLAN LA PRODUCCIÓN DE SEDIMENTOS EN LOS ANDES OCCIDENTALES	114
7.1	Introducción	114
7.2	Área de estudio datos y métodos	118
7.2.1	Descripción geográfica de las cuencas del río Santa y Tablachaca	118
7.2.2	Datos	120
7.2.3	Parámetros litológicos	121
7.2.4	Parámetros del uso del suelo y actividad minera	123
7.2.5	Pendiente y parámetros geomorfológicos	126
7.2.6	Clima y precipitación	127
7.3	Resultados	129
7.3.1	Información hidro-sedimentológica	129
7.3.2	Variabilidad de la precipitación, caudales y material en suspensión	131
7.3.3	Campañas de monitoreo	134
7.3.4	Análisis de la Litología, pendientes y uso del suelo	136
7.3.5	Monitoreo del material en suspensión	139
7.4	Discusión	139
7.4.1	La dinámica de la carga de fondo y el sedimento en suspensión	139
7.4.2	Factores que controlan MES	140
7.4.3	Caudal específico sólido y la esorrentía en los Andes	142
8.	CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS	147
8.1	Conclusiones	147
8.2	Perspectivas	151
9.	REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	154
	ANEXO I	172
	Glosario	172
	ANEXO II	176
	Costo de los análisis efectuados	176

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Relación entre la velocidad del flujo y granulometría del sedimento en dilución, suspensión y fondo para determinar el contexto de la erosión y sedimentación en una corriente. Se observa claramente que a mayor velocidad del flujo se tiende a transportar sedimentos de mayor diámetro. Este parámetro en una estación de piedemonte proporcionará flujos sólidos altamente homogéneos. Traducida de (Hjulstrom, 1935).	23
Figura 2. Estimación de los flujos de sedimentos a escala mundial después de 1945. (Kuenen, 1950; Lopatin, 1952; Gilluly, 1955; Fournier, 1960; Schumn, 1963; Mackenzie y Garrels, 1966; Holeman, 1968; Jansen y Painter, 1974; Goldberg, 1976; Milliman y Meade, 1983; Walling y Webb, 1987; Ludwig y Probst, 1996; Stallard, 1998; Syvitski, 2003; Syvitski <i>et al.</i> , 2005). Espacios vacíos en el eje “x” son años sin publicaciones científicas. La serie histórica muestra una tendencia a la reducción de la producción de sedimentos a nivel global. La cifra enorme de caudales sólidos para el año 1960 podría tratarse de una sobrestimación debido al método de estimación y/o a la contribución de grandes sequías y huracanes a nivel mundial.	24
Figura 3. Tasas de erosión y su variación de 0 a 2000 años atrás. Las tasas de erosión en montañas tectónicamente activas en el pasado tuvieron un rango de $0.35 \pm 0.1 \text{ mm.año}^{-1}$ y en regiones tectónicamente inactivas van de $0.01 \pm 0.01 \text{ mm.año}^{-1}$ (Herman <i>et al.</i> , 2013). ¿Qué sucede con las tasas actuales de erosión para los Andes centrales?	26
Figura 4. En el mapa de América del Sur se delimita en rojo la zona en estudio. Topografía del área en estudio, a partir de un DEM cuya resolución es 90x90m (SRTM, 2000), y ubicación de las cuencas en estudio. Línea punteada en oscuro delimita la vertiente del Pacífico. Los códigos distribuidos en orden acendente de norte a sur delimitan las cuencas estudiadas, acorde con las Tabla 2 y Tabla 3.	32
Figura 5. Strecker <i>et al.</i> , (2007) muestran la topografía y la precipitación. Línea marcada (gruesa) representa la media. La sombra alrededor de la línea (azul y naranja) representa el mínimo y máximo. Notar la diferencia asimétrica en los diferentes flancos de los Andes y el gradiente de norte a sur. La precipitación anual decrece de norte a sur de los -8 a -17° en los Andes centrales occidentales.	35
Figura 6. Hipsometría de todas las cuencas en estudio (altitud vs área relativa). Las curvas hipsométricas fueron generadas a partir del SRTM, 2000; el cual es un DEM cuya resolución de malla es 90m x 90m. El fondo plomo cuencas que se ubican entre los 7° y 18° de latitud sur. El fondo blanco y azul en el gráfico agrupa a las cuencas ubicadas en el norte del Perú (Piura y Tumbes).	37
Figura 7. Metodología para estimar y caracterizar la producción de sedimentos fluvial en suspensión, aplicada a cuencas de montañas andinas.	49
Figura 8. Batimetría de la sección transversal de cada estación en monitoreo. Para medir la sección se emplea una serie de verticales las cuales serán empleadas para tomar las lecturas de la velocidad de la corriente.	52
Figura 9. Muestra la integración de la gradiente de velocidades; que varía según la vertical y profundidad en la vertical. Además, muestra los diferentes parámetros que intervienen en el incremento de la escorrentía (E) evaporación, (A) área a monitorear, (P) Precipitación, (Qr) permeabilidad. Parámetros hidráulicos intervienen en la (v) velocidad del flujo, (A) área de la sección, (P) perímetro, (a) materias en suspensión, (h) tirante, (r_p) sedimento de fondo, (s) pendiente del río, (Qt) escorrentía, (Qa) infiltración.	53
Figura 10. Método de medición de velocidades del flujo líquido en la sección de aforo. Correntómetro suspendido desde el carro huaro. (w) es el ancho entre verticales. (S) es la profundidad. (L) la longitud entre el cable y el nivel del agua.	54
Figura 11. Aforos históricos de la estación El Tigre (1971-2012). Familias de curvas de gasto líquido para la obtención de los caudales líquidos instantáneos a partir de aforos y cotas tomados por el limnógrafo y/o limnómetro. Se observa un gran rango de variación de los caudales en función a las cotas, lo cual indica una sección muy variante.	55
Figura 12. Mapa topográfico de la zona de estudio y ubicación de las cuencas en estudio. Las estaciones de escorrentía están representadas por los triángulos oscuros.	65
Figura 13. Serie hidrológica de los caudales instantáneos y el material en suspensión. a) Estación Yonan, b) Estación Tablachaca, c) Estación Condorcerro y d) Estación Sambalay a diferente escala.	67

Figura 14. Ploteo de cajas, que considera la distribución estadística de las incertidumbres durante la estimación del flujo de sedimentos anual; expresadas como error relativo durante el ciclo hidrológico (2004-2011), apartir de datos simulados a un paso de tiempo horario, diario, etc. Las líneas rojas horizontales representan el promedio en la serie de datos; las cruces en rojo representan eventos atípicos; los extremos de las líneas punteadas representan el 5 y 95 percentil. Las cajas representan los datos a un 25 y 75 percentil.	70
Figura 15. Ploteo de cajas, que considera la distribución estadística de las incertidumbres; expresadas como error absoluto durante el ciclo hidrológico (2004-2011), Los puntos oscuros representan el promedio en la serie de datos. Los círculos en azul representan eventos atípicos. los extremos de las líneas continuas representan el 5 y 95 percentil. Las cajas representan los datos a un 25 y 75 percentil.	71
Figura 16. Ploteo de las series mensuales observadas y simuladas de los caudales sólidos específicos ($t.km^2.month^{-1}$) para las estaciones Yonan, Tablachaca, Condorcerro y Sambalay para el periodo de evaluación 2004-2011.	72
Figura 17. Series históricas de los caudales líquidos periodo 1948-2012 para las estaciones en estudio. Los años en barras oscuras fueron catalogados como fuertes eventos El Niño.	73
Figura 18. Frecuencia de muestreo mínima para obtener estimaciones anuales confiables de los flujos sólidos en suspensión. El área en blanco permite estimaciones con alto grado de precisión ($\pm 20\%$ error). El área en plomo indica intervalo de muestreo potencialmente en riesgo, en donde estimaciones a un 75 y 25 cuartil van a producir un ($\pm 20\%$ error). Figura adaptada de Duvert <i>et al.</i> , (2011)	75
Figura 19. Ubicación del laboratorio y las estaciones hidro-sedimentológicas Chavimochic. Topografía a partir de un DEM cuya resolución es de 90x90 m.	79
Figura 20. Log-Log de la correlación entre el MES y NTU para las estaciones de a) Condorcerro, b) Tablachaca y c) Santa; sobre el periodo 2007-2012. La tendencia central (línea negra) fue originada a partir del 5 y 95 percentil, líneas superiores e inferiores (rojo) representan los intervalos de predicción (IP) al 90 y 10%.	84
Figura 21. Granulometría del sedimento en suspensión para la estación Tablachaca (a) y la estación Santa (b) para el año 2002. Línea en rojo muestra el volumen del caudal líquido transportado durante un año para el periodo 2002-2012.	85
Figura 22. Dinámica de los rangos de turbidez en base a los caudales líquidos. a) Condorcerro, b) Tablachaca y c) Santa sobre el periodo 2007-2012. Se resalta la alta estacionalidad de los sedimentos en épocas de avenidas. Los colores están basados en los quiebres de la curva del gasto sólido Figura 20.	86
Figura 23. Material sólido en suspensión (MES) observado y calculado a partir de lecturas de NTU. a) Condorcerro, b) Tablachaca y c) Santa para el periodo 2007-2012. Estimaciones a un 5 y 95 percentil en color oscuro.	88
Figura 24. Análisis estadístico mediante el error relativo entre el MES observado y el MES generado a partir de la Turbidez. Línea negra es la media móvil a un intervalo de 10 (a.- Condorcerro), 15 (b.- Tablachaca) y 8 (c.- Santa) días, sobre el periodo 2007-2012. Línea azul representa los caudales.	89
Figura 25. a, b y c. Línea roja representa el caudal sólido a partir del MES observada, línea azul punteada son los caudales sólidos estimados a partir de las lecturas de NTU. Líneas negras son estimaciones del MES a un intervalo del 5 y 95 percentil.	90
Figura 26. (a) Santa, (b) Tablachaca y (c) Condorcerro muestran las series histórica del SSL mensual para las estaciones en estudio. Cálculo directo proviene del MES observado (Figura 2 a, b y c). Tendencia superior de la relación MES y NTU (Figura 2 a, b y c) calculado al 10 %. La tendencia inferior de la relación MES y NTU (Figura 2 a, b y c) calculado al 90%. Estimado en $f(NTU)$ la tendencia central de la relación MES y NTU (Figura 2 a, b y c).	92
Figura 27. Caudales sólidos específicos en suspensión diarios a partir de lecturas de NTU para las estaciones de Condorcerro, Santa y Tablachaca 2007-2012. La línea en azul es el caudal sólido observado a partir mediciones instantáneas del MES y los caudales. La línea roja punteada es el estimado a partir de mediciones de turbidez a partir de las muestras de MES.	93
Figura 28. Variación espacial de la transferencia de los flujos sólidos desde los Andes hacia el piedemonte o a la vertiente del Pacífico, Atlántico y Caribe. Los círculos en rojo están en proporción al caudal sólido específico; el centroide da la ubicación de la estación donde se monitorea la cuenca de montaña (Morera <i>et al.</i> , 2013a). El signo de interrogación indica la ausencia del conocimiento de la dinámica de los sedimentos a lo largo de los Andes occidentales centrales.	96

Figura 29. Precipitación mensual promedio a partir de datos TRMM 3B42-7V diarios a una resolución espacial de 0.25° periodo 1998-2012, representadas por las barras en rojo. La línea azul representa la evolución de las lluvias acumuladas a nivel mensual. Para la región centro-norte del Perú (código 1-17) de observan los mayores índices de precipitación. En el sur del Perú (código 20) se observa escasas precipitaciones con una marcada estacionalidad; región altamente vulnerable a las sequías. Los códigos a la izquierda superior en cada gráfico, están acorde con los códigos de la Figura 4 y Tabla 2	98
Figura 30. Fuerte estacionalidad del material en suspensión (MES, mg/l) acorde con las precipitaciones y caudales líquidos para las estaciones hidro-sedimentológicas. Los códigos a la izquierda superior en cada gráfico, están acorde con los códigos de la Figura 4 y Tabla 2.	100
Figura 31. Correlación potencial log-log entre los registros históricos del caudal sólido instantáneo (t/d) y el caudal líquido instantáneo (m^3/s), el eje de las “X” y “Y” tienen la misma escala para cada estación. Línea oscura muestra la curva de descarga sólida con mayor ajuste, en base a los coeficientes de relación. Líneas punteadas superior e inferior muestran la curva de descarga en un intervalo de confianza al 10 y 90 por ciento.	103
Figura 32. Análisis estadístico inter-anual entre la producción de sedimentos (SY) y las descargas ($m^3.s^{-1}$) anuales. El tamaño de los círculos está en relación al grado de correlación entre SY y los caudales, calculados bajo un grado de significancia al 0.05. Los círculos en azul se muestran como correlaciones no significativas.	105
Figura 33. a) Fuerte gradiente espacial latitudinal de la escorrentía en los Andes centrales occidentales. b) Variabilidad espacial los flujos sólidos a lo largo de la costa del Perú, no guarda una relación espacio temporal con la escorrentía.	108
Figura 34. Distribución espacial de la producción de sedimentos en la zona de estudio a partir de monitoreos puntuales en la cuenca del río Tablachaca y cuenca media y alta del río Santa (Morera, 2010).	110
Figura 35. Tasas de erosión durante eventos mega El Niño para el año 1997-1998. La barra en negro indica las tasas de erosión promedio históricas. La barra en rojo indica la magnitud del transporte de sedimentos durante El Niño de 1997-1998. El tamaño de la barra en rojo indica entre 30 a 10 veces la magnitud durante años normales.	113
Figura 36. El contraste de sombras representa la elevación del mínimo (oscuro) al máximo (claro) en la cuenca del río Santa y Tablachaca en los Andes centrales occidentales a partir del SRTM, 2002. Los triángulos representan la ubicación de las estaciones de precipitación en la cuenca. Los círculos muestran la ubicación de las estaciones hidro-sedimentológicas en la cuenca.	119
Figura 37. Mapa simplificado en 6 tipos de litología de la subcuenca Tablachaca y Santa. Detalles en la Tabla 11. El tamaño de los conos representan la cantidad de concentración observadas (MES, $g.L^{-1}$) durante las campañas de monitoreo en la época de lluvias (Febrero-marzo 2009), mayores detalles en la Tabla 12.	123
Figura 38. Intensa actividad minera a gran escala en la cuenca alta del río Santa (imagen superior-izquierda). Minero artesanal lavando oro a orillas del río Tablachaca durante la época de estiaje (imagen inferior-izquierda). Distribución de las concesiones mineras a lo largo de la cuenca del río Santa (imagen central). Fuerte contraste de la carga de sedimentos en suspensión durante la época de estiaje entre el río Tablachaca a la izquierda y el río Conchucos a la derecha (imagen superior-derecha). Reservorio natural producto de un deslizamiento de un afluente del río Tablachaca, dicho afluente se caracteriza por la predominancia de la formación Chimú (imagen inferior-derecha).	125
Figura 39. Boxplots de la precipitación media mensual para el periodo 1998-2012 (líneas rojas dentro de las cajitas) el “+” muestra eventos atípicos y los extremos de las líneas punteadas delimitan el 5 y 95 percentil. La línea horizontal que cruza toda la gráfica muestra en promedio mensual histórico. Los gráficos en la columna de la izquierda muestran las precipitaciones observadas para las estaciones Yungay y Cabana que monitorean la cuenca Santa y Tablachaca respectivamente. Los gráficos en la columna de la derecha son datos TRMM (3B43-7V) promedios de la cuenca, a una resolución de 0.25°. Para capturar la variabilidad espacial se estimó la precipitación media para dos regiones una mayor y menor a 3800 msnm (líneas continuas con marcas en círculos y cuadrados).	129
Figura 40. Data histórica observada del Material en suspensión (MES, barras plomas en el inferior de las ejes de la Y), caudales ($m^3.s^{-1}$) y precipitación ($mm.mes^{-1}$) en la parte superior del gráfico. a) la estación Tablachaca presenta datos promedios en el orden de 3.43 $g.L^{-1}$ de MES, 28 $m^3.s^{-1}$ en caudales y 808.2 $mm.año^{-1}$ de precipitación. b) la estación presenta datos promedios en el orden	

de 0. 65 g.L ⁻¹ de MES, 105.4 m ³ .s ⁻¹ en caudales y 810.2 mm. año ⁻¹ de precipitación. La líneas en rojo muestran los días de monitoreo del MES en la serie histórica mayor detalle Tabla 12.	131
Figura 41. Gráficos estadísticos de probabilidad en función de la densidad normalizada para las subcuencas del río Santa y Tablachaca basados en la precipitación (a), caudales (b) y el materia en suspensión (c).	132
Figura 42. Gráfico log-log del material en suspensión (MES, mg L ⁻¹) y su correspondiente caudal líquido específico (m ³ .km ⁻² .s ⁻¹) para la estación Santa y Tablachaca. La línea punteada y sólida muestran la tendencia de la curva de gasto sólido con mayor ajuste para la cuenca del río Tablachaca y Santa. Las barras representan la variación mensual.	134
Figura 43. Histograma a partir de la distribución del porcentaje normalizado de las pendientes generado a partir de un DEM cuya resolución es de 90m para las cuencas del río Santa y Tablachaca.	136
Figura 44. Distribución de la pendiente en función del uso del suelo en las cuencas en estudio (Santa y Tablachaca). Para la gráfica final los valores en las barras indican el área en km ² por cada uso del suelo.	137
Figura 45. Distribución de las pendientes en función de la litología para la cuenca del río Santa y Tablachaca. En la gráfica final los valores en las barras representan el área en km ² para cada formación.	138
Figura 46. Relación entre el caudal sólido específico (SSY) y la escorrentía a lo largo de los Andes (mayor detalle Tabla 13). Círculos en plomo muestran las cifras para la cuenca del río Santa (34), subcuenca Tablachac (33) y subcuenca santa (32).	144
Figura 47. Elevadas tasas de sedimentos del norte, centro y sur de los Andes. El tamaño del círculo está en proporción a la tasa de sedimento transportada. El número en el mapa corresponde con la Tabla 13. En asterisco (*) se señalan las cuencas en estudio.	146

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Resumen de los parámetros morfométricos computacionales basados en formulas y relaciones.	39
Tabla 2. Principales características físicas de las cuencas en estudio y estaciones de monitoreo, a partir del SRTM (DEM, 90x90m).	40
Tabla 3. Inventario de la base de datos y frecuencia de recolección así como el detalle de las estaciones de monitoreo. Código de las estaciones acorde con la Tabla 2.	48
Tabla 4. Métodos empleados para estimar el caudal sólido en la zona de estudio.	60
Tabla 5. Principales características de las cuencas en estudio.	66
Tabla 6. Inventario de datos de turbidez en el laboratorio Chavimochic.	80
Tabla 7. Resumen estadístico de los datos históricos para la estación Condorcerro, Tablachaca y Santa.	81
Tabla 8. Parámetros físicos de las cuencas monitoreadas.	87
Tabla 9. Resumen de las evaluaciones estadísticas del MES generadas a partir del NTU; expresadas en Error Relativo Absoluto.	91
Tabla 10. Análisis de las curvas de gasto sólido, según los índices de las ecuaciones potenciales.	102
Tabla 11. Tipología de la litología en las cuencas en estudio.	122
Tabla 12. Sitios de muestreo durante la época de lluvias 2009 (febrero-marzo) en toda la cuenca del río Santa y Tablachaca.	135
Tabla 13. Resumen de las rangos de producción de sedimentos más elevados, que son transportados desde la cumbre de los Andes aguas abajo. Este estudio contribuye con los puntos 32, 33 y 34 en la figura 12 .La cuenca del río Santa (34) y la subcuenca de del río Santa (32) como Tablachaca (33).	143
Tabla 14. Costo global de los análisis y trabajo de campo durante el desarrollo de la tesis.	176

CAPÍTULO I

1. INTRODUCCIÓN

Las corrientes son conductos para el transporte del material a través de los continentes hacia los océanos, además, se vinculan con la salud humana y económica (Aufdenkampe *et al.*, 2011). Los ríos y otros sistemas de aguas continentales representan distintos ecosistemas, agentes geomorfológicos, sitios de depósito y transformación biogeoquímica. Estas alteran el hábitat acuática (geomorfología y biología) (Meehan, 1991; Wass y Leeks, 1999). El sedimento es el mayor medio de transporte de contaminantes, y las tasas y cantidades controlan la permanencia y vida de: los reservorios, canales, drenes, puertos y otras mejoras de estructuras río abajo (Lane *et al.*, 1997).

El transporte de sedimentos por una corriente de agua en una sección dada está compuesto por dos modelos: i) El transporte de fondo o arrastre reagrupa masas de sedimentos, esencialmente de fracciones gruesas (arena, grava, guijarros y cantos rodados) transportados en la parte inferior; mediante saltos, deslizándose o rodándose (Figura 1). ii) El transporte en suspensión que se efectúa en la columna de agua producto de un equilibrio entre los puntos de agitación o turbulencia. Su heterogeneidad puede crear una distribución diferente del material en suspensión, tanto en profundidad como lateralmente en la corriente de agua (Graf y Altinakar, 2000; Villaret y Machet, 2002; Hicks y Gomez, 2003). El presente documento tesis tiene como principal motivo entender la dinámica del sedimento en suspensión.

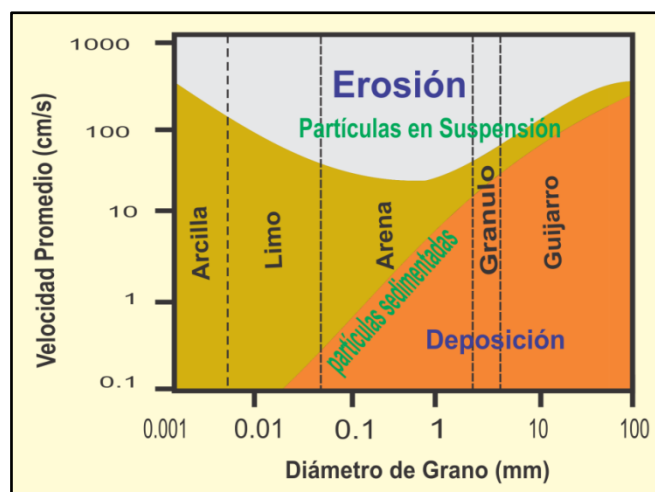


Figura 1. Relación entre la velocidad del flujo y granulometría del sedimento en dilución, suspensión y fondo para determinar el contexto de la erosión y sedimentación en una corriente. Se observa claramente que a mayor velocidad del flujo se tiende a transportar sedimentos de mayor diámetro. Este parámetro en una estación de piedemonte proporcionará flujos sólidos altamente homogéneos. Traducida de (Hjulstrom, 1935).

La medida de la amplitud de la erosión, transporte y deposición refleja las características de la cuenca, su historia, desarrollo, uso y manejo (Lane *et al.*, 1997). La cuantificación de los flujos sedimentarios a nivel continental es necesaria dado que este es un indicador del nivel de erosión en la cuenca y de la sensibilidad de los sistemas frente al cambio climático y antrópico (Dang, 2011). Los ríos son los responsables del abastecimiento de agua y del transporte de sedimentos desde las cabeceras de las cuencas hacia el mar. Anualmente transfieren $37288 \pm 662 \text{ km}^3$ de agua (Dai *et al.*, 2009), y transportan 12.6 Gt.año^{-1} de material sólido (Syvitski *et al.*, 2005). A nivel mundial el rango de variación anual es muy amplio, variando entre 8 Gt.año^{-1} (Mackenzie y Garrels, 1966) y 51 Gt.año^{-1} (Fournier, 1960) en el cual el amplio rango de valores se debe al método de cálculo utilizado (Figura 2). Martin, (2012) adjunta que la estimación de los recursos hídricos a nivel global es aún insatisfactoria, puesto que el grado de incertidumbre es fuertemente dependiente a la frecuencia de muestreo. Bowen *et al.*, (1998) agregan que una amenaza importante a la productividad agrícola en las laderas andinas a largo plazo es la erosión del suelo. Es así que las cifras proporcionadas ignoran la dinámica espacio-temporal en zonas de montaña (Andes), las cuales carecen de información (Condom *et al.*, 2011; Scheel *et al.*, 2011). Puesto que su configuración es muy particular con fuertes

gradientes altitudinales, alta variabilidad de precipitaciones, diferentes usos del suelo e incluso diferentes actividades del hombre andino. En este sentido, la concentración de sedimentos en suspensión varía dramáticamente con cambios en las descargas. Por ello cuantificar los flujos transportados por los ríos a lo largo de la cadena de montañas más grande del planeta, es todo un reto.

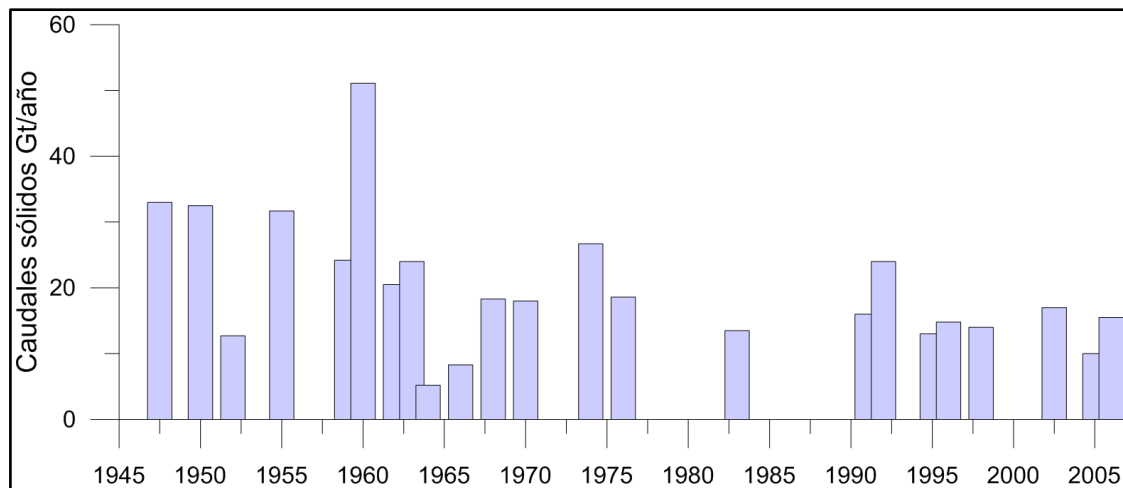


Figura 2. Estimación de los flujos de sedimentos a escala mundial después de 1945. (Kuenen, 1950; Lopatin, 1952; Gilluly, 1955; Fournier, 1960; Schumn, 1963; Mackenzie y Garrels, 1966; Holeman, 1968; Jansen y Painter, 1974; Goldberg, 1976; Milliman y Meade, 1983; Walling y Webb, 1987; Ludwig y Probst, 1996; Stallard, 1998; Syvitski, 2003; Syvitski *et al.*, 2005). Espacios vacíos en el eje “x” son años sin publicaciones científicas. La serie histórica muestra una tendencia a la reducción de la producción de sedimentos a nivel global. La cifra enorme de caudales sólidos para el año 1960 podría tratarse de una sobrestimación debido al método de estimación y/o a la contribución de grandes sequías y huracanes a nivel mundial.

La cuantificación de la transferencia de sedimentos desde las cabeceras de cuenca hacia las áreas costeras y/o mar refleja la denudación de los continentes y contribuye a nuevos depósitos ambientales (Gregor, 1970; Wold y Hay, 1990; Harrison, 1994; Harrison, 2000; Walling y Fang, 2003; Gupta, 2007). Más aún la cuantificación local, regional y global de la producción de sedimentos es fundamental para:

- Entender los procesos físicos como la evolución del paisaje y la formación de nuevas zonas en la costa ([Walling y Webb, 1983](#)).
- Modelos cuantitativos sobre la evolución del paisaje ([Ahnert, 1987](#)).
- Evaluar el rol de los sistemas como vías potenciales de contaminantes desde las laderas hacia la costa y el mar ([Meybeck, 2003](#)).
- Establecer los ciclos biogeoquímicos globales, para el modelado hidro-sedimentológico ([Meybeck, 1994](#); [Ludwig et al., 1996](#)).

La erosión y la transferencia de las materias son controlados por factores naturales (e.j.; geología, clima, relieve) y pueden ser modificados significativamente por presiones antrópicas (e.j.; [Fournier, 1960](#)). La historia térmica (0-2000 años atrás) de miles de rocas confirma que la era Glaciar aceleró las tasas de erosión en la superficie terrestre ([Figura 3](#)), en el cual el clima a diferencia de la actividad tectónica cambió en forma sincronizada a una escala global ([Egholm, 2013](#)). Sin embargo, durante los últimos 50 años más que en cualquier otro periodo de la historia humana, el uso humano del suelo ha transformado más rápidamente y extensamente los ecosistemas, como consecuencia de la creciente demanda de los recursos naturales ([Watson y Zakri, 2003](#)). A este escenario se agrega el cambio climático, el cual se manifiesta a nivel global por el incremento en la media, el mínimo y máximo de las temperaturas y las tormentas intensas serían más evidentes en muchas regiones ([Huggel et al., 2012](#)). Dichos eventos podrían afectar la dinámica de los sedimentos en diferentes cuencas del mundo.

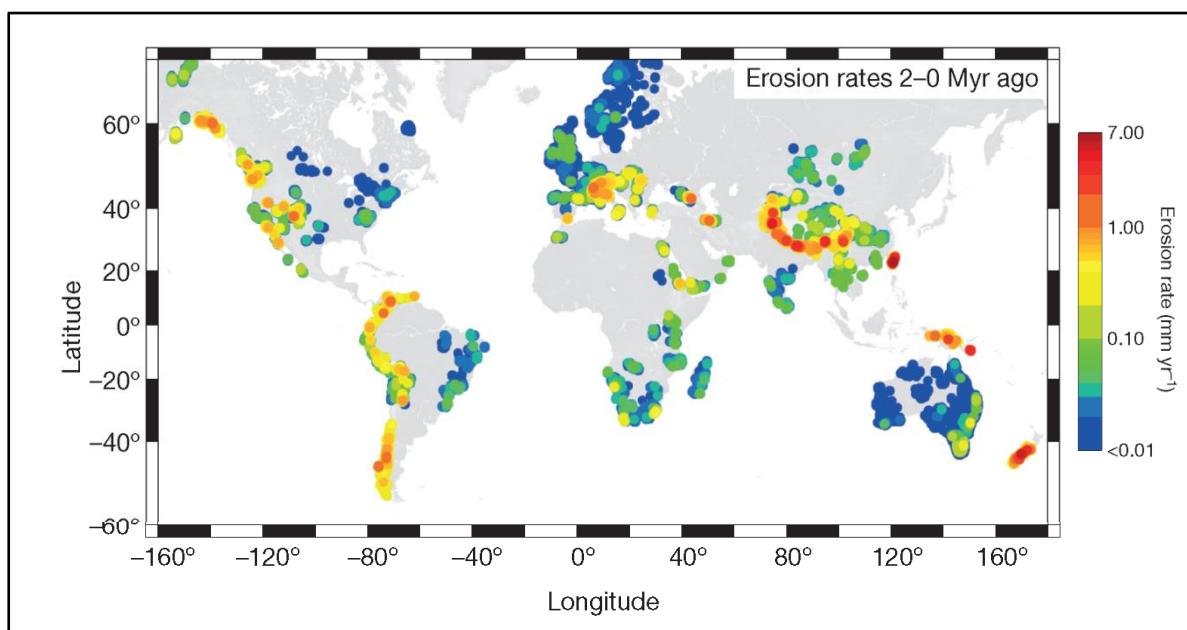


Figura 3. Tasas de erosión y su variación de 0 a 2000 años atrás. Las tasas de erosión en montañas tectónicamente activas en el pasado tuvieron un rango de $0.35 \pm 0.1 \text{ mm.año}^{-1}$ y en regiones tectónicamente inactivas van de $0.01 \pm 0.01 \text{ mm.año}^{-1}$ (Herman *et al.*, 2013). ¿Qué sucede con las tasas actuales de erosión para los Andes centrales?

1.1 Motivación para estudiar el transporte de sedimentos fluvial en los Andes centrales occidentales

En América del sur, la mayor producción de sedimentos viene de los Andes (Gibbs, 1967; Gupta, 2007; Guyot *et al.*, 2007; Meade, 2007; Laraque *et al.*, 2009) y su morfología ejerce un control de primer orden en las variaciones climáticas a una escala de hemisferio (Montgomery *et al.*, 2001). Los procesos de retroalimentación entre geomorfología, petrología y geodinámica juegan un rol significativo en el control de la variabilidad de la geomorfología en los Andes (Pelletier *et al.*, 2010). Es así que la naturaleza multifacética de los Andes influye en la hidrología, biogeoquímica y ecología de los sistemas fluviales (McClain y Maimain, 2008).

En cuencas de montaña la mayoría de los sedimentos es transportado desde pequeñas masas de suelo hacia el piedemonte (Meybeck, 2003). Recientes investigaciones corroboraron la importancia del aporte de las cuencas de montaña en el balance anual global del transporte de sedimentos fluvial (e.j. Farnsworth y Milliman, 2003). Bajo este escenario las fuertes pendientes y la naturaleza facilitan el origen de pulsos de sedimentos

altamente randomizados (Cui *et al.*, 2003). A ello se agrega la actividad antrópica que muchas veces modifica dicha señal (Morera *et al.*, 2013a). Es así, que la variabilidad de los flujos sólidos y el rol de los diferentes factores que van a controlar o modificar la señal de sedimentos a lo largo de los Andes son muy difíciles de evaluar. El mayor porcentaje de incertidumbre se origina de la escala espacio-temporal de monitoreo, el caso más frecuente son las cortas series de tiempo no representativas para observar la dinámica de la producción de sedimentos (Meybeck, 2003; Syvitski *et al.*, 2005; Gabet, 2007). No siendo suficiente con ello, los Andes presentan zonas altamente erosivas. Debido a la baja presencia de eventos extremos, el 63 a 97% de la producción anual de sedimentos puede ser transportada durante el 2% del tiempo (e.g.; Guyot *et al.*, 1994; Molina *et al.*, 2008; Duvert *et al.*, 2011).

La disponibilidad de datos es la principal dificultad para extender los estudios de sedimentos en todo el mundo y especialmente en el Perú. Sin embargo, durante la presente tesis se recopiló, manipuló y homogenizó una base de datos hidro-sedimentológica inédita y altamente confiable a corta y larga escala (1948-2012) de las cuencas de la vertiente del Pacífico. Esta brinda una oportunidad para el estudio del transporte de sedimentos en los Andes centrales.

1.2 Interés Regional / Local

La vertiente del Pacífico (Perú) ocupa el 21.8% de la superficie del territorio nacional y está situada entre los 2° y 18° sur (Figura 4). Sus cuencas montañosas sufren fuerte desgaste físico-químico de sus suelos (proceso de desertificación). Además, son el origen y la principal fuente de recursos hídricos para el 65% de la población peruana. Por otra parte los principales y más grandes proyectos hidráulicos para el Perú se encuentran en esta región. En este sentido, el aprovechamiento del recurso hídrico (poblacional, hidro-electricidad, irrigación, etc.), es puesto en riesgo debido a las altas cargas del sedimento en suspensión en los ríos del Perú. Altas cargas de sedimentos, que afectan los ecosistemas acuáticos, la calidad del agua, (represas, plantas de tratamiento), disminuyen el tiempo de vida útil de las obras hidráulicas e incluso contribuyen a los conflictos debido a la disminución de la disponibilidad del agua.

1.3 Interés científico

La dinámica de la producción de sedimentos fluviales es ampliamente desconocida a lo largo de la vertiente del Pacífico (Perú), a pesar que esta sea una región altamente sensible en sus recursos naturales e interesante por su ubicación en Sudamérica donde los diferentes patrones de circulación y la topografía originan fuertes gradientes en el clima durante escalas temporales muy cortas. Además, su topografía presenta fuertes gradientes en espacios muy reducidos, litología muy heterogénea, cobertura vegetal altamente estacional y suelos explotados intensamente. Por otra parte, la vertiente del Pacífico tiende a ser afectada severamente durante eventos extremos (tormentas y sequías). En resumen, esta región andina es un laboratorio natural ideal para estudiar el comportamiento regional de las tasas de erosión, así como los procesos que intervienen en sus cuencas.

1.4 OBJETIVOS

Objetivo general

- Cuantificar y entender la frecuencia espacial y temporal de las tasas de erosión actual a nivel local y regional, así como caracterizar el origen y definir los factores que controlan la producción de sedimentos durante el ciclo hidrológico. Además, se busca establecer la dinámica de los flujos sólidos durante eventos extremos, a partir de críticas en las estrategias de muestreo y la incertidumbre inmersa en ella.

Objetivos específicos

Busca completar los siguientes vacíos técnico-científicos:

- Caracterizar la dinámica espacio-temporal de las tasas de erosión a lo largo de los Andes centrales occidentales.
- Establecer una estrategia de muestreo adecuada para captar el ciclo de sedimentos en la región en estudio
- Determinar los factores que modifican o controlan la señal de los sedimentos en una región andina.
- Identificar los rangos de la producción de sedimento durante eventos mega El Niño a lo largo de la vertiente del Pacífico.

1.5 Estructura de la tesis

El presente trabajo está dividido en nueve capítulos. Del capítulo cuatro al siete forman parte de un artículo científico. Es decir, que cada capítulo presentará su propia estructura (Introducción, Datos y Métodos, Resultados y Discusiones).

Capítulo 1. Introducción.- Presenta la línea de investigación y lanza la motivación para estudiar el transporte de sedimentos fluvial a nivel mundial y más aún en cuencas montañosas, además de cómo ha evolucionado a través del tiempo. Citando trabajos relevantes y las debilidades aún no superadas. Al final de esta parte se presenta las preguntas científicas a responder.

Capítulo 2. Presenta el área de estudio con las peculiaridades de la región andina a estudiar. Su geomorfología y su interacción con el clima, geología, cobertura y uso del suelo (actividad antrópica).

Capítulo 3. Presenta la elaboración de una base de datos hidro-sedimentológica única de veinte cuencas peruanas. Además, se pone en manifiesto la metodología empleada para responder a cada uno de los objetivos específicos.

Capítulo 4. Analiza la incertidumbre producida por el muestreo infrecuente de los flujos sólidos en cuencas de montaña. Es decir, establecer una estrategia de muestreo en base a la frecuencia de los pulsos de sedimentos del caudal sólido en suspensión.

Capítulo 5. Evalúa el sensor óptico de turbidez como una alternativa de reemplazo para el monitoreo instantáneo y continuo del MES con el fin de reducir la incertidumbre y estimar los flujos sólidos en cuencas de montaña.

Capítulo 6. Analiza la magnitud y frecuencia del caudal sólido como indicador de la evolución del área de estudio; por ello contemplamos estimar la producción de sedimentos a un paso de tiempo estacional e interanual, además de analizar la influencia de eventos a gran escala como el ENOS.

Capítulo 7. Está orientado a establecer los factores que controlan la producción de sedimentos comparando dos cuencas de montaña geográficamente vecinas, el río Santa y el río Tablachaca.

Capítulo 8. Conclusiones y estado del conocimiento después del presente trabajo de tesis, así como las perspectivas para las futuras líneas de investigación.

Capítulo 9. Referencias bibliográficas.

CAPÍTULO II

2. CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

2.1 Presentación geográfica

Sudamérica está rodeado por agua y está atravesado por una cadena de grandes montañas (Los Andes), que se extienden a lo largo de todo el hemisferio. Los Andes es una región tectónicamente activa ([Harden, 2006](#)), y altamente susceptible a la erosión del suelo debido al clima erosivo y la agreste topografía ([Milliman y Syvitski, 1992](#)), que a la vez, guarda la señal de la erosión ([Fielding *et al.*, 1994](#)). Sus variaciones climáticas están controladas en primer orden por la morfología ([Montgomery *et al.*, 2001](#); [Strecker *et al.*, 2007](#)). El clima y la topográfica presentan una gradiente muy pronunciada, que convierte a los Andes en un laboratorio ideal natural para examinar dichos procesos ([Masek *et al.*, 1994](#)). Ejemplo de ello al este de los Andes se encuentra la selva más grande del planeta (Amazonas), y al oeste el desierto más seco del planeta (Atacama).

El área de estudio se encuentra en la vertiente del Pacífico y se extiende desde los 2° a 18° latitud sur y desde los 70° hasta los 81° longitud oeste. Abarca los Andes peruanos occidentales (20 cuencas), distribuidas desde la frontera con Ecuador en el norte y por el sur cerca de la frontera con Chile ([Figura 4](#)). Por el este, colinda con la divisoria de aguas de la cuenca del Amazonas y por el oeste el océano Pacífico. Los Andes Centrales (10-20°S) incluyen la zona andina, la cual es una zona orogénicamente activa caracterizada por las fuertes pendientes y cuya altitud llega hasta 6768 msnm. Las precipitaciones en la cuenca baja y alta se ven fijadas por las corrientes, que a la vez, están graduadas por las pendientes y los rangos de la producción de sedimentos, así como el transporte en las laderas ([Trauerstein *et al.*, 2013](#)).

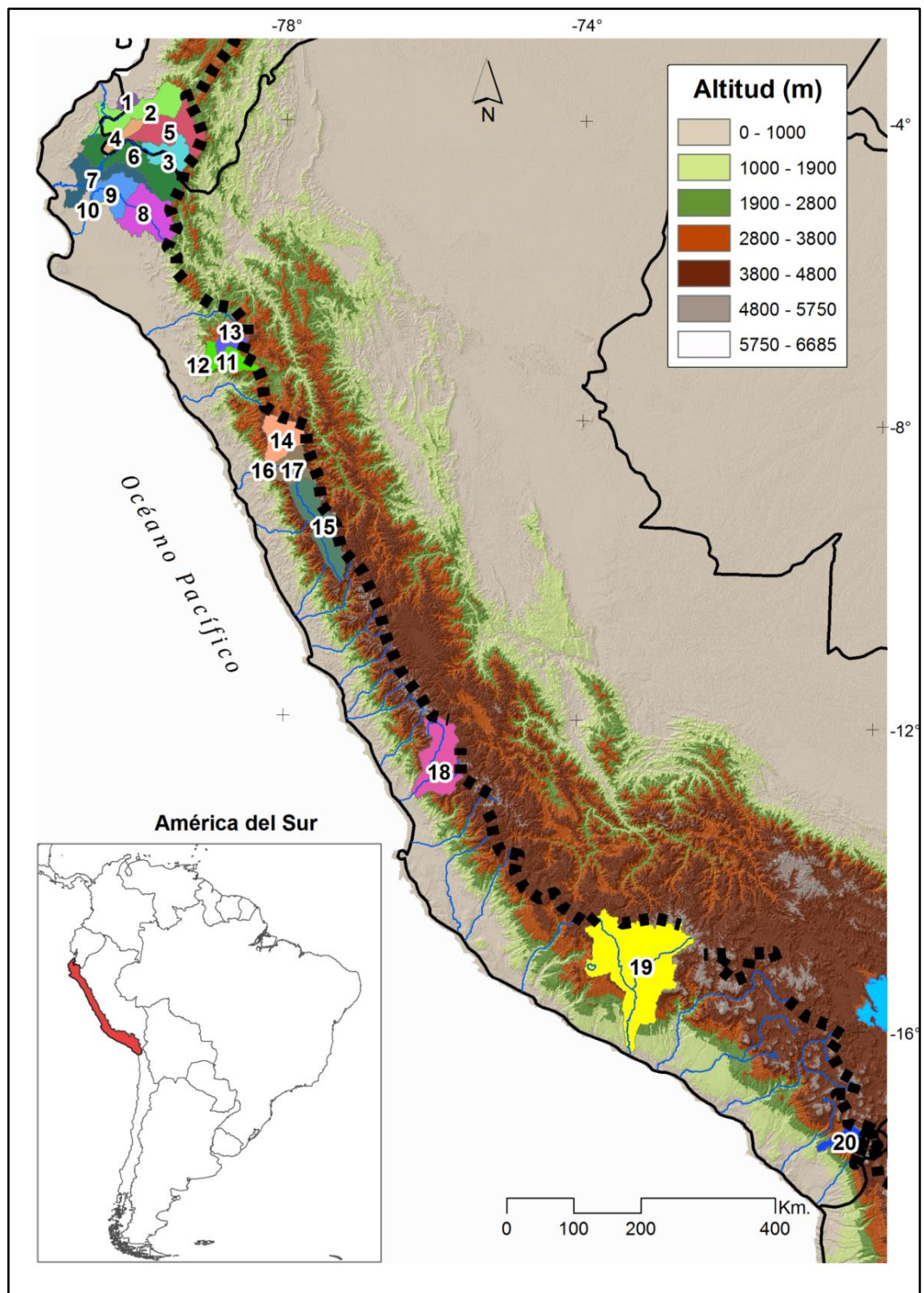


Figura 4. En el mapa de América del Sur se delimita en rojo la zona en estudio. Topografía del área en estudio, a partir de un DEM cuya resolución es 90x90m (SRTM, 2000), y ubicación de las cuencas en estudio. Línea punteada en oscuro delimita la vertiente del Pacífico. Los códigos distribuidos en orden acendente de norte a sur delimitan las cuencas estudiadas, acorde con las [Tabla 2](#) y [Tabla 3](#).

2.2 El efecto del clima

La cadena de montañas de los Andes abarca desde la zona tropical hasta la zona árida, y dentro de ellas se encuentran un amplio rango de zonas. La importancia del clima como controlador de la erosión en la morfología de los Andes ha sido enfatizado en los recientes años (e.j.; [Horton, 1999](#); [Montgomery *et al.*, 2001](#); [Strecker *et al.*, 2007](#)). Morfología que ofrece un entorno único para desarrollar circulaciones monzónicas de alta intensidad ([Meehl, 1992](#)), y se caracterizan por los cambios tanto en latitud y orografía reflejadas en las precipitaciones ([Aceituno, 1988](#); [Garreaud y Wallace, 1997](#); [Garreaud, 2000](#)). El Monzón sudamericano es caracterizado por la inversión de la dirección del viento de bajos niveles entre las estaciones de verano e invierno, haciendo una distinción entre los periodos húmedos (verano) y secos (invierno) ([Leibmann *et al.*, 2004](#); [Carvalho *et al.*, 2012](#)). Es así que el continente sudamericano experimenta una alta estacionalidad climática ([Rao *et al.*, 1996](#); [Vera *et al.*, 2006](#)). Los cambios en la circulación atmosférica de bajo nivel están relacionados con los cambios en un contraste termal entre el océano y el continente. Durante el verano el aire sobre los continentes es caliente y por convección más inestable que el aire sobre las regiones oceánicas adyacentes. Consecuentemente, ocurren bajas presiones sobre el continente y altas presiones cerca o sobre las áreas oceánicas adyacentes. Este patrón de circulación mezcla el aire húmedo de bajo nivel convergiendo sobre el continente, lo que resulta en intensas lluvias de verano ([Nogués-Paegle y Kingtse, 1997](#)), sobre todo durante la tarde y horas de la noche. Los patrones de las precipitaciones se caracterizan por tener índices que decrecen de 1000 mm.año^{-1} cerca al Ecuador a $<100 \text{ mm.año}^{-1}$ en el norte de Chile ([Huffman *et al.*, 2007](#)). Durante el invierno, los contrastes de temperatura y la circulación atmosférica de bajo nivel se invierten, lo que resulta en condiciones secas sobre los continentes.

Los regímenes de lluvias son mucho más diversificados en las regiones andinas ([Espinoza Villar *et al.*, 2009](#)). La margen occidental de los Andes centrales se caracteriza en general por los bajos índices de precipitación ([Figura 5](#)); el cual resulta de una escala de subsidencia troposférica sobre sureste Pacífico el cual actúa conjuntamente con factores regionales ([Rutllant *et al.*, 2003](#)). La precipitación es ampliamente concentrada en los meses del verano austral, causada por la expansión estacional de los vientos del este ecuatorial,

que llevan la humedad desde el Atlántico hasta los Andes (Garreaud *et al.*, 2003). El patrón de precipitaciones resultante se caracteriza por la disminución de las tasas de precipitación en una gradiente cerca de la línea Ecuatorial ($\sim 1\,000\text{ mm.año}^{-1}$) hasta el norte de Chile ($< 100\text{ mm.año}^{-1}$); así mismo, desde los Andes hacia la costa del Pacífico (Huffman *et al.*, 2007; Bookhagen y Strecker, 2008). Los rangos máximos van de 2000 mm.año^{-1} en el norte del Perú y de 500 mm.año^{-1} en el norte de Chile (Trauerstein *et al.*, 2013). Además, el relieve topográfico es quien mejor controla las precipitaciones (Montgomery *et al.*, 2001; Bookhagen y Strecker, 2008); marcando fuertes contraste entre la precipitación diferenciando cuencas húmedas y cuencas secas en la costa del Perú. Por otra parte, una temperatura superficial del mar (TSM) caliente en el atlántico norte tropical, produciría sequías en el sur de los Andes Peruanos (Espinoza Villar *et al.*, 2009; Lavado *et al.*, 2012). Para la región sur del área de estudio (10° a 18° latitud sur) las variaciones en los índices de precipitación ($80\text{-}500\text{ mm.año}^{-1}$) juegan un rol primario en la configuración del relieve de las laderas y el levantamiento de los paisajes y montañas (Trauerstein *et al.*, 2013).

La variabilidad climática en el sistema actual (moderna) sobre la región del sistema andino está altamente relacionada a modificaciones en la insolación, debido a cambios en los parámetros orbitales, El Niño Southern Oscillation (ENSO) y la temperatura superficial del mar (Aceituno, 1988; Marengo *et al.*, 1998; Soden, 2000; Garreaud y Aceituno, 2001; Rao *et al.*, 2002). Durante eventos extremos las principales vías de transporte de humedad son áreas con desarrollo frecuente de sistemas conectivos a mesoescala y las principales zonas de convergencia (Boers *et al.*, 2013). La influencia de eventos ENSO en la variabilidad del clima de los Andes centrales occidentales peruanos (gradiente este-oeste y norte-sur) no es clara aún. Consecuentemente la relación entre ENSO, precipitación, escorrentía y la dinámica del transporte de sedimentos para los Andes centrales es pobremente entendida.

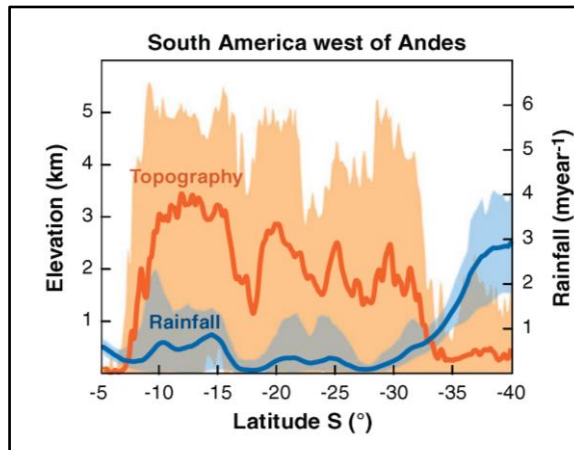


Figura 5. [Strecker et al., \(2007\)](#) muestran la topografía y la precipitación. Línea marcada (gruesa) representa la media. La sombra alrededor de la línea (azul y naranja) representa el mínimo y máximo. Notar la diferencia asimétrica en los diferente flancos de los Andes y el gradiente de norte a sur. La precipitación anual decrece de norte a sur de los -8 a -17° en los Andes centrales occidentales.

2.3 El efecto de la hidrología

A una escala interanual, el ENSO es una de las razones más importantes para los cambios en los índices de precipitación ([e.j.; Insel et al., 2010](#)). Dichos índices conducen a una dominancia de la incisión de los canales sobre la erosión en las laderas ([Trauerstein et al., 2013](#)). A nivel regional grandes cantidades de caudales líquidos y sólidos son observados en el noroeste de los Andes (Colombia; 2° a 11° de latitud norte), ambos durante la fase de La Niña. Sin embargo, en la fase de El Niño ambos flujos tienden a reducirse ([Restrepo y Kjerfve, 2000](#)).

Para el caso del Perú, la escorrentía inter-anual y estacional es fuertemente marcada. Durante eventos mega El Niño, las precipitaciones y la escorrentía son dramáticamente mayores en el norte ([Lavado-Casimiro et al., 2013](#)). Un estudio sobre la hidrología basado en estaciones cercanas al mar, indica que casi todas las cuencas muestran cambios en las escorrentías mínimas durante los últimos 35 años. Sin embargo, dichos cambios no son observados en las precipitaciones, cuyos picos de descarga y escorrentía se observan en marzo, y bajos valores en el invierno austral ([Lavado et al., 2012](#)).

2.4 El efecto de forma y escala de la cuenca

La curva hipsométrica muestra el área de la cuenca en relación a su altitud, y ayuda a entender el funcionamiento hidrológico en la cuenca, cómo actúa la topografía y su respuesta para evacuar la cuenca. Es decir cómo influye en los procesos de escorrentía y erosión.

La curva hipsométrica ha sido utilizada para diferenciar entre superficies erodables y sus diferentes etapas durante su evolución ([Strahler, 1952](#); [Schumm, 1956](#)). Las curvas hipsométricas permiten la comparación entre cuencas de diferentes áreas. Cuatro décadas atrás [Schumm, \(1977\)](#) conceptualizó un sistema fluvial ideal considerando tres zonas con connotaciones de fuentes, transporte y deposición de sedimentos. La Zona 1 fue descrita como el drenaje de la cuenca como una fuente de escurrimiento y sedimento. La Zona 2 es el río principal como principal componente de transferencia. La zona 3 como canales aluviales, deltas, etc. como de deposición ([Lane et al., 1997](#)). Según los conceptos antes mencionados la [Figura 6](#) muestra cuencas donde predomina la producción de sedimentos y aguas. A partir de los 7° hasta los 18° de latitud Sur las estaciones de monitoreo son estaciones de piedemonte; las cuales no incluyen zonas de depósitos aluviales-fluviales que modifiquen los pulsos de sedimentos. Las cuencas ubicadas en el norte del Perú (Piura y Tumbes), presentan una curva hipsométrica suavemente nivelada, la cual evidencia una tendencia hacia un estado de equilibrio entre la producción de sedimentos y la evacuación del agua así como las áreas de deposición de sedimentos. La cuenca Palmales es una excepción dado que aparenta ser vieja puesto que predomina la deposición de los sedimentos.

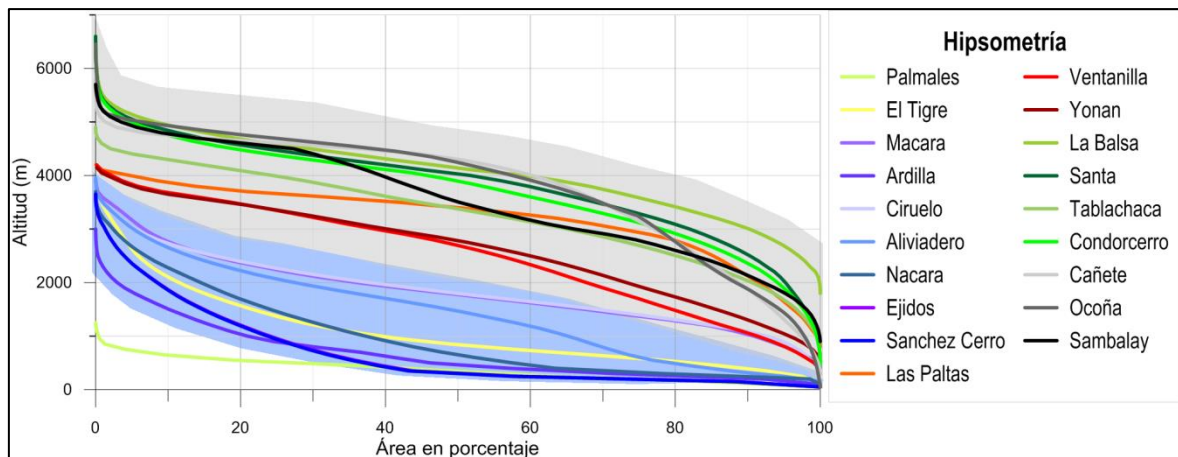


Figura 6. Hipsometría de todas las cuencas en estudio (altitud vs área relativa). Las curvas hipsométricas fueron generadas a partir del SRTM, 2000; el cual es un DEM cuya resolución de malla es 90m x 90m. El fondo plomo cuencas que se ubican entre los 7° y 18° de latitud sur. El fondo blanco y azul en el grafico agrupa a las cuencas ubicadas en el norte del Perú (Piura y Tumbes).

Todos los procesos asociados con la erosión del suelo y el transporte de sedimentos depende fuertemente de la escala espacial, y casi todos los procesos variables están cercanamente relacionados a el área de la cuenca (Xu, 2009). El tamaño y la formación geológica de una cuenca determinan el régimen de descarga. Las fluctuaciones son influenciadas en primer orden por las características de drenaje. Mientras que los factores que juegan un mayor rol en la generación de descargas son el clima, topografía e hidrología (Meybeck *et al.*, 2003a).

Las mediciones del paisaje marcan distintas tendencias de norte a sur, las cuales se correlacionan con los índices de precipitación (Trauerstein *et al.*, 2013). La interrupción de la circulación a bajo nivel, el cual se ajusta con la precipitación orográfica de barlovento y genera sombras de lluvias en las laderas de sotavento (Lenters y Cook, 1995; Campetella y Vera, 2002). Dichos patrones climáticos a larga escala afectan la topografía en un rango de escalas espaciales a través de los procesos erosivos (Montgomery *et al.*, 2001). El caso específico del río Ocoña que está ubicado en el sotavento de la cordillera, en donde los modelos orográficos simples predicen una reducción de las precipitaciones a medida que aumenta la altitud (Jeffery, 2013). Precipitaciones orográficas a lo largo del flanco oriental de los Andes y bloquea los flujos occidentales del Pacífico (Insel *et al.*, 2010).

El sistema hidrológico actúa como un integrador espacio-temporal de la precipitación, temperatura y la evaporación sobre un área o región específica. La descripción de la red hidrográfica conlleva, por una parte, el análisis morfométrico de los parámetros topológicos y lineales de la misma, y por otra, su clasificación morfológica, muy relacionada con las características litológicas y estructurales del sustrato geológico (Tabla 1).

Tabla 1. Resumen de los parámetros morfométricos computacionales basados en formulas y relaciones.

Grupo	Parámetros	Formula /Relación	Referencia
Físicos	Área (Km ²)	A	
	Perímetro (Km)	P	
	Alt. Mínima (m)	Hmin	
	Alt. Máxima (m)	Hmax	
Forma	Coefficiente de Gravelius (Kc)	$Kc=0.28 \cdot P / \sqrt{A}$. dónde: A: Área de la Cuenca (Km ²). P: Perímetro.	(Gravelius, 1914)
	Factor forma (Ff)	$Ff= A / L^2$ Dónde: A es área de cuenca (Km ²), y L es longitud mayor del río (Km).	(Horton, 1932)
Sistema de drenaje	Densidad de drenaje (Km/Km ²)	$Dd=Li/A$. Dónde: Li es la suma de la longitud de los ríos 1er, 2do, 3er, y 4to, orden (km) A : Área de la cuenca (Km ²)	(Horton, 1945)
	Extensión media de escurrimiento superficial (Km)	$Es=A/(4 \cdot Li)$. Dónde: Li es la suma de la longitud de los ríos de 1er, 2do y 3er Orden (km.), A es el área de la cuenca (km ²)	
	Frecuencia de ríos (ríos/Km ²)	$F(A)=Nq/A$. Dónde: Nq es el número total de cursos de agua, y A es el área de la cuenca (km ²)	(Horton, 1932)
variaciones altitudinales	Altitud media de la cuenca (m)	$Hm= \sum(hi \times Si)/A$. Dónde: Hi es la altitud media de cada área parcial comprendida entre las curvas de nivel, Si es el área parcial entre curvas de nivel, y A es el área de la cuenca.	
	Rectángulo equivalente. Lado mayor (Km)	$A = \frac{P}{4} + \sqrt{\left(\frac{P}{4}\right)^2 - A}$ Dónde: P es perímetro, y A es el área	
	Rectángulo equivalente. Lado menor (Km)	$A = \frac{P}{4} - \sqrt{\left(\frac{P}{4}\right)^2 - A}$ Dónde: P es perímetro, y A es el área	
Relieve	Pendiente media del rio principal de la cuenca (%)	$= \frac{H_M - H_m}{1000 * L}$ Dónde: I : Pendiente HM : Altura máxima Hm : Altura mínima L : Longitud principal del rio.	

El alto valor de la densidad de drenaje para las cuencas en estudio, refuerzan lo antes mencionado, confirmando que esta región está compuesta por regiones con

materiales impermeables, vegetación dispersa y un alto relieve que causa altas escorrentías superficiales y un alto nivel de disección ([Tabla 2](#)).

Tabla 2. Principales características físicas de las cuencas en estudio y estaciones de monitoreo, a partir del SRTM (DEM, 90x90m).

Cod	Cuenca	Estación	Altitud (msnm)			Área (km ²)	Perímetro (km)	Cauce principal (Km)	Longitud de la red (km)	Densidad de drenaje (k/km ²)
			Mín	Med	Máx					
1	Zarumilla	Palmales	42	319	1,242	639	123	53	192	0.30
2	Tumbes	El Tigre	22	1,023	3,875	4,708	512	177	486	0.10
3	Chira	Macara	384	1,745	3,866	2,472	374	99	421	0.17
4	Chira	Ardilla	105	674	3,048	1,198	215	11	338	0.28
5	Chira	Ciruelo	228	1,756	3,772	4,230	615	166	614	0.15
6	Chira	Aliviaredo	62	1,406	3,946	13,546	973	270	3,442	0.25
7	Chira	Sullana	16	1,210	3,946	16,949	937	328	4,472	0.26
8	Piura	Ñacara	81	876	3,656	4,662	527	116	673	0.14
9	Piura	Ejidos	24	629	3,656	7,490	698	229	1,103	0.15
10	Piura	Sanc. Cerro	22	623	3,656	7,614	534	234	1,132	0.15
11	Jequetepeque	Yonan	441	2,571	4,195	3,290	342	97	1,038	0.32
12	Jequetepeque	Ventanilla	246	2,411	4,195	3,631	379	121	1,179	0.32
13	Jequetepeque	Paltas	752	3,101	4,158	1,035	177	65	382	0.37
14	Santa	Tablachaca	525	3,270	4,969	3,131	339	101	1,739	0.56
15	Santa	La Balsa	1,833	4,061	6,685	4,933	476	185	3,235	0.66
16	Santa	Condorcerro	470	3,655	6,685	10,403	790	260	6,225	0.60
17	Santa	Santa	523	3,827	6,685	7,190	642	254	4,473	0.62
18	Cañete	Socsi	310	3,778	5,873	5,803	606	240	643	0.11
19	Ocoña	Ocoña	15	3,764	6,403	15,971	1,127	286	1,728	0.11
20	Sama	Sambalay	924	3,541	5,719	1,701	314	81	658	0.39

2.5 El efecto del uso del suelo y la actividad antrópica

En la región andina, la tala de los bosques es parte del legado de la ocupación humana. La deforestación contemporánea (últimos 50 años) se ha producido especialmente en las laderas de los Andes donde los bosques permanecen en climas secos y donde la remoción de los árboles promueve la desertificación ([MDSMA, 1996](#)).

La degradación del suelo es determinada por el cambio social en comunidades agrícolas y esta es una de las consecuencias de la migración de la población rural joven

hacia las zonas urbanas super-pobladas ([Inbar y Llerena, 2000](#)). Los Andes centrales y del norte son los más afectados por las actividades de tala de bosques, agricultura, pastoreo, construcción de carretera y la urbanización; estos traen cambios no intencionados como el incremento de los índices de lluvias y escorrentía los cuales van a acelerar los procesos de erosión a lo largo de los Andes ([Harden, 2006](#)). En este sentido, la forestación masiva de eucaliptos en las montañas del Perú (1976) fue mucho menos efectiva que las antiguas terrazas que prevenían la erosión del suelo ([Inbar y Llerena, 2000](#)), cuyos esfuerzos para reemplazar la vegetación del páramo con pinos para incrementar la captación del carbono ha reducido la producción del agua y generado suelos secos ([Hofstede, 2001](#)). Así mismo, la demanda de agua para el riego aumentó drásticamente en la segunda mitad del siglo 20 como resultado del crecimiento de la población, la reforma agraria y los esfuerzos del gobierno para extender la agricultura. En base a lo mencionado podemos afirmar que estos han acelerado el cambio del uso del suelo.

2.6 El efecto de la litología

La información litológica describe la geoquímica y las propiedades físicas de la roca. La litología es una variable clave en muchos campos incluyendo la evolución del paisaje. Los Andes empezaron a formarse durante el Cretáceo tardío y empezaron a tomar su forma actual durante el Cenozoico, debido a la propagación de una cuña orogénica al oriente involucrando rocas sedimentaria pre-orogénica y las rocas metamórficas y depósitos sin-orogénicos ([Roddaz et al., 2006a](#); [Roddaz et al., 2006b](#)). La litología de las rocas expuestas y la variación espacial de las tasas de elevación de las rocas juegan un rol principal para determinar la gradiente de la pendiente media y controlan parcialmente la eficiencia de la erosión ([Hilley, 2010](#); [Jeffery, 2013](#)). La litología de las rocas sedimentarias comprende principalmente rocas sedimentaria del Mesozoico (areniscas y carbonatos) incrustados en el batolito Cretácico costero (granitos y granodioritas) ([INGEMMET, 2011](#)). Por otra parte, aunque la extensión de gran magnitud es poco frecuente a lo largo del margen andino moderno, una zona importante de fallas geológicas concentra en la Cordillera Blanca de Perú ([Giovanni et al., 2010](#)).

A pesar que la presencia del carbón es ampliamente distribuida en el Perú y corresponden a tres edades geológicas sucesivas como el Paleozoico superior (carbonífero), jurásico superior y cretáceo inferior y terciario ([Carrascal-Miranda y Suárez-Ruiz, 2004](#)). El Perú no es considerado como uno de los mayores productores de carbón en la región. Históricamente a nivel local cerro de Pasco es ampliamente conocido como el principal productor de carbón en los Andes centrales y para el norte del Perú la cuenca del río Santa es considerada una región importante en este rubro ([Brooks et al., 2006](#)). Finalmente según [McClain, y Maimain, \(2008\)](#) los terrenos escarpados y litologías jóvenes hacen a los Andes una fuente importante de sedimentos y solutos para la cuenca baja.

2.7 El efecto de la topografía

Este parámetro está controlado o es una consecuencia de los antes mencionados, según la escala de tiempo considerado, y donde las pendientes controlan en gran medida las tasas de erosión actual. Los Andes centrales tienen varias características orográficas importantes los cuales influyen en el clima de la región. Los Andes centrales albergan una larga margen de subducción activa, en el cual la placa oceánica de Nazca se traduce en poco profunda e inestable interface de subducción. Es así que, la elevación y el relieve disminuye cuando las precipitaciones se incrementan, reflejando mayores laderas erosionadas y una alta densidad de drenaje ([Montgomery et al., 2001](#); [Bonnet y Crave, 2003](#); [Rehak et al., 2010](#)). Las variables climáticas, especialmente la precipitación tienen una influencia importante en la forma del paisaje especialmente en configuraciones orogénicas predominantemente fluviales, con una complejidad de sistemas a nivel local y regional ([Beniston et al., 1997](#)). Los 8000 km de montañas de los Andes abarcan una amplia gama de zonas climáticas, convirtiéndose en un laboratorio natural ideal para examinar los procesos y reacciones ([Masek et al., 1994](#); [Pelletier et al., 2010](#)). [Montgomery, y Brandon, \(2002\)](#), afirman que las tasas de erosión en los Andes son controladas por la topografía. [Aalto et al., \(2006\)](#) después de analizar los registros de los flujos sólidos de 47 cuencas en los Andes, encontró una fuerte relación con la pendiente media y la altura en la cuenca.

2.7.1 Gradiente este-oeste

Estas están altamente relacionadas entre las zonas geomorfológicas y los procesos de erosión. Las zonas geomorfológicas están basadas básicamente en la distribución de las pendientes estas se pueden dividir en:

Zona Glaciar

La pendiente promedio es alrededor de 30° ([Blodgett y Bryan, 2007](#)). La mayoría de los glaciares presentes son muy pequeños; como consecuencia la dinámica de la erosión causada por estos es no representativa durante la cuantificación estacional (época de lluvias) de los flujos sólidos. Sin embargo, durante tormentas intensas o terremotos estas zonas pueden transportar fuertes cantidades de escombros ([Keefer y Matthew, 2007](#)), las cuales pueden influenciar fuertemente la hidro-sedimentológica. Estos efectos se superponen al funcionamiento hidro-sedimentológico de base.

Zona cuenca alta

La pendiente media es mayor de 33° , sin embargo, existe alta presencia de pendientes cercanas a 40° ([Blodgett y Bryan, 2007](#)). En esta zona domina la erosión fluvial y se encuentra ubicada entre la zona glaciar y sub-andina. Toda la masa que es perdida de las laderas son transportadas hacia el río, el tiempo de residencia es probablemente dependiente de la magnitud y frecuencia de las avenidas a esta altura de la cuenca ([Dietrich y Dunne, 1978](#); [Hovius et al., 2000](#); [Whipple, 2004](#)).

Zona subandina

Zona de relativas bajas pendientes 21° ; esta zona es producto de la acumulación de la elevación de la corteza terrestre durante el Neógeno por dobles estructuras ([Blodgett y Bryan, 2007](#)).

Zona árida

Es la zona de deposición de los sedimentos considerando el río principal. [Carretier et al., \(2012\)](#) comentan que los climas áridos presentan descargas máximas relativamente mayor a los climas húmedos, además, de una mayor variabilidad. En climas secos el relieve de la topografía local crece con el incremento de la precipitación, independientemente de la litología subyacente ([Trauerstein et al., 2013](#)). La erosión en esta zona tiende a ser dominada por el viento durante años normales. El presente estudio no considera dicha influencia, puesto que las estaciones hidro-sedimentológicas se ubican en piedemonte es decir en la zona subandina. La precipitación media anual puede ser suficiente para caracterizar la eficiencia de erosión climática, pero solo donde esta es dominante (zonas áridas) en el control de la cobertura vegetal ([Jeffery, 2013](#)).

Capítulo III

3. DISPONIBILIDAD DE UNA BASE DE DATOS DE SEDIMENTOS FLUVIALES

El principal inconveniente para el estudio de los sedimentos es la disponibilidad de información confiable. Es así que [Meybeck, \(2003\)](#) afirma que solo el 10% de las estaciones están correctamente equipadas a nivel mundial. Por otro lado documentar las tasas de erosión, patrones y procesos son cruciales para comprender cómo evoluciona una región montañosa ([Molnar y England, 1990](#)). Sin embargo, hasta ahora no existe una institución encargado de procesar y poner a disposición una base de datos hidro-sedimentológica a nivel nacional que haya sido tratada bajo una metodología homogénea.

En el presente capítulo se analiza la disponibilidad de datos del transporte de sedimentos (SY) a un paso de tiempo horario y diario. Gracias a la recolección de una base de datos ampliamente dispersa a lo largo de los Andes centrales occidentales. La fuente de información de los datos en su mayoría viene de los proyectos especiales en la costa del Perú y del observatorio HYBAM (www.ore-hybam.org) que pertenece al Institut de Recherche pour le Développement (IRD, www.perou.ird.fr). La extensa base hidro-sedimentológica tiene un registro histórico desde los años 1948 hasta nuestra actualidad. En su totalidad las cuencas monitoreadas presentan características de cuencas de montaña alto andinas que alcanzan los 6768 msnm y desembocan en el Océano Pacífico.

a. Datos del observatorio HYBAM

El monitoreo de los flujos sólidos en la vertiente del Pacífico es realizado desde 4 estaciones hidro-sedimentológicas (El Tigre, Condorcerro, Sosci Y Ocoña), las cuales son

calibradas según el protocolo HYBAM (<http://www.orehybam.org/index.php/esl/Tecnicas/Muestras>). Para mayor detalle ver la [Figura 4](#) y [Tabla 3](#).

b. Datos de los Proyectos especiales

Poseen una base de datos hidro-sedimentológica de alta calidad que datan desde los años 1948 hasta la actualidad. El tiempo de registro de los niveles continuos, aforos y los muestreos horarios del MES son considerados como representativos para captar el comportamiento de los flujos sólidos a una escala anual y estacional. La larga y consistente serie temporal incluye eventos extremos (por ejemplo años El Niño y La Niña), importantes para el transporte de sedimentos a lo largo de la cadena de montaña de los Andes por los diferentes comportamiento que este presenta. Para mayor detalle ver la [Figura 4](#) y [Tabla 3](#).

3.1 Selección del área de estudio en los diferentes temas investigados

El área en estudio tiene en común el monitoreo de los flujos de sedimentos fluviales en suspensión. La base de datos en su mayoría cubre ríos de régimen transitorio y todos los ríos son de montaña tropical los cuales desembocan en el océano Pacífico. Los registros de sedimentos en las estaciones consideradas observan los pulsos de sedimentos naturales, es decir dichos flujos no se ven alterados por infraestructuras que puedan cambian la señal natural de los pulsos de sedimentos a lo largo y ancho de la cuenca. En ese sentido la base de datos ha sido cuidadosamente seleccionada, con el fin de minimizar errores durante la estimación de la SY. A pesar del criterio tomado para elegir las estaciones en estudio las lecturas del MES presentan una lectura mínima diaria. Para una mayor documentación y detalle de la base de datos ver [Tabla 3](#).

La selección de las cuencas estuvo en función de los registros hidro-sedimentológicos; puesto que este es el principal limitante para desarrollar los estudios de sedimentos a nivel regional.

En el **Capítulo 4** se estudió cuatro cuencas (Yonan, Tablachaca, Condorcerro y Sambalay) distribuidas en el norte, centro y sur del Perú. El criterio de selección se basó en la resolución temporal de la información, cuya frecuencia de muestreo varía entre 4 y 12 horas.

En el **Capítulo 5** se evaluó el sensor óptico como alternativa para el monitoreo continuo del MES. Debido a la disponibilidad de información, dicho análisis se limitó para la cuenca del río Santa (Estación Tablachaca, Santa y Condorcerro).

En el **Capítulo 6** se evaluó la magnitud y frecuencia de las tasas de erosión actual a lo largo de los Andes centrales occidentales. Dicha estimación se realizó a partir de 16 cuencas distribuidas de norte (frontera Ecuador) a sur (frontera Chile) en los Andes centrales Occidentales (Perú).

Finalmente en el **Capítulo 7** los factores que controlan la producción de sedimentos fueron estudiados en la cuenca del río Santa. Se realizó campañas de monitoreo en la cuenca media y baja de dicha cuenca, esto permitió corroborar nuestra hipótesis respecto a los factores que controlan la producción de sedimentos a lo largo de la cuenca del río Santa.

3.1.1 Inventario de la base de datos hidro-sedimentológica

El presente estudio contempla registros de:

- Aforos líquidos (Q)
- Cotas (C)
- Muestras de material en suspensión (MES)
- Lecturas de turbidez

Dicha información permitió cuantificar el gradiente hidro-sedimentológico a lo largo y ancho de los Andes centrales occidentales. Además, de evaluar los factores que controlan la producción de sedimentos para regiones específicas.

Tabla 3. Inventario de la base de datos y frecuencia de recolección así como el detalle de las estaciones de monitoreo. Código de las estaciones acorde con la [Tabla 2](#).

Código	Parámetros	Periodo	Frecuencia	Observaciones
1	Q	2008-2012	Diario	Estacional Solo tiempo de lluvias
	Qs	2008-2012	Diario	Estacional Solo tiempo de lluvias
2	MES	2004-2012	Decadiario	Aforos periódicos (18 años)
	Q	1963-2012	Diario	Limnógrafo, (procesa 4 lecturas por día)
3	Qs	1973-1992	Diario	No miden en la actualidad
	Q	1973-2012	Diario	Aforos 98-2011
4	Q	1976-2012	Diarias	Completo. Antes reservorio
5	Q	1975-2012	Diarias	Aforos 92-2011
6	Qs	1981-1992	Diarias	Salida de Reservorio Poechos
	Q	1976-2011	Diarias	Salida de Reservorio Poechos
7	Qs	1972-1992	Diario	Cuenca Baja, No miden en la actualidad
	Q	1972-2011	Diario	Cuenca Baja
8	Qs	1973-1978	Diario	Copias, No miden en la actualidad
	Q	1972-2011	Diario	Completo
9	Q	1985-2011	Diarias	Entrada de Presa Copias
10	Qs	1972-1973	Diario	Completo
	Q	1972-2002	Diario	Completo
11	MES	2003-2012	Horarios	Horarios (~4), activa solo en época de lluvias
	Q	1986-2012	Horarios	Completo
12	MES	1968-1975	Diarios	Para el estiaje emplean curva de descarga sólida
13	Q	1948-2011	Diarios	Completo
	Q	1970-2012	Diarios	Completo
14	MES	2002-2012	Horarios	Completo
	Q	2002-2012	Horarios	Completo
15	MES	1975-2012	Diarios	Por recuperar
	Q	1954-2011	Diarios	Completo
16	MES	2000-2012	Horarios	Completo
	Q	1957-2012	Horarios	Completo
17	MES	2002-2012	Horarios	Completo
	Q	2002-2012	Horarios	Por diferencia de estaciones
18	MES	2004-2011	Decadiario	Proceso
	Q	1974-2012	Horarios	Limnógrafo, (procesa 4 lecturas por día)
19	MES	2007-2011	Decadiario	Proceso
	Q	2003-2011	Horarios	Limnógrafo, (procesa 4 lecturas por día)
20	MES	1997-2011	Horarios	Estacional solo tiempo de lluvias
	Qs	1985-1991	Diarios	Copias

3.2 Metodología para el registro y procesamiento de la base de datos

La falta de información disponible para el estudio del transporte de sedimentos fluvial hizo necesaria la recolección de dicha información a nivel nacional. Uno de los objetivos en este capítulo es generar una base de datos hidro-sedimentológica única a nivel nacional. En los siguientes ítems se describen los protocolos empleados para el monitoreo de los sedimentos fluviales en suspensión (Figura 7). Además, se detalla el análisis de consistencia empleado, con el fin de tener una base de datos disponible tratada homogéneamente, a partir de dicha base se iniciará estudios del transporte de sedimentos fluvial, en busca de responder a preguntas específicas de la comunidad científica así como a necesidades a nivel nacional y local sobre la erosión y el transporte de sedimentos en los ríos costeros peruanos.

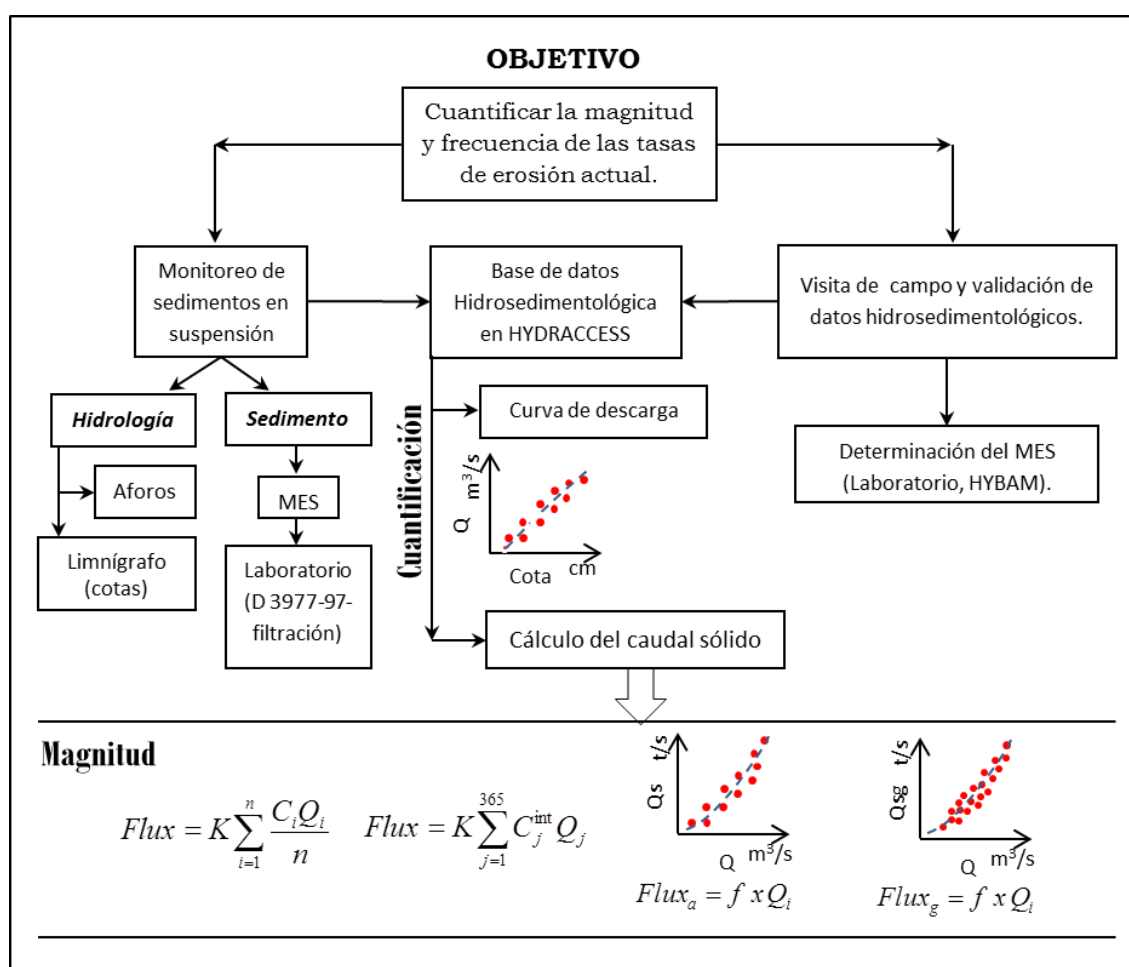


Figura 7. Metodología para estimar y caracterizar la producción de sedimentos fluvial en suspensión, aplicada a cuencas de montañas andinas.

3.3 Hidro-sedimentometría en la zona de estudio

Manejar una base de datos hidro-sedimentológica en el Perú es un reto. Primero porque son pocas las instituciones que realizan un registro continuo o puntual del sedimento en suspensión. Aún más difícil, es encontrar que estas mediciones se lleven a cabo a una alta frecuencia temporal (horaria). La base de datos empleada para el presente estudio cuenta con el registro de 20 cuencas distribuidas a lo largo de los Andes centrales occidentales (Perú) cuyos registros históricos datan desde el año 1948 hasta el 2012. Mayor detalle de la base de datos disponible es presentado en la [Tabla 3](#) y [Figura 4](#). A partir de esta notable base de datos se pretende homogeneizar dicha información y realizar un análisis de consistencia. Finalmente, se estableció una metodología para el cálculo de los flujos sólidos en ríos de montaña.

3.3.1 Procedimiento para la obtención de caudales líquidos

La mayoría de las estaciones están equipadas con equipos limnógrafos y/o limnímetros, por ello presentan mediciones continuas de los niveles del río. Se evaluó esta extensa base de datos al detalle, cuantificando el número de datos disponibles al paso de tiempo horario considerando como mínimo dos muestras diarias por estación. Sin embargo, es necesario aclarar que la mayoría de estaciones contaba con lecturas horarias de los niveles del río.

a. Niveles

La base de datos hidro-sedimentológica histórica contiene lecturas continuas de los niveles del río desde el año 1948 hasta la actualidad. Estas fueron registradas con una regla de medición (limnómetro) y/o limnógrafos, esta última registra los niveles durante todo el día. Para fines prácticos el caudal promedio diario es generado a partir de lecturas cada dos horas esto con fines prácticos.

b. Características de las estaciones de aforo

Las estaciones de monitoreo son estaciones de piedemonte. La medición de los caudales se inicia con un correntómetro que *percibe* o reacciona al fenómeno físico (velocidad del flujo), luego será *registrado* para luego *transferirlo* a un lugar central (curva de gasto líquido) donde será *traducido* a una base computacional d donde *editaremos* la información es decir se verificará los registros y corregirá los probables errores para finalmente *almacenarlo* y tenerlo *disponible* para futuros trabajos (Chow *et al.*, 1994).

La estaciones de monitoreo son estaciones de piedemonte. Los aforos es una parte fundamental, dado que la precisión permitirá caracterizar la velocidad del flujo en nuestra sección (v); así como establecer el área de la sección (A).

Los proyectos especiales realizan aforos periódicos; dado que las secciones transversales para las 16 estaciones son muy estables y compactas (roca). El término de cada periodo de aforo se determinará por el cambio de sección del río. El método para realizar el aforo está basado en la relación de la sección (área)-velocidad. La descarga de la corriente es obtenida por la suma de todas las velocidades promedio en la vertical de cada segmento de la sección transversal. Representado según la Ecuación (1).

$$Q = \iint_A V_i \cdot dA_i \quad ; \quad (1)$$

Donde la integral se aproxima sumando los caudales incrementales calculados para la medición i (i=1, 2, 3, ..., n), de la velocidad V_i ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) y profundidad d_i (m).

La curva de calibración es un grupo de aforos donde la frecuencia de aforos cambia según la estabilidad de la sección cuando el perfil transversal del río cambia quiere decir que es oportuno realizar una nueva medición de las velocidades a diferentes alturas en la sección transversal y así cambiar la curva de calibración. La precisión de los aforos tiende

a ser mayor en época de estiaje visto que durante las avenidas es difícil de realizar una buena medición debió a las condiciones poco favorables como la turbulencia de las agua.

Sección transversal

La medición del ancho de la sección del río, se facilita con el uso del cable del carro huario que cruza el río de un lado al otro. La profundidad de cada vertical es medida con una varilla. De esa manera se dimensiona nuestra sección de aforo para cada estación (Ecuación (2); Figura 8).

$$Q = \sum_{i=1}^n v_i d_i \Delta w_i ; \quad (2)$$

Donde la integral se aproxima sumando los caudales incrementales calculados para la medición i ($i=1, 2, 3, \dots, n$), de la velocidad V_i , la profundidad es d_i y Δw_i es el ancho entre verticales.

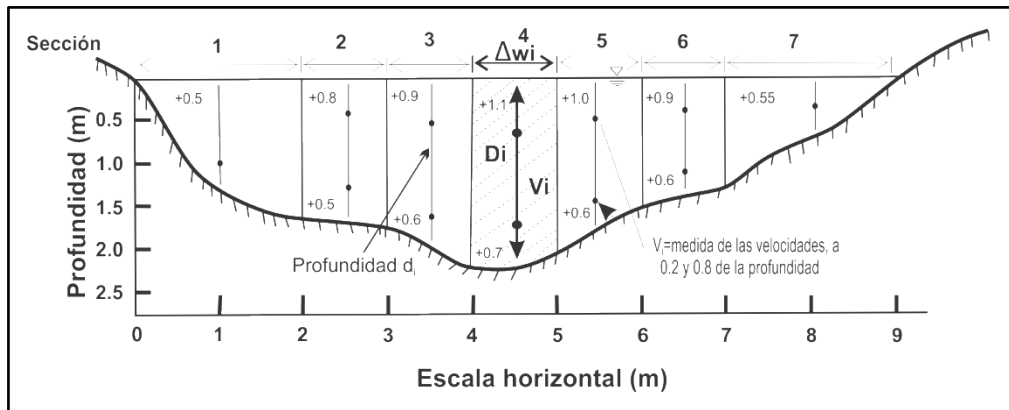


Figura 8. Batimetría de la sección trasversal de cada estación en monitoreo. Para medir la sección se emplea una serie de verticales las cuales serán empleadas para tomar las lecturas de la velocidad de la corriente.

Velocidad

La velocidad media se define en la ecuación (3).

$$\overline{V}_x = \frac{1}{h} \int_0^h V(x, y) dy ;$$

(3)

Donde $\overline{V}_x$ representa la velocidad promedio en una vertical. h es el número de vertical en la cual se tomó la lectura de velocidad. X y Y representa los ejes de distancias en la sección del río [Figura 8](#) y [Figura 9](#). Y

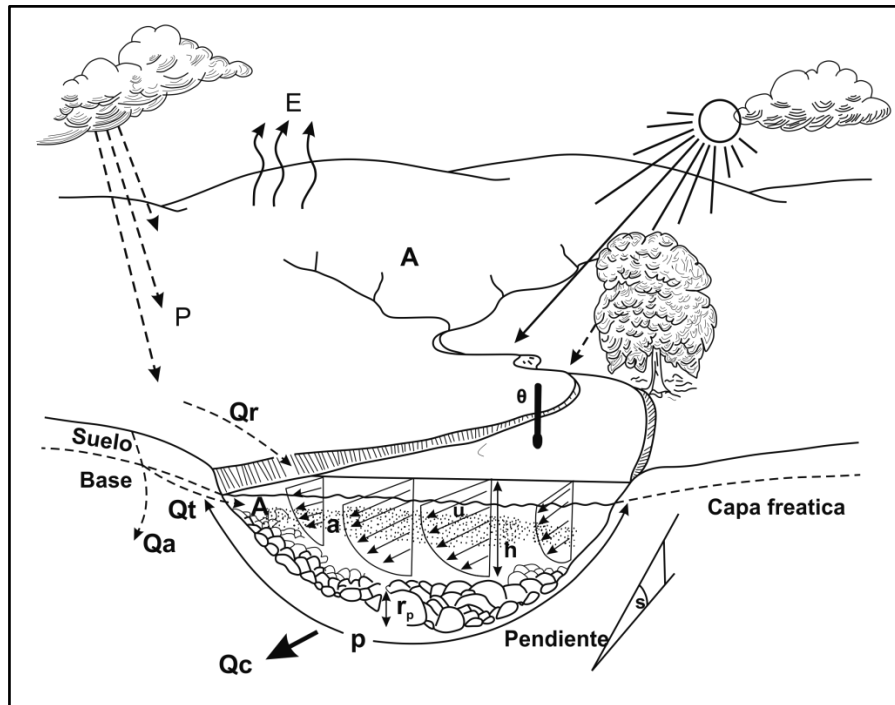


Figura 9. Muestra la integración de la gradiente de velocidades; que varía según la vertical y profundidad en la vertical. Además, muestra los diferentes parámetros que intervienen en el incremento de la escorrentía (E) evaporación, (A) área a monitorear, (P) Precipitación, (Qr) permeabilidad. Parámetros hidráulicos intervienen en la (v) velocidad del flujo, (A) área de la sección, (P) perímetro, (a) materias en suspensión, (h) tirante, (r_p) sedimento de fondo, (s) pendiente del río, (Qt) escorrentía, (Qa) infiltración.

Para medir la velocidad del flujo y debido a lo caudaloso de los ríos de montaña, se emplea correntómetros (tipo molinete) los cuales son operados desde los carros huaros y con un escandallo (cable y vagoneta; [Figura 10](#)).

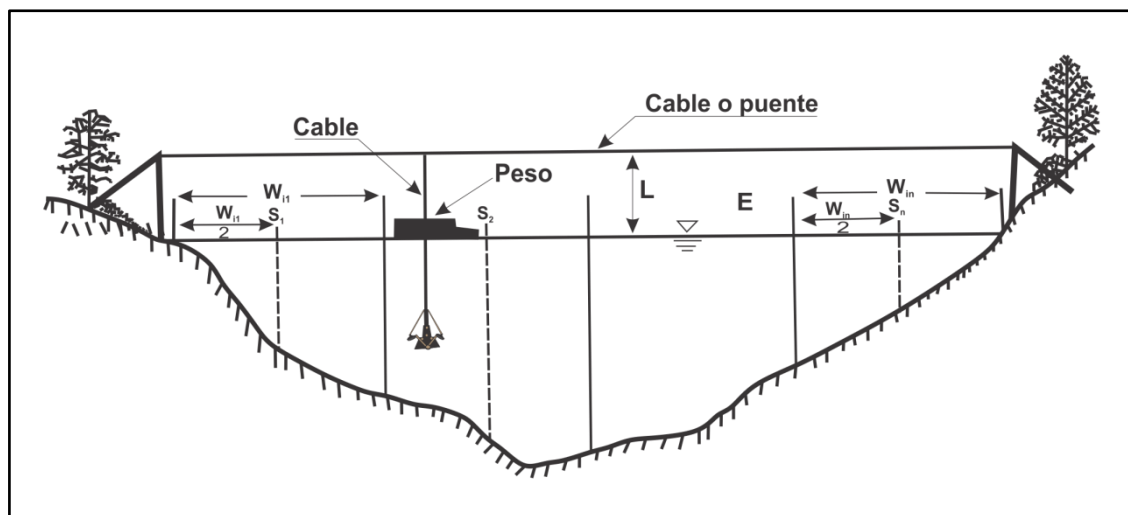


Figura 10. Método de medición de velocidades del flujo líquido en la sección de aforo. Correntómetro suspendido desde el carro huero. (w) es el ancho entre verticales. (S) es la profundidad. (L) la longitud entre el cable y el nivel del agua.

Las estaciones de aforo hidro-sedimentológicas ubicadas en el piedemonte a lo largo de la costa del Perú, se dividen en dos grandes grupos:

- i. Las cuencas que se ubican en la zona azul de la [Figura 6](#), se caracterizan por presentar secciones poco estables con predominancia de arenas, arcillas y limos; como consecuencia la vigencia de la curva de gasto líquido cambia en periodos cortos (semana a mensual). Las características de estas estaciones hacen necesario aforos diarios ([Figura 11](#)).
- ii. Las cuencas que se ubican en la zona ploma de la [Figura 6](#) presentan secciones más estables cuya granulometría del lecho del río está compuesta por gravas, guijarros y cantos rodados. La estación Santa, La Balsa, Condorcerro, Tablachaca presentan secciones mucho más estables donde el lecho del río tiene dominancia de cantos rodados y en muchos casos es la roca madre quien va a formar parte de la sección de aforo; como consecuencia la curva de gasto va a cambiar una vez al año después de las campañas de lluvias.

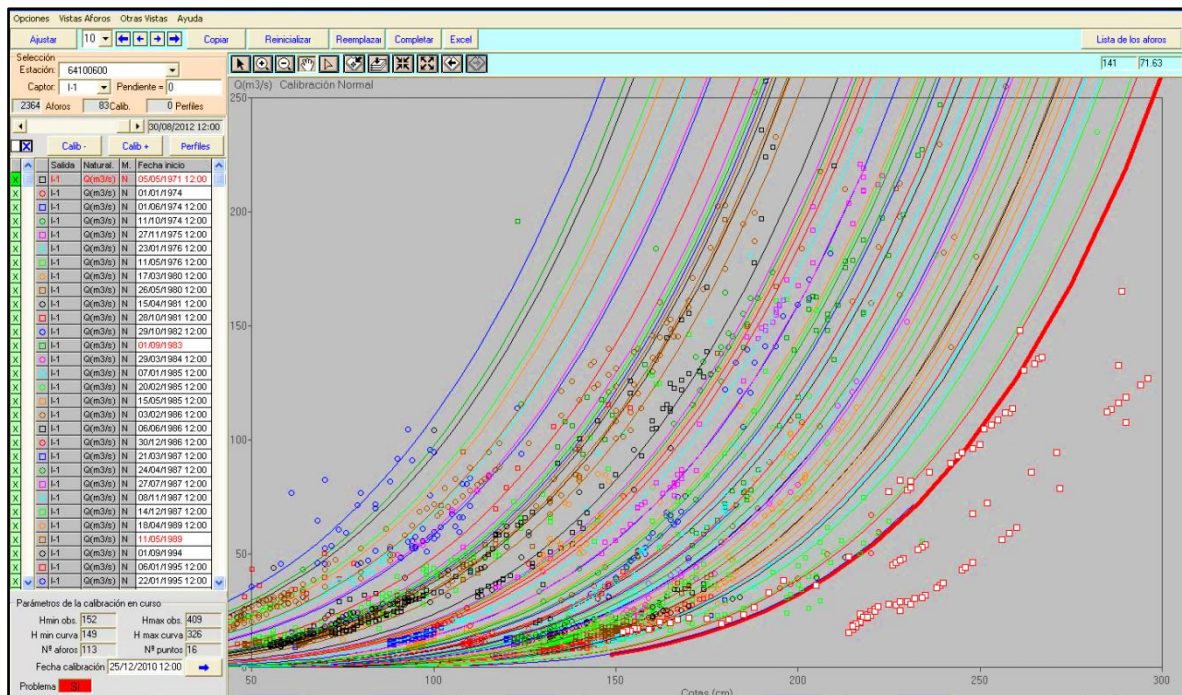


Figura 11. Aforos históricos de la estación El Tigre (1971-2012). Familias de curvas de gasto líquido para la obtención de los caudales líquidos instantáneos a partir de aforos y cotas tomados por el limnógrafo y/o limnómetro. Se observa un gran rango de variación de los caudales en función a las cotas, lo cual indica una sección muy variante.

c. Turbidez

Es un valor físico el cual es definido como una propiedad óptica del agua que se produce por la dispersión de la luz a causa de cuerpos en el agua, esta va a absorberse en línea recta por la dispersión de la luz (AWWA/APHA/WEF, 2012). Es decir la turbidez es observada en un componente ortogonal ($90^\circ \pm 30^\circ$) de la luminosidad del flujo. La fuente de luz es una linterna de tungsteno, la cual emite una luz visible con una temperatura de calor de $2200-2700^\circ \text{K}$ de acuerdo con EPA, (1993). Los registros de turbidez se realizan en laboratorio y son tomadas sobre cada muestra de MES.

3.3.2 Muestreos discretos del material en suspensión (MES)

La base de datos hidro-sedimentológica histórica contiene lecturas del MES desde 1981 hasta la actualidad. La mayoría de las muestras del material en suspensión son obtenidas mediante un muestro manual para luego ser analizadas en el laboratorio (Birgand

et al., 2010). Este muestreo discreto de manera teórica es el flujo de materia acumulada (disuelta en suspensión) transportado durante un periodo de tiempo (entre t_1 y t_2) y se determina por la integración en el tiempo de los flujos instantáneos. El flujo instantáneo es evaluado por la integración de la velocidad $v(x,y,z)$ y la concentración $c(x,y,z)$ sobre una sección transversal (S) medida en un punto la transversal (Raymond, 2011). Todo se representa en la ecuación (4).

$$Q_s \Big|_{t_1}^{t_2} = \int_{t_1}^{t_2} Q_s(t) dt; \quad y \quad Q_s(t) = \int_S v(x,y,t) * c(x,y,t) dS \quad (4)$$

Q_s es el flujo sólido. MES es la cantidad de material sólido por un volumen de agua ($mg.l^{-1}$, $g.l^{-1}$, $t.m^{-1}$, etc.). Además, este es un indicador tradicional de la calidad para muchos usos del agua. La distribución del MES en la columna de agua depende fuertemente de la forma de los ríos y las condiciones hidrológicas. Esta distribución puede ser homogénea o por el contrario mostrar una fuerte gradiente vertical y/o horizontal (Chikita *et al.*, 2002; Filizola, 2003). En este sentido, la velocidad de la corriente es siempre mayor en la superficie de la vertical, mientras que la concentración del MES puede aumentar desde la superficie hacia el fondo (Figura 9). Debido a la característica de los ríos de montaña se considera como representativa en toda la sección trasversal y bajo ciertas condiciones esta puede ser utilizada exitosamente para entender la dinámica del transporte de sedimentos en la cuenca (Tananaev y Debolskiy, In Press).

La temática para el recojo de muestras consiste en la recolección manual; tomadas en botellas plásticas de ~700 ml, el volumen de cada muestra es filtrada en una bomba de vacío, en papeles filtro con un diámetro de poro de 45 μ m. Para el caso de los proyectos especiales cada muestreo se realiza desde los carros huaros con el muestreador Clape, luego se divide en tres partes la sección horizontal del río ($\frac{1}{4}$, $\frac{1}{2}$ y $\frac{3}{4}$ con respecto al ancho del río), de cada una se saca una muestra a una profundidad de 0.5 m, las tres muestras tomadas de cada punto serán mezcladas en el laboratorio para finalmente sacar una sola muestra. Para el caso del observatorio HYBAM la toma de muestra se realiza a la orilla del río.

a. Método de laboratorio

Para la obtención del MES, dos métodos son tradicionalmente usados; el primero es el de Sólidos totales en suspensión (siglas en ingles TSS); y el segundo es el de concentración de sedimentos en suspensión (siglas en ingles MES) (Gray *et al.*, 2000); este último es empleado en la mayoría de estaciones de monitoreo. El código de protocolo de medición es el D 3977-97. “Standard Test Method for Determining Sediment Concentration in Water Samples” de la American Society for Testing and Materials (ASTM, 2002). Dicho método tiene tres variantes: a) Evaporación, b) Filtración y c) Filtrado en húmedo. Por las características de los sedimentos la variante “Filtración” es empleada para las tres estaciones en estudio.

b. Filtrado en el laboratorio

Primero se toma el volumen de la muestra (1 litro), luego se espera que sedimenten las arenas y limos esto ayudara en un filtrado más rápido; luego, se vierte todo el contenido en un papel filtro que ha sido pesado previamente, en caso quedara sedimentos estos deben lavarse con agua destilada utilizando una pizeta, después de filtrar todo el líquido por gravedad se lleva a la estufa por 24 horas a 105 °C terminado el tiempo se pesa el papel filtro con sedimentos, finalmente cada muestra será guardada para futuros estudios y/o pruebas.

3.4 Comportamiento de los flujos de sedimentos en ríos de montaña

Uno de los retos a superar durante la estimación de los flujos de sedimentos está ligado al muestreo del ciclo diario de los flujos de sedimentos en la cual la frecuencia de muestreo es gobernada por la estrategia de medición (Coynel *et al.*, 2004; Moatar *et al.*, 2006). A lo largo de la cadena de montañas de los Andes se viene evaluando el MES en los ríos, lagos, mares, etc. Para el caso del Perú (vertiente del Pacífico) los parámetros de la calidad del agua están basados en el MES. Es así que los proyectos especiales de aprovechamiento hídrico desarrollan programas de monitoreo continuo de los caudales y monitoreo puntual del MES, entre otros parámetros de calidad del agua. En la mayoría de

las cuencas en estudio, el registro del MES se realiza a una alta frecuencia (4h, 6h, 12h y diarios) durante todo el año. En ríos transitorios (Zarumilla, Sama), estas solo se activan durante las épocas de lluvia.

3.4.1 Estrategia de monitoreo

Etapas clave para el registro diario, estacional y anual de la producción de sedimentos. El objetivo principal es de captar el comportamiento de los caudales y del MES en la sección de aforo. La optimización del muestreo para el cálculo del flujo depende de: i) el componente a analizar, ii) el tipo de variabilidad de los caudales según la temporada. Por lo antes mencionado es necesario realizar una caracterización de los caudales (niveles) y el MES en las estaciones de aforo ([Moatar et al., 2009](#)). Es decir las fluctuaciones de los pulsos de sedimentos a la altura de la estación a evaluar, darán los parámetros para establecer la frecuencia de muestreo. Basándonos en la fuerte turbulencia de los flujos en los ríos estudiados; consideramos que la distribución del MES en la sección transversal del río es homogénea (de 05-90% de profundidad de la vertical). Según la representatividad en el punto de monitoreo así como la estrategia de muestreo, estas pueden variar entre un muestreo regular, muestreo estratificado en el tiempo ([Meybeck et al., 1992a](#); [Jack, 2003](#)) y muestreo compuesto ([Patil, 2002](#)). Sin embargo, el área en estudio presenta como principal inconveniente la falta de fondos para establecer y mantener estaciones de monitoreo; esto es complementado con el limitado acceso a la cuenca media y superior, instrumentos deficientes o carencia de estos que conducen a la imposibilidad de obtener lecturas simultáneas de MES, turbidez y caudales para la construcción de la curva de gasto.

3.5 Estimación de los flujos sólidos

El caudal sólido específico es la cantidad de sedimento que pasa por una sección del río, bajo un tiempo determinado y la cual es dividida entre el área que monitorea dicha sección ([ASCE, 1970](#)). Durante las últimas décadas se ha desarrollado varios algoritmos para estimar los caudales sólidos a partir de caudales líquidos (continuos y discretos). Comúnmente clasificados como métodos de interpolación, regresión y promedio. [Cohn,](#)

(1995) mediante un reporte de la USGS los clasifica en dos métodos principales. El primer grupo permite estimar las concentraciones en continuidad donde la concentración faltante se estima a partir de relaciones empíricas en base al caudal líquido. El segundo grupo de métodos permiten estimar directamente los caudales sólidos a partir de una medición estratificada. Phillips *et al.*, (1999) emplean 22 métodos de cálculo para estimar los flujos sólidos a partir de datos de caudales y MES de cuencas entre 500-3315 km². La ecuación 15, en dicho trabajo alcanzó una mayor precisión y exactitud en cuencas de montaña, acorde con la base de datos analizada durante el estudio. El método de cálculo se fundamenta en el cálculo de la SY a partir de datos instantáneos del MES y Q para luego calcular la SY promedio en base al tiempo (día) y luego se usa una interpolación lineal entre cada lectura de MES, comúnmente obtenida al mismo intervalo de tiempo. Este procedimiento ignora la incertidumbre que existe entre cada lectura de MES. Sin embargo, provee una estimación consistente con los datos observados y como estos son a una alta frecuencia, consideramos representativo del comportamiento de los flujos sólidos.

Durante la evaluación de los flujos de material en suspensión; la incertidumbre generalmente tiene dos grandes fuentes. Una es la frecuencia de muestreo y la otra es el método de cálculo (Birgand *et al.*, 2010). Para el cálculo de la producción de sedimentos se emplean diferentes metodologías en relación a la base de datos disponible. El régimen hidrológico influirá de manera secundaria sobre la elección del método de cálculo. En este estudio presentamos cuatro métodos de cálculo ampliamente empleados (Tabla 4).

Para simplificar el método de cálculo y del análisis estadístico de las cuencas en estudio, se consideró que en cada una de ellas el procedimiento para la obtención de las lecturas del caudal sólido es el mismo. Primero porque entre ellas existe ligeras variantes entre el método para la obtención del MES. Segundo porque la frecuencia de muestreo en los ríos estudiados, refleja el comportamiento de la dinámica de los flujos sólidos a nivel anual y mensual estacional ver Capítulo 4.

Tabla 4. Métodos empleados para estimar el caudal sólido en la zona de estudio.

Método	Descripción	Ecuación	Referencia
M1	Producto de la concentración (C_i) media por el caudal en un determinado tiempo (Q_i)	$Q_s = K \left(\sum_{i=1}^n \frac{C_i}{n} \right) \left(\sum_{i=1}^n \frac{Q_i}{n} \right)$	(Preston <i>et al.</i> , 1989)
M2	Caudal sólido anual producto de la media aritmética de las concentraciones	$Q_s = KV \left(\sum_{i=1}^n \frac{C_i}{n} \right)$	(Shih <i>et al.</i> , 1994)
M3	Estimación del caudal sólido en función del caudal líquido. Los factores a y b son parámetros de la regresión en un periodo anual.	$Q_s = a (Q_i)^b$ y $Q_s = K \sum_{i=1}^{365-n} \hat{C}_i Q_i + K_{11} \sum_{i=1}^n C_i Q_i$	(Colby, 1956; Walling, 1977; Walling, 1984)
M4	Estimación del caudal sólido en función del caudal líquido. Los factores c y d son globales es decir incluyen todo el registro histórico de Q_s y Q_i .	$Q_s = c (Q_i)^d$ $Q_s = K \sum_{i=1}^{365-n} \hat{C}_i Q_i + K_{11} \sum_{i=1}^n C_i Q_i$	(Walling, 1977)

Dónde:

- Q_s = Caudales sólidos ($t.d^{-1}$)
 K = Factor de conservación para ajustar las unidades e intervalos de muestreo
 C_i = Registros de MES instantáneos (mg/l)
 Q_i = Caudal líquido instantáneo en un determinado tiempo (m^3/s)
 V = Caudal anual promedio a partir de un monitoreo continuo (m^3/s)
 n = Numero de muestreos

La información empleada para este estudio está basada en los flujos sedimentarios en suspensión y debido a las características hidrológicas de los ríos de montaña estudiados, consideramos que la carga de fondo podría ser muy variable entre 1-99% mayor información en (Turowski *et al.*, 2010). Sin embargo, para estudios futuros y para disminuir la incertidumbre durante la estimación del gasto total; se han iniciado estudios sobre el transporte de fondo en el norte del Perú.

3.6 Análisis de la curva de descarga sólida “Rating curve”

El análisis de la curva de descarga sólida ha sido ampliamente utilizada desde mediados de 1900 (Campbell y Bauder, 1940; Miller, 1951). Después de estimar el aforo sólido de cada estación (sección transversal), y conociendo su cota correspondiente de la superficie de agua; es posible establecer una curva de gasto sólido entre los flujos sedimentarios y el caudal líquido. Dependiendo la configuración de la cuenca o el punto de monitoreo esta será una curva potencial (logarítmica) con una, dos o hasta tres tendencias para las cuencas estudiadas (Morera, 2010). Estudios han demostrado que este subestima el cálculo de los flujos sólidos (Ferguson, 1986). Sin embargo, las curvas de gasto sólido tienden a reducir la dispersión durante la estimación del gasto sólido (Yang, 1996). A pesar de lo antes mencionado las características hidráulicas han permitido buenas estimaciones en base a un modelo global está acorde con la robustez de la correlación.

La nube de puntos que se forma al relacionar dos variables (caudales líquidos entre caudales sólidos), puede ser utilizada para identificar relaciones entre la variable dependiente y la independiente. Es decir está permite de predecir los flujos sólidos a partir de caudales líquidos instantáneos. Ello es facilitado por la base de datos consistente y larga con monitoreos de eventos extremos (como eventos Niños importantes en la el transporte de sedimentos).

3.7 Procesamiento de los datos hidro-sedimentológicos en HYDRACCESS

Hydraccess es un Software hidrológico de descarga libre desarrollado por el observatorio HYBAM, el cual permite manejar y gestionar una base de datos hidrológica, de calidad del agua y climatológica. Debido a la facilidad que proporciona en la manipulación e interacción de la base de datos hidro-sedimentológica. Por otra parte las ventajas comparativas que ofrece Hydraccess al almacenar la información en un formato estándar lo hacen el más apropiado para procesar la información tanto de cantidad como de calidad del agua. Además, los gráficos y tablas generadas con el software son instantáneos

y de fácil interpretación (para mayor información y descarga visitar www.mpl.ird.fr/hybam/outils/hydraccess).

La recopilación durante este estudio fue ordenada, criticada y recopilada en un formato específico como el que requiere el software Hydraccess:

a. Aforos líquidos

Generado en la aplicación (Hidro >> Aforos), y el cual nos permitirá construir la curva de descarga sólida.

b. Cotas

Procesados en la aplicación (Hidro >> Cotas), estos datos están en función de la curva de descarga. Para el caso específico de la zona de estudio se poseen cotas instantáneas pero por fines prácticos con procesadas cada dos horas.

c. Material en suspensión (MES)

El registro del material en suspensión se realiza cada 4, 6, 12 y 24 horas; dicha información es procesada completamente en la aplicación (Hidro >> Calidad).

Capítulo IV

4. INCERTIDUMBRE DURANTE LA ESTIMACIÓN DEL SEDIMENTO EN SUSPENSIÓN EN RÍOS DE MONTAÑA

4.1 Introducción

La incertidumbre es una característica inherente de las mediciones de los procesos en los sistemas de los recursos hídricos (e.g.; Raje y Mujumdar, 2010). En un contexto general, la existencia de la incertidumbre aparece en todo el proceso de monitoreo, procesamiento y manejo de la base de datos. La incertidumbre incluye el sesgo de la estimación de los caudales durante la medición (Cerdan *et al.*, 2010; Regüés y Nadal-Romero, 2013), análisis en el laboratorio (e.g.; Harmel *et al.*, 2006), estrategia de muestreo (Meybeck *et al.*, 1992b) y el método de cálculo de los SSL (Phillips *et al.*, 1999), el último es muy importante según el periodo y el algoritmo usado (eg.; Duvert *et al.*, 2011). Birgand *et al.*, (2010) mencionan que durante la evaluación de los flujos de sedimentos, la incertidumbre generalmente es producida por dos grandes fuentes. La primera es la frecuencia de muestreo y la segunda se deriva del método de cálculo. Morera *et al.*, (2011) estimaron la SY en las cuencas en estudio a partir de muestreos de sedimentos horarios; ellos demostraron que los métodos para estimar la producción de sedimentos con una mayor precisión son: Colby, (1956) y Walling, (1977). Sin embargo, entender la dinámica de la producción de sedimentos tiene que pasar por entender la incertidumbre entre el los niveles del río (caudales) y el material en suspensión. No obstante, éste se torna mucho más complejo sin una adecuada estrategia de muestreo y/o comúnmente una baja frecuencia temporal que va desde semanal hasta una vez al año.

Una de las características principales del área de estudio es la variabilidad a corto y largo tiempo, el cual se basa en periodos sub-estacionales (época de lluvias y eventos

extremos El Niño), tomando en cuenta la variabilidad estacional e interanual (Reckhow, 1994). Durante dichos eventos las cargas de concentración varían ampliamente, especialmente durante eventos de crecidas (e.g.; Meybeck *et al.*, 2003b). Además, de ello las cuencas de montañas tropicales producen grandes cantidades de sedimentos (e.g.; Dietrich y Dunne, 1978), los cuales se presentan mediante pulsos de sedimentos randomizados, y que son influenciados por los deslizamientos en la cuenca así como otros eventos naturales (Cui *et al.*, 2003). No siendo suficiente con ello, la magnitud y frecuencia de los flujos sólidos son afectados por factores antrópicos (Tarras-Wahlberg *et al.*, 2001; Harden, 2006; Morera *et al.*, 2013a). Ejemplo agricultura, carreteras, etc. (e.g.; Wohl, 2006; Montgomery, 2007). Por otra parte la caracterización estacional del transporte de sedimentos llegan a un 90% de la producción anual durante el 25-10% del ciclo hidrológico, otras cifras nos hablan del 50% de la SY en el 1% del tiempo e incluso 63 a 97% de la SY en 2% del año (e.g.; Guyot *et al.*, 1994; Molina *et al.*, 2008; Duvert *et al.*, 2011). En resumen la mayor carga de sedimentos es transportada durante algunos eventos.

En conclusión, para estimar el caudal sólido específico con un alto grado de precisión, es requerido una estrategia del monitoreo del material en suspensión (MES) y de los niveles del río (e.g.; Duvert *et al.*, 2011). En este sentido, es ampliamente reconocido, evaluar la incertidumbre que se genera a partir de los muestreos a una baja frecuencia (e.g.; Webb *et al.*, 1997). Por lo tanto, establecer una estrategia de muestreo que refleje el comportamiento de los flujos sólidos es clave. El presente capítulo tiene a bien evaluar la incertidumbre introducida por un muestreo infrecuente del MES (horario, diario, semanal, mensual) en términos de la producción de sedimentos a lo largo de la costa peruana (cuencas Tablachaca, Condorcerro, Yonan y Sambalay (Figura 12)). Así mismo, se pretende optimizar la estrategia de muestreo basándonos en la incertidumbre.

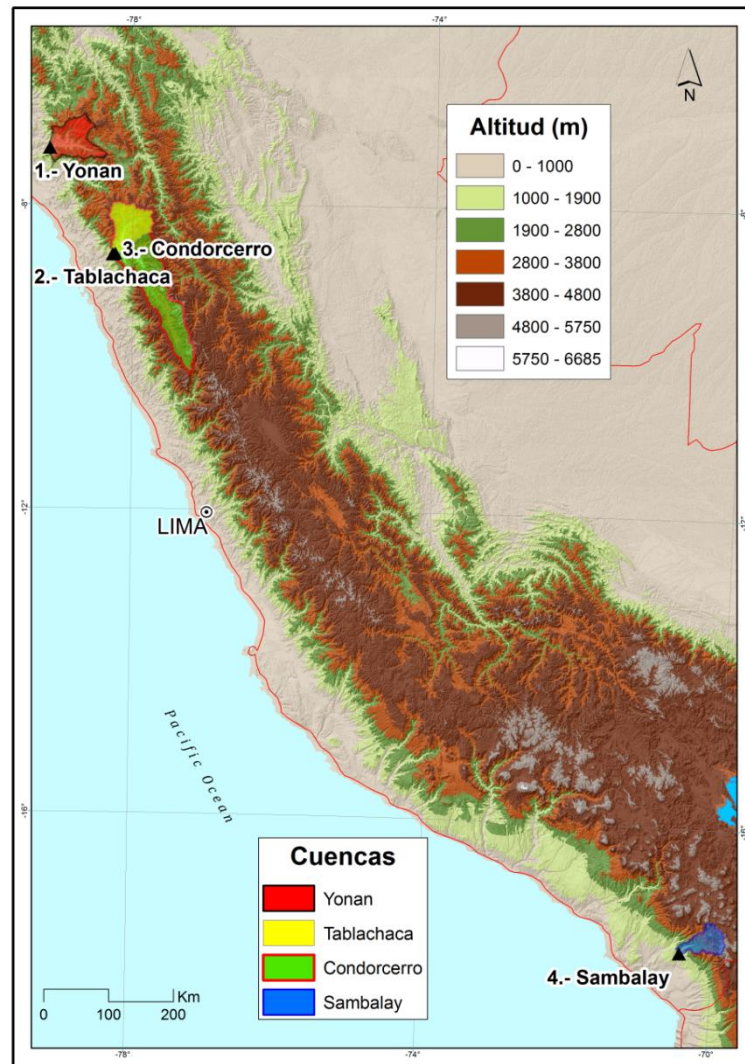


Figura 12. Mapa topográfico de la zona de estudio y ubicación de las cuencas en estudio. Las estaciones de escorrentía están representadas por los triángulos oscuros.

4.1.1 Área de estudio

El área de estudio está localizada entre 4° y 18° de latitud sur y 69° a 79° de longitud oeste, abarcando cuencas ubicadas en los Andes occidentales (Perú), las cuales drenan al océano Pacífico. El área de las cuencas varían de 1757 a 10 411 km². Las estaciones hidro-sedimentológicas son netamente de piedemonte, delimitan cuencas altamente influenciadas por la precipitación. Entre las características principales se resalta el amplio rango de sus elevaciones 441 a 6685 msnm. Una de las cuencas en estudio alberga el punto más elevado en la Cordillera Central (Tabla 5), además, es una de las

cuenas con mayor recurso hídrico y en el sur del Perú se encuentra una de las más áridas a lo largo de la costa, ambas con influencia de glaciares en la cuenca alta.

Tabla 5. Principales características de las cuencas en estudio

Cuenca	Río	Altitud (msnm)			ÁREA (km ²)	Perímetro (km)	Longitud del río principal	Longitud de la red (km)	Densidad de drenaje
		Mínima	Media	Máxima					
Yonan	Jequetepeque	441	2,571	4,195	3,290	342.0	96.6	1,037.7	0.315
Tablachaca	Tablachaca	525	3,269.	4,969	3,131	339.4	100.9	1,738.8	0.555
Condorcerro	Río Santa	470	3,654	6,685	10,403	789.9	260.3	6,225.0	0.598
Sambalay	Sama	924	3,540	5,719	1,701	313.7	81.1	657.7	0.387

4.2 Datos y métodos

4.2.1 Niveles y material en suspensión (MES)

Los registros de los niveles y el muestreo del MES son realizados por los proyectos especiales de Zaña-Jequetepeque en la estación Yonan (3293 km²); Chavimochic en la estación Tablachaca (3191 km²) y Condorcerro (10411 km²) y el proyecto especial Tacna en la estación Sambalay (1757 km²; [Figura 12](#)). Las similitudes entre las estaciones en estudio son: El periodo de monitoreo del 01/09/2004 al 31/08/2012. Todas las estaciones poseen lecturas continuas del nivel de agua y tienen en común al monitoreo discreto del MES, a una alta frecuencia (4, 6 y 12 horas; [Figura 13](#)).

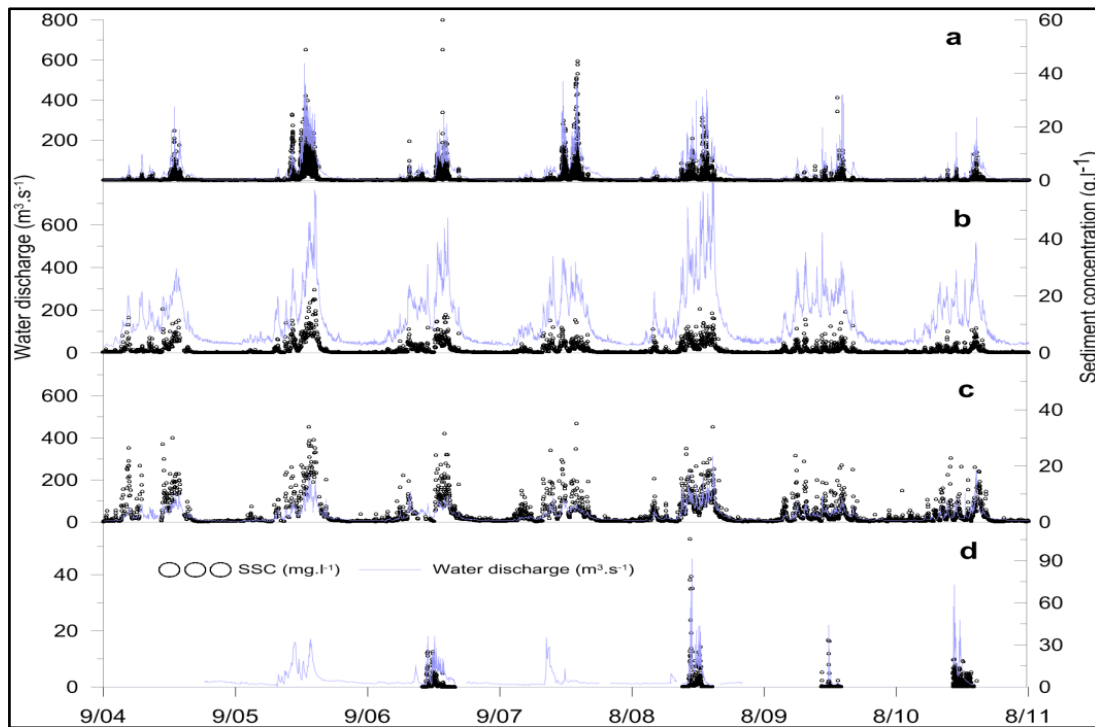


Figura 13. Serie hidrológica de los caudales instantáneos y el material en suspensión. a) Estación Yonan, b) Estación Tablachaca, c) Estación Condorcerro y d) Estación Sambalay a diferente escala.

El protocolo de muestreo está basado en pruebas estándar para determinar la concentración de sedimentos (ASTM, 2002). Este método consiste en la extracción del MES por el método del vacío, usando una bomba de succión o gravedad. Los muestreos del MES son tomados cada 12 horas para la estación Tablachaca y Condorcerro debido al rango de variabilidad de los niveles para este periodo. Para la estación Yonan el muestreo se realiza cada cuatro horas durante el periodo de lluvias y durante la época de estiaje se toma una muestra por día. Finalmente, para la estación Sambalay se toman seis muestras por día durante época de lluvias, y debido a la alta estacionalidad los niveles del río llegan a ser mínimos ver Figura 13.

4.2.2 Metodología

Se resume en tres pasos: 1) calculamos el flujo sólido y su incertidumbre a partir de muestreos discretos del MES y de los registros de los niveles del río que luego se transformaran en caudales; considerando que más alta será la frecuencia de muestreo menor será la incertidumbre (e.g.; Coynel *et al.*, 2004). 2) descomponemos la serie del MES

y niveles del río ambos en una base numérica a partir del cual simularemos un muestreo de baja a alta frecuencia del paso de tiempo diario hasta mensuales (Birgand *et al.*, 2010). 3) Simulamos el flujo de sedimentos a partir de las nuevas bases de datos, para finalmente estimar la incertidumbre a partir de la comparación de los datos observados y simulados.

4.2.3 Estimación de los flujos sólidos

a. Estimación del caudal sólido observado y simulado

El método de cálculo empleado fue desarrollado por Phillips *et al.*, (1999), quien llama método 15 en su artículo y ahora en la Ecuación 5. La presente ecuación fue aplicada a las nuevas series de datos al paso de tiempo requerido ejem. Diario, semanal y mensual.

$$SSL_t = \Delta t \sum (SSL_{id} \text{ or } SSL_i)$$

Ecuación 5

Donde el SSL_t es el flujo de sedimento instantáneo transportado durante el tiempo t ($t.s^{-1}$); Δt tiempo de intervalo que puede variar de diario a mensual.

4.3 Resultados

4.3.1 Estimación de la incertidumbre para los flujos anuales

a. Error relativo

La Figura 14 muestra el incremento de la incertidumbre debido a la reducción de la frecuencia de muestreos. Por ejemplo a una frecuencia horaria, diaria y mensual, en general el error relativo tiende a incrementarse cuando decrecen los intervalos de muestreo para las cuatro cuencas estudiadas. Sin embargo, no es posible establecer una tendencia y/o conocer el punto de quiebre de dicha tendencia para todas las cuencas estudiadas.

La estación Yonan muestra una fuerte tendencia a sobreestimar cuando la frecuencia de muestreo esta entre 1 a 6 días (líneas en rojo para la [Figura 14](#)). A partir del séptimo día, la tendencia muestra un comportamiento randomizado (ver el 5 y 95 percentil representadas por los límites de las líneas punteadas). El grado de variabilidad aumenta de 10 a 46% cuando disminuye en intervalo de muestreos. Finalmente, se observa un punto crítico cuando la frecuencia de muestreo excede los 12 días, el cual muestra una amplitud de ~120% de error. Además, se enfatiza que durante eventos extremos las cifras de la incertidumbre pueden elevarse hasta 300% la media basada en el transporte de sedimentos durante un ciclo hidrológico (años normales).

La frecuencia de muestreo del material en suspensión para la estación Tablachaca presenta una tendencia a subestimar hasta el 8 día. Frecuencias de muestreo mayores a está estimarán valores totalmente inciertos el cual produce un error significativo durante un balance anual ([Figura 14](#)).

La estación Condorcerro muestra una tendencia a subestimar los flujos sólidos cuando el intervalo de muestreo es menor a 7 días. Al sur del Perú (cuenca Sama) la producción de sedimentos a la altura de la estación Sambalay muestra la más alta incertidumbre en la cual la tendencia de la incertidumbre es clara hasta el segundo día a partir del tercer día la amplitud de las estimaciones puede variar fuertemente, subestimando un ~50% durante la estación de lluvias.

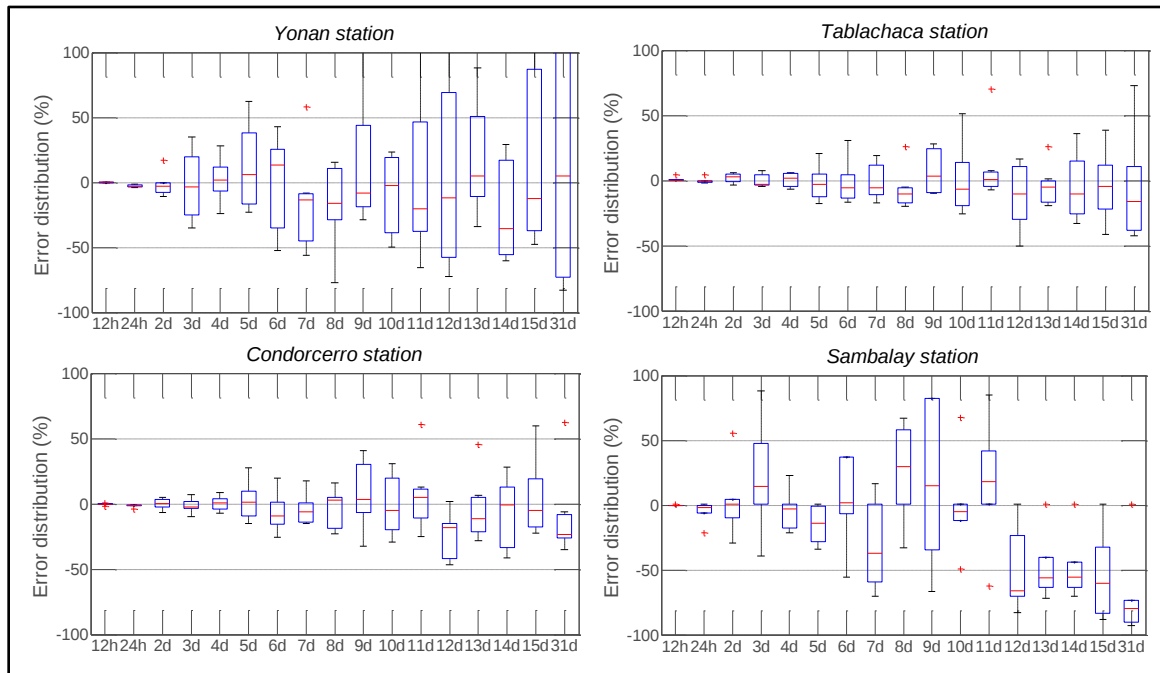


Figura 14. Ploteo de cajas, que considera la distribución estadística de las incertidumbres durante la estimación del flujo de sedimentos anual; expresadas como error relativo durante el ciclo hidrológico (2004-2011), apartir de datos simulados a un paso de tiempo horario, diario, etc. Las líneas rojas horizontales representan el promedio en la serie de datos; las cruces en rojo representan eventos atípicos; los extremos de las líneas punteadas representan el 5 y 95 percentil. Las cajas representan los datos a un 25 y 75 percentil.

b. Raíz cuadrada del error medio (RMSE)

La estación Yonán muestra el mayor error acumulado con una tendencia a sobreestimar hasta el sexto día de muestreo. La estación Tablachaca muestra también una tendencia positiva hasta el octavo día seguido de la estación Condorcerro con un crecimiento positivo del error hasta el sexto día. Finalmente, la estación Sambalay muestra una tendencia positiva hasta el tercer día [Figura 15](#). En resumen está figura muestra se produce un mayor error cuando la frecuencia de muestreo disminuye.

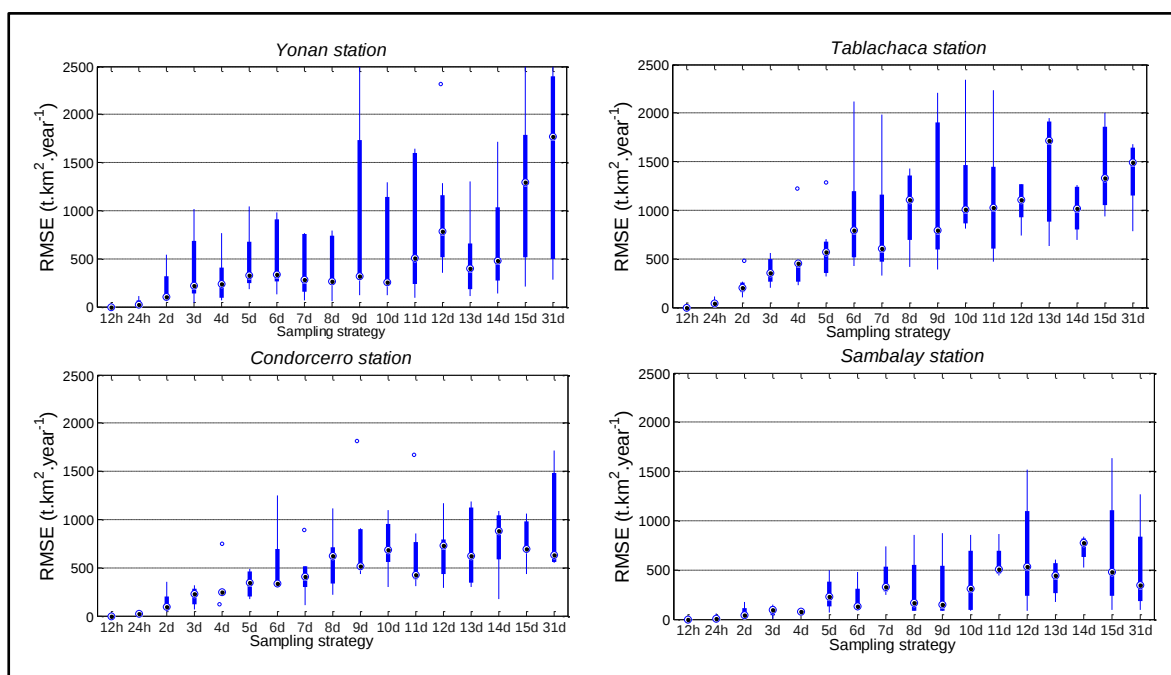


Figura 15. Ploteo de cajas, que considera la distribución estadística de las incertidumbres; expresadas como error absoluto durante el ciclo hidrológico (2004-2011). Los puntos oscuros representan el promedio en la serie de datos. Los círculos en azul representan eventos atípicos. los extremos de las líneas continuas representan el 5 y 95 percentil. Las cajas representan los datos a un 25 y 75 percentil.

4.3.2 Estimación de la incertidumbre a partir de un balance mensual del SSL

Generalmente la zona de estudio muestra un régimen uni-modal durante el ciclo hidrológico, con un contraste muy marcado entre el periodo de lluvias y estiaje. Y los flujos sólidos están fuertemente controlados por los caudales líquidos. Sin embargo, el factor decisivo que controlará la carga de sedimentos tiende a ser variado a lo largo de los Andes.

a. Error relativo mensual

El periodo de mayo a noviembre se caracteriza por la ausencia de precipitaciones, para este periodo la frecuencia de muestreo requerida es una vez al mes e incluso uno cada dos meses. Por ejemplo la estación Yonan presenta una alta estacionalidad. La raíz cuadrada del error medio muestra un amplio rango de variación con picos durante los meses de diciembre-abril, y el cual se va reduciendo durante el ciclo hidrológico (Figura

12). Para las cuencas estudiadas el mayor rango de amplitud se encuentra en el mes de abril.

b. Prueba CUSUM mensual

La prueba de CUSUM del caudal específico sólido, muestra la evolución de la incertidumbre a un paso mensual durante el periodo de evaluación. Estas muestran consistencia para el periodo de estiaje. Sin embargo, para el periodo de lluvia la serie de datos generados tiende a subestimar y sobrestimar según el intervalo de muestreo. Por ejemplo en años con poca precipitación tienden a subestimar el flujo de sedimentos hasta en 4 veces; estas afirmaciones se ve reflejada en el aumento de la amplitud entre lo observado versus lo simulado (Figura 16).

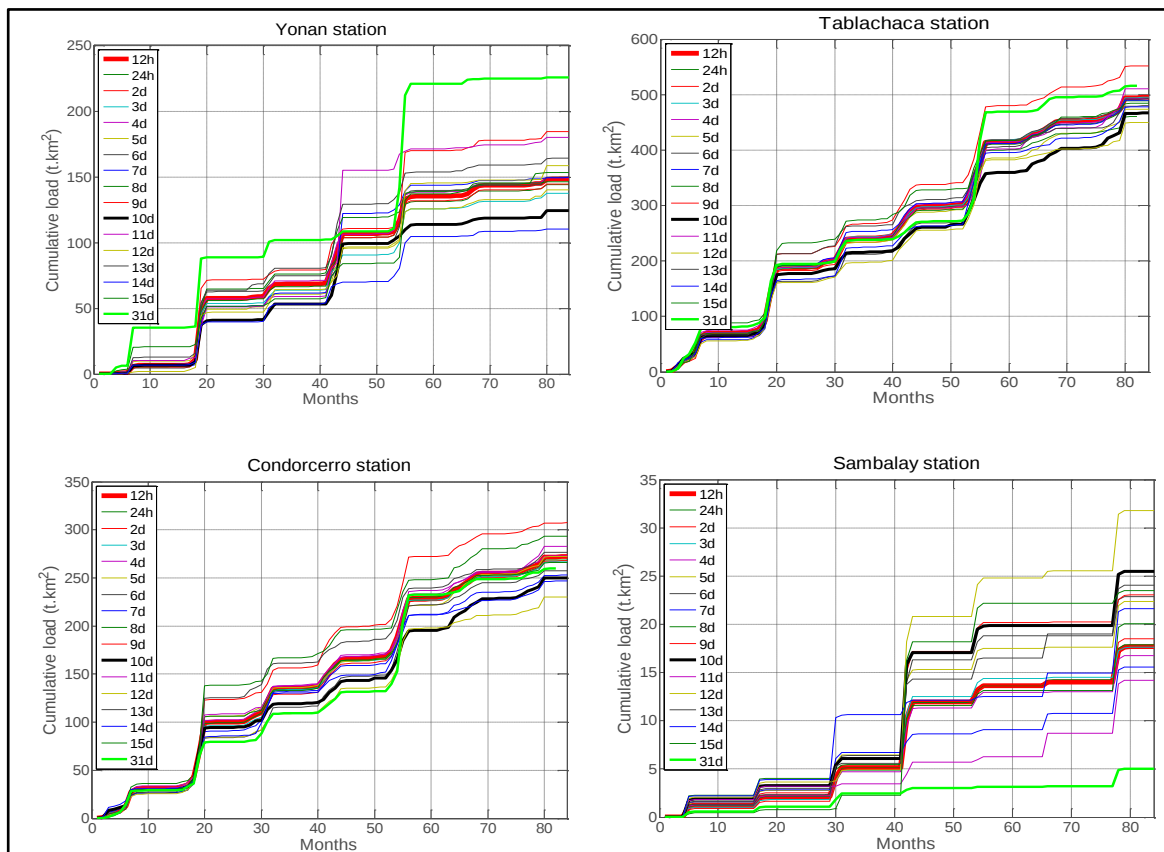


Figura 16. Ploteo de las series mensuales observadas y simuladas de los caudales sólidos específicos ($\text{t.km}^2.\text{month}^{-1}$) para las estaciones Yonan, Tablachaca, Condorcerro y Sambalay para el periodo de evaluación 2004-2011.

4.3.3 Incertidumbre durante eventos extremos

La buena relación existente entre los caudales sólidos y los líquidos expresados en la curva de gasto sólido nos permite hacer una reconstrucción de los flujos sólidos en suspensión durante eventos extremos como El Niño. Durante dichos eventos se contempla caudales hasta diez veces mayor a un paso de tiempo interanual. Sin embargo, al paso de tiempo diario esta puede llegar a ser 300 veces mayor (Figura 17). Esta es una de las razones por las cuales la estrategia de muestro debe de aumentar la frecuencia de muestreo, reduciéndose a la mitad el tiempo establecido para años normales.

La fuerte variación interanual (Figura 12), es altamente controlada por eventos El Niño. La presencia del mega El Nilo trae años diez veces más húmedos que años normales (El Niño). Dichos eventos causan escorrentías mucho más fuertes. Como resultado, las tasas de erosión se ven alteradas. Por ejemplo la cuenca Sambalay años de baja precipitación la estacionalidad en referencia a los niveles del río no tienen mucha diferencia (Figura 12). En contraste a ello durante la presencia de eventos mega Niños (1982-83 y 1997-98) dicha cuenca muestra una sensibilidad al aumentar la dinámica del transporte de sedimento en dicha cuenca.

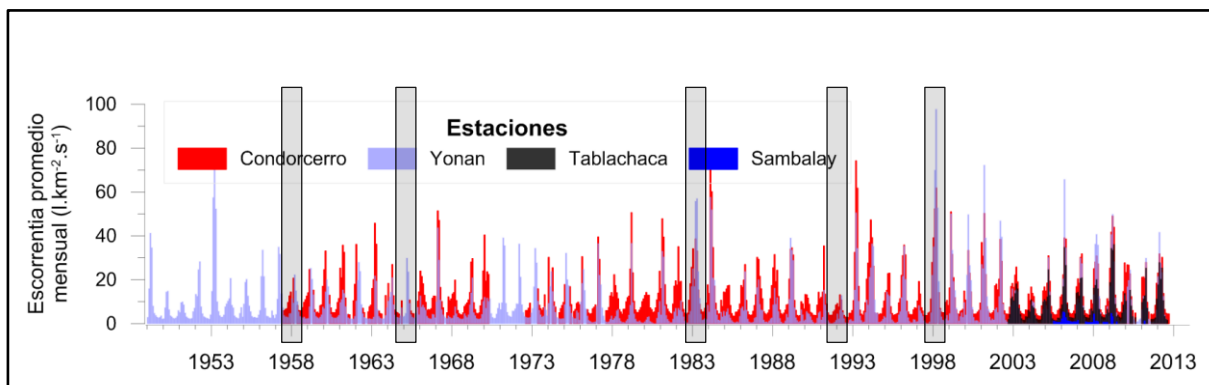


Figura 17. Series históricas de los caudales líquidos periodo 1948-2012 para las estaciones en estudio. Los años en barras oscuras fueron catalogados como fuertes eventos El Niño.

4.4 Discusión

4.4.1 Variabilidad de la incertidumbre durante la estimación anual del SSL

El error relativo muestra una fuerte variabilidad, en donde se puede corroborar que la incertidumbre se incrementa al disminuir la frecuencia de muestreo, y en primera instancia esta es relacionada al tamaño de la cuenca (eg.; Meybeck, 2003). Sin embargo, los flujos sólidos son altamente influenciados por los factores que controlan la producción de sedimentos. En general, se observó que un muestreo semanal en este tipo de cuencas de montaña subestima la producción de sedimentos; este efecto se asocia al ciclo hidrológico y los tipos de transferencia rápida (pulsos de sedimentos), como consecuencia se tiene la falta de representatividad de la actividad desarrollada en la cuenca. Por ejemplo, si el muestreo inicia un domingo esta se realizará cada domingo, con lo cual ignoraríamos la actividad antrópica de lunes a sábado y que vale la pena recalcar es mucho más intensa (minería, industria, agricultura, etc.).

Recientes estudios realizados por (Coynel *et al.*, (2004); Mano *et al.*, (2009); Duvert *et al.*, (2011)) acerca de la incertidumbre durante la estimación de sedimentos en suspensión en cuencas de montaña establecieron una relación entre el tamaño de cuenca y la frecuencia de muestreo (Figura 18). Las estimaciones alcanzadas en este estudio nos permiten afirmar que las cuencas estudiadas (Andes centrales) necesitan de un intervalo de muestreo de *moderado* a *intenso*, esto con la finalidad de cuantificar la producción de sedimentos al paso de tiempo anual. Una de las causantes que las cuencas en estudio se encuentren en cuencas de riesgo para el monitoreo de los flujos sólidos, son la fuerte variabilidad del clima, la topografía, la heterogeneidad de la litología y la actividad antrópica; los cuales generan una alta dinámica de los SSL. Por ello, no es posible establecer una sola tendencia de la incertidumbre; es decir el área debe de ser analizada estacionalmente y cuenca por cuenca.

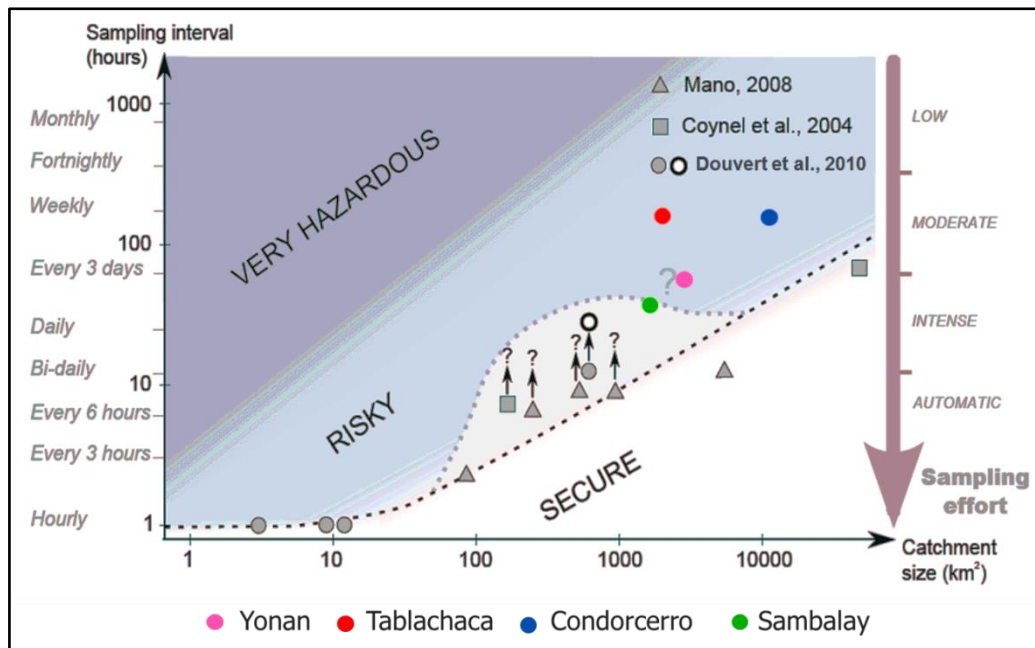


Figura 18. Frecuencia de muestreo mínima para obtener estimaciones anuales confiables de los flujos sólidos en suspensión. El área en blanco permite estimaciones con alto grado de precisión ($\pm 20\%$ error). El área en plomo indica intervalo de muestreo potencialmente en riesgo, en donde estimaciones a un 75 y 25 cuartil van a producir un ($\pm 20\%$ error). Figura adaptada de [Duvert et al., \(2011\)](#).

4.4.2 Incertidumbre durante la estimación mensual de los SSL

El análisis de la incertidumbre basado en la variabilidad estacional (diciembre-febrero), es un factor clave para corregir los posibles errores ([Diarra et al., 2007](#)). Primero, la ocurrencia de eventos de crecidas en la cual se espera fuertes concentraciones es más frecuente y con ello la tendencia a subestimar los eventos picos incrementándose el rango de error ([Cheviron et al., 2011](#)).

La cuantificación del error relativo muestra una fuerte variabilidad durante el periodo lluvioso. Mientras que para el periodo de estiaje los pulsos de sedimentos son mucho más estables dado que durante esta época las fuentes que participan en la dinámica de los sedimentos se reducen principalmente al vector agua (clima). La presencia de diluciones así como altas concentraciones en la carga de sedimentos durante el estiaje no representan un problema para el balance de sedimentos anual. Los flujos sólidos están en una magnitud de $\sim 0 \text{ t.day}^{-1}$ estos eventos son frecuentemente observados en la cuenca

Sama a la altura de la estación Sambalay, ello nos confirma la marcada estacionalidad de la producción de sedimentos para dicha cuenca. Sin embargo, si el fin es el monitoreo de la calidad del agua se recomienda tomar muestras continuas del MES (en una estación) y un muestreo de los principales tributarios aguas arriba del punto de monitoreo durante el estiaje.

El análisis al 5 y 95 percentil muestra un amplio rango de incertidumbre, uno de los factores a simple vista es atribuido al tamaño de la cuenca; esto básicamente a partir del análisis de los pulsos de sedimentos, cuyo comportamiento es el resultado del flujo y la concentración de sedimentos. Sin embargo, los factores que controlan la producción de sedimentos como el clima, la geología (litología), la cobertura del suelo, la topografía y el factor antrópico tienden a cambiar esta relación (e.g.; [Vente et al., 2011](#); [Morera et al., 2013a](#)). Considerando el clima a lo largo de la costa del Perú, tenemos diferentes influencias del norte al sur como del este hacia al oeste. En efecto, las cuencas ubicadas al norte son altamente influenciadas por las fuertes precipitaciones, las cuales disminuyen hacia el sur. La prueba estadística del CUSUM muestra que durante años excepcionales se requiere aumentar la frecuencia de muestreo en 2 veces de la estrategia ya establecida durante años normales durante una estimación mensual en el periodo de lluvias.

4.4.3 Estrategia de muestreo de sedimentos a partir de datos horarios

Los caudales sólidos horarios fueron reconstruidos a partir de la curva de descarga sólida. Las cuencas en estudio mostraron una relación fue altamente significativa ($P < 0.0001$ and $R > 0.9$). Estos resultados ayudan a explicar los procesos del transporte de sedimentos en la cual las curvas no presentan tendencias muy complejas (histéresis) ([Meybeck y Moatar, 2011](#)). Finalmente, la estrategia de muestreo fue basada en [Verhoff et al., \(1980\)](#); quienes establecieron el cálculo del SSL a partir del promedio de las lecturas instantáneas del MES y caudales, este tipo de cálculo influye directamente según la frecuencia de muestreo.

Capítulo V

5. MONITOREO INSTANTÁNEO Y CONTINUO DEL MES PARA REDUCIR LA INCERTIDUMBRE

Estimación de los flujos sólidos en suspensión a partir de medidas de turbidez en cuencas de montaña (2007-2012).

5.1 Introducción

Uno de los grandes retos que confronta la comunidad científica es de entender los patrones y quienes controlan la variabilidad espacio-temporal del MES ([Navratil et al., 2011](#)). Las altas concentraciones del MES, su amplitud y variabilidad en cuencas de montaña sitúan a las mediciones continuas como la mejor manera de obtener datos con mayor precisión ([Williams, 1989](#); [Lane et al., 1997](#); [Marttila et al., 2010](#)). Sin embargo, el número de muestreos en espacio y tiempo son usualmente limitados ([Alcántara et al., 2010](#)). Principalmente por restricciones operacionales y económicas que limitan la frecuencia de muestreo durante el tiempo de avenidas ([Dana et al., 2004](#); [Susfalk et al., 2008](#)). La baja precisión en la curva de descarga sólida se ve altamente influenciada por un muestreo a una baja frecuencia y donde el sesgo es desconocido ([Morera et al., 2013b](#)). En los últimos años como una alternativa de monitoreo instantáneo se utilizan los sensores ópticos que relacionan el NTU y el MES, y a partir de ella estimar el caudal sólido en suspensión (SSL) ([Guyot et al., 1996](#); [Minella et al., 2008](#); [Tananaev y Debolskiy, In Press](#)). Estudios alrededor del mundo muestran buenos resultados, siempre y cuando los efectos del tamaño de partícula y la reflectividad no se opongan a la calibración del sensor (e.j. [Jack, 2003](#); [Schoellhamer y Wright, 2003](#)).

La cuenca del río Santa se caracteriza por sus fuertes gradientes altitudinales, el clima cambia fuertemente en distancias relativamente cortas, cobertura vegetal estacional y escasa, litología que presenta suelos pocos estables, con una gradiente de precipitaciones de este/oeste que va de 100 hasta 1150 mm.año⁻¹ (1998-2010) para la zona de estudio. La descarga líquida promedio anual es de 110 m³.s⁻¹ (1977-2010) y con una producción promedio de sedimentos en suspensión de 15.1 millones de toneladas (2000-2010). Dicha cuenca tiene como principal aportante de caudal líquido (28.6%) la cuenca Tablachaca (~3130 km²) la cual posee una de las cifras más elevadas de caudal específico sólido para América del Sur-Océano Pacífico con 2205 t.año⁻¹.km⁻² (Morera *et al.*, 2011).

La elevada concentración de sedimentos en suspensión (MES) es el principal problema que enfrenta el Proyecto Especial Chavimochic, quien monitorera el MES y la turbidez (NTU) en 3 estaciones de piedemonte en el río Santa (Figura 19). La base de datos analizada presenta información a una alta resolución temporal (12-48 horas) periodo 1997-2012 para las estaciones de Condorcerro, Tablachaca y Santa (Figura 19). Es así que el presente estudio estimó el MES instantáneo, a partir de una ecuación potencial generada entre la relación del MES observado y la turbidez, dicho proceso para cada estación; y mediante técnicas estadísticas se evaluó la implicancia del monitoreo continuo de turbidez como una tecnología de reemplazo para la estimación del MES en la cuenca del río Santa.

5.1.1 Configuración y área de estudio

La estación Santa abarca la cuenca media y alta ambas con parámetros físicos bien marcados (Tabla 6). La cuenca del río Santa (12 000 km²), ubicada al norte del Perú y cuyo origen tiene lugar en los Andes occidentales (Figura 19) y desemboca en el océano Pacífico. La peculiaridad de dicha cuenca es que se extiende desde el nivel del mar hasta la línea de cumbres de la Cordillera Negra y Cordillera Blanca cuyo punto más alto es el nevado Huascarán a 6768 msnm, además alberga la más extensa cadena montañosa tropical con una extensión glaciaria ± 600 km²; que sumado al agua subterránea aportan un caudal base en época de estiaje (Mark y Seltzer, 2003; Georges, 2004; Georges, 2005; Baraer *et al.*, 2009). La intensa actividad antrópica como la micro minería en la cuenca media y alta hacen que

sus cadenas montañosas queden expuestas a una erosión intensa la cual trae enormes cantidades de sedimentos (Morera *et al.*, 2013a).

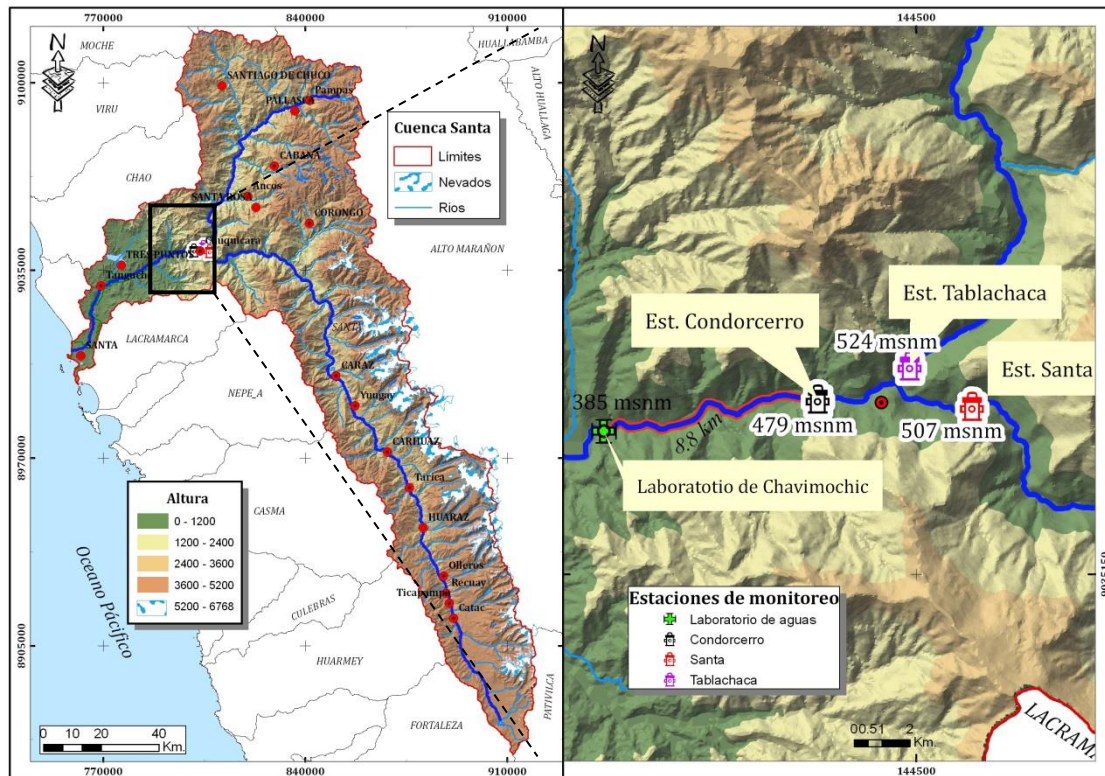


Figura 19. Ubicación del laboratorio y las estaciones hidro-sedimentológicas Chavimochic. Topografía a partir de un DEM cuya resolución es de 90x90 m.

5.2 Fuente de los datos y métodos

5.2.1 Datos

Las muestras de MES son tomadas en las estaciones de Condorcerro, Tablachaca y Santa. Debido a la ubicación estratégica de las tres estaciones, todas las lecturas son tomadas simultáneamente a las 6am y 6pm hora local. A partir del año 2007 se inició la toma de lecturas de turbidez en cada muestra de MES (Tabla 6). Es decir su base de datos ostenta una filtración (MES) y medición de la turbidez sobre cada muestra, ambos poseen un registro del nivel del agua, a partir de ellos se estimó los caudales líquidos.

Tabla 6. Inventario de datos de turbidez en el laboratorio Chavimochic.

Estación	Cuenca	Periodo	Datos	Observaciones
Condorcerro	Santa	08/02/2000-17/09/2001* y 18/01/2007-31/08/2012	3720	Data con dos lecturas por día, cada 12 horas
Tablachaca	Tablachaca	18/01/2007-31/08/2012	3354	Data cada 12 y/o 24 horas
Santa	Santa Alta	18/01/2007-31/08/2012	2364	Data cada 48 horas

*Periodo no considerado en el estudio.

El protocolo para las lecturas de turbidez se obtienen en el laboratorio con un turbidímetro tipo HACH 2100AN Turbidimeter. Este mide la luz dispersa de retorno hacia la fuente de luz y con la capacidad de medir turbidez en presencia de color. Mayor detalle del principio basado para la lectura, y detalles de funcionamiento en (<http://www.eoc.csiro.au/instrument/html/marine/hach2100an.htm>).

Para el monitoreo del MES se toman tres muestras de la sección transversal del río, a $\frac{1}{4}$, $\frac{1}{2}$ y $\frac{3}{4}$ respectivamente y a la profundidad de $\frac{1}{4}$. El volumen de muestra es ~1 litro por punto de muestreo, es decir ~3 litros por estación; los cuales son mezclados para luego extraer un litro de la nueva solución un litro para hacer la filtración de los sólidos en suspensión y 100 ml para las lecturas con el turbidímetro.

Para el registro de caudales, se cuenta con lecturas del nivel instantáneo tomado con los limnógrafos y limnómetros en las estaciones de estudio. Los niveles son transformados en caudales líquidos a partir de la curva de gasto líquido.

5.2.2 Métodos

a. Análisis de los datos

La serie temporal facilitó observar una homogeneidad en la lectura de los datos de NTU y MES durante la época de lluvias (Figura 19). La estación Condorcerro presento un mayor rango de variabilidad de los caudales. Mientras que la estación Tablachaca presenta los mayores rangos de variabilidad en las lecturas de turbidez y material en suspensión, los datos estadísticos en la (Tabla 7).

Tabla 7. Resumen estadístico de los datos históricos para la estación Condorcerro, Tablachaca y Santa.

Estación	Estadística	Caudal (m ³ .s ⁻¹)	MES (mg.L ⁻¹)	Turbidez (NTU)
Condorcerro	Min	28.8	46.2	47.2
	Max	821.1	22233.6	30432.0
	Prom	136.1	1139.5	1373.4
	n	5975.0	5975.0	3720.0
	DS	116.6	1977.9	3153.9
Tablachaca	Min	2.6	113.7	11.2
	Max	315.4	35085.4	65160.0
	Prom	28.2	2903.6	4280.3
	n	5474.0	5474.0	3354.0
	DS	30.9	4388.5	7177.4
Santa	Min	16.4	17.8	22.5
	Max	751.7	17409.7	8473.5
	Prom	104.7	562.6	152.5
	n	3384.0	3384.0	2364.0
	DS	87.2	1282.8	418.5

Con ayuda del software Hydraccess 4.5 desarrollado por (Vauchel, 2010); se trató la base de datos de Q, MES y NTU. La relación entre estos fue analizada, a partir de diagramas log-log, la base de datos fue considerada a un intervalo de confianza de 95 y 5 percentil (Figura 20 a, b, y c) con ayuda del software MiniTab. Finalmente, el cálculo del MES a partir del NTU ($MES = f(NTU)$), fue facilitado en el Software Hydraccess; a partir del MES estimado se calculó el SSL ($Q_{SS} = MES \times Q_{Líquido}$).

b. Selección del periodo de análisis

El periodo de análisis incluyó toda la serie histórica de turbidez (2007-2012) Ecuación 6. Las lecturas de NTU es un método indirecto de la medición del MES, el cual es necesario calibrarlo. En este sentido la obtención de las curvas de gasto sólido, con un buen ajuste está relacionado a entender la fuente de dispersión y como está refleja la variación del MES.

$$MES = a \times NTU^b$$

Ecuación 6

Donde MES es la concentración de sedimentos en suspensión instantánea en g.l⁻¹, NTU es la unidad de medida de la turbidez (Unidades Nefelométricas de turbidez) tomada en el laboratorio a cada muestra de MES, a y b son los coeficientes de calibración.

c. Análisis de eficiencia

Se emplearon test estadísticos ampliamente utilizados en hidrología. Para analizar el grado de significancia del MES_{generado} se aplicó el test de eficiencia Nash, y Sutcliffe, (1970) (Ecuación 7) y para cuantificar la magnitud del error se empleó el Error relativo absoluto (Ecuación 8) ambos datos por:

$$Ef = 1 - \left(\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - P_i)^2}{\sum_{i=1}^n (O_i - \overline{O_i})^2} \right)$$

Ecuación 7

$$Er(ABS) = \frac{\left(\sum_{i=1}^n \left(ABS \left(100 * \left(\frac{P_i - O_i}{O_i} \right) \right) \right) \right)}{n}$$

Ecuación 8

Donde n es el número de observaciones, O_i es el MES observado, $\overline{O_i}$ es el promedio de todos los MES observados, P_i es el MES generada a partir de las lecturas de turbidez empleando la Ecuación 6. Ef puede variar de un rango de $-\infty$ a 1, mientras más cercano a uno mayor será la eficiencia del modelo. ABS es el valor absoluto, $Er(ABS)$ puede variar de 0 a $+\infty$, mientras más cercano a cero mayor será su eficiencia.

d. Análisis de las curvas de MES en función del NTU

La estación Condorcerro muestra tres tendencias para estimar el MES a partir del NTU (Figura 20a). No se filtró los puntos con mayor dispersión y se intentó seguir la tendencia natural de la relación, cuyo patrón de variación característico es altamente influenciado por las altas cargas de MES del río Tablachaca (Figura 20b), reflejado en la tercera tendencia de Condorcerro y Tablachaca. El primer tramo presenta la mayor pendiente con un exponente de descarga de 1.13 Ecuación 6, tornándose más estable de ~600 a ~12 200 NTU. La estación Tablachaca muestra tres tendencias el primer tramo presenta mayor pendiente con un exponente de 1.1 (Figura 20b), que luego se reduce a la mitad durante el intervalo de ~750 a ~5 500 NTU, en la última tendencia vuelve a un exponente muy cercano a la unidad 0.87. Se resalta algunos puntos atípicos en la relación generada, probablemente de origen no natural en la cuenca. Por ejemplo la actividad minera (Morera *et al.*, 2013a). Finalmente, la estación Santa muestra dos tendencias, la primera tendencia presenta una pendiente de 0.35 que luego se incrementa violentamente a 1.9 en la segunda tendencia (Figura 20c), con un punto de quiebre a 70 NTU.

Los 3 ajustes de $MES = f(NTU)$ para la estación Condorcerro y Tablachaca son parecidos; la estación Santa no muestra una tercera tendencia en su relación. Según Chung, y Lee, (2009) los quiebres en las relaciones se deben a diferencias de proporción entre sedimentos gruesos y finos en función del caudal

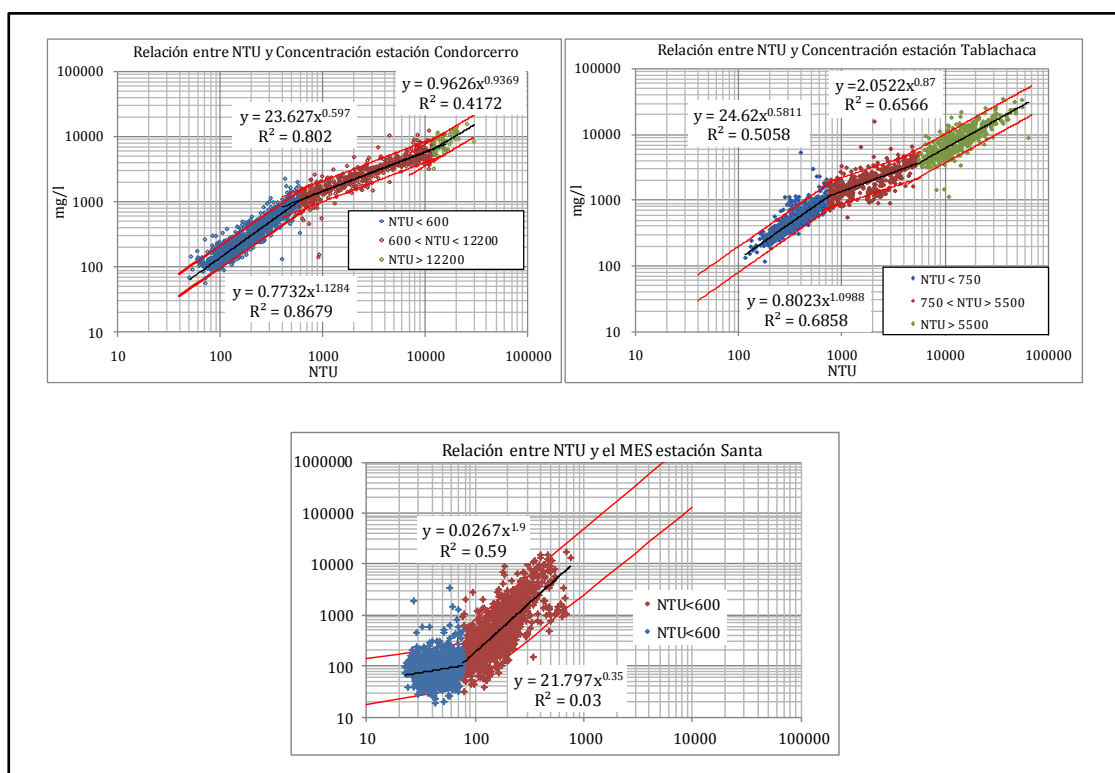


Figura 20. Log-Log de la correlación entre el MES y NTU para las estaciones de a) Condorcerro, b) Tablachaca y c) Santa; sobre el periodo 2007-2012. La tendencia central (línea negra) fue originada a partir del 5 y 95 percentil, líneas superiores e inferiores (rojo) representan los intervalos de predicción (IP) al 90 y 10%.

Se debe notar que las lecturas de turbidez son altamente sensibles a la granulometría de las muestras, es decir a la proporción de las partículas gruesas y finas (Clifford *et al.*, 1995; Minella *et al.*, 2008). La nube de puntos formada entre la relación de la NTU y MES para la estación Santa, se le atribuye a las condiciones hidráulicas de la estación, especialmente a la velocidad del flujo que controla la erosión, la sedimentación, deposición y consolidación de los sedimentos en la sección de monitoreo (Smith y Pavelsky, 2008). Esto se refleja en una granulometría menos variable a través del tiempo (ver Figura 21b). La proporción de arenas, limos y arcillas son poco variables a través del tiempo. Sin embargo en el río Tablachaca a la altura de estación Tablachaca el caudal líquido muestra una mayor estacionalidad, que influyente fuertemente en la granulometría, estas características hacen a dicha estación menos sensible al tamaño del grano, forma y densidad del grano del sedimento (Figura 21). Además, de lo antes mencionado la técnica empleada en el laboratorio podría causar un sesgo ejemplo:

- Para medir la turbidez se extrae 20 ml de la muestra (1 litro), que se va a filtrar. Puede ser que la muestra de 20 ml no sea representativa de la muestra original.
- Cuando la turbidez es elevada el turbímetro no puede leer dicha muestra por ello, se hace una dilución adicional de la muestra de turbidez.
- Ausencia de agitador al medir la turbidez, por lo que las partículas gruesas pueden sedimentar durante el proceso de medición del NTU.
- Mala calibración del turbidímetro.

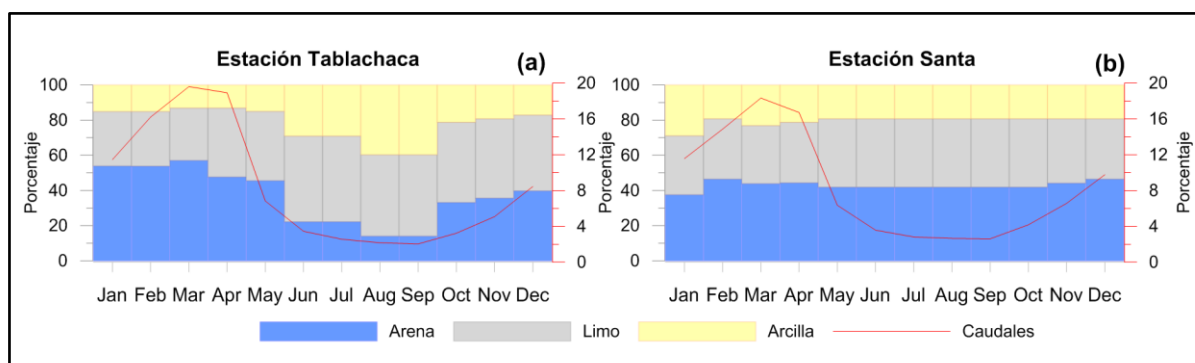


Figura 21. Granulometría del sedimento en suspensión para la estación Tablachaca (a) y la estación Santa (b) para el año 2002. Línea en rojo muestra el volumen del caudal líquido transportado durante un año para el periodo 2002-2012.

e. Análisis de los caudales líquidos y la turbidez

Las Figura 22 a, b y c muestran los caudales líquidos y su relación con las medidas de turbidez, mediante un análisis de frecuencia al 95%. En general se observa una variación estacional relacionada con la estacionalidad del ciclo hidrológico (Figura 22). La estación Santa (Figura 22c), muestra dos rangos de NTU una para caudales mayores y menores a $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Según el gráfico para dicha estación se observa dos periodos de transporte de sedimentos completamente diferentes. La estación Tablachaca muestra tres rangos de lecturas NTU un poco difusas, en donde descargas mayores a $45 \text{ m}^3/\text{s}$ tienen rangos mayores a 55000 NTU. Estación Condorcerro cuya NTU registrada muestra una dinámica estacional que va en relación a los volúmenes de descarga líquida distinguidos en tres rangos.

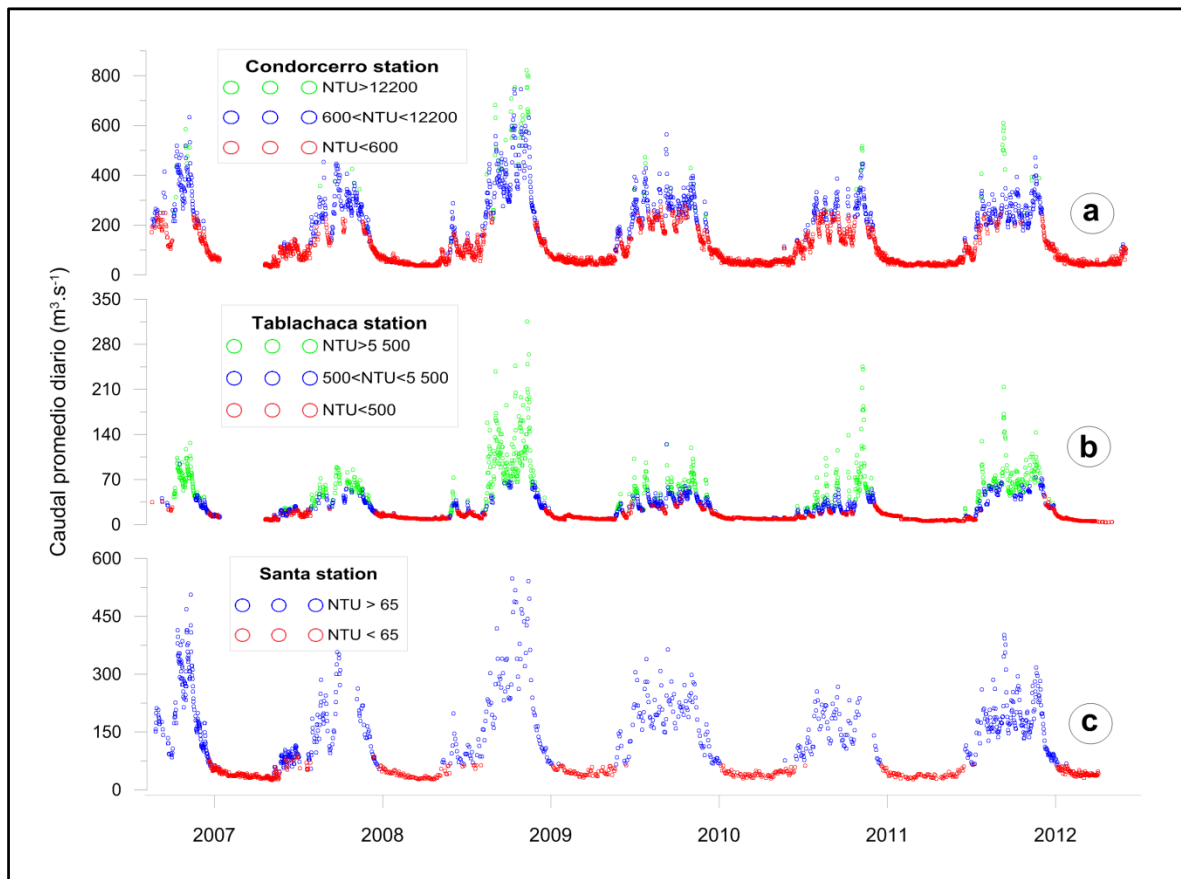


Figura 22. Dinámica de los rangos de turbidez en base a los caudales líquidos. a) Condorcerro, b) Tablachaca y c) Santa sobre el periodo 2007-2012. Se resalta la alta estacionalidad de los sedimentos en épocas de avenidas. Los colores están basados en los quiebres de la curva del gasto sólido [Figura 20](#).

5.3 Resultados y discusiones

5.3.1 Estimación del MES a partir de NTU

Según el coeficiente de correlación ([Figura 20 a, b y c](#)), los mejores resultados se muestran para la estación Tablachaca ($\sim 3130 \text{ km}^2$) y Condorcerro ($\sim 9969 \text{ km}^2$). La segunda altamente influenciada por el sedimento que viene de la cuenca del río Tablachaca, y su granulometría del sedimento altamente estacional. La arena representa el 36.6% anualmente, frente a un 48.8% de limo y un 22.2% de arcilla ([Figura 21](#)). A diferencia, la estación Santa ($\sim 6815 \text{ km}^2$) presenta una dinámica de la granulometría más estable durante el año, sin embargo, presenta mucho mayor concentración de arenas (46.5%) que la cuenca del río Tablachaca, el 38.9% está compuesto de limos y solo el

28.9% de arcillas. Analizando el índice de Gravelius y otros parámetros de la [Tabla 8](#) y considerando que dichos parámetros no se ven alterados por actividad antrópica; se resalta que la cuenca Tablachaca presenta pulsos de sedimentos mucho más rápidos que la cuenca del río Santa ([Glazyrin y Tashmetov, 1995](#); [Ellison *et al.*, 2010](#)). Si a lo antes mencionado agregamos la topografía mucho más accidentada en la cuenca del río Tablachaca, escasa cobertura vegetal, intensa actividad antrópica y una litología en su mayoría compuesta por andesítica y piroclastos. Entonces que la cuenca Tablachaca toma un escenario altamente sensible a la erosión.

Tabla 8. Parámetros físicos de las cuencas monitoreadas

Estación	Cuenca	Área (km ²)	Densidad de drenaje	Longitud cause principal (km)
Condorcerro	Santa+Tablachaca	10403	0.59	260
Tablachaca	Tablachaca	3131	0.55	101
Santa	Santa (Media-Alta)	7190	0.62	254

Empleando la [Ecuación 6](#) se generó el MES instantáneo a un 90 y 10 percentil de la NTU instantáneo ([Figura 20 a, b y c](#)). Para la estación Condorcerro el MES calculado a partir de NTU tiende a subestimar en épocas de descargas, no logra simular las altas concentraciones de sedimentos ([Figura 23a](#)). La serie histórica de la estación Tablachaca muestra un amplio rango de variabilidad temporal del MES durante época de lluvias ([Figura 23b](#)). El MES calculado sigue el MES observado; excepto para algunos eventos de elevada concentración del MES. La estación Santa muestra una ligera subestimación del MES a partir del NTU de febrero-mayo ([Figura 23c](#)) época en la cual se observa alta estacionalidad del MES en función del NTU.

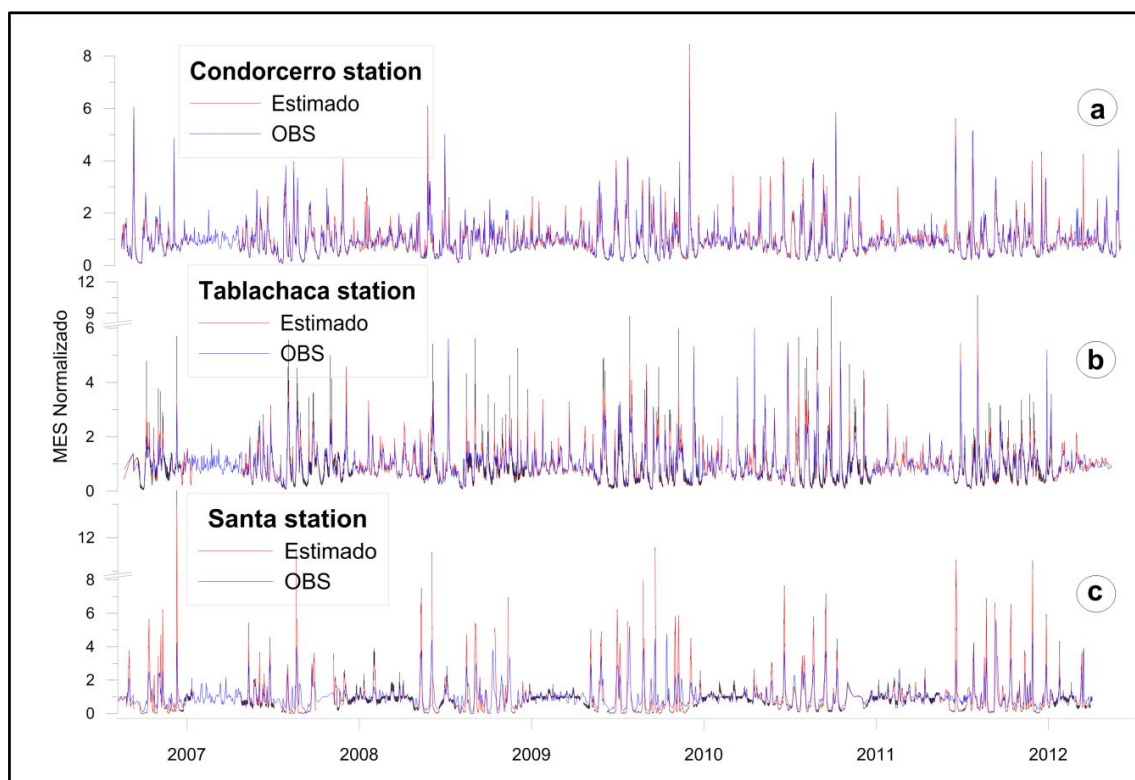


Figura 23. Material sólido en suspensión (MES) observado y calculado a partir de lecturas de NTU. a) Condorcerro, b) Tablachaca y c) Santa para el periodo 2007-2012. Estimaciones a un 5 y 95 percentil en color oscuro.

a. Estacionalidad del error durante la estimación del MES

En este caso para analizar la serie temporal se empleó el error relativo para las tres estaciones: La estación Condorcerro durante un ciclo hidrológico muestra una ligera estacionalidad en la subestimación del MES a partir del NTU. Durante la época de lluvias, se sobrestima el MES (Figura 24a). La estación Tablachaca presenta el error relativo con la menor dispersión de puntos (Figura 24b). La estación Santa muestra una clara tendencia a sobrestimar en época de lluvias (noviembre-abril), presentando el mayor rango de error en dicha época (abril-octubre) llega a un 100% de error (Figura 24c).

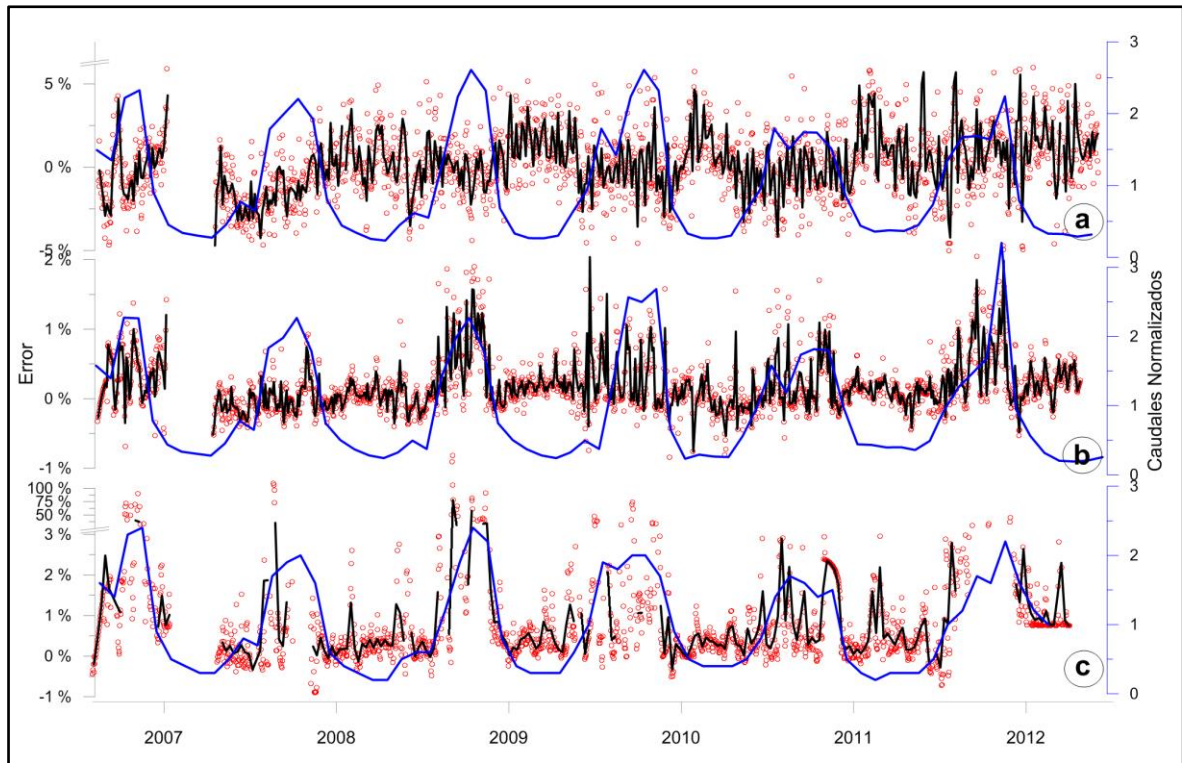


Figura 24. Análisis estadístico mediante el error relativo entre el MES observado y el MES generado a partir de la Turbidez. Línea negra es la media móvil a un intervalo de 10 (a.- Condorcerro), 15 (b.- Tablachaca) y 8 (c.- Santa) días, sobre el periodo 2007-2012. Línea azul representa los caudales.

5.3.2 Estimación del caudal sólido en suspensión (SSL)

Se estimó el MES a partir de las lecturas de NTU mediante la Ecuación 6, luego se utilizó el método directo (Ecuación 9) para el cálculo del $SSL_{generado}$; los resultados se compararon con el SSL observado.

$$Q_{Sólido} = MES_{generado} \times Q_{Líquido}$$

Ecuación 9

Donde $Q_{Sólido}$ es el caudal sólido en g/s, $MES_{generado}$ es el material sólido en suspensión generado a partir del NTU en g/m³, $Q_{Líquido}$ es caudal instantáneo en m³/s.

a. Estimación del SSL diario

Para cuantificar el grado de significancia se aplicó las pruebas estadísticas del error relativo y el test de eficiencia de Nash-Sutcliffe. En general se tiene muy buenas estimaciones del SSL a partir del MES generado. Comparando los datos diarios observados entre los generados para la estación Condorcerro, nos arroja un Nash de 0.96 y un error relativo promedio diario de 2%, cifras que confirman la buena estimación para estimaciones de los flujos de sedimentos al paso diario (Figura 25a). Análisis en la estación Tablachaca muestran tendencia a sobreestimar en estiaje y subestimar en época de lluvias (Figura 25b); el Nash-Sutcliffe arroja 0.95 la cifra más baja de las tres estaciones en estudio y un error absoluto de 2.2 % promedio diario. La estación Santa presenta una menor variabilidad del SSL que la estación Tablachaca. La prueba estadística de Nash-Sutcliffe los más bajos resultados 0.87 y el mayor valor del error relativo 5.4% (Figura 25c).

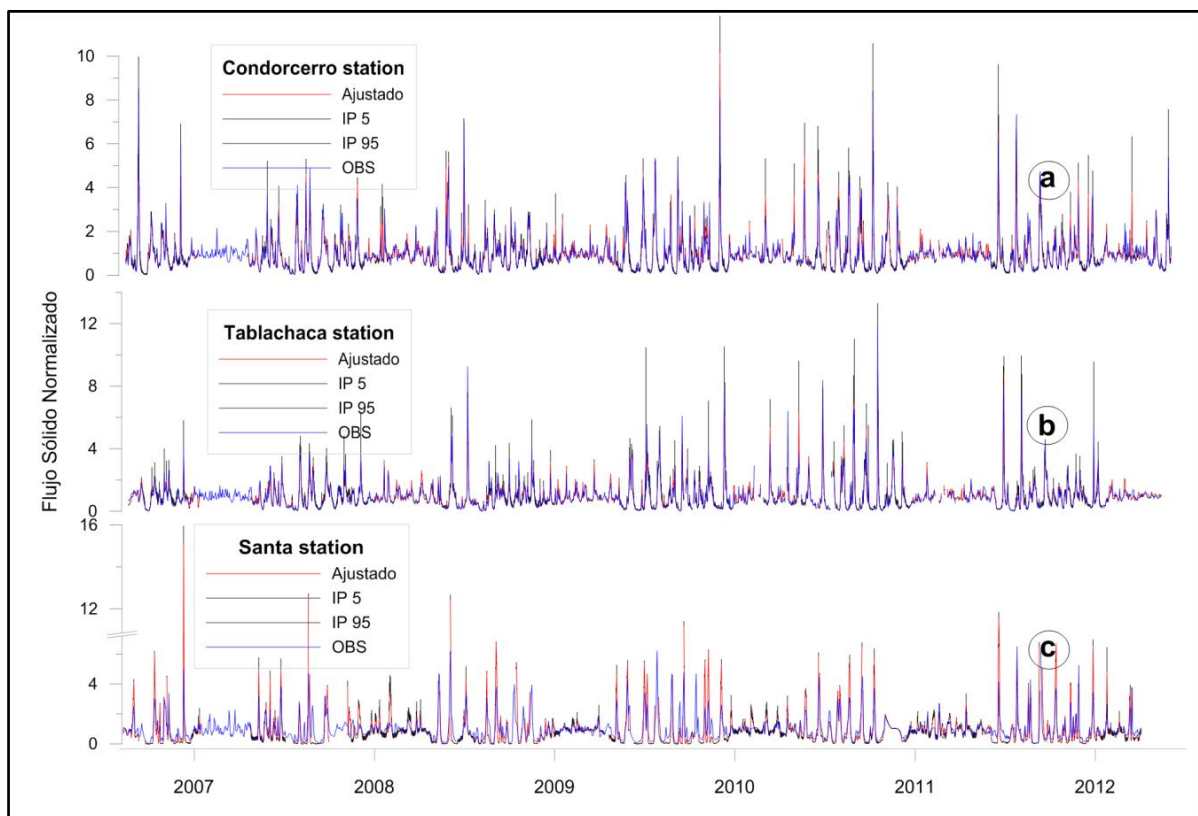


Figura 25. a, b y c. Línea roja representa el caudal sólido a partir del MES observada, línea azul punteada son los caudales sólidos estimados a partir de las lecturas de NTU. Líneas negras son estimaciones del MES a un intervalo del 5 y 95 percentil.

Presentamos los Errores relativos absolutos sobre el MES generado a partir de los NTU. La [Tabla 9](#), muestra los resultados para cada estación analizada. Podemos observar que para la estación Condorcerro el Error Relativo Absoluto es de 16.6% y cuya media es 12.7% para toda la serie de datos. Estación Tablachaca, el cálculo del MES a partir de la tendencia central en toda la serie histórica tiene un error relativo absoluto de 21.2% y cuya media es de 15.4%. Estación Santa a partir de la tendencia central para toda la serie histórica tiene un Error Relativo Absoluto de 18.6% y cuyo mediana es de 14.7%.

Tabla 9. Resumen de las evaluaciones estadísticas del MES generadas a partir del NTU; expresadas en Error Relativo Absoluto.

Estación	Año	Error relativo promedio	Cuartil inferior	Mediana	Cuartil superior
Condorcerro	2007	18.3%	8.0%	16.7%	27.0%
	2008	16.9%	5.5%	11.7%	21.6%
	2009	15.7%	6.1%	12.2%	22.5%
	2010	15.6%	5.2%	11.3%	21.3%
	Total	16.6%	6.0%	12.7%	22.5%
Tablachaca	2007	33.5%	13.3%	25.3%	40.5%
	2008	20.0%	7.6%	15.2%	26.3%
	2009	18.5%	5.6%	12.7%	22.5%
	2010	16.7%	5.4%	13.7%	23.8%
	Total	21.2%	7.0%	15.4%	26.8%
Santa	2007	22.8%	8.9%	17.5%	30.9%
	2008	17.1%	6.7%	15.0%	24.7%
	2009	18.6%	7.6%	14.7%	23.3%
	2010	16.6%	4.7%	11.2%	22.5%
	Total	18.6%	6.8%	14.7%	24.9%

b. Estimación del caudal mensual

A partir de la [Ecuación 6](#) y [Ecuación 8](#), aplicando el criterio de eficiencia de Nash-Sutcliffe se obtienen buenas bondades de ajuste del SSL a partir del NTU. La estación Condorcerro con tendencia a subestimar en época de lluvias como consecuencia del comportamiento de descargas del SSL en la cuenca Tablachaca. El año hidrológico 2007-2008, los meses de enero-marzo presentó una subestimación promedio de 16.8% del SSL total durante estos meses ([Figura 26a](#)). El test de Nash-Sutcliffe arrojó los índices más altos 0.96 y un Error Relativo Absoluto de 12.7%. La estación Tablachaca presenta buenas estimaciones del SSL mensual excepto de enero-marzo del 2007-2008 donde subestima el SSL en 31.8%. Existe un grande rango de incertidumbre durante el tiempo de mayores

descargas (Figura 26b), a pesar de ello arroja un elevado coeficiente de Nash-Sutcliffe 0.97. Estación Santa no subestima los SSL de enero a marzo del 2008; se aprecia un amplio rango en el intervalo de ocurrencia máximo y mínimo en época de lluvia con un Nash-Sutcliffe de 0.90 (Figura 26c). El régimen de producción de sedimentos para la cuenca media y alta del río Santa (Estación Santa) y la cuenca Tablachaca (Estación Tablachaca) son diferentes especialmente en los meses de abril y mayo, debido al tipo de erosión en ambas cuencas durante la época de estiaje. Por ejemplo el río Tablachaca presenta una muy fuerte erosión del lecho del río.

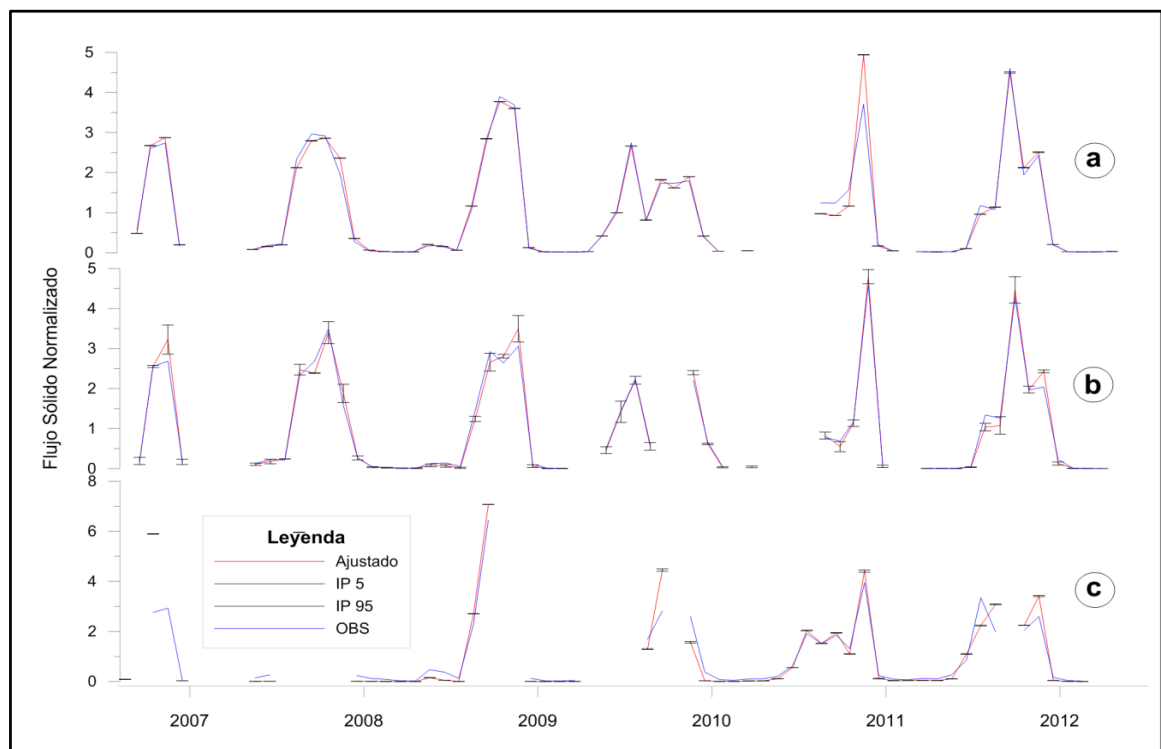


Figura 26. (a) Santa, (b) Tablachaca y (c) Condocerro muestran las series histórica del SSL mensual para las estaciones en estudio. Cálculo directo proviene del MES observado (Figura 2 a, b y c). Tendencia superior de la relación MES y NTU (Figura 2 a, b y c) calculado al 10 %. La tendencia inferior de la relación MES y NTU (Figura 2 a, b y c) calculado al 90%. Estimado en $f(NTU)$ la tendencia central de la relación MES y NTU (Figura 2 a, b y c).

c. Estimación del caudal sólido en suspensión anual

La estimación anual del caudal sólido a partir de las lecturas de turbidez dieron los mejores resultados para la estación Condocerro (Figura 27). Este resultado es debido a la combinación de las granulometrías que provienen de la cuenca alta del río Tablachaca así

como la cuenca alta del río Santa. Otra característica que juega un rol importante es la alta densidad de muestreos del NTU para el periodo 2007-2012 (pocos vacíos). Para la estación Tablachaca se subestimó el SSL para el año 2009, dicho año fue particular puesto que se presentaron altas descargas líquidas, así como fuertes cargas de material en suspensión. Muchas veces las cuencas de montañas especialmente en países en desarrollo son lugares donde los recursos naturales se ven afectadas directamente por el incremento demográfico (Duvert *et al.*, 2011); es decir los pulsos de sedimentos muchas veces se ven alterados por el factor humano. Se presume que la tendencia de la granulometría altamente estacional produce un mayor rango de error en la estimación del SSL a partir del NTU (Figura 27). La estación Santa presenta un mayor rango de error durante la estimación del SSL (Figura 27). Los mayores problemas son atribuidos a la baja frecuencia de muestreo (Petersen-Overleir y Reitan, 2009; Morera *et al.*, 2013b). Sin embargo, las largas series históricas a una alta frecuencia, integran la incertidumbre por alteraciones en los pulsos de sedimentos así como por errores técnicos durante el proceso de muestreo (Jalbert *et al.*, 2011). En otras palabras tenemos dos fuentes de error uno debido a la corta serie histórica del monitoreo del MES y otra se debe a la alteración de los pulsos de sedimentos la cual alterara la proporción de la granulometría a la altura de la estación Santa.

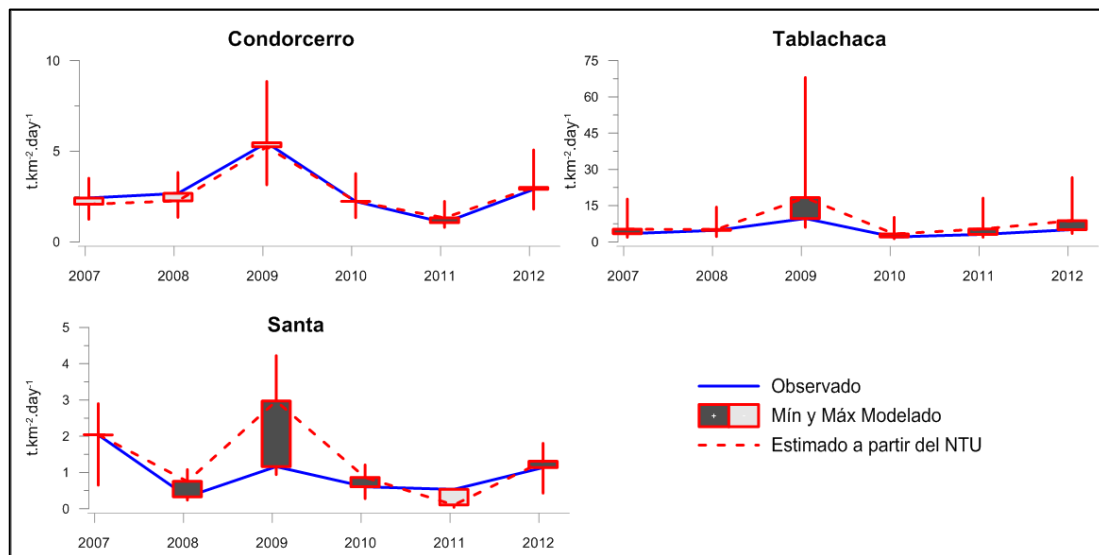


Figura 27. Caudales sólidos específicos en suspensión diarios a partir de lecturas de NTU para las estaciones de Condorcerro, Santa y Tablachaca 2007-2012. La línea en azul es el caudal sólido observado a partir mediciones instantáneas del MES y los caudales. La línea roja punteada es el estimado a partir de mediciones de turbidez a partir de las muestras de MES.

Capítulo VI

6. TASAS DE EROSIÓN ACTUAL A LO LARGO DE LOS ANDES OCCIDENTALES CENTRALES

6.1 Introducción

Para evaluar las consecuencias de la erosión del suelo en escenarios presentes y futuros, se requiere la cuantificación de las tasas de erosión a una escala regional ([de Vente et al., 2013](#)). Es así que [Pepin et al., \(2013\)](#) cuantificaron los caudales específicos más elevados en los Andes orientales de Bolivia (río Beni) con un promedio de $3000 \text{ t.km}^2.\text{año}^{-1}$. [Restrepo et al., \(2006b\)](#) para Colombia cuantificaron las tasas más elevadas en el río andino de Carare $2200 \text{ t.km}^2.\text{año}^{-1}$. [Pépin et al., \(2010\)](#) en los Andes chilenos en el río Maipo un máximo de $1780 \text{ t.km}^2.\text{año}^{-1}$ y [Laraque et al., \(2009\)](#) para el río Napo, en los Andes de Ecuador, $1577 \text{ t.km}^2.\text{año}^{-1}$. Para el Perú [Morera et al., \(2011\)](#) reportaron $2204 \text{ t.km}^2.\text{año}^{-1}$ para la cuenca del Tablachaca. Esta última estimación hace de la vertiente del Pacífico una zona interesante para la cuantificación de las tasas de erosión.

Una visión de los estudios del SSY a lo largo de los Andes, muestra un vacío en la cuantificación del SSY en cuencas de los Andes centrales occidentales ([Figura 28](#)). No obstante, estas son importantes para la geomorfología, biogeoquímica e ingeniería ([Lu y Higgitt, 1999](#); [Dai et al., 2009](#); [Walling, 2009](#)). El entendimiento acerca de las variaciones regionales de los SSY en los Andes peruanos y su independencia a una escala local, tiene como principal problema la disponibilidad de los datos, así como la dispersión de estos en diferentes empresas e instituciones. Por otra parte, la cadena de montañas de los Andes en Sudamérica son frecuentemente citados como un ejemplo de cómo la variación del clima genera cambios en la morfología, deformación y denudación a lo largo de la mineralización ([Horton, 1999](#); [Lamb y Davis, 2003](#); [McQuarrie et al., 2008](#)). En este sentido el

área en estudio presenta una fuerte gradiente climático-altitudinal, que va desde un clima ecuatorial en el norte hasta la zona más desértica en el sur. Una fuerte y compleja variabilidad espacio-temporal del ciclo hidrológico es producida a nivel diario, estacional e interanual (Anderson y McDonnell, 2005; Lagos *et al.*, 2008) y la variabilidad climática interanual es atribuida al ENSO (Aceituno, 1988; Marengo *et al.*, 1998; Soden, 2000; Garreaud y Aceituno, 2001; Rao *et al.*, 2002). Al noroeste de la Cordillera de los Andes (Colombia), se encuentran fuertes cargas de sedimentos, así como elevados caudales durante eventos La Niña. En contraste a ello durante eventos El Niño tanto el MES y el Q son relativamente bajos (Restrepo y Kjerfve, 2000). Para el sur de los Andes (Chile) occidentales se observa una gradiente norte-sur cuya variabilidad interanual esta explicada por eventos El Niño (Pépin *et al.*, 2010). La SY al norte del Perú están controlados por eventos mega El Niño (Tote *et al.*, 2011). Sin embargo, a escala regional se desconoce la influencia del ENSO y la variabilidad climática sobre el transporte de sedimentos en ríos de montaña. Consecuentemente, la relación entre el ENSO, precipitación, esorrentía y la dinámica del transporte de sedimentos en los Andes centrales es desconocida.

Este capítulo tiene a bien entender la variabilidad espacio-temporal de la producción de sedimentos fluviales en suspensión a lo largo de los Andes centrales occidentales. El objetivo principal es contribuir a llenar el vacío en cuanto al entendimiento de la señal de la magnitud y frecuencia de los flujos de sedimentos que se originan en los Andes occidentales y van a desembocar en el océano Pacífico. Mediante la a) cuantificación de las tasas actuales de erosión a lo largo de los Andes centrales occidentales. b) Análisis de la influencia de la configuración regional en la dinámica de la producción de sedimentos.

6.2 Área de estudio datos y métodos

El área de estudio se extiende desde los 2 grados a 18 grados latitud sur y desde los 70 grados hasta los 81 grados longitud oeste. El área de estudio abarca todos los Andes peruanos occidentales, distribuidos desde la frontera con Ecuador en el norte y por el sur cerca de la frontera con Chile.

El análisis estacional e interanual está basado en 16 cuencas a partir de lecturas continuas de caudales líquidos (1948-2012) y registros horarios del material en suspensión para el periodo 1968-2012. Para identificar tendencias regionales toda la información (cuencas) fue agrupada en tres zonas (norte, centro y sur). El criterio fue basado en parámetros climáticos (Lagos *et al.*, 2008); ejemplo las fuertes gradientes climáticas latitudinales y morfológicos (curva hipsométrica).

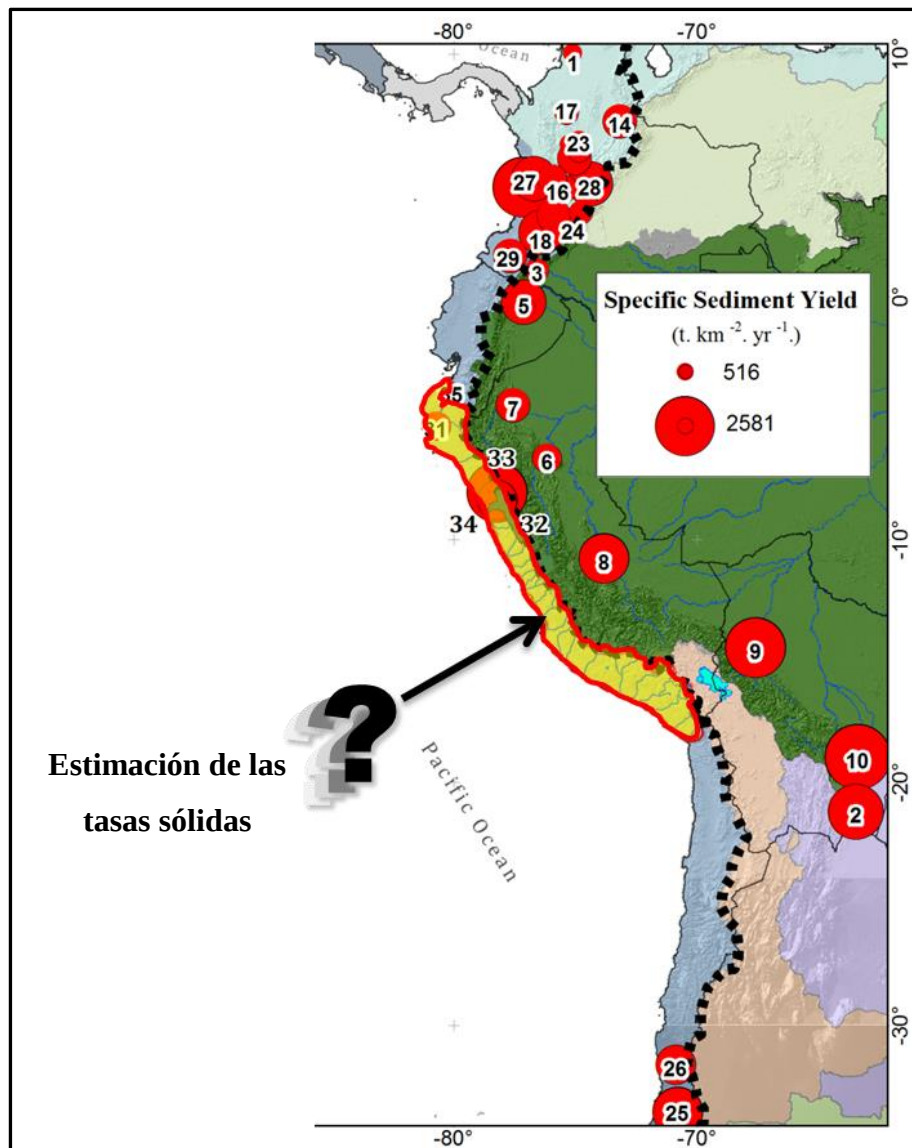


Figura 28. Variación espacial de la transferencia de los flujos sólidos desde los Andes hacia el piedemonte o a la vertiente del Pacífico, Atlántico y Caribe. Los círculos en rojo están en proporción al caudal sólido específico; el centroide da la ubicación de la estación donde se monitorea la cuenca de montaña (Morera *et al.*, 2013a). El signo de interrogación indica la ausencia del conocimiento de la dinámica de los sedimentos a lo largo de los Andes occidentales centrales.

6.3 Resultados y discusiones

6.3.1 Variabilidad espacio-temporal del clima

Un problema muy frecuente en las cuencas en estudio es la densidad de la red de monitoreo, muy dispersa o no existen. La disponibilidad de los datos globales de precipitación como por ejemplo TRMM, APHRODITE, GSMaP, CMORTH and PERSIANA-CCS (la descripción exhaustiva de estos productos puede ser encontrada en [Krakauer *et al.*, \(2013\)](#)), facilitan el análisis espacio-temporal en la cadena de montañas andinas. A partir de datos TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA) nivel 3 producto 3B43-7V (1998-2012), se estima la precipitación promedio para cada una de las cuencas en estudio ([Figura 29](#)).

Las precipitaciones a lo largo de los Andes centrales occidentales, presentan una alta variabilidad espacio-temporal. Se observa una fuerte variabilidad entre las series temporales y espaciales. En general la variabilidad climática estacional para la zona de estudio, está regida por las precipitaciones. Longitudinalmente se encuentra una fuerte gradiente de oeste a este ([Lavado *et al.*, 2012](#)), en donde se encuentra las zonas áridas (0-100 mm.año⁻¹), semiáridas (100-500 mm.año⁻¹) y las zonas húmedas (500-1000 mm.año⁻¹). En referencia a la distribución temporal de las precipitaciones se observa una alta estacionalidad en el sur del país donde se observa un clima mediterráneo a diferencia de un clima tropical para el norte del Perú. En general la precipitación anual disminuye de norte a sur y de este a oeste.

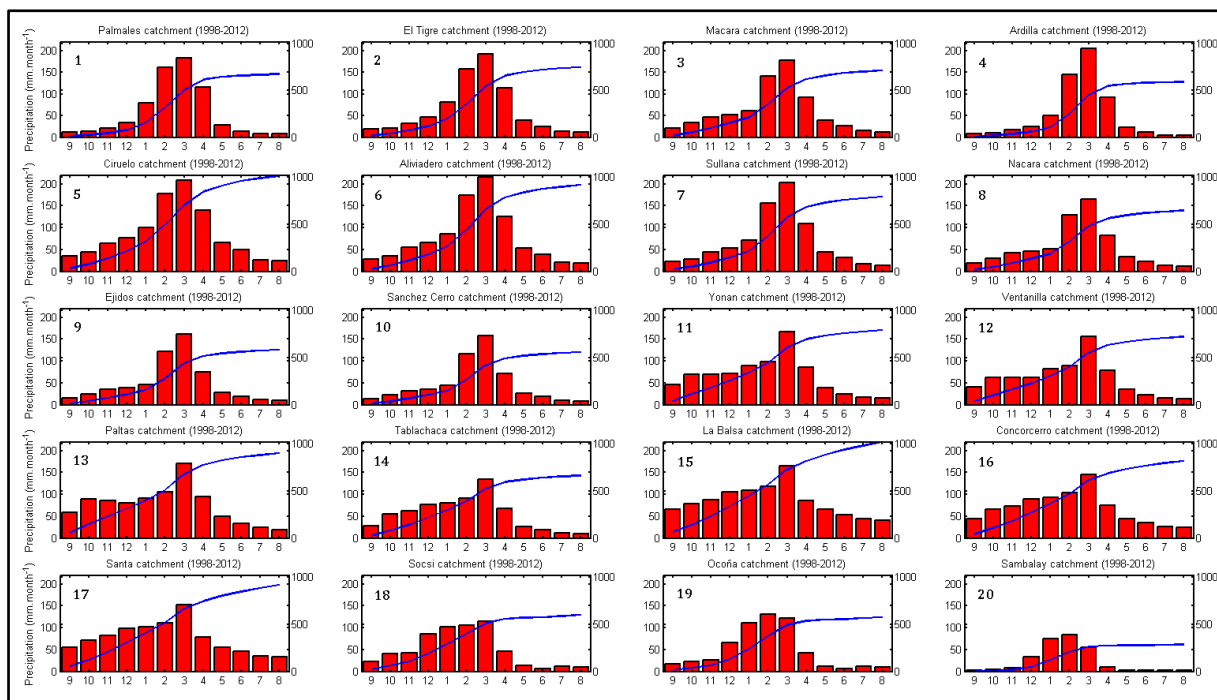


Figura 29. Precipitación mensual promedio a partir de datos TRMM 3B42-7V diarios a una resolución espacial de 0.25° periodo 1998-2012, representadas por las barras en rojo. La línea azul representa la evolución de las lluvias acumuladas a nivel mensual. Para la región centro-norte del Perú (código 1-17) de observan los mayores índices de precipitación. En el sur del Perú (código 20) se observa escasas precipitaciones con una marcada estacionalidad; región altamente vulnerable a las sequías. Los códigos a la izquierda superior en cada gráfico, están acorde con los códigos de la Figura 4 y Tabla 2 .

a. Variabilidad estacional de las precipitaciones caudales, líquidos y material en suspensión

Como una visión general [Farnsworth, y Milliman, \(2003\)](#) nos comentan que los valores medios anuales, a menudo ocultan las variaciones a corto y largo plazo como consecuencia de factores climáticos y antropogénicos. No obstante, las fluctuaciones en la concentración del transporte del sedimentos son normalmente asociados con las fluctuaciones en la descarga líquida en el sentido que la energía hidráulica es necesaria para el transporte de sedimentos; aunque se observan algunas diferencias para algunos flujos ([Stott y Grove, 2001](#)). Por ello, determinar el régimen hidrológico es un aspecto importante, debido que este nos permitirá localizar en el tiempo eventos de mayor descarga los cuales influenciaran fuertemente durante la cuantificación de la SY. En otras palabras está contrariedad es superada con un análisis estacional. Sin embargo, muchos de los estudios responden a un monitoreo en baja resolución temporal y sobre cortos periodos

(<10 años). Durante el presente capítulo se utilizaron largas series temporales (1948 - 2012) con lecturas continuas del nivel de agua. Por otra parte el registro más antiguo del MES se inició a partir de 1968 y se remontan hasta la actualidad.

La variabilidad estacional es un fenómeno natural muy común para la región andina. [Lagos *et al.*, \(2008\)](#) muestra que durante años normales, el clima (precipitaciones) en el norte del Perú está controlado por la temperatura superficial del mar en la región El Niño 1+2, especialmente en los meses de diciembre, enero febrero y marzo, siendo mucho más fuerte en los últimos meses. En segundo orden se mostró la influencia de la región El Niño 3.4 en las precipitaciones al norte del Perú.

Los resultados indican que las tres cuartas partes de los caudales son evacuados durante cuatro meses en el norte y sur del Perú. Sin embargo, en el sur del Perú (código 20), el 98% de la esorrentía ocurre en cuatro meses. La periodo de lluvias a lo largo de los Andes peruanos (lluvias-caudales) puede iniciarse en octubre, noviembre, diciembre e incluso llegar hasta enero. A pesar de este gran desfase del inicio de las lluvias, es de enero a abril donde se concentran la mayor intensidad de las precipitaciones, con un pico máximo en marzo. A partir de mayo el agua que se encuentra en las corrientes son de procedencia glaciar o agua subterránea ([Figura 30](#)).

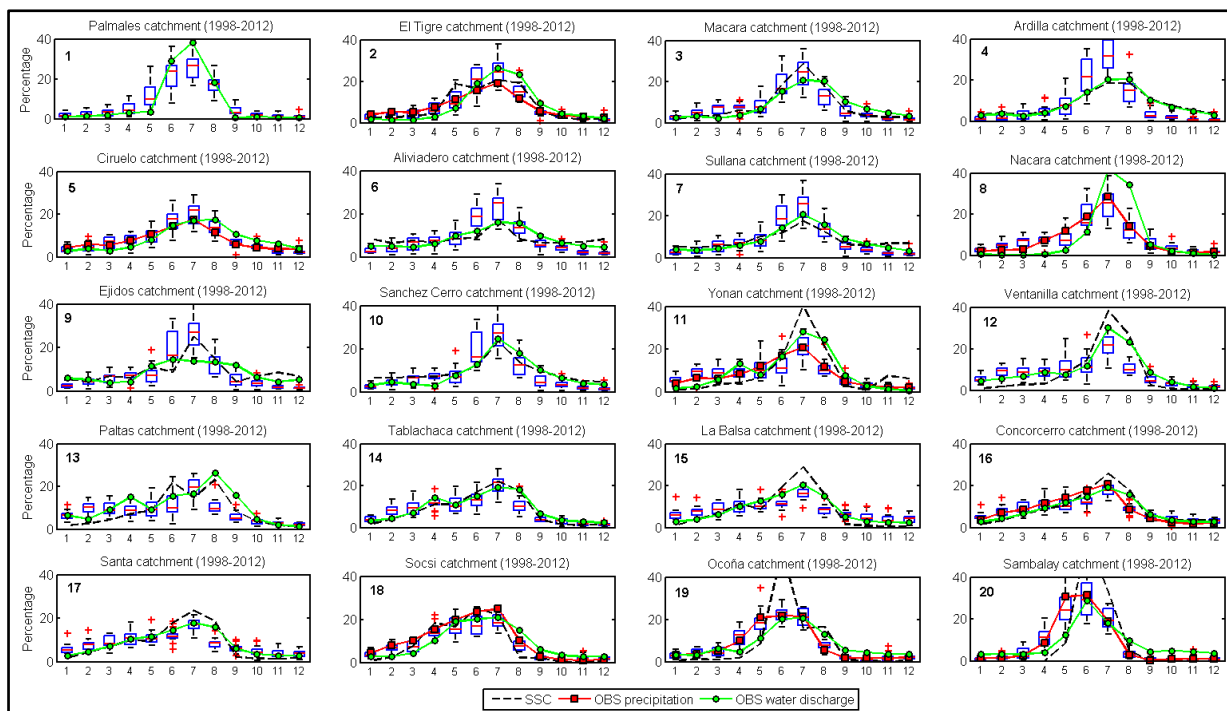


Figura 30. Fuerte estacionalidad del material en suspensión (MES, mg/l) acorde con las precipitaciones y caudales líquidos para las estaciones hidro-sedimentológicas. Los códigos a la izquierda superior en cada gráfico, están acorde con los códigos de la Figura 4 y Tabla 2.

La comparación de las tres series de datos en la Figura 30 muestran una fuerte variabilidad estacional, siendo aún mayor para la zona sur del país donde el ciclo hidrológico es altamente estacional (cuencas áridas); a raíz de ello las condiciones hidro-climáticas facilitan elevadas concentraciones del MES durante temporada de lluvias, a causa de un gran stock de sedimentos lista a ser transportada. Consecuentemente podemos apreciar un ligero desfase de horas entre el MES y los caudales.

6.3.2 Curva de gasto sólido

Estudios previos alrededor del mundo, muestran que la regresión ha tenido éxito en los métodos estadísticos. La relación potencial entre los caudales líquidos y los flujos sólidos han mostrado resultados eficientes para la estimación del SSL. Además, el uso de la curva de gasto sólido en la serie histórica integra el error técnico en la incertidumbre de la medición (Jalbert *et al.*, 2011). Sin embargo, la continuidad y la frecuencia de muestreo tienen a ser importantes durante la estimación de eventos de caudales sólidos mínimos y

máximos (Horowitz, 2003). Recientes estudios (e.j.; Morera *et al.*, 2013a) a lo largo de los Andes centrales muestran que el mejor método de cálculo para la estimación del MES es el método de Colby, (1956). Para calificar con un mismo punto de vista, la bondad de ajuste de cada una de las relaciones se debe de analizar el error tanto en el eje de la X y de la Y. Una manera de medir es el R^2 , que varía entre -1 y 1, mientras más cercano al 1, está relación tiende a ser mucho más ajustada.

El análisis de la ecuación de gasto sólido potencial ($[MES] = aQ^b$), para las cuencas en estudio; presenta un patrón de erosión característico de cuencas netamente de montaña. Los exponentes “b” fluctúan entre 1.36 a 2.8 los cuales muestran el comportamiento fluvial. Y el aumento en la pendiente de descarga se ve reflejado en el incremento en “b”. Por otro lado el coeficiente “a”, nos muestra la disponibilidad del sedimento en las cuencas. Las cuencas ubicadas al norte (Tumbes y Piura), así como la cuenca del río Tablachaca y Sambalay muestran mayor disponibilidad de sedimentos que las ubicadas en el centro y sur del Perú (Tabla 10). Los intervalos de confianza en cada uno de los modelos muestran un buen ajuste a un 10 y 90 percentil. En general las relaciones muestran una fuerte correlación ($R > 0.7$), con una ausencia de histéresis. Se observó algunas curvas de descarga con dos tendencias (ejemplo Yonan, Palta, Tablachaca, etc.) se observa en general una baja relación para caudales en época de estiaje; el cual se refleja en una variación constante de la variable dependiente (MES). En dicha época del año los eventos de disolución y concentración son mucho más frecuentes debido a los bajos caudales muchas veces diez veces menor el promedio anual. Por otra parte y a pesar que Petersen-Øverleir, y Reitan, (2009) consideran a las curvas de gasto sólido con una sola tendencia como inapropiadas y torpes para la estimación del caudal sólido. Debido al estudio de (Morera, 2010), se considera que las curvas de gasto sólidos generadas con una sola tendencia brinda el mejor ajuste debido a la elevada heterogeneidad entre el transporte de sedimentos en épocas de estiaje y lluvias.

Tabla 10. Análisis de las curvas de gasto sólido, según los índices de las ecuaciones potenciales.

Código	Cuenca	Estación	a	b	R ²
1	Zarumilla	Palmales	0.0630	2.27	0.92
2	Tumbes	El Tigre	0.1470	1.56	0.75
3	Chira	Macara	0.0150	2.38	0.70
7	Chira	Sullana	0.5757	1.77	0.73
10	Piura	Sanchez Cerro	1.9227	1.69	0.88
11	Jequetepeque	Yonan	0.0098	2.97	0.87
12	Jequetepeque	Ventanilla	0.0488	2.65	0.67
13	Jequetepeque	Paltas	0.0033	2.90	0.78
14	Santa	Tablachaca	1.5949	2.40	0.85
15	Santa	La Balsa	0.0118	2.73	0.87
16	Santa	Condorcerro	0.0064	2.80	0.86
17	Santa	Santa	0.0033	2.80	0.78
18	Cañete	Socsi	0.0126	2.38	0.53
19	Ocoña	Ocoña	0.0029	2.62	0.69
20	Sama	Sambalay	16425.0	2.00	0.67

El análisis de las curvas de descargas sólidas muestran que la relación entre el caudal sólido y el caudal líquido presentan una mayor dispersión para el norte del Perú (cuenca Catamayo-Chira y Piura; código 1-10). Las cuencas con mayor ajuste son las cuencas ubicadas en el centro de la costa del Perú desde el código 11 al 17 (Tabla 2). Dicho ajuste nos indica una reducción de la incertidumbre durante la estimación de los caudales sólidos a partir de los caudales líquidos. Por ello no fue necesario realizar una curva de gasto sólido anual o estacional.

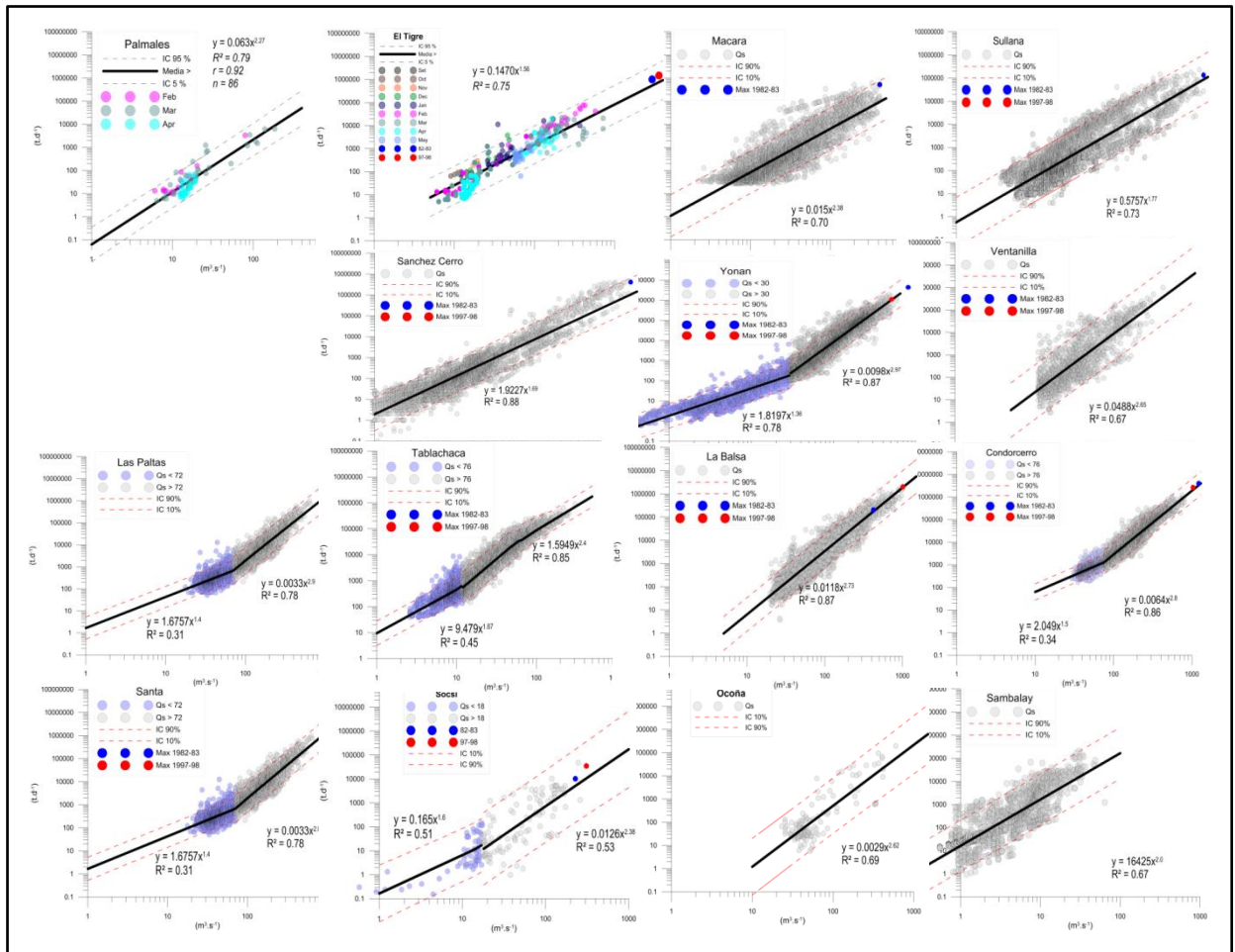


Figura 31. Correlación potencial log-log entre los registros históricos del caudal sólido instantáneo (t/d) y el caudal líquido instantáneo (m³/s), el eje de las “X” y “Y” tienen la misma escala para cada estación. Línea oscura muestra la curva de descarga sólida con mayor ajuste, en base a los coeficientes de relación. Líneas punteadas superior e inferior muestran la curva de descarga en un intervalo de confianza al 10 y 90 por ciento.

6.3.3 Variabilidad temporal de los caudales sólidos

La transferencia de los sedimentos en los ríos andinos que desembocan en océano Pacífico son altamente variables a una escala interanual, estacional y más aún durante picos de crecidas que se desarrollan en horas; éstos muy comunes durante eventos mega El Niño. Por lo antes mencionado, establecer una adecuada frecuencia de muestreo, es uno de los mayores retos para la estimación correcta de los flujos de sedimentos. Un análisis intensivo fue realizado en el capítulo 4.

a. Variabilidad interanual de los flujos sólidos y la escorrentía

La descarga de los flujos sólidos presenta una alta variabilidad interanual, que a la vez, está influenciada por los caudales líquidos. La señal de los flujos sólidos aumentan durante las primeras descargas. La fuente de estos eventos son variados y complejos el cual amerita un estudio local detallado sobre los principales factores que influyen en la producción de sedimentos para toda la zona de estudio.

Bajo estos parámetros y tomando como referencia el trabajo de Tote et al., (2011) se puede decir que la SY está en relación con los caudales anuales. Sin embargo, este análisis no logra captar la actividad minera en la cuenca alta de la cuenca, aún más este análisis cambiaría totalmente durante un evento extremo como los mega Niños donde no solo se involucra las actividades cotidianas sino que también empieza a participar el aporte de deslizamientos en la cuenca media y alta.

Se observa una moderada a fuerte correlación positiva entre los caudales anuales y la producción de sedimentos en la zona norte y centro del área de estudio ($0.5 < r < 0.90$). Esto sugiere que otros factores (no analizados) como la litología, uso del suelo, geomorfología pueden explicar el 50% de la variabilidad en la producción de sedimentos. Las variaciones estacionales de los caudales surgen de variaciones en las precipitaciones y los cuales están controlados por fluctuaciones en los patrones atmosféricos.

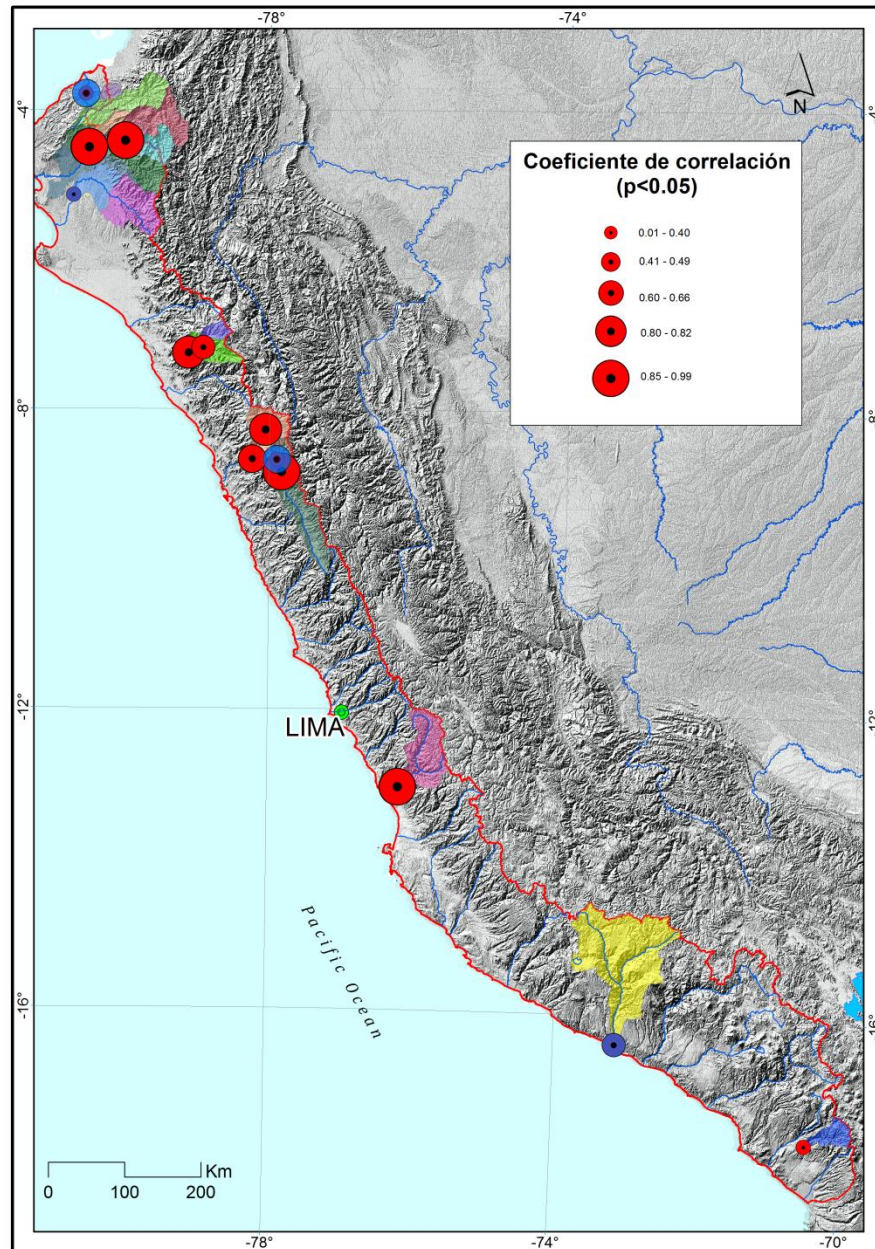


Figura 32. Análisis estadístico inter-anual entre la producción de sedimentos (SY) y las descargas ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$) anuales. El tamaño de los círculos está en relación al grado de correlación entre SY y los caudales, calculados bajo un grado de significancia al 0.05. Los círculos en azul se muestran como correlaciones no significativas.

b. Análisis de los flujos sólidos a una alta frecuencia temporal

La mayoría de la carga de sedimentos transportada a los océanos se realiza bajo cortos periodos de tiempo. Por ello detectar los cambios en la señal de los pulsos

sedimentos causados por una actividad antrópica son difíciles debido al monitoreo exhaustivo (estacional) que estos requieren; así como una red de estaciones en las cuencas.

El ciclo diario de los flujos de sedimentos en cuencas de montaña es altamente dinámico, por ello durante la estimación diaria de los flujos sólidos, estos tienden a tener un sesgo, marcado principalmente por la estrategia de muestreo. La variabilidad temporal diaria y subdiaria de los flujos de sedimentos para los ríos andinos abarcan un amplio rango, comúnmente de 4 a 5 veces su magnitud en una diferencia de horas. Por otra parte, durante la época de avenidas la escorrentía tiende a ser muy alta 10 veces el caudal promedio anual. A pesar de estas condiciones ya severas; durante eventos extremos, estas se tornan aún más críticas debido a su alta frecuencia, causando inundaciones, deslizamientos en las laderas así como a lo largo del cauce.

Las cargas pico del MES son comunes a fines de febrero y marzo. La evolución de los caudales líquidos y sólidos durante las avenidas puede ser difícil de monitorear, debido a la característica inherente de los recursos hídricos. Si analizamos los pulsos de sedimentos es decir los registros instantáneos de los sólidos en suspensión encontramos que estas son altamente randomizados (ver capítulo 5).

El análisis de la información espacio-temporal, en las series de tiempo altamente estacional, se observa una evolución del transporte de sedimentos con las concentraciones más elevadas del MES en época de lluvia. No obstante, se aprecian altas concentraciones en época de estiaje; estas se ven altamente influenciadas por la actividad en la cuenca media y alta. Uno de los procesos más influyentes para el balance de la producción de sedimentos es el movimiento en masa (deslizamientos). Estos son una fuente de abastecimiento de sedimentos el cual afecta notablemente la estimación de las tasas de erosión (Hovius *et al.*, 2000; Gabet *et al.*, 2004). Muchos de ellos son originados por los continuos deslizamientos a pequeña y gran escala en la cuenca media y alta. Por ende, la dificultad para diferenciar la alta variabilidad climática y la relación con los pulsos de

sedimentos se debe a la ampliación de las señales de las descargas de sedimentos en una dinámica del sistema aluvial de depósito y almacenamiento ([Castelltort y Driessche, 2003](#)).

La descomposición de las series de tiempo en series de frecuencia, permite detectar no solamente la variabilidad dominante de los nodos. Sino también detectar como estos nodos cambian en el tiempo.

6.3.4 Contribución de la cadena de montañas andinas a las tasas de erosión mundial

Una de las características de las cuencas pequeñas (639-2500 km²), en este estudio son sus descargas medias con amplios rangos entre las descargas pico y estiaje. El incremento en el caudal no solo está en función de la intensidad de la tormenta si no también está relacionado a la duración de la lluvia, la saturación del suelo, etc.

La dinámica de la erosión asociada a la evolución de los estados de la superficie es facilitada por el análisis de la dinámica hidro-sedimentológica en la zona de estudio. Los estudios realizados por ([Schumn, \(1977\)](#); [Milliman, y Meade, \(1983\)](#); [Walling, y Webb, \(1983\)](#)) afirman que el caudal específico disminuye cuando se incrementa el área de la cuenca. No obstante, esta afirmación pierde credibilidad; sobre todo si hablamos de la cadena de montañas más larga del Planeta ([Morera et al., 2013a](#)). Puesto que las tasas de erosión son espacialmente variables y gran parte del sedimento erosionado es almacenado dentro de los ríos en la cuenca, planicies de inundación y reservorios y no llegan a ser transportados hasta la desembocadura del río ([Dunne et al., 1998](#); [Trimble y Crosson, 2000](#)). Como observamos en el capítulo 4.3.1, el lecho del río de las cuencas ubicadas al norte del Perú, son poco estables. Es decir estos participan en las tasas de erosión durante la época de crecida como en estiaje.

Las cuencas ubicadas en el centro-sur y sur del Pacífico son monitoreadas cerca al exutorio de la cuenca; este dificulta el estudio de la distribución espacial de la producción de sedimentos en dicha región. Sin embargo, para la región norte del Perú la densidad de estaciones hidro-sedimentológicas están distribuidas en la cuenca alta, media y baja. La

Figura 33 muestra una fuerte y marcada gradiente en la región norte del Perú con una gradiente de escorrentía en un orden diez mucho más fuerte en el nor-este y llega a su menor índice en la parte sur-oeste. Para las cuencas en la zona central se observa una gradiente de este a oeste. Para las cuencas cuyo código son 18, 19 y 20 es difícil apreciar dicha gradiente puesto que solo se posee un punto de control. Sin embargo, debido a la gradiente de precipitación se presume que presenta un comportamiento a la zona central del área de estudio. Se puede entender como es la evolución del transporte de sedimentos a nivel espacial para dichas cuencas. No obstante, las escorrentías observadas a lo largo de los Andes centrales no presentan una relación con las tasas de erosión espacial ver Figura 33.

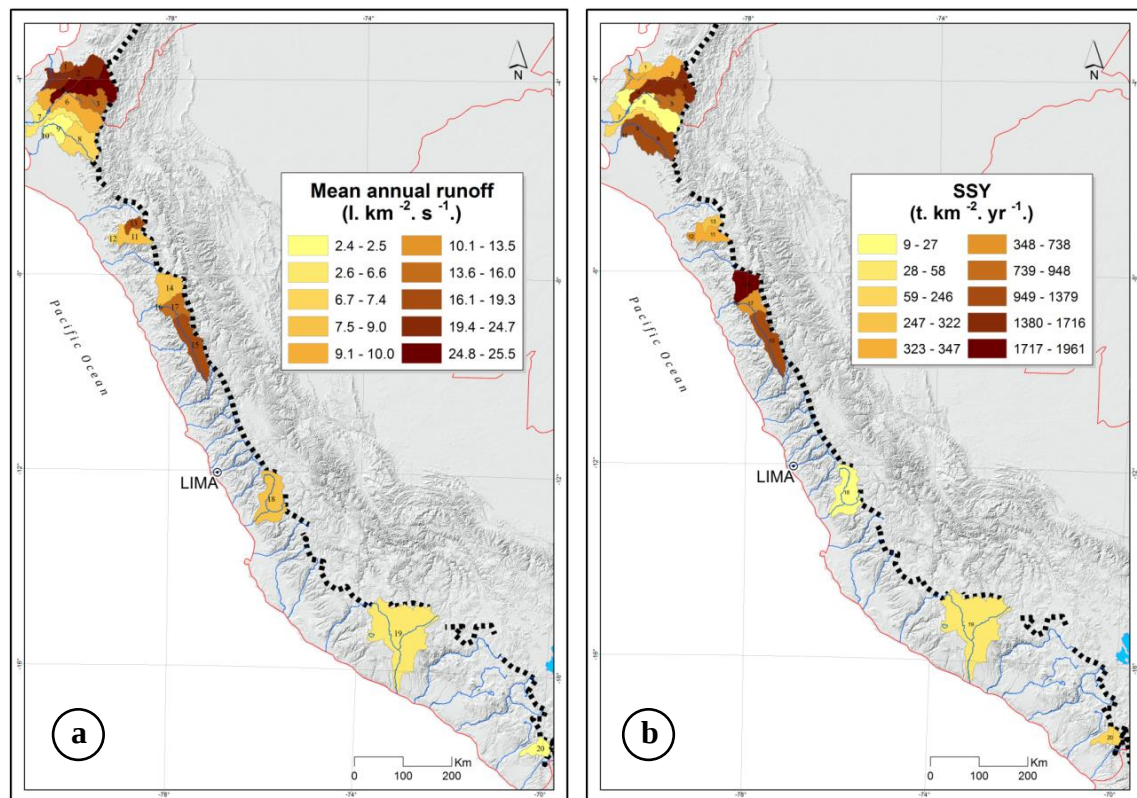


Figura 33. a) Fuerte gradiente espacial latitudinal de la escorrentía en los Andes centrales occidentales. b) Variabilidad espacial los flujos sólidos a lo largo de la costa del Perú, no guarda una relación espacio temporal con la escorrentía.

Alrededor del planeta muchos estudios se llevaron a cabo a una escala global y regional. Dichos estudios cuantificaron las tasas de erosión global en base a uno, dos o tres

parámetros. Sin embargo, sus modelos carecen de representatividad si evaluamos la complejidad de los escenarios andinos. En cuanto a la escala espacial local, esta varía entre cuencas con tipologías diferentes, cabecera de cuenca y el exutorio de la cuenca. No obstante, éstas dejan de ser importantes cuando se habla de los factores que van a controlar la producción de sedimentos: como por ejemplo los naturales (geomorfología, clima, geología, cobertura vegetal) o aún más estos procesos pueden estar fuertemente modificados por actividades antrópicas (uso del suelo, minería, agricultura, presencia de barrajes, construcción de carreteras) (Dang, 2011). Morera, (2010) muestra una compleja variación espacio-temporal (Figura 34). una alta variabilidad espacial que se caracteriza por las fuertes tasas de erosión durante eventos El Niño, que llegan a compararse con las más fuertes del planeta encontradas en el continente Asiático.

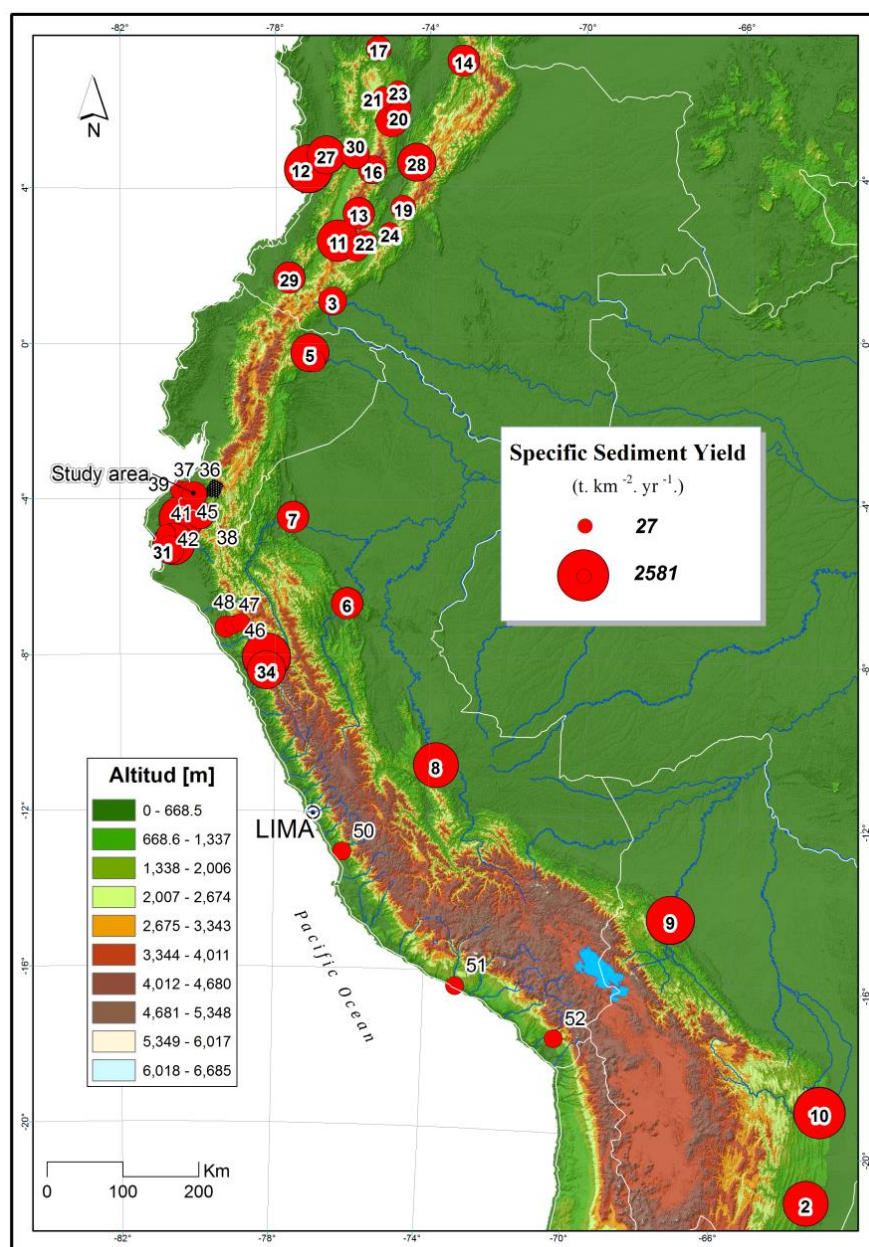


Figura 34. Distribución espacial de la producción de sedimentos en la zona de estudio a partir de monitoreos puntuales en la cuenca del río Tablachaca y cuenca media y alta del río Santa (Morera, 2010).

6.3.5 Contribución de eventos extremos El Niño a la erosión

La cuantificación de la transferencia de materias desde las cabeceras de cuenca hacia las áreas costeras y/o mar refleja la denudación de los continentes y contribuye a nuevos depósitos ambientales. El clima y los caudales son fuertemente afectados por los eventos ENSO principalmente en la zona central (Montecinos y Aceituno, 2003). La

resuspensión de los granos de sedimento fino del fondo con el incremento del caudal es la causa del mayor incremento de los sólidos suspendidos. Cuando esto sucede en series repetitivas, menor sedimento está disponible en el lecho del fondo para ser removido en los eventos subsecuentes. Este proceso de eliminación se denomina agotamiento del sedimento. Sin embargo, durante períodos de calma, los sedimentos del lecho se sustituyen por el depósito de sedimentos recién erosionados. Como resultado, una gran dispersión se observa a menudo en la relación a corto plazo entre la concentración de sedimento y la descarga del río. Este proceso causa en los datos una sucesión de curvas de histéresis en sentido horario (Thomas y Meybeck, 2003), como se observa para la estación Sambalay. Para el caso específico de las cuencas en el norte del Perú, lo antes mencionado se agrava considerando que los eventos de descarga críticos removerán y transportarán el sedimento de la ladera de la cuenca y del lecho del río. El último aporta la mayor carga de sedimentos, además, durante mega El Niño las zonas que participan en la producción se incrementan dado que las precipitaciones van a incluir la zona árida y semiárida (Tote et al., 2011). Por ejemplo en la costa norte del Perú se forman lagunas aluviales. La producción de sedimentos varía según la presencia de montañas con pendientes empinadas, geología, cobertura vegetal las cuales presentan movimiento de grandes volúmenes de sedimentos, dichos volúmenes van a presentarse mediante un proceso de erosión rápido y dramático. Además, bajo estos escenarios se encuentran eventos catastróficos con mayor frecuencia, debido a la larga gradiente de energía potencial entre las partes altas y el piedemonte.

Las tasas de erosión a lo largo de los Andes se incrementan en mayor orden debido a la alta frecuencia de los eventos de crecida extremos. En este sentido los eventos de descarga están fuertemente ligados a las fuertes descargas de precipitación, es decir a mayor presencia de tormentas mayor erosión en las laderas y el lecho del río. La Figura 35 muestra las tasas de erosión durante eventos catastróficos como los eventos de El Niño 1982-1983 y 1997-1998. Las tasas de erosión fueron calculadas a partir de datos observados para la región norte del Perú (código 2-12 y 15), las tasas de erosión para las otras cuencas fueron estimadas a partir de la curva de gasto sólido, la cual nos da una gran incertidumbre debido a la falta de registros de eventos extremos. Sin embargo, estas dan un estimado de las masas de caudal sólido durante dichos eventos. La cuantificación de la producción de sedimentos durante los eventos mega El Niño muestran que las variaciones

temporales son decisivas para el transporte de sedimentos a lo largo de la costa peruana. Las tasas actuales de erosión cambiarían fuertemente de 10 a 30 veces su magnitud en años normales; estas cifras marcarían una de las tasas de erosión más críticas a nivel mundial. Durante dichos eventos la alta frecuencia de los pulsos de sedimentos se incrementa críticamente y son mucho más frecuentes que en años normales; es así que se activa la remoción del amplio stock de sedimentos disponible en el lecho del río.

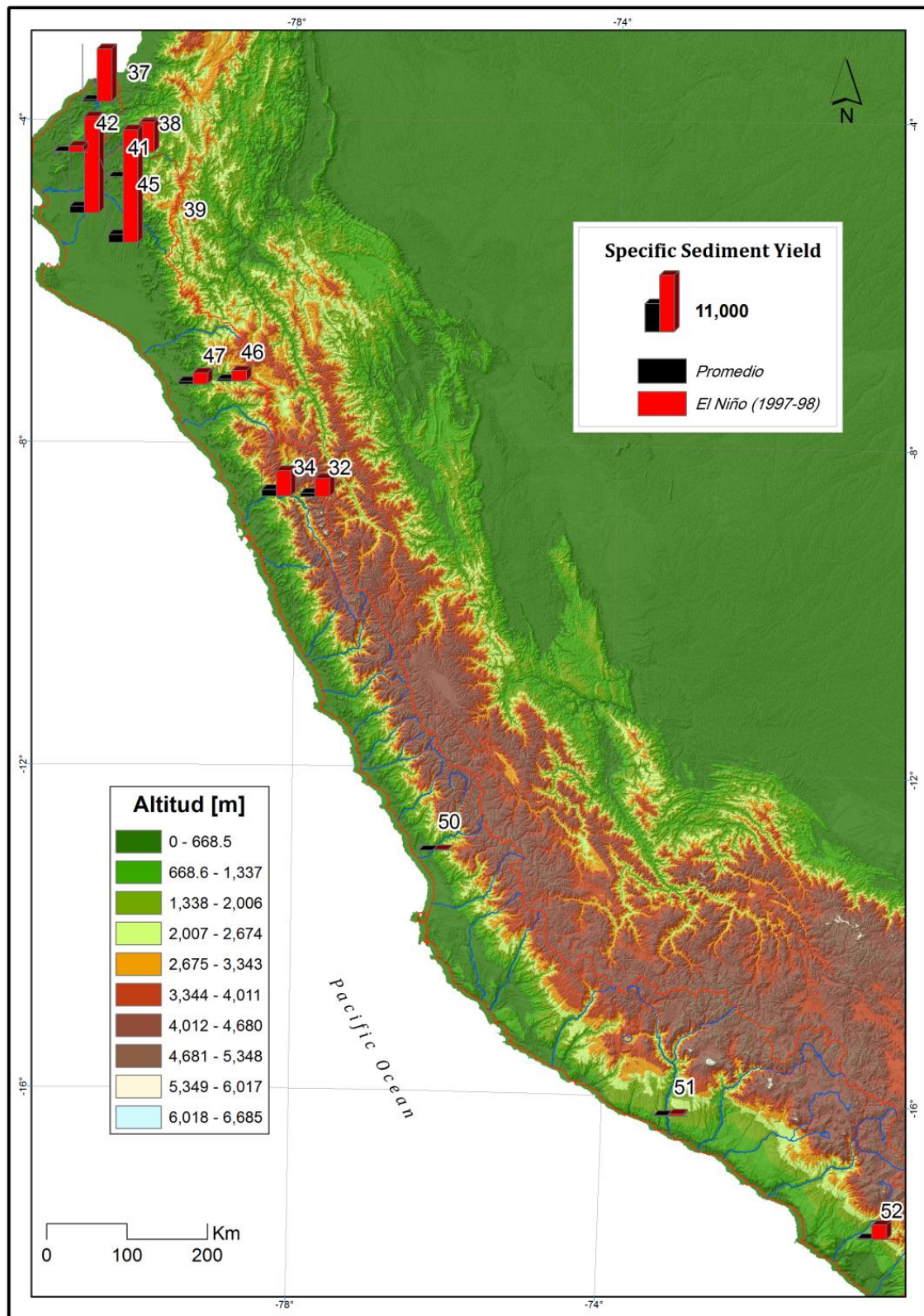


Figura 35. Tasas de erosión durante eventos mega El Niño para el año 1997-1998. La barra en negro indica las tasas de erosión promedio históricas. La barra en rojo indica la magnitud del transporte de sedimentos durante El Niño de 1997-1998. El tamaño de la barra en rojo indica entre 30 a 10 veces la magnitud durante años normales.

Capítulo VII

7. FACTORES QUE CONTROLAN LA PRODUCCIÓN DE SEDIMENTOS EN LOS ANDES OCCIDENTALES

7.1 Introducción

Entender los factores que controlan la erosión es un gran reto, esto se torna aún más difícil si hablamos de modelar la dinámica de la producción de sedimentos en cuencas de montañas o aún más complejo extenderlo a una modelación continental donde los factores como la geología (litología), clima y el antrópico sean integrados.

Los sistemas naturales con amplias gradientes en la SY son de gran interés; principalmente, para estudiar su sensibilidad a los factores que controlan la SY. Las cadenas de montañas son excelentes candidatos porque en ellos se observa cambios muy fuertes en el clima, pendientes, procesos sísmicos y amplias tasas de erosión. Entre las cadenas de montañas del mundo, los Andes es particularmente interesante porque ésta cruza de norte a sur todo el hemisferio sur, generándose una gran gama de climas que se encuentran en todo el mundo con fuertes gradientes de este a oeste; pasando de un clima tropical al desierto más árido en la zona central. [Montgomery *et al.*, \(2001\)](#) muestran a la escala de los Andes que las características topográficas coincide con la precipitación media anual y la intensidad del índice teórico de erosión (producto de la pendiente local con la cantidad de lluvia aguas arriba). Dicho autor sugiere que el clima es el factor que va a controlar la evolución topográfica de los Andes. Las tasas de erosión incluyen muchos procesos, desde la alteración de la roca hasta el proceso del transporte en masa. La mayoría de estudios tratan los procesos erosivos enfocándose en alguno de ellos, en un rango de escala normal ($< 1 \text{ km}^2$) debido a la dificultad del monitoreo in situ o experimental ([Cerdan *et al.*, 2010](#)), para seguir todas las implicancias químicas y físicas. Para estudios mayores a 1 km^2 tratan de señalar la relación estadística empírica entre la producción de sedimentos y

los factores que influyen en las descargas sólidas; que por lo general no son la cantidad química o física de los sedimentos involucrados en las fuerzas de acción cinéticas o mecánicas.

Por otro lado, numerosos estudios abordan los factores que controlan la producción de sedimentos a una escala específica en diferentes regiones en el mundo (e.g.; [Milliman y Syvitski, 1992](#); [Kirchner *et al.*, 2001](#); [Riebe *et al.*, 2001](#); [Farnsworth y Milliman, 2003](#); [Pépin *et al.*, 2010](#)); algunos de ellos muestran que la producción de sedimentos se ve controlada por: la tectónica (e.g.; [Ahnert, 1970](#); [Pinet y Souriau, 1988](#); [Lavé y Avouac, 2001](#)), la precipitación (e.g.; [Bookhagen *et al.*, 2005](#); [Safran *et al.*, 2005](#); [Lin *et al.*, 2008](#); [Fang Fang *et al.*, 2012](#)), la topografía (e.g.; [Verstraeten y Poesen, 2001](#); [Safran *et al.*, 2005](#)), el uso del suelo y la vegetación (e.g.; [Zhang *et al.*, 2008](#); [Cerdan *et al.*, 2010](#)), la litología (e.g.; [Aalto *et al.*, 2006](#); [Molina *et al.*, 2008](#)), la sismicidad ([Dadson *et al.*, 2003](#)) y las actividades humanas (e.g.; [Zhang y Wen, 2004](#); [Walling, 2006](#); [Wohl, 2006](#); [Houben *et al.*, 2009](#); [Slaymaker, 2010](#); [Syvitski y Kettner, 2011](#)).

La mayoría de estos factores son sólo condiciones de frontera de la física y química del sedimento forzando el proceso de erosión. Por ejemplo, el concepto de clima abarca muchas variables físicas y químicas como el volumen del agua, intensidad, energía cinética o componentes químicos. Todas estas cantidades controlan de manera indirecta la alteración y los procesos de transporte de sedimentos y desprendimiento. Por ello, una amplia combinación entre la influencia de los factores puede llevarnos a una eficiencia erosiva e inversamente un factor puede explicar débilmente las tasas de erosión. Además, la dominancia de un proceso de erosión en términos de amplitud del caudal sólido específico es relativo a la escala y el factor de impacto en el SSY y este es fuertemente dependiente en función a la heterogeneidad espacial donde de la fuerza de los factores pueden integrarse en una ampliación de la escala. Debido a todo lo anterior, actualmente no existe una relación clara y jerárquica del factor que puede gobernar la producción de sedimentos en un amplio rango de cuencas ([Vente *et al.*, 2011](#)). La mayoría de los análisis de los datos de sedimentos en todo el mundo presenta una dispersión estadística ([Syvitski *et*](#)

al., 2003; *Vanmaercke et al.*, 2011). Ello no facilita el uso simple de ecuaciones empíricas o modelos físicos.

Una de las mejores alternativas para estudiar los factores que afectan la producción de sedimentos es estudiando el sistema topográfico con fuertes gradientes y considerando todos los otros factores constantes. *Montgomery et al.*, (2001) muestra que a la escala de los Andes las características topográficas, la precipitación media anual y la intensidad del índice teórico de erosión concuerdan entre sí (producto de la pendiente local con la cantidad de lluvias aguas arriba). Sin embargo, esta teoría a una escala regional y local no es consistente puesto que considerar al clima como el factor que controla la evolución topográfica en los Andes, implicaría concluir que:

- La dinámica de la topografía de los Andes es una dinámica en equilibrio con la variabilidad en las lluvias.
- La lluvia no es controlada básicamente por la topografía.
- La erosión está relacionada linealmente a la cantidad de lluvia y los valores de pendiente.

Estas son tres hipótesis que aún continúan en debate en la discusión acerca de la retroalimentación entre clima, tectónica y las fuerzas de erosión (*Molnar y England*, 1990; *Raymo y Ruddiman*, 1992; *Lamb y Davis*, 2003). Otro enfoque para analizar los factores que controlan la producción de sedimentos es analizar bases de datos modernas en SSY. Debido a la limitada disponibilidad de la cantidad de la base de datos pública de SSY en cuencas andinas solo pocos estudios fueron realizados sistemáticamente entre los factores de erosión y el SSY (*Aalto et al.*, 2006; *Restrepo et al.*, 2006a; *Molina et al.*, 2007; *Molina et al.*, 2008; *Laraque et al.*, 2009; *Pépin et al.*, 2010; *Armijos et al.*, 2013). En la parte norte de los Andes (Colombia), la media anual de las precipitaciones explica la mayoría de las variaciones del SSY en la cuenca de río Magdalena y sub cuencas (*Restrepo et al.*, 2006a). *Restrepo et al.*, (2006a), analizaron solo factores hidrológicos, morfométricos y climáticos, más no aspectos de vegetación, propiedades del suelo y usos del suelo. En oposición a ello

[Aalto et al., \(2006\)](#) no muestran ninguna relación entre la escorrentia y la SSY para una base de datos de 47 cuencas Bolivianas. Por un lado la litología y las pendientes muestran la mejor correlación con la SSY y el tamaño de cuencas en los Andes bolivianos; resaltando que dicho estudio está centrado principalmente en parámetros geomorfológicos, hidrológicos y litológicos sin información acerca de la vegetación y el uso del suelo. [Pépin et al., \(2010\)](#) realizó un estudio completo del SSY en 66 cuencas chilenas de similar tamaño a lo largo de los Andes desde el extremo norte de Chile hasta el sur de la Patagonia cubriendo un amplio rango de climas, pendientes y vegetación. Este estudio determina que el SSY presenta una relación lineal entre el clima y la pendiente; sobre y debajo un umbral de valores relacionados a la cobertura vegetal. La litología y la sismicidad fueron también evaluadas pero no dan resultados confiables debido a la baja representatividad para dicho análisis.

A una escala de cuenca menor a 1 km² ([Molina et al., \(2007\); 2008](#)) muestra que la SSY está bien correlacionada con la cobertura vegetal, tipo de suelo y redes viales para una base de datos de 37 pequeñas subcuencas en el río Paute (Ecuador). Debido a la particular configuración en los Andes, estos estudios no pueden darnos una clara visión de la dominancia relativa de los factores de erosión.

El análisis de este conjunto de datos excepcional, identifiqué dos cuencas adyacentes con una diferencia significativa entre los caudales sólidos específicos a pesar de las características climáticas e hidrológicas similares. Bajo este contexto, la cuenca del río Santa es un buen para exponer los factores que controlan la producción de sedimentos desde los Andes centrales occidentales hacia el océano Pacífico con un enfoque especial en: (i) Las diferencias espaciales de la producción de sedimentos a una escala de cuenca (pocos miles de km²). (ii) factores que controlan la erosión no climáticos tales como la minería bajo una litología específica y (iii) la resolución pertinente de los mapas necesarios para definir los factores que controlan la erosión en los Andes Centrales. Además, la SSY de la cuenca del río Santa es comparada en la SSY de los Andes entre los 35° S y 10°N.

7.2 Área de estudio datos y métodos

7.2.1 Descripción geográfica de las cuencas del río Santa y Tablachaca

El río Santa es uno de los ríos más caudalosos que desemboca en la vertiente del Pacífico (Perú). La longitud del cauce principal es de 316 km y tiene un área de drenaje de 12 000 km², situado en el nor-oeste del Perú, entre 7.9-10.10° S y 78.6-77.2°E. El presente estudio fue enfocado en dos cuencas geográficamente vecinas ([Figura 36](#)): la estación Santa (507 msnm) monitorea la cuenca media y alta (6815 km²) y la estación Tablachaca (524 msnm), el cual monitorea toda la subcuenca del río Tablachaca (3132 km²). Ambas estaciones delimitan dos Subcuencas las cuales son controladas aguas abajo por la estación Condorcerro (479 msnm) y la cual delimita un área de estudio de 9 969 km² incluyendo el punto más elevado de los Andes centrales de 6768 msnm (Nevado el Huascarán).

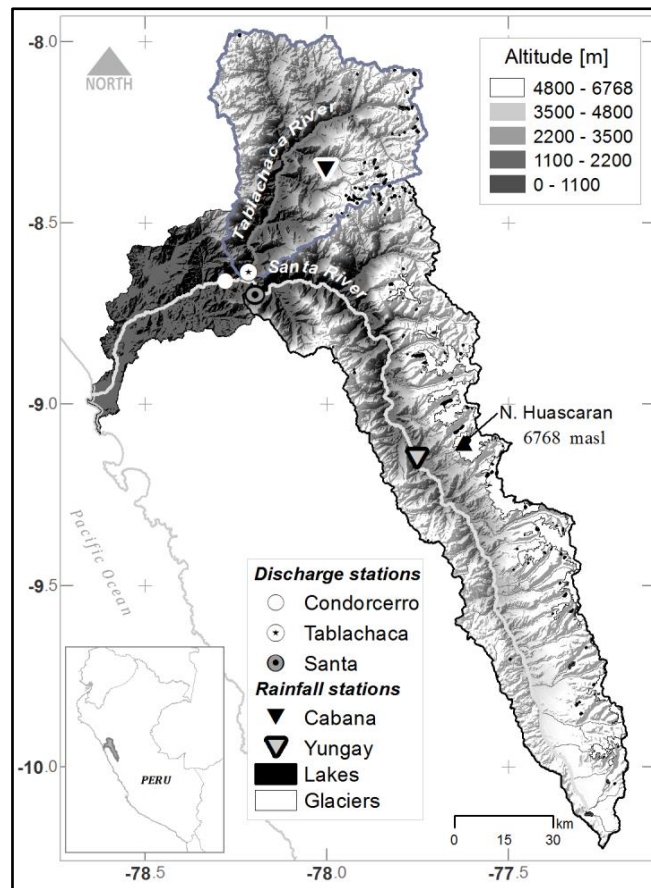


Figura 36. El contraste de sombras representa la elevación del mínimo (oscuro) al máximo (claro) en la cuenca del río Santa y Tablachaca en los Andes centrales occidentales a partir del SRTM, 2002. Los triángulos representan la ubicación de las estaciones de precipitación en la cuenca. Los círculos muestran la ubicación de las estaciones hidro-sedimentológicas en la cuenca.

La cuenca del río Santa drena desde el sudeste hacia en noroeste y es rodeada por la cordillera Blanca y Negra con una pendiente suave y tenue del lado oeste (Figura 36). Primero la Cordillera Blanca es localizada al este de los Andes y es la más grande y extensa área glaciaria tropical en el mundo (Zapata *et al.*, 2008). Segundo este es el ejemplo de montañas activamente activas a gran escala y con una pronunciada topografía de pie de monte (McNulty y Farber, 2002). Tercero, esta representa aproximadamente 35% (600 km²) de toda el área glaciaria en los Andes peruanos. Además, alberga al punto más elevado en los Andes Centrales, el nevado el Huascarán 6768 msnm (Georges, 2004). Finalmente, la topografía de la cuenca del río Santa presenta una topografía agreste con pendientes cercanas a 90° comúnmente presentes en las partes altas de la cuenca y por último y no menos importante este contienen 15 picos los cuales están sobre los 6 000 msnm (Schwartz, 1988). En contraste a lo mencionado, la subcuenca Tablachaca escurre del norte al oeste su

punto más elevado es cercano a 5 000 msnm. La configuración natural de la subcuenca Tablachaca con gradientes altitudinales fuertes genera cuencas altamente vulnerables con ríos más profundos y pequeños que los de la subcuenca del río Santa.

7.2.2 Datos

Una estimación precisa de la SY depende de la eficiencia de la estrategia de muestreo (Duvert *et al.*, 2011). Desde el año 1999, el proyecto especial CHAVIMOCHIC ha iniciado en la cuenca baja, el monitoreo instantáneo de los niveles de agua así como la el muestreo horario del MES en la estación Condorcero dos años después se inició el monitoreo en la cuenca Santa y Tablachaca. El primer paso consistió en coleccionar la información ampliamente dispersa para luego hacer una crítica de la base de datos. Como resultado tenemos una base de datos hidro-sedimentológica disponible con dos muestreos de sedimentos por día y niveles instantáneos (Figura 40). Sin embargo, los factores físicos y atmosféricos son complejos; por ello el presente estudio utiliza una base de datos extensa con el fin de entender las relaciones entre la SY y las variables medioambientales como físicas en una región Andina.

El protocolo de muestreo consiste en la extracción del MES cada 12 horas (6 a.m. and 6 p.m.) y las lecturas continuas de los niveles de agua en la sección de aforo. Las muestras de MES son obtenidas con el muestreador instantáneo de MES tipo “capple”, el cual extrae una muestra de ~1000 ml los cuales son extraídos a $\frac{1}{4}$ de la profundidad de la vertical y donde cada vertical se ubica a $\frac{3}{4}$, $\frac{1}{2}$ y $\frac{1}{4}$ del ancho de la sección de aforo. Este método se considera bueno debido a la turbidez en la sección de aforo. Las muestras extraídas son filtradas a través de filtros de celulosa cuyo diámetro se de 45 μm , usando bombas a gravedad. La cantidad de sedimentos retenida es secada en la estufa; para finalmente determinar la cantidad de sedimentos es determinada gravimétricamente.

7.2.3 Parámetros litológicos

La información litológica fue colectada de diferentes estudios realizados por: el Instituto Nacional de Desarrollo (INADE) , [Giovanni *et al.*, \(2010\)](#), [Carrascal-Miranda, y Suárez-Ruiz, \(2004\)](#), [Klimeš *et al.*, \(2009\)](#), [Wilson *et al.*, \(1967\)](#) y [\(Schwartz, \(1988\)\)](#). La litología regional incluye rocas ígneas y sedimentarias que provienen del triásico y del cuaternario como se muestra en la [Tabla 11](#) y la [Figura 37](#) cuyo mapa tiene una resolución de 1:1000000. Se distinguen nueve tipos diferentes de litología la cual fue clasificado considerando la naturaleza de la roca y los años de formación.

La litología de la subcuenca Santa está compuesta básicamente por (i) Dacita con cuarzo y biotita en una matriz de feldespatos y rocas no-consolidadas y heterogéneas en el centro de la Cordillera de los Andes. (ii) Producción coluvial de rocas terciarias cubiertos en algunas áreas por glaciares y algunos residuos de depósitos de avalanchas transportadas por el agua en el valle alto de la cuenca del río Santa. (iii) Lutitas y piedra arenisca con cuarsítica y granito, granodiorita, dorita y tonalita superpuestos por depósitos de sedimentos clásticos durante el retroceso glacial de la Cordillera Blanca (iv) Lutitas y areniscas con cuarsítica y rocas volcánicas como la riolita que son ampliamente expuestos a lo largo de la Cordillera Negra.

Tabla 11. Tipología de la litología en las cuencas en estudio

Litología	Formación	Periodo	Descripción
Lutitas y areniscas con cuarcita	Chicama	Jurásico	La mayoría consiste en pizarras oscuras laminadas y arenas finas grises y arenas claras con cuarzos
Lutitas y areniscas con cuarcita	Goyllarisquizga	Cretáceo	Un 80-95% de limo, de 0-20% de arena (feldespato y cuarzos), bituminosos y carbón (0-5%).
Arenisca, cuarcita con lutitas y carbón	Chimú	Cretáceo	Cuarzo > 90%, $\pm$ 5% feldespato y $\pm$ 5% sílice coloidal
Arenisca, cuarcita con lutitas y carbón	Santa-Carhuaz	Cretáceo	De 80-95% limo, 0-20% arena (feldespato y cuarzo) y entre 0-5% de bituminosos y carbón.
Rocas volcánicas piroclásticas: Dacita, riolita	Calipuy	Cretáceo	Plagioclasa 70-80%, de 20-25% horblenda, magnetita
Dacita con cuarzo biotita en una matriz de feldespato	Yungay	Triásico	Tobas dacíticas con abundantes cristales de cuarzo y biotita en una matriz de feldespatos, que contienen fragmentos de rocas angulares alrededor.
Granito, granodiorita, diorita y tonalita	Granodiorita-Tonalita	Triásico	Plagioclasa 42%, 12% de ortoclasa, 9% de biotita, 4% de horblenda, y 20% de cuarzo.
Rocas heterogéneas y no consolidadas	Aluvial	Cuaternario	Arena semi-consolidada, arena, grava y conglomerados generalmente concentrados
Labras y formaciones fluvio-glaciares	Fluvio-Glacial	Cuaternario	Acumulaciones morreicas que están compuestas y llenadas con arena, arcilla y grava. Los fragmentos de rocas heterométricas no muy procesados, angulares y subredondeada

La litología de la subcuenca Tablachaca está compuesta principalmente por (i) Piroplastos de rocas volcánicas en el noreste y el sureste. (ii) Granito, granodiorita, diorita y tonalita y la roca arenisca con la cuarcítica en el noroeste. (iii) arenisca - cuarcita - limolita con carbón en la parte baja noreste. (iv) Cuarcita con lutita y carbón distribuidos entre las cadenas de montañas y el río principal. Por otro lado las series compuestas por carbón están relacionadas a diferentes eventos orogénicos que afectan fuertemente a esta región. Sin embargo, las distribuciones más importantes provienen del periodo mesozoico de la formación Chimú (Petersen, 2010). Notar que la Figura 37 también contiene resultados de monitoreos de campo los cuales son discutidos en las secciones 3.3 y 3.5.

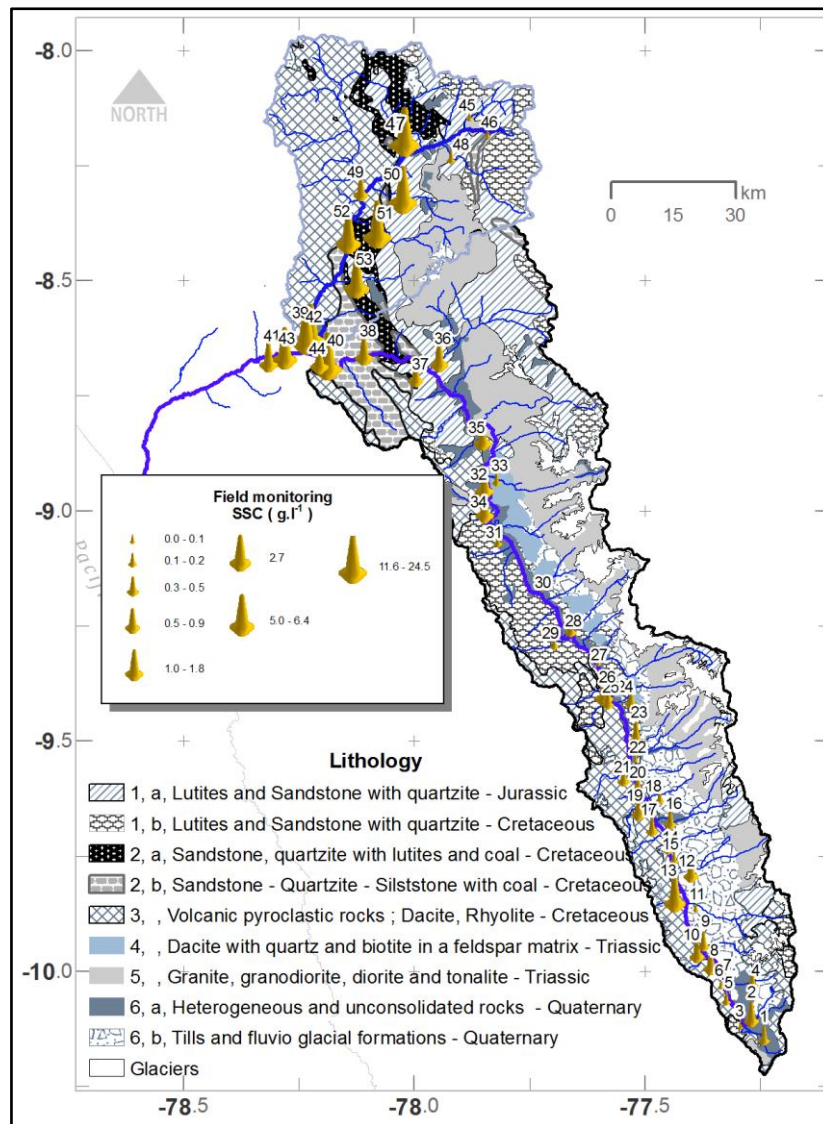


Figura 37. Mapa simplificado en 6 tipos de litología de la subcuenca Tablachaca y Santa. Detalles en la [Tabla 11](#). El tamaño de los conos representan la cantidad de concentración observadas (MES, g.L⁻¹) durante las campañas de monitoreo en la época de lluvias (Febrero-marzo 2009), mayores detalles en la [Tabla 12](#).

7.2.4 Parámetros del uso del suelo y actividad minera

El uso del suelo fue analizado a partir de imágenes Landsat-7 ETM a una alta resolución espacial (30 x 30 m). Dichas imágenes están disponibles por la U.S. Geological Survey's en la siguiente página web: <http://earthexplorer.usgs.gov/>. Para cubrir totalmente el área en estudio se descargó tres mosaicos los cuales se encuentran entre los meses de junio y julio del año 2006 (periodo de poca nubosidad y relativa estabilidad en la cobertura

vegetal); el análisis se facilitó con la combinación de las bandas espectrales 2, 3 y 4 ([Adams et al., 1995](#)).

Esta etapa de la investigación fue dividida en dos partes:

Primero, se evaluó los principales tipos de coberturas (áreas más representativas en la zona de estudio). Con la ayuda de un GPS se tomó las coordenadas las áreas forestales, cultivos, roca madre, minería, pueblos, glaciares y cuerpos de agua distribuidos a lo largo de la cuenca del río Santa, y para esta cuenca en específico se tomó las coordenadas de carbón expuestas.

La segunda fase llevada a cabo con la ayuda del software ERDAS mediante el cual se aplicó el método de clasificación supervisada, mayor información en [Göttlicher et al., \(2009\)](#) el cual se basa en los puntos GPS tomadas en la cuenca así como el uso de Google Earth ® como ayuda visual para los puntos no alcanzados como las áreas Glaciares. Las imágenes fueron normalizadas y caracterizadas en seis tipos dominantes como son la roca desnuda, glaciares, área forestal, poblacional, minería y suelo desnudo. Finalmente, se cuantificó el área de distribución de los diferentes suelos y las pendientes en porcentaje mediante el uso de herramientas SIG (e.g.; [Ward et al., 2009](#); [Tao et al., 2012](#)).

Desde que los españoles conquistaron a los Incas, las zonas andinas han sido reconocidas por sus depósitos de oro, plata, carbón y otros minerales ([United-Nations, 1990](#)). En el antiguo Perú la actividad minera y la producción de mineral demandó esfuerzos humanos significativos. Esta actividad humana dominó el paisaje de los valle interandinos en una escala temporal que va de años a siglos ([Tarras-Wahlberg y Lane, 2003](#); [Harden, 2006](#); [Petersen, 2010](#)). El carbón fue utilizado desde tiempos pre-incas para fines metalúrgicos y su uso a gran escala (industrial) se inició en 1816, para la generación de vapor en las minas de cobre ([Agramonte y Diaz, 1983](#)). Un ejemplo de la vasta reserva de minerales en las subcuencas del río Santa es el mayor yacimiento de cobre-zinc conocido hasta la actualidad “Antamina” (ej.; [Figura 38](#)), el cual incorpora una reserva mineral de 561 Mt ([Love et al., 2004](#)). En general, la cuenca del río Santa presenta severos problemas

ambientales, la mayoría de ellos son debido a los pasivos ambientales y problemas relacionados al cierre de minas, el mantenimiento deficiente de las pozas de lixiviación, contaminación por derretimiento (McMahon *et al.*, 1999). Como consecuencia, la calidad del agua en la cuenca del río Santa se ve amenazada por la actividad minera, el aumento de los residuos domésticos e industriales así como el pastoreo del ganado (Young y Lipton, 2006; BCRP, 2009). Al respecto existe muy poca información en cuanto a los cambios espacio-temporales de las actividades actuales mineras artesanal y a gran escala. Primero porque las actividades mineras no cumplen con los requerimientos mínimos y las zonas de trabajo se encuentran en zonas totalmente remotas de muy difícil acceso (Tarras-Wahlberg y Lane, 2003). Por lo tanto no existen datos relevantes sobre el volumen mineral extraído de las minas durante el año o el volumen del residuo mineral o área de los pasivos ambientales.

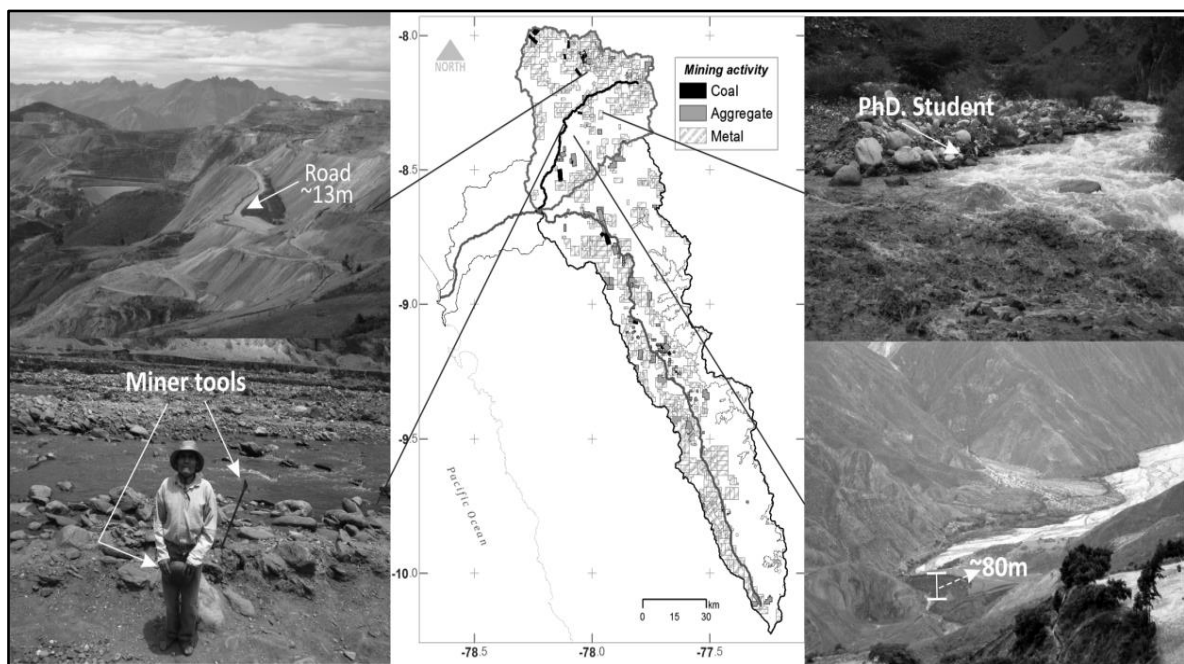


Figura 38. Intensa actividad minera a gran escala en la cuenca alta del río Santa (imagen superior-izquierda). Minero artesanal lavando oro a orillas del río Tablachaca durante la época de estiaje (imagen inferior-izquierda). Distribución de las concesiones mineras a lo largo de la cuenca del río Santa (imagen central). Fuerte contraste de la carga de sedimentos en suspensión durante la época de estiaje entre el río Tablachaca a la izquierda y el río Conchucos a la derecha (imagen superior-derecha). Reservorio natural producto de un deslizamiento de un afluente del río Tablachaca, dicho afluente se caracteriza por la predominancia de la formación Chimú (imagen inferior-derecha).

7.2.5 Pendiente y parámetros geomorfológicos

En la actualidad, varias bases de datos con datos de monitoreo a nivel del planeta están libremente disponibles, por ejemplo información del Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) 3 arc sec (~90x90m) DEM. Distribuido por la USGS Survey's Earth Explorer (<http://earthexplorer.usgs.gov/>). La precisión se estima alrededor de 6.2 en error absoluto Rodríguez *et al.*, (2006). Sin embargo, Racoviteanu *et al.*, (2007) estimó una diferencia de 25 metros en alturas mayores así como pendientes más profundas. A partir del DEM se extrajo la pendiente de cada pixel (resolución de 90 m).

La configuración básica geomorfológica como la altura media, área de la cuenca, red del sistema de drenaje y elevaciones todos fueron procesados en un Sistema de información geográfica (SIG), otros aspectos importantes fue el trabajar con las pendientes y las formaciones litológicas, mayor información Bryan, (2004). Luego la variación espacio-temporal de la pendiente local para las dos subcuencas en estudio fue analizada. La elevación media del cauce principal se caracteriza por tener en esta el Cañón del Pato cuya longitud estimada es de 15 km ubicado en la cuenca media de la subcuenca Santa (Ericksen *et al.*, 1970). En la cuenca alta encontramos valles los cuales empiezan a extenderse desde la cuenca media hacia la cumbre de los nevados durante el desarrollo de estas encontramos áreas planas las cuales toma el 68% de la cuenca; en la mayoría de los casos las pendiente van de 1-17°. En la Cordillera Blanca, las pendiente observadas fueron mucho más empinadas 45-90°, localmente muy inestables y altamente sensible a temblores y terremotos (Klimeš *et al.*, 2009). Sus cuencas en forma de “V” con incisiones profundas en el fondo, los cuales indican que fueron cortados por las corrientes fluviales y no por glaciares. Finalmente, en contraste a lo mencionado la Cordillera Negra presenta pendientes menos extremas, relativamente onduladas con valles en sus flancos rocas volcánicas en las laderas empinadas que están fuertemente degradadas y/o fracturadas, en consecuencia están sujetos a deslizamientos durante la época de lluvias y responden a los movimientos sísmicos (Ericksen *et al.*, 1970). La morfología de la cuenca Tablachaca, en función a la pendiente es muy empinada (40°), promedio; el 30% del área total presenta pendientes suaves y el 20% restante pendientes muy suaves. La fuerte gradiente altitudinal de la subcuenca Tablachaca genera pendientes altamente inestables los cuales van a ser drenados por pequeños y profundos ríos.

7.2.6 Clima y precipitación

Las precipitaciones anuales presentan una alta variabilidad en rangos de 151- 1115 mm con una gradiente de este a oeste, en otras palabras, basándonos en la gradiente existente desde la Cordillera hasta el Océano Pacífico, el área en estudio se puede dividir en dos climas (e.g.; [Smith, 1979](#)).

La primera zona es la costa árida la cual es localizada desde el nivel del mar hasta el pie de monte de los Andes. Estas áreas desérticas son generadas por los vientos fríos que vienen del sur del océano Pacífico que fuerza el hundimiento para mantener el balance térmico, el cual permanece seco en esta región y mantiene una capa de inversión alrededor de 1000 msnm. Además la precipitación anual media menor a 10 mm es común a lo largo de costa. Finalmente, la mayoría de la precipitación cae en forma de llovizna desde el estrato costero con algunos episodios de lluvias inusuales asociados con el paso de un frente frío ([Garreaud y Rutllant, 1996](#); [Vargas et al., 2006](#); [Garreaud y Fuenzalida, 2007](#)).

La precipitación en la segunda zona climática es controlada por la expansión de los vientos superiores a la tropósfera del sur-este, durante el verano austral; asociado con la intensificación del monzón de América del Sur durante el verano ([Garreaud, 2009](#)). Sin embargo, la precipitación decrece cuando el norte del océano Atlántico es más caliente de lo normal ([Lavado et al., 2012](#)). Esta segunda zona climática incluye una zona semi-árida montañosa desde la cuenca media a la cuenca alta en la cual la variación de la precipitación diaria es más frecuente y más fuerte durante las tardes y noches durante la época de lluvias ([Garreaud, 1999](#)). En promedio, 90% de las precipitaciones anuales caen de octubre a abril, con picos en febrero y marzo ([Figura 39](#)). Como consecuencia el caudal se incrementa dramáticamente de 10 a 30 veces durante la época de lluvias. El resto del año (mayo a setiembre) las precipitaciones son menores a 50-100mm ([Vuille et al., 2008](#)).

La escorrentía superficial en la cuenca media del río Santa se origina de las precipitaciones y la ablación glaciaria en la Cordillera Blanca ([Mark y Seltzer, 2003](#)). Durante

la estación seca, el agua subterránea aporta el 18-74% del agua que entra en algunas cuencas y el resto proviene de los glaciares (Baraer *et al.*, 2009; Condom *et al.*, 2012).

En cuencas de montaña, especialmente en países en desarrollo existe un vacío tanto espacial como temporal en cuanto al registro del clima (Espinoza Villar *et al.*, 2009; Scheel *et al.*, 2011). Se obtuvo precipitación del TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA) nivel 3 producto 3B43-7V (1998-2012, Figura 39) de Goddard Earth Sciences Data and Information Services Center product (<http://mirador.gsfc.nasa.gov>). TMPA es la combinación de 10 tipos de registradores (Huffman y Bolvin, 2013). Esta base de datos basado en un esquema secuencial para combinar precipitación estimada por múltiples satélites, así como datos medidos cuando sea posible para crear un nuevo producto cuya grilla es de 2.5° (Huffman *et al.*, 2007). El producto TMPA fue procesado a una escala de cuenca (Figura 39). Para estimar la precipitación media mensual en las cuencas en estudio y así capturar la variabilidad temporal como espacial.

Se emplearon dos estaciones de precipitación al paso de tiempo diario Yungay (2537 msnm; 9.14992°S, 77.75103°O) para la subcuenca Santa y la estación Cabana (3300; -8.3531°S, -78.00201°O) para la subcuenca Tablachaca (Figura 36); Dicha información fue tomada por el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología del Perú (SENAMHI). La variabilidad espacial a un paso de tiempo mensual fue evaluada con una base de datos TRMM, considerando dos subcuencas por cuenca diferenciándose por distribución en función de la altura (menor y mayor a 3800 msnm).

Comparando los datos promedios anuales observados y los datos TRMM se nota que son similares, esto para el periodo 2002-2012 ($\sim 850 \text{ mm.año}^{-1}$; Figura 39), Y cada base de datos muestra claramente la estacionalidad. La comparación entre las dos bases de datos muestra diferencias no mayores a 20 mm.mes^{-1} . Se procesaron las series de las estaciones Cabana y Yungay fueron procesadas para calcular la probabilidad en función a la densidad de los datos (PDF) de acuerdo con Andronova, y Schlesinger, (2001).

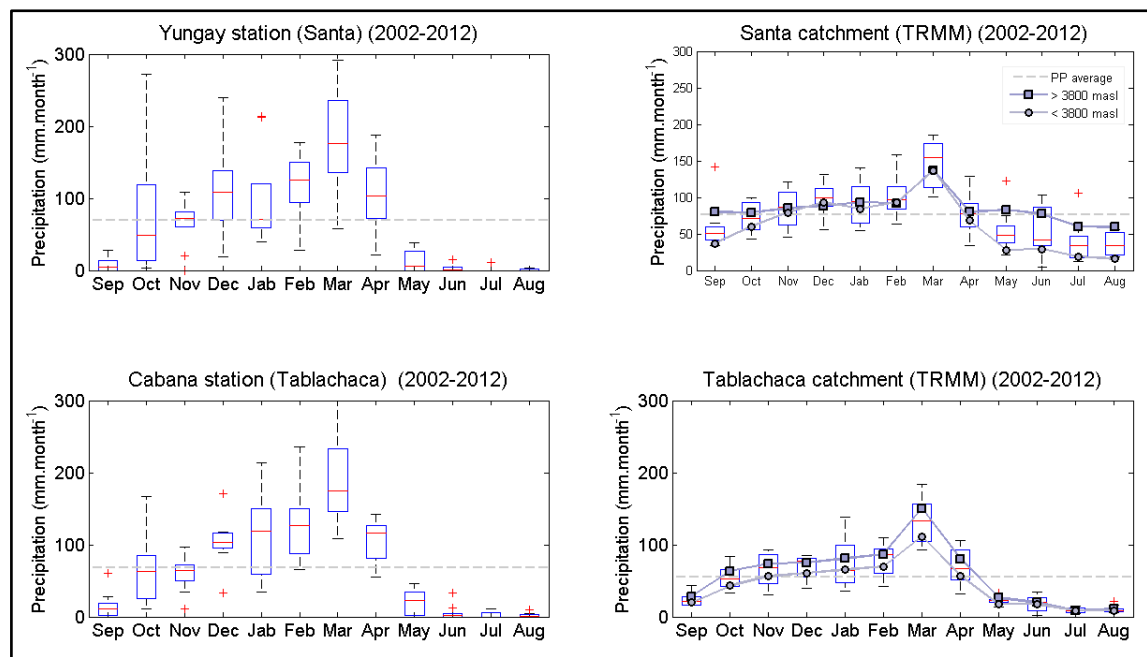


Figura 39. Boxplots de la precipitación media mensual para el periodo 1998-2012 (líneas rojas dentro de las cajitas) el “+” muestra eventos atípicos y los extremos de las líneas punteadas delimitan el 5 y 95 percentil. La línea horizontal que cruza toda la gráfica muestra en promedio mensual histórico. Los gráficos en la columna de la izquierda muestran las precipitaciones observadas para las estaciones Yungay y Cabana que monitorean la cuenca Santa y Tablachaca respectivamente. Los gráficos en la columna de la derecha son datos TRMM (3B43-7V) promedios de la cuenca, a una resolución de 0.25°. Para capturar la variabilidad espacial se estimó la precipitación media para dos regiones una mayor y menor a 3800 msnm (líneas continuas con marcas en círculos y cuadrados).

7.3 Resultados

7.3.1 Información hidro-sedimentológica

Según la precisión para la cuantificación del SSY depende en efectivo de las estrategias de monitoreo (Duvert *et al.*, 2011). El presente capítulo emplea una base de datos muy rica en información de los caudales sólidos a un paso de tiempo subdiario en una cuenca de montaña en los Andes centrales. Desde 1999 el proyecto de usos múltiples CHAVIMOCHIC ha venido monitoreando los caudales sólidos. Dicho proyecto realiza un monitoreo continuo del caudal sólido con la ayuda de equipos limnigráficos los cuales toman lecturas del nivel de agua. Dichos niveles son transformados en caudales con la ayuda de la curva de gasto líquido que se forma entre la calibración de los aforos y el nivel del agua. Por otra parte el material en suspensión (MES) es tomado de la sección

transversal a la altura de una estación hidrométrica, dichas lecturas del MES se toman dos veces al día (6 a 18 horas) para las estaciones Condorcerro, Santa y Tablachaca. Como resultado para el presente capítulo se dispone de una base de datos de alta frecuencia (Figura 40).

El número de muestreos disponibles del MES para cada estación son evaluados considerando como mínimo un muestreo por día para cada estación. Esto significa que se necesita una lectura diaria para considerar un día con lectura de caudal sólido. Para la cuantificación de la producción de sedimentos es importante cuantificar el vacío de información y observar en qué periodo del año se encuentran. Se calculó el porcentaje de datos disponibles por mes y se caracterizó la estación del año en la que se presentan los mayores vacíos de información. Para la estación Condorcerro se cuantificó un 2.5% de vacíos de información; 1.7 corresponde a la temporada de lluvia. Para la estación Tablachaca se encontró un 26% de vacíos, de los cuales el 12.4% corresponde a la estación lluviosa, finalmente en la estación Santa se cuantificó un vacío del 20% para la época de estiaje y 15% para la estación seca. Todos los vacíos para la estación Condorcerro fueron completados a partir de la ecuación generada en la curva de gasto sólido (Figura 42 $n= 11467$; $R > 0.9$; $p < 0.0001$). La base de datos para la estación Tablachaca y Santa se completó en dos pasos a) primero a través de una sustracción de estaciones siempre y cuando solo exista un vacío para el mismo tiempo en una de las estaciones. b) Luego se completó los vacíos para un solo día a partir de la semisuma del día anterior y posterior. Finalmente, la estación Tablachaca muestra un 19% de vacíos después del tratamiento de la base de datos.

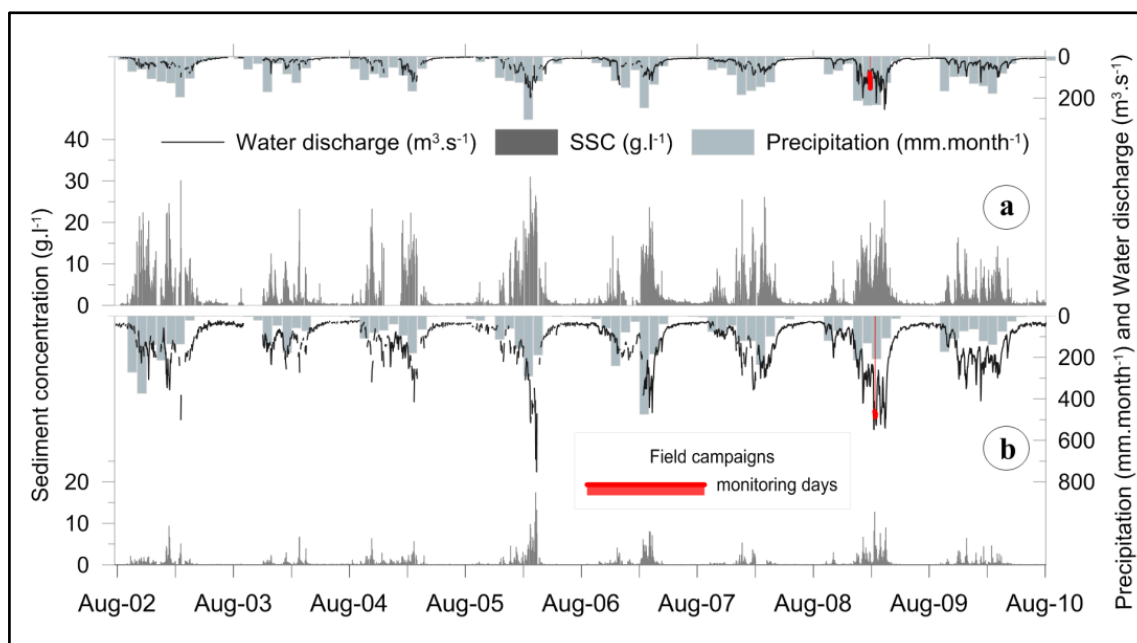


Figura 40. Data histórica observada del Material en suspensión (MES, barras plomas en el inferior de las ejes de la Y), caudales ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$) y precipitación (mm.mes^{-1}) en la parte superior del gráfico. a) la estación Tablachaca presenta datos promedios en el orden de 3.43 g.L^{-1} de MES, $28 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ en caudales y $808.2 \text{ mm. año}^{-1}$ de precipitación. b) la estación presenta datos promedios en el orden de 0.65 g.L^{-1} de MES, $105.4 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ en caudales y $810.2 \text{ mm. año}^{-1}$ de precipitación. La líneas en rojo muestran los días de monitoreo del MES en la serie histórica mayor detalle [Tabla 12](#).

El ciclo hidrológico anual muestra una alta estacionalidad entre el flujo permanente durante el periodo de sequía, debido a la contribución de los glaciares y contribución del agua subterránea ([Figura 40](#)). Al evaluar la respuesta de las cuencas en cuanto a los caudales se observa que la cuenca Tablachaca presenta una mayor variabilidad que la cuenca del río Santa debido al área de recepción y la diferencia entre las longitudes de las redes de drenaje.

7.3.2 Variabilidad de la precipitación, caudales y material en suspensión

Se calculó el caudal líquido promedio diario a partir de caudales continuos instantáneos para las estaciones de Tablachaca y Santa, la media diaria es de 27.6 y $113 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, cuya desviación entandar está en el orden de 28.7 y $91.8 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ respectivamente. Estas estimaciones hacen al río Santa uno de los más caudalosos de la costa peruana y el río Tablachaca como el principal contribuyente. En términos de caudal sólido específico a

la altura de la estación Santa y Tablachaca se observa una media de $0.009 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ s}^{-1}$ y $0.016 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ s}^{-1}$ con una desviación estándar de 0.008 y 0.012 respectivamente.

El análisis de la distribución de la frecuencia, facilita la comprensión de la distribución de los caudales (Turcotte y Greene, 1993), inundaciones (Malamuda y Turcotte, 2006), eventos de riesgo (Korup y Clague, 2009) y flujos de sedimentos (Hovius *et al.*, 2000; Lague *et al.*, 2005) en sistemas naturales. Esta técnica nos permite entender en función de la probabilidad cómo un evento se ubica en una tendencia específica; y como los sistemas naturales controlan las variables como el las precipitaciones, nivel del río o MES. La distribución de las frecuencias es aún más interesante porque ellos siguen una probabilidad analítica en función de la densidad donde la probabilidad de ocurrencia puede ponderar un evento de magnitud específica el cual puede ser derivado matemáticamente. Es por ello que la distribución de las frecuencias son criterios poderosos para comparar respuestas hidrológicas. Este estudio se enfoca en la lluvia diaria, caudal líquido y MES de las subcuencas Tablachaca y Santa a escala de cuenca. La comparación de la magnitud y frecuencia de las distribuciones indican si la variable (lluvia, caudales y MES) de ambas cuencas siguen las mismas tendencias estadísticas. Hay que resaltar que una adecuada PDF requiere una normalización entre la media de la variable en cada ejemplo (Figura 41).

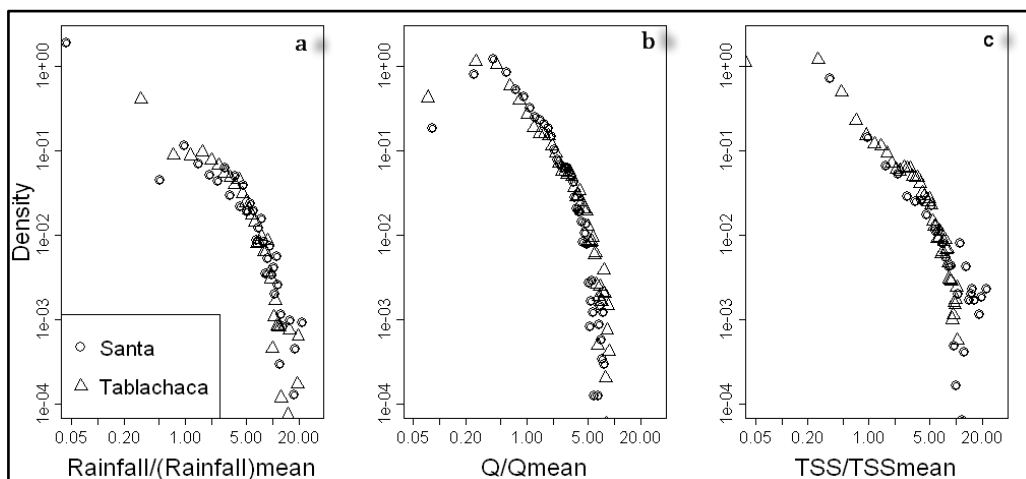


Figura 41. Gráficos estadísticos de probabilidad en función de la densidad normalizada para las subcuencas del río Santa y Tablachaca basados en la precipitación (a), caudales (b) y el materia en suspensión (c).

El PDF de la lluvias diarias y caudales para la cuenca Tablachaca y Santa presentan similares respuestas hidrológicas. La diferencia radica en las amplitudes del caudal sólido, los cuales son relativos al área de drenaje y las tasas de lluvia en cada sub cuenca. Por el otro lado, el PDF del MES a nivel de sub-cuenca se diferencian fuertemente en base a su media. El PDF del MES para las subcuencas del Tablachaca y Santa siguen una tendencia potencial no-monótona y monótona decreciente respectivamente, la cual indica diferentes respuestas de erosión y transporte de sedimentos con entradas hidrológicas similares. La información de sedimentos para el periodo 2002 – 2010 para las estaciones del río Santa y Tablachaca tienen una significancia $R > 0.9$ ($p < 0.0001$; [Figura 42](#)). La curva de descarga entre el caudal sólido y el MES ($[MES] = aQ^b$) marca fuertemente esta diferencia en la [Figura 42](#). Los exponentes de la curva de descarga sólida son similares (i.e., $b = 1.8 \pm 0.1$) considerando la incertidumbre que se genera en su determinación. Otra vez esto indica que la respuesta de las entradas hidrológicas es idéntica en ambos casos. El coeficiente a marca la principal diferencia en la salida del sedimento, esto nos confirma las diferencias de la disponibilidad de sedimentos en las diferentes cuencas. El equivalente en términos del caudal específico nos habla de una diferencia de 9 veces mayor (Tablachaca) que la de las subcuenca Santa. Nótese que la curva de descarga sólida para la cuenca Tablachaca se muestra más estable para valores altos del MES ($\sim 350 \text{ mg.L}^{-1}$) para cargas específicas bajo un umbral de $3 \times 10^{-3} \text{ m}^3 \text{ km}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Durante la época baja de los caudales, cuando la mayoría de la subcuencas experimenta condiciones climáticas secas el MES en Tablachaca varía entre $150\text{--}3,000 \text{ mg.L}^{-1}$ y en el campo es posible observar diferentes colores de agua en la confluencia de los principales ríos ([Figura 38](#)). Esto indica una larga fuente de sedimentos a lo largo del río que no depende del caudal. Además hay que notar que durante los caudales sólidos elevados en la estación Tablachaca para el periodo de lluvias; el MES fluctúa más cerca a la curva de gasto sólido indicando que el control hidrológico de sedimentos debido a los caudales fluctúa más en Tablachaca que en el río Santa.

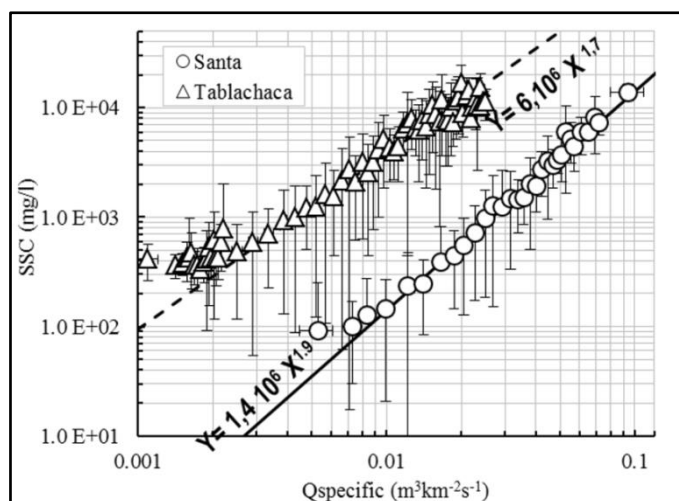


Figura 42. Gráfico log-log del material en suspensión (MES, mg L^{-1}) y su correspondiente caudal líquido específico ($\text{m}^3.\text{km}^{-2}.\text{s}^{-1}$) para la estación Santa y Tablachaca. La línea punteada y sólida muestran la tendencia de la curva de gasto sólido con mayor ajuste para la cuenca del río Tablachaca y Santa. Las barras representan la variación mensual.

7.3.3 Campañas de monitoreo

Durante la estación lluviosa (febrero y marzo 2009; [Figura 40](#)), las campañas de campo fueron desarrolladas en la cuenca alta y media del río Santa y toda la cuenca del río Tablachaca; con el fin de cuantificar la variabilidad espacial de la descarga del MES. Para ello se tomaron muestras de los principales afluentes en ambas cuencas, los puntos de muestreo alcanzan un número de 53. Durante la fase de campo se pudo clasificar tres configuraciones espaciales: glaciares, cuenca media y baja. El área Glaciar hace referencia a puntos de muestreo donde el mayor aporte de descargas proviene de los Glaciares, mientras que la cuenca baja hace referencia a zonas muy empinadas. Las muestras del MES se recolectaron manualmente (650 mL) al margen de la sección transversal, para algunos ríos de difícil acceso ([Tabla 12](#)), se tomó muestras aguas arriba y aguas abajo del punto de muestreo; debido a lo agreste de la zona de monitoreo. El método de muestreo se considera representativo debido al flujo turbulento a nivel de las estaciones de monitoreo. Todas las muestras fueron filtradas con un papel filtro, cuyo poro de filtrado es de $45\mu\text{m}$. Durante las campañas de campo se observó una gran densidad de minas de socavón localizadas en cuencas con una litología específica (Ejemplo la formación Chimú y Chicama); la amplitud de estas pequeñas minas no pudieron ser cuantificado con ayuda de imágenes satelitales.

Tabla 12. Sitios de muestreo durante la época de lluvias 2009 (febrero-marzo) en toda la cuenca del río Santa y Tablachaca.

Codigo	Río	X	Y	Fecha	g.L-1	observaciones
1	Conococha	-77.28	-10.12	2/23/09 15:10	0.27	A la salida de la laguna
2	Collota	-77.29	-10.12	2/23/09 15:20	0.06	Pequeño río procedente de la Cordillera Blanca.
3	Santa	-77.28	-10.11	2/23/09 15:30	0.52	Confluencia
4	Pariay	-77.26	-10.02	2/23/09 16:30	0.36	salida de una pequeña mina, Cordillera Blanca.
5	Recrета	-77.33	-10.04	2/23/09 17:00	0.09	Estacion hidrológica
6	Ashjas	-77.33	-10.02	2/23/09 17:18	0.06	Desde la Cordillera Blanca.
7	Santa	-77.33	-10.02	2/23/09 17:34	0.05	Río Santa
8	Pupuncancha	-77.36	-9.97	2/23/09 17:40	0.78	Desde la Cordillera Blanca.
9	SN	-77.38	-9.96	2/23/09 17:50	0.37	río q viene de la Cordillera Negra.
10	Collota	-77.38	-9.95	2/23/09 18:10	0.64	Desde la Cordillera Blanca.
11	Pachacoto	-77.40	-9.85	2/23/09 18:20	0.01	Estacion hidrológica.
12	Yanayacu	-77.42	-9.78	2/23/09 18:40	0.62	Desde la Cordillera Blanca.
13	Utcuyacu	-77.42	-9.82	2/23/09 19:00	2.68	Desde la Cordillera Negra.
14	Atoc Huacanca	-77.45	-9.72	2/24/09 9:40	0.21	Desde la Cordillera Negra.
15	Chiriac	-77.45	-9.74	2/24/09 9:50	0.09	Desde la Cordillera Negra.
16	Sipchoc	-77.46	-9.69	2/24/09 10:10	0.26	Desde la Cordillera Negra.
17	Olleros	-77.48	-9.67	2/24/09 10:15	0.35	Desde la Cordillera Blanca.
18	Ututo Pama	-77.50	-9.63	2/24/09 10:30	0.12	Desde la Cordillera Blanca.
19	Entrada Huaraz	-77.51	-9.61	2/24/09 10:50	0.59	Antes de la ciudad de Huaraz
20	Pariac	-77.52	-9.58	2/24/09 11:10	0.45	Desde la Cordillera Blanca.
21	Santa	-77.53	-9.58	2/24/09 11:15	0.48	despues de la Quebrada Pariac.
22	Quilcaihuanca	-77.52	-9.53	2/24/09 11:50	0.03	Desde la Cordillera Blanca.
23	Santa	-77.54	-9.47	2/24/09 12:20	0.51	despues de la ciudad de Huaraz.
24	Paltay	-77.56	-9.42	2/24/09 12:40	0.27	Desde la Cordillera Blanca.
25	Llakash	-77.58	-9.40	2/24/09 13:15	0.40	Actividad minera procedente de la Cordillera Blanca.
26	Poyor	-77.59	-9.38	2/24/09 13:20	1.03	Río Poyro desde la Cordillera Blanca..
27	Marcara	-77.60	-9.32	2/24/09 13:40	0.08	Cruza un pueblo desde la Cordillera Blanca.
28	Buin	-77.68	-9.27	2/24/09 14:00	0.37	Desde la Cordillera Blanca.
29	Ampa	-77.68	-9.28	2/24/09 14:40	0.12	Desde la Cordillera Negra.
30	Ranrahirca	-77.73	-9.17	2/24/09 15:30	0.03	Desde la Cordillera Blanca.
31	Luyan	-77.82	-9.04	2/24/09 16:00	0.14	Desde la Cordillera Blanca.
32	Santa	-77.84	-8.94	2/24/09 16:50	1.19	Despues de la hidroelectrica Duke energy.
33	Puca	-77.84	-8.97	2/24/09 17:04	0.12	Desde la Cordillera Negra.
34	Pte. Choquechac	-77.82	-8.99	2/24/09 17:14	1.19	Río Santa en el puente Choquechac.
35	Huaylas	-77.86	-8.81	2/25/09 7:15	1.14	Desde la Cordillera Negra.
36	Manta	-77.97	-8.69	2/25/09 0:00	0.64	despues la río Manta
37	Santa	-77.98	-8.69	2/25/09 8:30	1.17	Despues el río Santa
38	Santa	-78.08	-8.66	2/25/09 9:00	1.79	Despues minas de carbom
39	Tablachaca	-78.24	-8.65	2/25/09 9:45	11.61	Estación Tablachaca
40	Santa	-78.23	-8.66	2/25/09 9:50	1.31	En la estación Santa
41	Boc. Chavimochic	-78.29	-8.66	3/8/09 11:00	1.44	En la estación Condorcerro
42	Tablachaca	-78.23	-8.65	3/13/09 17:13	15.04	Estación Tablachaca
43	Condorcerro	-78.26	-8.66	3/13/09 18:19	6.35	En la estación Condorcerro
44	Santa	-78.23	-8.65	3/10/09 7:22	13.47	Antes de confluencia con dl Tablachaca y Santa
45	Plata	-77.89	-8.17	3/12/09 8:59	0.04	Primier río en la cabecera de cuenca.
46	Pelagatos	-77.89	-8.17	3/12/09 9:07	0.06	Nace el río Tablachaca
47	Tablachaca	-77.94	-8.20	3/12/09 11:47	5.11	Antes de la confluencia del río Negro y Conchucos
48	Conchucos	-77.94	-8.20	3/12/09 11:52	0.10	En el río Conchucos
49	Huadoval	-78.09	-8.30	3/12/09 18:26	0.85	En el río Huadoval
50	Tablachaca	-78.10	-8.30	3/13/09 9:38	24.47	Abajo confluencia Angasmarga y Huadoval
51	Tablachaca	-78.14	-8.37	3/13/09 10:58	17.86	Abajo donfluencia del río santiago y Tablachaca.
52	Boca Cabana	-78.14	-8.37	3/13/09 10:59	5.02	en el río Boca Cabana
53	Ancos	-78.17	-8.50	3/13/09 14:24	4.97	En el río Ancos

7.3.4 Análisis de la Litología, pendientes y uso del suelo

El área de estudio presenta una variedad de pendientes sobre diferentes litologías, desde las cumbres más altas hasta las faldas de los cerros y superficies semiáridas. La cuenca Tablachaca presenta mayor superficies con pendientes entre 7° a 25° más que la subcuenca del río Santa (Figura 43). Sin embargo, la cuenca del río Santa presenta mayores superficies entre $< 7^\circ$ y $> 25^\circ$. No obstante, la distribución de las pendientes no puede proveer argumentos para explicar la diferencia en sus tasas de erosión.

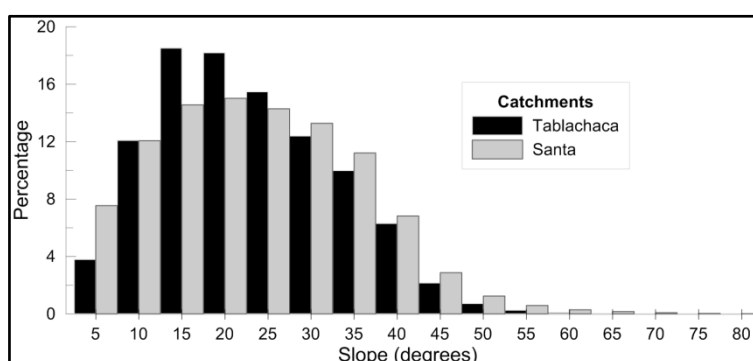


Figura 43. Histograma a partir de la distribución del porcentaje normalizado de las pendientes generado a partir de un DEM cuya resolución es de 90m para las cuencas del río Santa y Tablachaca.

Particular diferencia entre el suelo arable y usos de suelos afectan la erosión de los suelos del SSY (Vanacker, 2005; Montgomery, 2007). El área total de Tablachaca y Santa están compuestos por: 4% y 8% de minas a tajo abierto, 1% a 7% por glaciares, 39% a 32% de bosque, 48% al 46% de leve cobertura vegetal y estacional (suelo desnudo) y 9% a 7% de áreas urbanas.

Las áreas dominantes para ambas sub cuencas son el suelo desnudo y bosques. Este análisis de seis tipos de cobertura del suelo no muestran diferencias en la distribución espacial del uso del suelo entre la cuenca del río Santa y Tablachaca (Figura 44).

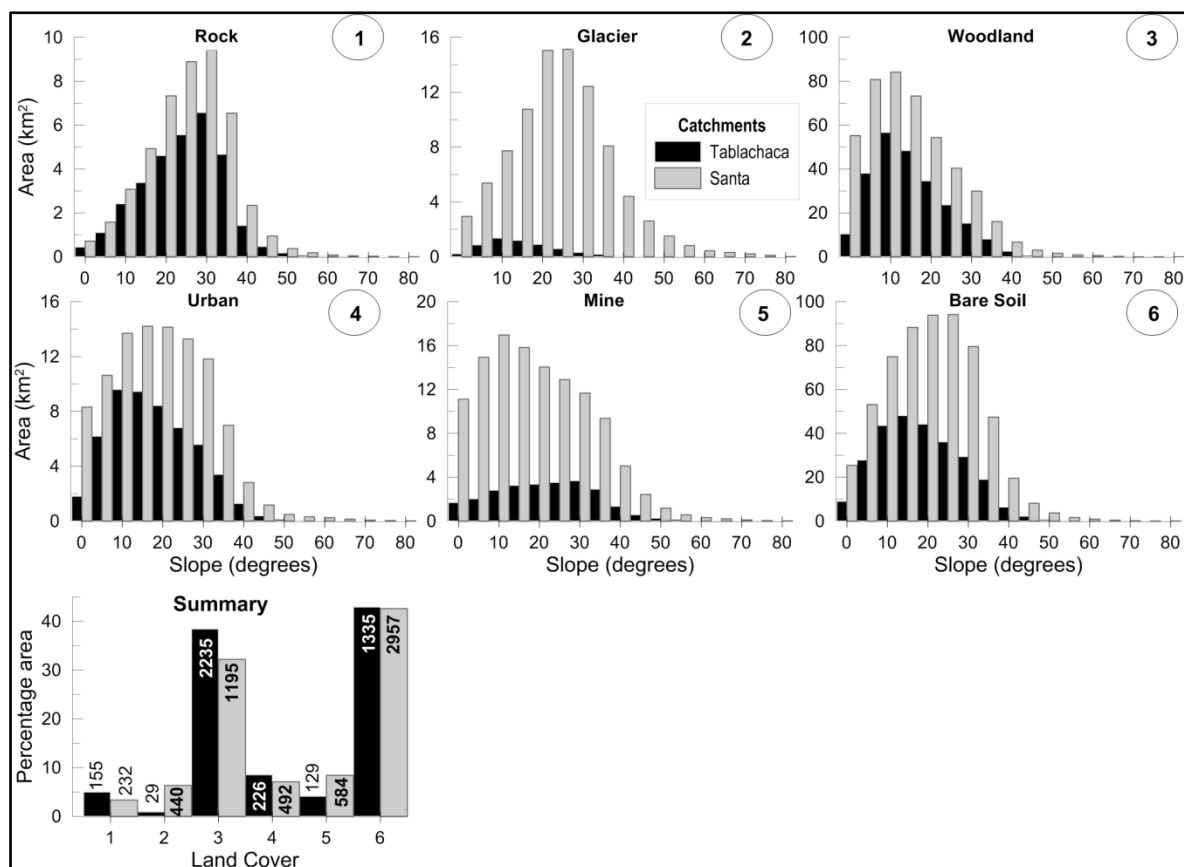


Figura 44. Distribución de la pendiente en función del uso del suelo en las cuencas en estudio (Santa y Tablachaca). Para la gráfica final los valores en las barras indican el área en km^2 por cada uso del suelo.

Sin embargo, el análisis de la litología de la subcuenca Santa y Tablachaca muestran diferencias en la formación Chimú, Calipuy y Chicama las cuales son 5, 2.1 y 1.5 veces mayor en área para la cuenca del río Tablachaca; por el contrario formaciones como la granodiorita y Fluvio-glaciario fueron 5 a 14 veces mayor en la subcuenca Santa. En este sentido se puede decir que la formación fluvio-glaciario es una de las litología menos cohesivas en las subcuencas. Por otra parte es difícil cuantificar la cohesividad relativa de cada formación; por ello la superficie relativa de cada superficie no puede ser específicamente balanceada con un simple coeficiente de cohesividad específica donde las actividades mineras son bien desarrolladas.

La distribución de la pendiente de los dos principales usos de suelo (por ejemplo suelo desnudo y forestales) se diferencia solamente por el porcentaje elevado de fuertes

pendientes para el suelo desnudo el cual es predominante en la cuenca del río Santa. En contraste la subcuenca del río Tablachaca no presenta pendientes tan pronunciadas como la cuenca del río Santa (Figura 45).

Asumiendo que las tasas de erosión se incrementan cuando las pendientes son pronunciadas, la ponderación de la superficie del uso del suelo con la distribución de las pendientes no explica las diferencias de las tasas erosión entre las dos subcuencas. La distribución de las pendientes en función a la litología muestra que la subcuenca Tablachaca tiene un área (342 km^2) mucho más extensa de la formación Chimú (periodo Mesozoico) que la subcuenca Santa (71 km^2). En dicha formación observamos una alta actividad minera y con una elevada concentración de sedimentos.

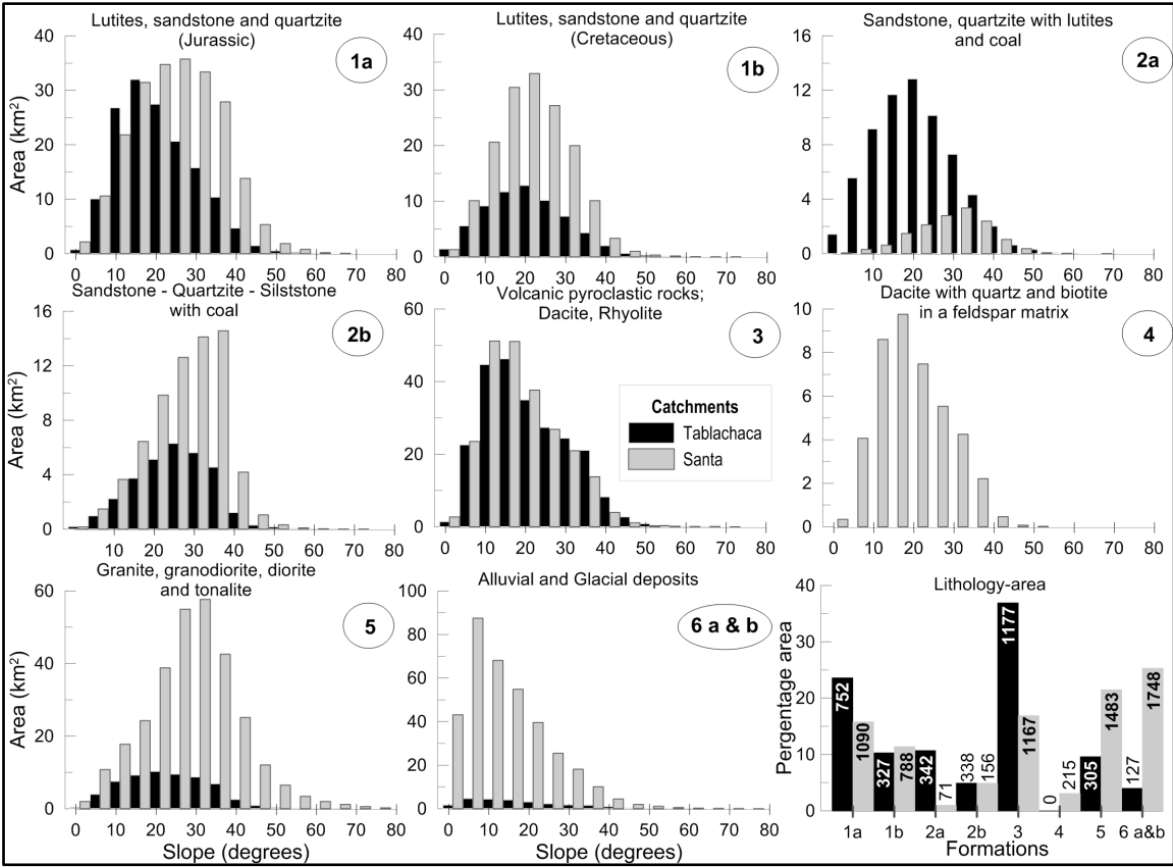


Figura 45. Distribución de las pendientes en función de la litología para la cuenca del río Santa y Tablachaca. En la gráfica final los valores en las barras representan el área en km^2 para cada formación.

7.3.5 Monitoreo del material en suspensión

Durante las campañas de monitoreo (febrero y marzo 2009) en la subcuenca del río Santa se distinguieron dos regiones en función del MES.

En las partes altas de la subcuenca Santa encontramos MES en un rango de bajas concentraciones de 7.2 a 120 mg.L⁻¹ y en la cuenca media y baja las concentraciones fueron más fuertes 123 a 2683 mg.L⁻¹ (ver [Tabla 13](#) y [Figura 37](#)).

Para la subcuenca Tablachaca (cuenca baja) el rango de MES cuantificado fue bajo (ver puntos 45, 46, 48 en la [Figura 37](#)), sin embargo en cuencas con bastante influencia de la formación Chimú (código 2a) se encontraron los rangos más elevados del MES en un rango de 4970 a 24472 mg.L⁻¹ (punto 50 en la [Figura 37](#)). En contraste con lo antes mencionado se encontró bajas concentraciones de material en suspensión que van de 429-850 mg.L⁻¹ ([Figura 37](#), punto 48, 49), la mayoría de los puntos monitoreados vienen de una litología heterogénea ([Figura 37](#), código 1a, 1b, 3 y 5). Aguas abajo los valores de MES aún muestran altos rangos que entre 17860 a 24472 mg.L⁻¹ ([Figura 37](#), punto 50, 51, 52, 53).

Los valores promedios del MES para las subcuencas Tablachaca y Santa son 10858 mg.L⁻¹ y 444 mg.L⁻¹ respectivamente, y la desviación estándar de 9435 y 402 mg.L⁻¹. Los resultados de monitoreo muestran una marcada diferencia espacial incluso entre cuencas vecinas, así como entre las cuencas Santa y Tablachaca.

7.4 Discusión

7.4.1 La dinámica de la carga de fondo y el sedimento en suspensión

En este estudio todas las medidas están orientadas en la carga en suspensión debido a la falta de información del monitoreo de la carga del fondo. Es por ello que nuestros resultados subestiman las tasas de producción de sedimentos anuales. Basándonos en la investigación de [Turowski et al., \(2010\)](#) afirman que no hay una ley empírica que nos permita estimar la carga de fondo en función de sus características; visto que está puede

variar desde el 0% hasta el 100% según el escenario y la configuración del río. Para las cuencas andinas similares al río Santa y Tablachaca, no existen publicaciones acerca del aporte del sedimento de fondo. Al norte del Perú en la cuenca Catamayo-Chira se ha cuantificado la producción total del transporte de sedimentos y el impacto de los eventos El Niño y La Niña (Tote *et al.*, 2011). Sin embargo llevaría a grandes errores comparar dichas cuencas con las cuencas en estudio. Debido que los parámetros climáticos y más aún la respuesta de la cuenca frente a la producción de sedimentos es totalmente diferente; es decir la curva de gasto sólido presenta una pendiente de descarga diferente, esto nos habla de los diferentes procesos que intervienen en la producción de sedimentos.

Actualmente, para el área de estudio no existe una estimación de la carga de fondo; por ello que la estimación del transporte de fondo es una tarea importante para tener un balance total de la producción de sedimentos, enfoque que podría resaltar importantes resultados en las tasas de erosión en un contraste espacial.

7.4.2 Factores que controlan MES

Uno de los principales resultados de este estudio se basa en los grandes contrastes entre la subcuenca del Santa y Tablachaca, este último presenta una producción de sedimentos cuatro veces mayor que la subcuenca del río Santa, a pesar de las características similares de la precipitación, descarga del caudal líquido y similitudes en las pendientes. Una mejor comprensión de estas diferencias en los rangos de erosión requiere un análisis fino de los factores de erosión que podrían explicar dichas tasas de erosión en estas cuencas altoandinas.

Usando una variada base de datos y métodos, analizamos con un criterio de correlación, relaciones empíricas y la distribución espacial de las precipitaciones, la descarga diaria, el MES, la frecuencia de las pendientes, litología y usos de suelo; combinando toda esta información nos permitió llegar a los siguientes resultados.

La curva de descarga sólida para la cuenca Tablachaca y Santa están bien definidas, y la sensibilidad del MES ante las descargas líquidas, representados por el exponente ***b*** en la curva de la descarga sólida es la misma. Los caudales líquidos indudablemente controlan la producción de sedimentos sobre un máximo valor, con una misma dinámica en ambas cuencas, y explica por qué el transporte de sedimentos en ambas cuencas parece similar a la escala de cuenca. Sin embargo, los sedimentos disponibles para el transporte a través de la red está representada por el coeficiente ***a*** y el cual es cuatro veces mayor en la cuenca del río Tablachaca (Figura 42). Tener en cuenta que por debajo del umbral de la descarga líquida, hay una evidencia que en la cuenca del río Tablachaca la fuente de sedimentos que induce altas cargas de MES es durante la época de sequía independientemente de la variabilidad en el flujo de agua. Este podría ser inducida por la explotación artesanal minera en el lecho del río Tablachaca, el cual ocurre en época de estiaje. Durante la época de lluvias las actividades mineras paran debido al difícil acceso, es entonces donde no se puede explicar los vacíos en la disponibilidad de sedimentos sobre un rango de valores de descarga específica.

La distribución espacial del MES durante el periodo de monitoreo en las áreas de drenaje de la subcuenca Santa y Tablachaca muestran como el MES está controlado localmente. Ambas cuencas no muestran una distribución espacial similar. Por ejemplo la red de ríos en la subcuenca del Santa muestra un MES que varía de 7-2682 mg.L⁻¹, con una media y una desviación estándar de 444 y 402 respectivamente. A lo largo de la red de drenaje de la cuenca Tablachaca, existen variaciones entre cuencas adyacentes de similar área (~100 km²) cuyo rango varía entre 43 - 24472 mg.L⁻¹, con una media y desviación estándar de 10 858 y 9 435 respectivamente. La relativa homogeneidad en la distribución espacial de las lluvias durante las campañas de campo, y el amplio rango de la producción de sedimentos en los puntos monitoreados; no pertenece a una distribución natural de la producción de sedimentos. Sin embargo, la distribución espacial de la producción de sedimentos esta correlacionado con la ubicación de las minas con intensa actividad y campos de litología en la cuenca media y alta de la subcuenca del río Tablachaca.

Las condiciones hidrológicas no específicas durante las campañas de campo pueden explicar valores muy altos de MES en algunos segmentos aguas arriba de la red de drenaje de la subcuenca del Tablachaca. Aguas abajo el MES decrece debido a que los

contribuyentes presentan una litología con un índice de erodabilidad bajo generando bajas cargas de MES y los cuales se mantienen relativamente elevados hasta la confluencia del río Santa con un valor de 13.3 g.L^{-1} . La base de datos del MES resalta el impacto de la litología y la minería en el MES y explica los valores altos encontrados para la cuenca del río Tablachaca.

La composición mineral de las elevadas cargas de MES fueron medidas mediante rayos-X en los laboratorios del Instituto Geológico Minero del Perú (INGEMMET). Los resultados muestran que éstas están compuestas por ortocuarcitas, limolitas, areniscas, lutitas y carbón todos vinculados principalmente a la formación Chimú (código 2a) (Carrascal-Miranda y Suárez-Ruiz, 2004). La litología Chimú, cubre el 11% y 1% de la subcuenca Tablachaca y Santa respectivamente; ésto representa la principal diferencia litológica entre estas subcuencas. Por otra parte, se observa una mayor incidencia de la minería en la litología Chimú (código 2a) para la sub-cuenca Tablachaca.

La información de precipitación, hidrología, uso del suelo, pendiente no puede explicar las grandes diferencias en erosión y que la distribución espacial del MES presenta una relación con la litología y la actividad minera, la primera emerge como el principal factor de control que explica las diferencias en los rangos de producción de sedimentos. La fuerte carga de MES inusual, observada en la salida de la cuenca del río Tablachaca muestra una gran cantidad de sedimentos disponibles en las laderas y el fondo del río; esto genera un amplio rango de caudal específico sólido a. De hecho, el material suave viene de los deslizamientos continuos de los residuos mineros disponibles a lo amplio de las laderas, así como de la remoción del lecho del río como parte de la búsqueda de oro: lo antes mencionado pudo ser observado en ambas cuencas.

7.4.3 Caudal específico sólido y la escorrentía en los Andes

A pesar que la subcuenca del río Tablachaca y Santa están cercanos geográficamente uno al otro, la desviación estándar de su caudal sólido específico muestra dos rangos diferentes. La estimación del SSY media anual para la estación Tablachaca

2,204 $\pm$ 337 t.km².año⁻¹, el cual es tres veces mayor que la subcuenca del río Santa 779 $\pm$ 162 t.km².año⁻¹ (Tabla 13) a pesar de que los recursos hídricos del río Santa son cuatro veces mayor a la del río Tablachaca. A pesar que ambas cuencas vecinas geográficamente, estas muestran dos tasas de caudal específico muy diferente. Por otro lado se resalta que el periodo de estudio de los sedimentos no incluye ningún mega Niño, periodo en el cual se espera las más altas cargas de sedimentos.

Tabla 13. Resumen de las rangos de producción de sedimentos más elevados, que son transportados desde la cumbre de los Andes aguas abajo. Este estudio contribuye con los puntos 32, 33 y 34 en la figura 12 .La cuenca del río Santa (34) y la subcuenca de del río Santa (32) como Tablachaca (33).

Código	Cuenca	Área de cuenca (km ²)	Descarga media anual (m ³ .s ⁻¹)	SSY (t.km ⁻² .yr ⁻¹)	Vertiente	Periodo	País	Autor
1	Magdalena-Calamar	257440	7200	560	Atlántico	1975-2005	Colombia	Pépin, 2007.
2	Pilcomayo-Villamontes	87350	292	2010	Atlántico	1977-2005	Bolivia	Pépin, 2007.
3	Coca	5330	480	919	Atlántico	2001-2005	Ecuador	Laraque et al., 2009.
4	Napo FDO	12400	1200	516	Atlántico	2001-2005	Ecuador	Laraque et al., 2009.
5	Napo	100520	1486	1577	Atlántico	2001-2005	Ecuador	Laraque et al., 2009.
6	Huallaga-Chazuta	68720	94	1037	Atlántico	2004-2010	Perú	Armijos et al, In press.
7	Marañon-Borja	114280	4890	1295	Atlántico	2004-2010	Ecu-Perú	Armijos et al., In press.
8	Ucayali-Atalaya	190810	6540	1955	Atlántico	2009-2010	Perú	Armijos et al., In press.
9	Béni-Rurrenabaque	68900	1960	2293	Atlántico	2003-2010	Bolivia	Hybam, submitted.
10	Grande-Abapo	62000	230	2581	Atlántico	2003-2007	Bolivia	Hybam, submitted.
11	Negro	4604	136	1730	Caribe	2004-2010	Colombia	Restrepo et al., 2006b.
12	Carare	4943	90	2200	Caribe	1985-1998	Colombia	Restrepo et al., 2006b.
13	Saldaña	7009	320	1271	Caribe	1974-1999	Colombia	Restrepo et al., 2006b.
14	Lebrija	3500	90	1258	Caribe	1979-1998	Colombia	Restrepo et al., 2006b.
15	La Miel	2121	243	1253	Caribe	1975-1999	Colombia	Restrepo et al., 2006b.
16	Coello	1580	40	1035	Caribe	1983-1999	Colombia	Restrepo et al., 2006b.
17	Cauca	59615	2373	823	Caribe	1978-1999	Colombia	Restrepo et al., 2006b.
18	Paez	4078	185	782	Caribe	1972-2000	Colombia	Restrepo et al., 2006b.
19	Cabrera	2446	71	755	Caribe	1982-1998	Colombia	Restrepo et al., 2006b.
20	Cocorna	799	56	745	Caribe	1978-1999	Colombia	Restrepo et al., 2006b.
21	Samana	1490	181	625	Caribe	1983-1999	Colombia	Restrepo et al., 2006b.
22	Yaguara	1386	15	593	Caribe	1983-1999	Colombia	Restrepo et al., 2006b.
23	Nus	320	17	582	Caribe	1983-1995	Colombia	Restrepo et al., 2006b.
24	Ceibas	220	5	581	Caribe	1983-1999	Colombia	Restrepo et al., 2006b.
25	Maipo	370	16	1782	Pacífico	1985-2006	Chile	Pépin et al, 2010.
26	Aconcagua	135	48	1356	Pacífico	1966-1989	Chile	Pépin et al, 2010.
27	Tado	1600	261	1570	Pacífico	1986-1994	Colombia	Restrepo et al., 2004.
28	Pte Guasca	8900	225	1714	Pacífico	1972-1993	Colombia	Restrepo et al., 2004.
29	San Juan	14000	2600	1150	Pacífico	1970-1996	Colombia	Restrepo et al., 2006a.
30	Patia	14000	317	972	Pacífico	1972-1993	Colombia	Restrepo et al., 2006a.
31	Chira	20000	159	1000	Pacífico	----	Perú	Restrepo et al., 2006a.
32	Santa	6815	105	779	Pacífico	2002-2010	Perú	presente estudio
33	Tablachaca	3132	28	2204	Pacífico	2002-2010	Perú	presente estudio
34	Condorcerro	10000	133	1517	Pacífico	2000-2010	Perú	presente estudio
35	Puyango	2725	97	697	Pacífico	1989-2000	Ecuador	Tarras-Wahlberg et al., 2003

Para resumir, el caudal sólido específico a la salida de la cuenca del río Tablachaca representa una de las tasas de erosión más altas a lo largo de los Andes, a pesar que las cifras estimadas en este estudio no incluyen transporte de fondo y tampoco periodos de eventos ENSO.

Las fuertes diferencias espaciales no explicadas pueden conducirnos a una malinterpretación del análisis de los factores que controlan la producción de sedimentos. Este punto lo ilustramos con una recopilación de la información existente a lo largo de los Andes sobre la producción de sedimentos y la esorrentía (Figura 46 y Figura 47). Algunas observaciones a partir de esta base de datos, es que no existe evidencia de la esorrentía como el principal factor de control de la producción de sedimentos, dado que no hay una relación clara entre ellos. Puesto que las tasas de erosión más altas las encontramos en las regiones más áridas, sin embargo, no hay duda que la esorrentía es uno de los principales factores que controlan la producción de sedimentos. Ello es porque la descarga líquida esta intrínsecamente relacionada a la velocidad de la corriente (ejem. el principal factor que causa el desgaste mecánico en el transporte de sedimentos), y porque la curva de descarga sólida entre el MES y Q a lo largo de las cuencas Andinas son estadísticamente significantes a pesar de la amplia dispersión.

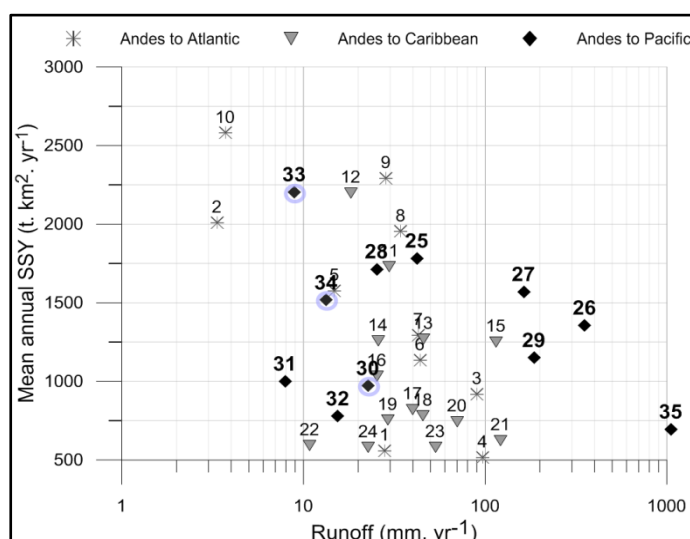


Figura 46. Relación entre el caudal sólido específico (SSY) y la esorrentía a lo largo de los Andes (mayor detalle Tabla 13). Círculos en plomo muestran las cifras para la cuenca del río Santa (34), subcuenca Tablachac (33) y subcuenca santa (32).

El presente estudio muestra la dependencia para el análisis de la escorrentía como factor que controla el SSY; a una escala global debe ser cuidadosamente hecha para filtrar otros factores significantes que van a controlar la SSY. Los valores anuales promedio de escorrentía son no relevantes para establecer una relación empírica entre la SSY y la escorrentía a una escala regional.

Tanto la distribución de la descarga diaria y los procesos físicos relacionados a la curva de descarga sólida. Los umbrales de intercepción y el potencial de la curva de gastos representan la dependencia de SSY hacia los factores, los cuales no son relativos a la escorrentía y puede ser específica. Cualquier análisis empírico del SSY y los factores que van a controlar, es necesario hacer la distinción entre parámetros. Por ello usando valores medios para la escorrentía y la SSY combinado diferentes factores que pueden guiarnos a interpretaciones erróneas.

Además, nuestro estudio enfatiza como el análisis de los factores que controlan el SSY en una cuenca cuya escala es de 10 000 km², es posible de observar la influencia de las actividades antrópicas. Es así que, el fuerte contraste de la producción de sedimentos en pequeñas cuencas con un tipo de litología específica guarda una fuerte relación con la actividad minera. Para ver la influencia de la actividad minera, que dicho sea de paso se encuentran densamente distribuida a lo largo de los Andes, es necesario analizar espacial y temporalmente y así tener un mejor entendimiento de dichos factores.

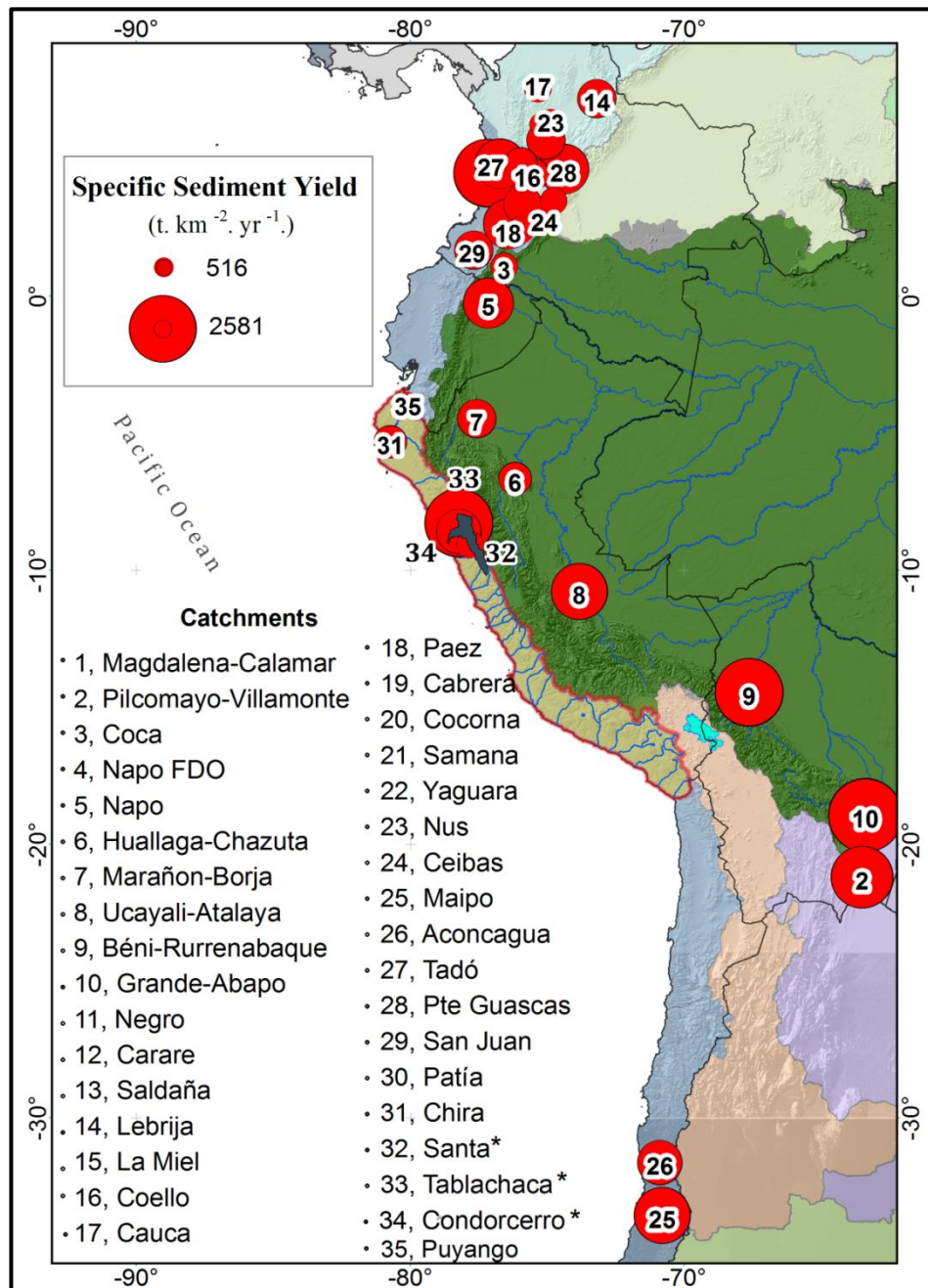


Figura 47. Elevadas tasas de sedimentos del norte, centro y sur de los Andes. El tamaño del círculo está en proporción a la tasa de sedimento transportada. El número en el mapa corresponde con la [Tabla 13](#). En asterisco (*) se señalan las cuencas en estudio.

Capítulo VIII

8. CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS

8.1 Conclusiones

1. Nuevo estado del arte de la sedimentología en el Perú

Documentar las tasas de erosión, patrones y procesos son cruciales para la caracterización de la evolución de las tasas de erosión en una región montañosa. Sin embargo, el principal reto para el estudio de los sedimentos es el registro y la disponibilidad de la información hidro-sedimentológica. En el Perú, en comparación con otras ramas de la hidrología, lo alcanzado en el transporte de sedimentos ha sido limitado. La principal razón es la complejidad del área de estudio que dificulta el acceso, la instalación y el mantenimiento de las estaciones a lo largo de la vertiente del Pacífico (4°S a 18°S). Si a ello se suman los eventos extremos como El Niño donde es necesaria una estrategia de muestreo, dicha labor se vuelve todo un reto. A pesar de lo antes mencionado, actualmente no existe una institución u organismo que esté encargado de procesar bajo una misma metodología, además, de poner a disponibilidad una base de datos hidro-sedimentológica a nivel nacional. La base de datos hidro-sedimentológica serviría para futuros estudios académicos y/o planificación de las principales cuencas productoras del país. En este sentido, el capítulo 3 muestra registros inéditos de una base de datos hidro-sedimentológica ampliamente dispersa a lo largo de los Andes centrales occidentales. El análisis de la disponibilidad de datos de la SSY a un paso de tiempo horario y diario muestra la confiabilidad de los datos, cuyos registros históricos datan desde 1948 hasta 2012.

2. Estrategias de muestreo para detectar el ciclo de la producción de sedimentos en cuencas de montaña

Basado en muestreos continuos de los caudales y horarios del MES, en el capítulo 4 se evalúa la incertidumbre durante la estimación anual y mensual de los flujos de sedimentos en cuatro cuencas de montañas (10411- 1757 km²). Los caudales son generados a partir de registros de los niveles del río a la altura de la estación de aforo. Durante este capítulo se desconoce la incertidumbre derivada del muestreo y procesamiento de la información. Sin embargo, se analizó la incertidumbre producida por una estrategia de muestreo a baja frecuencia del MES (diario, pentadiario, semanal, decadiario, mensual, bimensual); a partir de estas nuevas series de datos se estimó el flujo sólido mensual y anual. Mediante pruebas estadísticas comparamos los datos modelados y los observados a un 25 y 75 percentil, estas muestran una alta variabilidad temporal reflejada en un amplio rango de la desviación estándar (DS) que va desde 1.3 hasta 11.7 veces su caudal líquido. La estrategia de muestreo para estas cuencas altoandinas puede variar entre 6 a 12 (moderado) días la cual produciría una subestimación del ~20 % durante una estimación anual; mientras que para estimar la producción de sedimentos a nivel mensual y durante la época de lluvias (enero-abril) se requiere un intervalo de muestreo que va de 1 y 5 días (intenso), este incluiría un error de ± 40 %. Sin embargo, para el periodo de estiaje (junio-setiembre) puede ser realizado una vez al mes, este incluye un error del ± 45 % y representa menos del 2 % de la estimación de la SY a una escala anual. Finalmente, los resultados muestran que las frecuencias de muestreo antes mencionado deben de reducirse a la mitad de tiempo cuando se monitorea eventos extremos (durante lluvias de El Niño 1982-83 y 1997-98) donde el error anual asciende a 300 %.

3. Eficiencia del monitoreo indirecto del material sólido en suspensión

En el capítulo 5 se evaluó la eficiencia del sensor óptico de turbidez como alternativa de monitoreo instantáneo del MES en alta frecuencia con el fin de estimar y entender los flujos sólidos en cuencas de montaña (caso de la cuenca del río Santa). Las tres estaciones de piedemonte evaluadas mostraron un alto grado de dependencia del NTU medido en laboratorio a partir del MES (2007-2012). La cuenca media y alta del río Santa (estación Santa) presentan los mayores rangos de error y el más bajo coeficiente de Nash-Sutcliffe para el periodo evaluado. Mediante pruebas estadísticas de Nash-Sutcliffe y Error

absoluto, se encontró una alta significancia entre los datos del $MES_{observada}$ y el $MES_{generado}$. Por otro lado, debido al bajo volumen de arcillas ($\pm 15\%$) en las muestras de sedimentos durante la época de lluvias la cuenca del río Tablachaca presenta la mejor relación del MES y NTU a una escala estacional. A pesar de no haber calibrado el $MES=f(NTU)$ en función de la granulometría (partículas finas y gruesas), se obtuvieron resultados de alta precisión, esto se atribuye a la turbulencia del flujo en las estaciones de monitoreo (Estaciones de pie de monte). Adicionalmente, las mejores estimaciones del MES se observan para los meses de mayo a setiembre (época de estiaje), para el resto de meses sería necesario tomar muestras de sedimentos en suspensión. Cabe mencionar que en ríos de montaña a una escala temporal estacional las estimación del MES son alentadores debido a que la turbiedad es un predictor que brinda mejores resultados que las descargas líquidas. Bajo este contexto se demostró el alto potencial del uso del turbidímetro como alternativa para el monitoreo continuo del MES en cuencas de montaña.

4. Transporte de los flujos sólidos desde los Andes hacia el Océano Pacífico

Las tasas de erosión y los flujos de sedimentos desde los Andes hasta la costa del Perú son desconocidos. El capítulo 6 contribuye a resolver el vacío del conocimiento cuantificando y caracterizando la señal de la magnitud y frecuencia del transporte de sedimentos desde los Andes centrales occidentales hacia el océano Pacífico. Las muestras de sedimentos fueron tomadas a la salida de veinte cuencas ($638-16949 \text{ km}^2$), ubicadas entre los 2°S y 18°S . El análisis estadístico de las series diarias y subdiarias revelan una fuerte gradiente latitudinal y longitudinal, con escorrentías que fluctúan entre 2.4 a $25.5 \text{ l.km}^2.\text{año}^{-1}$, así como un amplio rango de caudal sólido específico que va de 9 a $2000 \text{ t.km}^2.\text{año}^{-1}$. Los resultados muestran que hay una fuerte variación temporal de los flujos sólidos donde el material en suspensión muestra una respuesta inmediata a la escorrentía durante los picos de descarga. El análisis interanual entre la escorrentía y la producción de sedimentos muestra una correlación que varía entre $0 < r < 9.0$ ($p < 0.05$) a lo largo del Pacífico. Durante eventos catastróficos como El Niño de 1982-83 y 1997-98, los flujos sólidos se incrementan entre 10 a 30 veces el promedio anual. Durante dichos eventos la variabilidad espacial y temporal es mucho más marcada en el norte del Perú. Sin embargo, un análisis a una escala diaria y subdiaria muestran eventos mucho más marcados. Finalmente, los factores que controlan la producción de sedimentos no son completamente

entendidos a lo largo de la vertiente del Pacífico. Futuros estudios se ocuparán de dicho tópico.

5. Factores que controlan una de las tasas de erosión más críticas de la vertiente del Pacífico

El capítulo 7 presenta las tasas de erosión más elevadas en Sudamérica y los factores que la controlan. El área de estudio comprende las cuencas del río Tablachaca (3,132 km²) y el río Santa (6,815 km²), dos cuencas andinas geográficamente vecinas. Ambas son estadísticamente similares respecto a las precipitaciones y caudales diarios, sin embargo, muestran un gran contraste en la SY. Con el fin de investigar cuales factores controlan la SY, se trabajó con los caudales instantáneos y datos horarios del material en suspensión (MES) para toda la cuenca del río Santa. A partir de una serie histórica de 54 años de monitoreo no se observó una relación entre los caudales y los ENOS. No obstante, se observó que la cuenca del río Santa fue altamente sensible durante eventos mega El Niño (e.j. 1982-83, 1997-98), a pesar de las condiciones hidroclimáticas, cobertura vegetal y geomorfologías similares, la subcuenca Santa y Tablachaca presentan una media anual de SSY de 779 y 2,204 t.km².año⁻¹, respectivamente. Las últimas cifras califican con una de las más altas a lo largo de la cadena de los Andes. La marcada diferencia en las tasas de erosión es causada por una litología específica que, a la vez, está altamente relacionada con la actividad minera en la cuenca. Los resultados en el presente documento muestran que el análisis de los factores que controlan la producción de sedimentos en una escala regional en los Andes debe realizarse cuidadosamente. El análisis basado en valores medios anuales de las variables relevantes puede conllevar a malinterpretaciones acerca de los factores que controlan la producción de sedimentos. Lógicamente, la escala pertinente para construir una base de datos está relacionada principalmente a la heterogeneidad espacial y temporal de los procesos erosivos. Finalmente, en los Andes centrales la actividad minera está relacionada a una litología específica e información espacial altamente heterogénea, es necesaria la información a una escala de kilómetros, además, de caudales líquidos y MES diarios para definir el principal factor de erosión en todo un rango espacial.

8.2 Perspectivas

Las tasas de erosión actual fueron cuantificadas en base al sedimento en suspensión observado y los factores que controlan la producción de sedimentos en dos cuencas de montaña, abren una serie de preguntas científicas y técnicas que deberían ser respondidas:

1. Factores que controlan la producción de sedimentos a nivel regional

Los factores que controlan las tasas de erosión a lo largo de la costa peruana no son entendidos completamente. Futuros trabajos analizarán estadísticamente cada uno de los factores que interviene en la erosión y transporte de sedimentos en cuenca alto andinas. Parte de los resultados serán plasmados en un mapa de erosión de la vertiente del Pacífico. Este trabajo puede ser complementado con el uso de técnicas que estudian la variabilidad espacial de las tasas de alteración química.

2. El transporte de fondo

En el norte del Perú el sedimento de fondo tiende a ser significativa durante la estimación del caudal sólido total anual sin embargo es desconocido. Actualmente, se viene monitoreando el sedimento fluvial de fondo. Debido a los primeros resultados se recomienda extenderlo a lo largo de la vertiente del Pacífico.

3. Modelización de las tasas de erosión actual local y regional

La modelación del transporte de sedimentos en la cuenca del río Santa y Tablachaca con el uso de los modelos SWAT y WATEN-SEDEM. Por otra parte la modelación de la SSY para toda la vertiente del Pacífico requerirá modelos más globales como el PSIAC y FSM.

4. Las tasas de erosión en el Holoceno y factores que los controlaron

A una escala de tiempo geológico es importante entender el rol de la tectónica. Por ello es necesario realizar pruebas de la composición física y las características químicas del sedimento. En este sentido, técnicas recientes basadas en el uso de trazadores geoquímicos e isotópicos, en particular la radioisotopía, permiten el estudio de una serie de procesos ambientales a escala geológica. Por ejemplo, los radionúclidos cosmogénicos ($^{26}\text{Al}/^{10}\text{Be}$), los cuales han permitido cuantificar la magnitud de la erosión del suelo, integrando efectos

de intemperismo sobre las escalas espaciales y temporales al mostrar el tiempo de residencia de las cargas de sedimentos.

5. La gestión integrada de la producción de los sedimentos

La vertiente del Pacífico (Perú) ocupa el 21.8% de la superficie del territorio nacional y concentra el 65% de la población. Esta última es abastecida con el 1.8% del recurso hídrico disponible a nivel nacional. Estas cifras se tornan críticas si consideramos el ciclo hidrológico altamente estacional en la cual el periodo de lluvias se realiza de enero a abril con los picos máximos en marzo. A las condiciones adversas climáticas se suma los suelos poco estables, topografía (fuerte pendiente) y geología (altamente erosiva) y durante las últimas décadas la alta densidad poblacional, actividades mineras, industriales y la agricultura.

La degradación del suelo y el proceso severo de desertificación se reflejan en la erosión, el transporte de sedimento y deposición, y estos tienen un impacto directo en el uso de los recursos hídricos. Estos se reflejan en la degradación de la calidad del agua, el cual se agrava con la escasez y restricciones al acceso de los usuarios. Es así que, el incremento de la erosión y el impacto en los ecosistemas acuáticos y los corredores húmedos del sistema hidrológico afectan las actividades económicas, sociales y ambientales, los cuales son vitales para el desarrollo de la región.

Estas características hacen que la vertiente del Pacífico posea grandes limitaciones en la disponibilidad del recurso hídrico donde existe un déficit crónico del suministro de agua a lo largo de la costa peruana durante la época de estiaje; esto hace de la vertiente del Pacífico una zona de conflictos entre sus diferentes usuarios que compiten por el agua. A ello se suma la ausencia de un marco legal, político e interinstitucional debido al déficit financiero.

Se recomienda fortalecer el marco institucional a nivel de cuenca (e.j; involucrar a los gobiernos regionales, proyectos especiales, universidades, Autoridad Nacional del Agua (ANA-ALA), Servicio Nacional de Áreas Naturales Protegidas por el Estado (SERNANP), Agrorural, SENAMHI y otras empresas ligadas al recurso hídrico) con la finalidad de articular el accionar de los usuarios en la gestión integrada de la producción de sedimentos y asegurar la sostenibilidad de los recursos más importantes como son el suelo y el agua.

Se reconoce una urgente implementación de la gestión integrada de la producción de sedimentos en la política y la estrategia nacional de recursos hídricos que impulse el monitoreo de los flujos sólidos, así como la implementación de un laboratorio a nivel nacional. Entre los planes a corto plazo, y como parte de la culminación de este trabajo, se tendría la elaboración de un mapa de erosión a nivel nacional para priorizar un plan de mitigación y control de la erosión y sedimentación en el cual se priorizará la protección de la biodiversidad con el fortalecimiento y consolidación de áreas protegidas, seguido de la elaboración de un marco legal que contemple mayor investigación de los recursos agua y suelo, así como el uso y manejo de tecnologías adecuadas que conlleven la sostenibilidad del recurso hídrico y sobre todo permitan actuar frente a desastres naturales.

Entre los objetivos a mediano plazo se abordaría la concientización pública, mediante la educación ambiental desde las escuelas, hasta la diseminación de la información generada a nivel de toma de decisiones. Paralelo a ello, es necesario el desarrollo de instrumentos económicos y mecanismos financieros.

En resumen, el Perú concentra el 71% de los glaciares tropicales de los Andes Centrales, además, la vertiente del Pacífico está conformada por altas cuencas montañosas, de fuerte pendiente y de régimen hídrico irregular. La configuración de la vertiente del Pacífico genera lagunas altoandinas, las cuales presentan un potencial de almacenamiento es de 1996 MMC, estas cifras muestran su elevado potencial energético. También, se resalta la presencia de paramos y ecosistemas de humedales. Por otro lado, en la cuenca baja (costa peruana) el potencial para la agricultura es de 1 080 000 ha, y que actualmente el 80% de uso consuntivo es agrícola; por lo antes mencionado se hace necesario implementar y continuar con el monitoreo del transporte de sedimentos fluviales en la vertiente del Pacífico.

CAPÍTULO IX

9. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aalto, R.; Dunne, T., & Guyot, J. L. 2006. Geomorphic controls on Andean denudation rates. *Journal of Geology*. 114 (1): 85-99. doi: 10.1086/498101
- Aceituno, P. 1988. On the Functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part I: Surface Climate. *Monthly Weather Review*. 116: 505-524. doi: 10.1175/1520-0493(1988)116<0505:OTFOTS>2.0.CO;2
- Adams, J. B.; Sabol, D. E.; Kapos, V.; Filho, R. A.; Roberts, D. A., & Smith, M. O. 1995. Classification of multispectral images based on fractions of endmembers: application to land-cover change in the Brazilian Amazon. *Remote Sensing of Environment*. 52: 137-154.
- Agramonte, J., & Diaz, A. 1983. Inventario preliminar del carbon mineral en el Peru. *Instituto Geologico Minero y Metalurgico*, 77.
- Ahnert, F. 1970. Functional relationships between denudation, relief and uplift in large, mid-latitude drainage basins. *America Journal Science*. 268: 243-263.
- Ahnert, F. 1987. Process-respons models of denudation at different spatial scales, in *Geomorphological Models - Theoretical and Empirical Aspects*. *Catena*. 10: 31-50.
- Alcântara, E.; Novo, E.; Stech, J.; Lorenzzetti, J.; Barbosa, C.; Assireu, A., & Souza, A. 2010. A contribution to understanding the turbidity behaviour in an Amazon floodplain. *Hydrol. Earth Syst. Sci*. 14: 351-364. doi: 10.5194/hess-14-351-2010
- Anderson, M., & McDonnell, J. 2005. *Encyclopedia of Hydrological Sciences* (Vol. 1, pp. 3243). England: John Wiley & Sons, LTd.
- Andronova, N. G., & Schlesinger, M. E. 2001. Objective estimation of the probability density function for climate sensitivity. *J. Geophys. Res.* 106 (D19): 22605–22611. doi: 10.1029/2000JD000259
- Aparicio, F. 1992. *Fundamentos de hidrología de superficie*. Mexico: Grupo Noriega Editores. 302 p.
- Armijos, E.; Crave, A.; Vauchel, P.; Fraizy, P.; Santini, W.; Moquet, JS.; Arevalo, N.; Carranza, J., & Guyot, J. L. 2013. Suspended sediment dynamics in the Amazon River of Peru. *Journal of South American Earth Sciences*. 44: 75-84. doi: 10.1016/j.jsames.2012.09.002
- ASCE. 1970. Sediment sources and sediment yields. In *Engineers, American Society of Civil* (Ed.), *Hydraulic Div* (Vol. 96, pp. 1283-1330): ASCE.
- ASTM. 2002. Standard Test Methods for Determining Sediment Concentration in Water Samples. D3977. West Conshohocken, USA: West Conshohocken. from <http://www.astm.org>

- Aufdenkampe, A. K.; Mayorga, E.; Raymond, P. A.; Melack, J. M.; Doney, S. C.; Alin, S. R.; Aalto, R., & Yoo, K. 2011. Riverine coupling of biogeochemical cycles between land, oceans, and atmosphere. *Frontiers in Ecology and the Environment*. 9 (1): 53-60. doi: 10.1890/100014
- AWWA/APHA/WEF. 2012. Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater. In Rice, E.W., *et al.* (Eds.), *American Public Health Association*, (Vol. 22nd ed, pp. 1496). Washington, D.C.
- Baraer, M.; McKenzie, J.; Mark, B.; Bury, J., & Knox, S. 2009. Characterizing contributions of glacier melt and groundwater during the dry season in a poorly gauged catchment of the Cordillera Blanca (Peru). *Advances in Geosciences*. 22: 41-49. doi: 10.5194/adgeo-22-41-2009
- Bartram, J., & Ballance, R. 1996. *Water Quality Monitoring: A Practical Guide to the Design and Implementation of Fresh Water Quality Studies and Monitoring Programmes*. London p.
- BCRP. 2009. Economic Synthesis for Ancash. In 2009, January (Ed.). Lima, Peru: Central Bank of Peru.
- Beniston, M.; Diaz, H. F., & Bradley, R. S. 1997. Climatic change at high elevation sites an overview. *Clima Change*. 36: 233–251.
- Birgand, F.; Faucheux, C.; Gruau, G.; Augeard, B.; Moatar, F., & Bordenave, P. 2010. Uncertainties in assessing annual nitrate loads and concentration indicators: Part 1. Impact of sampling frequency and load estimation algorithms. *Transactions of ASABE*. 53 (2): 437-446.
- Blodgett, T., & Bryan, L. 2007. Landslide erosion rate in the eastern Cordillera of Northern Bolivia. *Earth Interactions*. 11 (19): 1-30. doi: 10.1175/2007EI222.1
- Boers, Niklas; Bookhagen, Bodo; Marwan, Norbert; Kurths, Jürgen, & Marengo, José. 2013. Complex networks identify spatial patterns of extreme rainfall events of the South American Monsoon System. *Geophysical Research Letters*. 40 (16): 4386-4392. doi: 10.1002/grl.50681
- Bonnet, S., & Crave, A. 2003. Landscape response to climate change: Insights from experimental modeling and implications for tectonic versus climatic uplift of topography. *Geology*. 32 (2): 123-126. doi: 10.1130/0091-7613(2003)031<0123:LRTCCI>2.0.CO;2
- Bookhagen, B., & Strecker, M. R. 2008. Orographic barriers, high-resolution TRMM rainfall, and relief variations along the eastern Andes. *Geophysical Research Letters*. 35: L06403. doi: 10.1029/2007GL032011
- Bookhagen, B.; Thiede, R. C., & Strecker, M. R. 2005. Abnormal monsoon years and their control on erosion and sediment flux in the high, arid northwest Himalaya. *Earth and Planetary Science Letters*. 231: 131-146. doi: 10.1016/j.epsl.2004.11.014
- Bowen, W.; Baigorria, G.; Barrera, V.; Cordova, J.; Muck, P., & Pastor, R. 1998. A process-based model (WEPP) for simulating soil erosion in the Andes *Natural Resource Management in the Andes* (pp. 403-408). Cajamarca: CIP Program report.
- Brooks, W. E.; Finkelman, R. B.; Willett, J. C.; Gurmendi, A. C.; Yager, T. R.; Miranda, C. R., & Mucho, R. 2006. World Coal Quality Inventory: Peru. In Karlsen, A. W., *et al.* (Eds.), *World Coal Quality Inventory: South America* (pp. 158-185): USGS.

- Bryan, L. 2004. Gully-scale implications of rill network and confluence processes. In Li, Y., *et al.* (Eds.), *Gully Erosion Under Global Change* (pp. 73-95). Chengdu, China: Sichuan Science and Technology.
- Campbell, F. B., & Bauder, H. A. 1940. A rating-curve method for determining silt-discharge of streams. *Trans. America Geophys Union*. 21: 603-607.
- Campetella, Claudia M., & Vera, Carolina S. 2002. The influence of the Andes mountains on the South American low-level flow. *Geophysical Research Letters*. 29 (17): 1826. doi: 10.1029/2002GL015451
- Carrascal-Miranda, E., & Suárez-Ruiz, I. 2004. Short description of the Peruvian coal basins. *International Journal of Coal Geology*. 58: 107-117. doi: 10.1016/j.coal.2003.05.004
- Carretier, S.; Regard, V.; Vassallo, R.; Aguilar, G.; Martinod, J.; Riquelme, R.; Pepin, E.; Charrier, R.; Herail, G.; Farias, M.; Guyot, J-L.; Vargas, G., & Lagane, C. 2012. Slope and climate variability control of erosion in the Andes of Central Chile. *Geology*. 38: G33735. doi: 10.1130/G33735.1
- Carvalho, L.M.V.; Jones, C.; Posadas, A.N.D.; Quiroz, R.; Bookhagen, B., & Liebmann, B. 2012. Precipitation Characteristics of the South American Monsoon System Derived from Multiple Datasets. *Journal of Climate*. 25: 4600-4620. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00335.1
- Castelltort, S., & Driessche, J. 2003. How plausible are high-frequency sediment supply-driven cycles in the stratigraphic record? . *Sedimentary Geology*. 157: 3-13. doi: 10.1016/S0037-0738(03)00066-6
- Cerdan, O.; Govers, G.; Le Bissonnais, Y.; Van Oost, K.; Poesen, J.; Saby, N.; Gobin, A.; Vacca, A.; Quinton, J.; Auerswald, K.; Klik, A.; Kwaad, F.J.P.M.; Raclot, D.; Ionita, I.; Rejman, J.; Rousseva, S.; Muxart, T.; Roxo, M. J., & Dostal, T. 2010. Rates and spatial variations of soil erosion in Europe: A study based on erosion plot data. *Geomorphology*. 122 (1-2): 167-177. doi: 10.1016/j.geomorph.2010.06.011
- Chapman, D., & Kimstach, V. 2003. Selection of water quality variables *Water Quality Assessments: A guide to the use of biota, sediments and water in environmental monitoring* (2 ed., pp. 626). London and New York: UNESCO, WHO & UNEP.
- Chevion, B.; Delmas, M.; Cerdan, O., & Mouchel, M. 2011. Parameter uncertainty and sensitivity analysis in sediment flux calculation. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* doi: doi:10.5194/hessd-8-1469-2011
- Chih, Y., & Reclamation, Bureau of. 2006. Erosion and Sedimentation Manual. In Interior, U.S. Department of the (Ed.), *Reclamation Managing Water in the West*.
- Chikita, K. A.; Kemnitz, R., & Kumai, R. 2002. Characteristics of sediment discharge in the subarctic Yukon River, Alaska. *Catena*. 48 (4): 235-253. doi: 10.1016/S0341-8162(02)00032-2
- Chow, Ven Te.; Maidment, D., & Mays, L. 1994. *Hidrología Aplicada*. Bogotá, Colombia: McGraw-Hill p.
- Chung, S. W., & Lee, H. S. 2009. Characterization and modeling of turbidity density plume induced into stratified reservoir by flood runoffs. *Water Science & Technology*. 59 (1): 47-55. doi: 10.2166/wst.2009.763
- Clifford, N.; Richards, K.; Brown, S., & Lane, S. 1995. Laboratory and field assessment of an infrared turbidity probe and its response to particle size and variation in suspended

- sediment concentration. *Hydrolog. Sci. J.* 40 (6): 771-791. doi: 10.1080/02626669509491464
- Cohn, T.A. 1995. Recent Advances in Statistical Methods for the Estimation of Sediment and Nutrient Transport in Rivers, chapter 21 in Contributions in Hydrology. *US National Report to the IUGG*: 1117-1124.
- Colby, B. R. 1956. The relationship of sediment discharge to streamflow *Open File Report* (Vol. R29°, pp. 170). Washington, D.C.: U. S. Geological.
- Condom, Thomas.; Escobar, Marisa.; Purkey, David.; Pouget, Jean Christophe.; Suarez, Wilson.; Ramos, Cayo.; Apaestegui, James.; Tacsí, Arnaldo., & Gomez, Jesus. 2012. Simulating the implications of glaciers' retreat for water management: a case study in the Rio Santa basin, Peru. *Water International*. 37 (4): 442-459. doi: 10.1080/02508060.2012.706773
- Condom, Thomas.; Rau, P., & Espinoza, J. C. 2011. Correction of TRMM 3B43 monthly precipitation data over the mountainous areas of Peru during the period 1998–2007. *Hydrological Processes*. 25: 1924-1933. doi: 10.1002/hyp.7949
- Coyne, A.; Schäfer, J.; Hurtrez, J.E.; Dumas, J.; Etcheber, H., & Blanc, G. 2004. Sampling frequency and accuracy of SPM flux estimates in two contrasted drainage basins. *Sci. Total Environ.* 330 (1-3): 233–247. doi: 10.1016/j.scitotenv.2004.04.003
- Cui, Y.; Parker, G.; Lisle, T. E.; Gott, J.; Hansler-Ball, M. E.; Pizzuto, J. E.; Allmendinger, N. E., & Reed, J. M. 2003. Sediment pulses in mountain rivers: 1. Experiments. *Water Resour. Res.* 9 (39): 1239. doi: 10.1029/2002WR001803, 2003
- Dadson, S. J.; Hovius, N.; Chen, H.; Dade, W. B.; Hsieh, M. L.; Willett, S. D.; Hu, J. C.; Horng, M. J.; Chen, M. C.; Stark, C. P.; Lague, D., & Lin, J. C. 2003. Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen. *Nature*. 426: 648-651. doi: 10.1038/nature02150
- Dai, A.; Qian, T.; Trenberth, K. E., & Milliman, J.D. 2009. Changes in Continental Freshwater Discharge from 1948 to 2004. *Journal Climate*. 22 (10): 2773-2792. doi: 10.1175/2008JCLI2592.1
- Dana, G.; Panorska, A.; Susfalk, R.; McGraw, D.; McKay, A., & Dornoo, M. 2004. Suspended Sediment and Turbidity Patterns in the Middle Truckee River, California for the Period 2002-2003 (Vol. 41196, pp. 82): Desert Research Institute Publication.
- Dang, T. H. 2011. *Erosion et transfererts de matieres en suspension, carbone et metaux dans le bassin versant du fleuve Rouge depuis la frontiere Sino-Vietnamienne jusqu'a l'entree du delta*. Docteur, L'Universite Bordeaux 1. pp. 301.
- de Vente, Joris; Poesen, Jean; Verstraeten, Gert; Govers, Gerard; Vanmaercke, Matthias; Van Rompaey, Anton; Arabkhedri, Mahmood, & Boix-Fayos, Carolina. 2013. Predicting soil erosion and sediment yield at regional scales: Where do we stand? *Earth-Science Reviews*. 127 (0): 16-29. doi: 10.1016/j.earscirev.2013.08.014
- Diarra, L.; Fofana, A.; Givone, P.; Morand, P.; Orange, D., & Traoré, P. 2007. Connaissance du fleuve, évolution et indicateurs. In IRD (Ed.), *Avenir du fleuve Niger* (pp. 193-308).
- Dietrich, W. E., & Dunne, T. 1978. Sediment budget for a small catchment in mountainous terrain, Zeits. *Geomorphology*. 29: 191-206.
- Dunne, T.; Mertes, L.A.K.; Meade, R.H.; Richey, J.E., & Forsberg, B.R. 1998. Exchanges of sediment between the flood plain and channel of the Amazon River in Brazil. *Geol. Soc. Am. Bull.* 110: 450-466.

- Dussaubat, S., & Vargas, X. 2007. Hidrología (pp. 15): Universidad de Chile.
- Duvert, C.; Gratiot, N.; Némery, J.; Burgos, A., & Navratil, O. 2011. Sub-daily variability of suspended sediment fluxes in small mountainous catchments - implications for community-based river monitoring. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15: 703-713. doi: 10.5194/hess-15-703-2011
- Egholm, David Lundbek. 2013. Earth science: Erosion by cooling. *Nature*. 504 (7480): 380-381. doi: 10.1038/504380a
- Ellison, A.; Kiesling, L., & Fallon, D. 2010, June 27 - July 1. *Correlating streamflow, turbidity, and suspended-sediment concentration in Minnesota's wild rice river*. Paper presented at the 2nd Joint Federal Interagency Conference, Las Vegas, NV.
- EPA. 1993. *Determination of turbidity by nephelometry. Revision 2.0*. Environment Protection Agency, (Method_180.1). August 1993. U.S. , Cincinnati, US.
- Ericksen, E. G.; Plafker, G., & Concha, F. J. 1970. Preliminary Report on the Geologic Events Associated With the May 31, 1970, Peru Earthquake. In Survey, Geological (Ed.), (Vol. 639, pp. 1-25). Washington: USGS.
- Espinoza Villar, Jhan Carlo; Ronchail, Josyane; Guyot, Jean Loup; Cochonneau, Gerard; Naziano, Filizola; Lavado, Waldo; De Oliveira, Eurides; Pombosa, Rodrigo, & Vauchel, Philippe. 2009. Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). *International Journal of Climatology*. 29 (11): 1574-1594. doi: 10.1002/joc.1791
- Fang Fang, Nu.; Hua Shi, Zhi.; Li, Lu.; Lu Guo, Zhong.; Jin Liu, Qian., & Lei, Ai. 2012. The effects of rainfall regimes and land use changes on runoff and soil loss in a small mountainous watershed. *Catena*. 99: 1-8. doi: 10.1016/j.catena.2012.07.004
- Farnsworth, K. L., & Milliman, J. D. 2003. Effects of climatic and anthropogenic change on small mountainous rivers: The Salinas River example. *Global and Planetary Change*. 39: 53-64. doi: 10.1016/S0921-8181(03)00017-1
- Ferguson, R. I. 1986. River loads underestimated by rating curves. *Water Resour. Res.* 22 (1): 74-76.
- Fielding, E. J.; Isacks, B. L.; Barazangi, M., & Duncan, C. 1994. How flat is Tibet? *Geology*. 22: 163-167.
- Filizola, N. 2003. *Transfert sédimentaire actuel par les fleuves amazoniens*. Doctorat, Université P. Sabatier, Toulouse. pp. 292.
- Förstner, U., & Owens, P. 2007. Sediment Quantity and Quality Issues in River Basins. In Science, Environmental Science and Engineering. Subseries: Environmental (Ed.), *Sediment Dynamics and Pollutant Mobility in Rivers. An Interdisciplinary Approach* (pp. 34). Berlin: Springer.
- Fournier, F. 1960. Climat et Erosion. In France, Presses Universitaires de (Ed.), (pp. 201). Paris.
- Gabet, E.J.; Burbank, D.W.; Putkonen, J.K.; Pratt-Sitaula, B.A., & Ojha, T. 2004. Rainfall thresholds for landsliding in the Himalayas of Nepal. *Geomorphol.* 63: 131-143.
- Gabet, J.E. 2007. A theoretical model coupling chemical weathering and physical erosion in landslide-dominated landscapes. *Earth and Planetary Science Letters*. 264: 259-265.

- Garreaud, R. 1999. Multiscale Analysis of the Summertime Precipitation over the Central Andes. *Monthly Weather Review*. 127 (5): 901-921. doi: 10.1175/1520-0493(1999)127<0901:MAOTSP>2.0.CO;2
- Garreaud, R. 2009. The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences*. 22: 3-11.
- Garreaud, R., & Aceituno, P. 2001. Interannual rainfall variability over the South American Altiplano. *Journal of Climate*. 14: 2779-2789.
- Garreaud, R. D. 2000. Intraseasonal variability of moisture and rainfall over the South American Altiplano. *Monthly Weather Review*. 128: 3337-3346.
- Garreaud, R., & Fuenzalida, H. 2007. The Influence of the Andes on Cutoff Lows: A Modeling Study. *Monthly Weather Review*. 135: 1596-1613. doi: 10.1175/MWR3350.1
- Garreaud, R., & Rutllant, J. 1996. Análisis meteorológico del los aluviones de Antofagasta y Santiago de Chile en el periodo 1991-1993. *Atmósfera*. 9: 251-271.
- Garreaud, R.; Vuille, M., & Clement, A.C. 2003. The climate of the Altiplano: observed current conditions and mechanisms of past changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 194 (1-3): 5-22. doi: 10.1016/S0031-0182(03)00269-4
- Garreaud, R.D., & Wallace, J.M. 1997. The diurnal march of convective cloudiness over the Americas. *Monthly Weather Review*. 125.
- Georges, C. 2004. The 20th-Century Glacier Fluctuations in the Tropical Cordillera Blanca (Peru). *Arctic, Antarctic and Alpine Research*. 36 (1): 100-107.
- Georges, C. 2005. *Recent Glacier Fluctuations in the Tropical Cordillera Blanca and Aspects of the Climate Forcing*. Doctor of Natural Sciences, University of Innsbruck. pp. 169.
- Gibbs, R.J. 1967. The geochemistry of the Amazon River system: Part I. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the Suspended Solids. *Geological Society of America Bulletin*. 78: 1203-1232.
- Gilluly, J. 1955. Geologic contrasts between continents and ocean basins. *Geol. Sec. Am*, 62, 7-18.
- Giovanni, M.; Horton, B.; Garzione, C.; McNulty, B., & Grove, M. 2010. Extensional basin evolution in the Cordillera Blanca, Peru: Stratigraphic and isotopic records of detachment faulting and orogenic collapse in the Andean hinterland. *Tectonics*. 29 (TC6007): 1-21. doi: 10.1029/2010TC002666
- Glazyrin, G., & Tashmetov, H. 1995. Sediment yield alteration of mountain rivers and climate change in central Asia. *Int. Assos. Hydrol. Sci*. 226: 187-190.
- Goldberg, E. D. 1976. The Health of the Oceans UNESCO. Paris.
- Göttlicher, D.; Obregón, A.; Homeier, J.; Rollenbeck, R.; Nauss, T., & Bendix, J. 2009. Land-cover classification in the Andes of southern Ecuador using Landsat ETM+ data as a basis for SVAT modelling. *International journal of Remote Sensing*. 30 (8): 1867-1886. doi: 10.1080/01431160802541531
- Graf, W. H., & Altinakar, M. S. 2000. *Hydraulique fluvial écoulement et phénomènes de transport dans les canaux à géométrie simple* (Vol. 16). 627 p.
- Gravelius, H. 1914. Flusshunde. In Goschen'sche (Ed.), *Verlagshabd-lung* (pp. 31-47). Berlin.
- Gray, J.; Glysson, D.; Turcios, L., & Schwarz, G. 2000. Comparability of Suspended-Sediment Concentration and Total Suspended Solids Data (pp. 14). Reston, Virginia: USGS.

- Gregor, C.B. 1970. Denudation of the continents. *Nature* (228): 273-275.
- Gupta, A. 2007. *Large Rivers Geomorphology and Management*. England: John Wiley & Sons, Ltd. 659 p.
- Guyot, J. L.; Bourges, J., & Cortez, J. 1994. Sediment transport in the Rio Grande, an Andean river of the Bolivian Amazon drainage basin. *Int. Assos. Hydrol. Sci.* 224: 223-231.
- Guyot, J. L.; Filizola, N.; Quintanilla, J., & Cortez, J. 1996. Dissolved solids and suspended sediment yields in the Rio Madeira basin, from the Bolivian Andes to the Amazon. *Int. Assos. Hydrol. Sci.* 236: 55-63.
- Guyot, J. L.; Jouanneau, J. M.; Soares, L.; Boaventura, G. R.; Maillet, N., & Lagane, C. 2007. Clay mineral composition of river sediments in the Amazon Basin. *Catena*. 71: 340-356.
- Harden, C. 2006. Human impacts on headwater fluvial systems in the northern and central Andes. *Geomorphology*. 79 (3-4): 249 - 263. doi: 10.1016/j.geomorph.2006.06.021
- Harmel, R. D.; Cooper, R.; Slade, R.; Haney, R., & Arnold, J. 2006. Cumulative uncertainty in measured streamflow and water quality data for small watersheds. *Transactions of ASABE*: 49(43): 689-701.
- Harrison, C.G.A. 1994. Rate of continental erosion and mountain building 1970. *Geologische Rundschau*. 83: 431-447.
- Harrison, C.G.A. 2000. What factors control mechanical erosion rates? *Journal Earth Sciences*. 88: 752-763.
- Hayter, E. J. 1983. *Prediction of cohesive sediment movement in estuarial water*. PhD Thesis, University of Florida at Gainesville.
- Herman, Frederic.; Seward, Diane.; Valla, Pierre G.; Carter, Andrew.; Kohn, Barry.; Willett, Sean D., & Ehlers, Todd A. 2013. Worldwide acceleration of mountain erosion under a cooling climate. *Nature*. 504 (7480): 423-426. doi: 10.1038/nature12877
- Hicks, D. M., & Gomez, B. 2003. Sediment transport *Tools in Fluvial Geomorphology* (pp. 425-461): John Wiley and Sons Ltd.
- Hilley, G.E. 2010. Links between topography, erosion, rheological heterogeneity, and deformation in contractional settings: Insights from the central Andes
VL. *Tectonophysics*. 495 (1-2): 78-92. doi: 10.1016/j.tecto.2009.06.017
- Hjulstrom, F. 1935. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by river Fyris. *Bulletin of the Geological Institution*. 25: 221-455.
- Hofstede, R. 2001. El impacto de las actividades humanas sobre el páramo. . In Mena, P., Medina, G., Hofstede, R. (Ed.), *Los Páramos del Ecuador: Particularidades, Problemas y Perspectives* (pp. 161-185). Quito, Ecuador: Abya Yala/Proyecto Páramo.
- Holeman, J. N. 1968. The sediment yield of the major rivers of the world. *Water Resour. Res.* 4: 737-747.
- Horowitz, A. J. 2003. An evaluation of sediment rating curves for estimating suspended sediment concentrations for subsequent flux calculations. *hydrol. Process.* 17 (17): 3387-3409. doi: 10.1002/hyp.1299
- Horton, B. K. 1999. Erosional control on the geometry and kinematics of thrust belt development in the central Andes. *Tectonics*. 18: 1292-1304. doi: 10.1029/1999TC900051

- Horton, R. E. 1932. Drainage basin characteristics. *American Meteorological Union*. 13: 350-336.
- Horton, R. E. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: Hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin*. 56: 275-370.
- Houben, P.; Wunderlich, J., & Schrott, L. 2009. Climate and long-term human impact on sediment fluxes in watershed systems. *Geomorphology*. 108: 1-7. doi: 10.1016/j.geomorph.2008.08.018
- Hovius, N.; Stark, C. P.; Chu, H.-T., & Lin, J.-C. 2000. Supply and removal of sediment in a landslide-dominated mountain belt: Central Range, Taiwan. *Geology*. 108: 73-89.
- Huffman, G. J., & Bolvin, D. T. 2013. TRMM and other data precipitation data set documentation (Vol. Version 2, pp. 1-40). Greenbelt, USA: NASA.
- Huffman, G. J.; Bolvin, D. T.; Nelkin, E. J.; Wolff, D. B.; Adler, R. F.; Gu, G.; Hong, Y.; Bowman, K. P., & Stocker, E. F. 2007. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. *J. Hydrometeor.* 8 (1): 38-55. doi: 10.1175/JHM560.1
- Huggel, C.; Clague, J., & Korup, O. 2012. Is climate change responsible for changing landslide activity in high mountains? *Earth Surface Processes & Landform*. 37: 77-91. doi: 10.1002/esp.2223
- Inbar, M., & Llerena, C. 2000. Erosion processes in high mountain agricultural terraces in Peru. *Mountain Research Development*. 20 (1): 72-79. doi: 10.1659/0276-4741(2000)020[0072:EPIHMA]2.0.CO;2
- INGEMMET, (Instituto Geológico Minero y Metalúrgico de Perú). 2011. Geología Nacional. *Geocatmin versión 1.5.1, Capa 12*.
- Insel, Nadja; Poulsen, Christopher J., & Ehlers, Todd A. 2010. Influence of the Andes Mountains on South American moisture transport, convection, and precipitation. *Climate Dynamics*. 35 (7-8): 1477-1492. doi: 10.1007/s00382-009-0637-1
- Jack, L. 2003. Turbidity-controlled sampling for suspended sediment load estimation. *IAHS*. 283: 13-20.
- Jalbert, Jonathan.; Mathevet, Thibault., & Favre, Anne-Catherine. 2011. Temporal uncertainty estimation of discharges from rating curves using a variographic analysis. *Journal of hydrology*. 397 (1-2): 83-92. doi: 10.1016/j.jhydrol.2010.11.031
- Jansen, J.M.L., & Painter, R. B. 1974. Predicting sediment yield from climate and topography. *Journal of Hydrology*. 21: 371-380.
- Jeffery, M. L. 2013. *A climate perspective on paleoelevation and erosion processes in the Andes*. Doctor of Philosophy, University of Michigan, Michigan, US. pp. 176.
- Keefer, D. , & Matthew, C. 2007. Assessing Landslide Hazards. *Science*, 316, 1136-1138.
- Kirchner, J.; Finkel, R. C.; Riebe, C.; Granger, D.; Clayton, J. L.; King, J. G., & Megahan, W. F. 2001. Mountain erosion over 10 yr, 10 k.y., and 10 m.y. time scales. *Geology*. 29: 591-594. doi: 10.1130/0091-7613(2001)029<0591:MEOYKY>2.0.CO;2
- Klimeš, J.; Vilímek, V., & Omelka, M. 2009. Implications of geomorphological research for recent and prehistoric avalanches and related hazards at Huascaran, Peru. *Nat. Hazards*. 50 (1): 193-209. doi: 10.1007/s11069-008-9330-7
- Korup, O., & Clague, J. J. 2009. Natural hazards, extreme events, and mountain topography. *Quaternary Science Reviews*. 28 (11-12): 977-990. doi: 10.1016/j.quascirev.2009.02.021

- Krakauer, Nir Y. ; Pradhanang, Soni M. ; Lakhankar, Tarendra., & Ajay, K. Jha. 2013. Evaluating Satellite Products for Precipitation Estimation in Mountain Regions: A Case Study for Nepal. *Remote Sensing*. 5: 4107-4123. doi: 10.3390/rs5084107
- Kuenen, P. H. 1950. Marine Geology. Chichester, UK: Wiley.
- Lagos, P.; Silva, Y.; Nickl, E., & Mosquera, K. 2008. El Niño - related precipitation variability in Peru. *Advances in Geosciences*. 14: 231-237. doi: 10.5194/adgeo-14-231-2008
- Lague, D.; Hovius, N., & Davy, P. 2005. Discharge, discharge variability, and the bedrock channel profile. *J. Geophys. Res.* 110: F04006. doi: 10.1029/2004JF000259
- Lamb, S., & Davis, P. 2003. Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature*. 425: 792-797. doi: 10.1038/nature02049
- Lane, L.J.; Hernandez, M., & Nichols, M. 1997. Processes controlling sediment yield from watersheds as functions of spatial scale. *Environmental Modelling & Software*. 12: 355-369.
- Laraque, A.; Bernal, C.; Bourrel, L.; Darrozes, J.; Christophoul, F.; Armijos, E.; Fraizy, P.; Pombosa, R., & Guyot, J. L. 2009. Sediment budget of the Napo River, Amazon basin, Ecuador and Peru. *Hydrological Processes*. 23: 3509-3524. doi: 10.1002/hyp.7463
- Lavado-Casimiro, W. S. ; Felipe, O.; Silvestre, E., & Bourrel, B. 2013. ENSO impact on hydrology in Peru. *Advances in Geophysics*. 11: 1-7. doi: 10.5194/adgeo-11-1-2013
- Lavado, W.; Ronchail, J.; Labat, D.; Espinoza, J. C., & Guyot, J. L. 2012. A basin-scale analysis of rainfall and runoff in Peru (1969–2004): Pacific, Titicaca and Amazonas drainages. *Hydrolog. Sci. J.* 57 (4): 1-18. doi: 10.1080/02626667.2012.672985
- Lavé, J., & Avouac, J. P. 2001. Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal. *J. Geophys. Res.* 106 (B11): 26,561-526,591. doi: doi:10.1029/2001JB000359
- Leibmann, B.; Kaladis, G.; Vera, C.; Saulo, C., & Carvalho, L. 2004. Subseasonal variations of rainfall in South America in the vicinity of the low-level jet east of the Andes and comparison to those in the South Atlantic convergence zone. *Journal of Climate*. 17: 3829-3842.
- Lenters, J. D., & Cook, K. H. 1995. Simulation and diagnosis of the regional summertime precipitation climatology of South America. *Journal of Climate*. 8: 2988-3005.
- Lin, G. W.; Chen, H.; Hovius, N.; Horng, M. J.; Dadson, S.; Meunier, P., & Lines, M. 2008. Effects of earthquake and cyclone sequencing on landsliding and fluvial sediment transfer in a mountain catchment. *Earth Surf. Process. Landforms*. 33: 1354–1373. doi: DOI: 10.1002/esp.1716
- Lopatin, G. V. 1952. *Suspended Loads of the USSR Rivers, Formation and Transport*, . Moscow. 368 p.
- Love, D.; Clark, A., & Glover, K. 2004. The Lithologic, Stratigraphic, and Structural Setting of the Giant Antamina Copper-Zinc Skarn Deposit, Ancash, Peru. *Economic Geology*. 99 (5): 887-916. doi: 10.2113/econgeo.99.5.887
- Lu, X., & Higgitt, D. 1999. Sediment yields variability in the Upper Yangtze. *Earth Surface Processes & Landform*. 24: 1077-1093.
- Ludwig, W., & Probst, J. L. 1996. A global modelling of the climatic, morphological, and lithological control of river sediment discharges to the oceans. *Int. Assos. Hydrol. Sci.* 236: 21-28.

- Ludwig, W.; Probst, J. L., & Kempe, S. 1996. Predicting the oceanic input of organic carbon by continental erosion. *Global Biogeochemical Cycles*. 10: 23-41.
- Mackenzie, R., & Garrels, M. 1966. Chemical mass balance between rivers and oceans. *American Journal of Science*. 264: 507-525.
- Malamuda, B. D., & Turcotte, D. L. 2006. The applicability of power-law frequency statistics to floods. *Journal of Hydrology*. 322: 168-180. doi: 10.1016/j.jhydrol.2005.02.032
- Mano, V.; Némery, J.; Belleudy, P., & Poirel, A. 2009. Suspended particle matter dynamics in four alpine watersheds (France): influence of climatic regime and optimization of flux calculation. *Hydrological Processes*. 23: 777-792. doi: 10.1002/hyp.7178
- Marengo, J. A.; Tomasella, J., & Uvo, C. R. 1998. Trends in streamflow and rainfall in tropical South America: Amazonia, eastern Brazil, and northwestern Peru. *J. Geophys. Res.* 103 (D2): 1775-1783. doi: 10.1029/97JD02551
- Mark, B., & Seltzer, G. 2003. Tropical glacier meltwater contribution to stream discharge: a case study in the Cordillera Blanca, Peru. *Journal of Glaciology*. 49 (165): 271-281.
- Martin, GillM. 2012. Quantifying and Reducing Uncertainty in the Large-Scale Response of the Water Cycle. *Surveys in Geophysics*: 1-23. doi: 10.1007/s10712-012-9203-1
- Marttila, H.; Postila, H., & Klove, B. 2010. Calibration of turbidity meter and acoustic doppler velocimetry (Triton-ADV) for sediment types present in drained peatland headwaters: Focus on particulate organic peat. *River Research and Applications*. 26: 1019-1035.
- Masek, J. G.; Isacks, B. L. ; Gubbels, T. L. , & Fielding, E. J. 1994. Erosion and tectonics at the margins of continental plateaus. *J. Geophys. Res.* 99 (B7): 941-956.
- McClain, M. E., & Maimain, R. J. 2008. Andean influences on the Biogeochemistry and ecology of the Amazon river. *BioScience*. 58 (4): 325-338. doi: 10.1641/B580408
- McMahon, G.; Evia, J.; Pasco-Font, A., & Sanchez, J. 1999. An environmental study of artisanal, small, and medium mining in Bolivia, Chile, and Peru. In WTP (Ed.), (pp. 429). Washington, D.C.: World Bank.
- McNulty, B., & Farber, D. 2002. Active detachment faulting above the Peruvian flat slab. *Geology*. 30 (6): 567-570.
- McQuarrie, N.; Ehlers, T. A.; Barnes, J. B., & Meade, B. 2008. Temporal variation in climate and tectonic coupling in the central Andes. *Geological Society of America*. 36 (12): 999-1002. doi: 10.1130/G25124A.1
- MDSMA. 1996. *Mapa preliminar de erosión de suelos: región árida, semiárida y subhúmeda seca de Bolivia: Memoria explicativa*. La Paz, Bolivia: Ministerio_de_Developmento_Sostenible_y_Medio_Ambiente (MDSMA).
- Meade, R. 2007. *Large Rivers Geomorphology and Management*. England: John Wiley & Sons, LTd. 45-64 p.
- Meehan, W.R. 1991. *Influences of forest and rangeland management on salmonid fishes and their habitats: Bethesda, Maryland* (Vol. 19). 751 p.
- Meehl, G. 1992. Effect of tropical topography on global climate. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 20: 85-112.
- Meybeck, M. 1994. Origin and variable composition of present day riverborne material. Material Fluxes on the Surface of the Earth. *National Academy of Sciences*: 61-73.

- Meybeck, M. 2003. Global analysis of river systems: from Earth system controls to Anthropocene syndromes, *The Royal Society*, 20.
- Meybeck, M.; Friedrich, G.; Thomas, R., & Chapman, D. 2003a. Rivers *Water Quality Assessments: A guide to the use of biota, sediments and water in environmental monitoring* (2 ed., pp. 626). London and New York: UNESCO, WHO & UNEP.
- Meybeck, M.; Kimstach, R., & helmer, R. 1992a. Strategies for water quality assessment. In Chapman, D. (Ed.), *Assessment of the Quality of the Aquatic Environnement Through Water, Biota and Sediment* (pp. 19-50). London: Chapman & Hall.
- Meybeck, M.; Laroche, L.; Durr, H. H., & Syvistski, J.P.M. 2003b. Global variability of daily total suspended solids and their fluxes in rivers. *Global and Planetary Change*. 39: 65-93.
- Meybeck, M., & Moatar, F. 2011. Daily variability of river concentrations and fluxes: indicators based on the segmentation of the rating curve. *Hydrological Processes*.
- Meybeck, M.; R., Kimstach, & R., Helmer. 1992b. Assessment of the Quality of the Aquatic Environnement Through Water, Biota and Sediment *Strategies for water quality assessment* (Chapman & Hall ed., pp. 19-50): London.
- Miller, C. R. 1951. Analysis of flow duration sediment rating curve method of computing sediment yield *Tech. rep*: US Bureau of Reclamation Report.
- Milliman, J. D., & Meade, R. H. 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *Geology*. 91: 1-21.
- Milliman, J. D., & Syvitski, J. P. 1992. Geomorphic/tectonic control of sediment transport to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *Journal of Geology*. 100: 525-544.
- Minella, G.; Merten, H.; Reichert, M., & Clarke, T. 2008. Estimating suspended sediment concentrations from turbidity measurements and the calibration problem. *Hydrol. Process*. 22 (12): 1819-1830. doi: 10.1002/hyp.6763
- Moatar, F.; Birgand, F.; Meybeck, M.; Faucheux, C., & Raymod, S. 2009. Incertitudes sur les métriques de qualité des cours d'eau (médianes et quantiles de concentrations, flux, cas des nutriments) évaluées a partir de suivis discrets. *La Houille Blanche*. 3. doi: 10.1051/lhb/2009029
- Moatar, F.; Person, G.; Meybeck, M.; Coynel, A.; Etcheber, H., & Crouzet, P. 2006. The influence of contrasting suspended particulate matter transport regimes on the bias and precision of flux estimates *Sci. Total Environ*. 370: 515-531.
- Molina, A.; Govers, G.; Poesen, J.; Van Hemelryck, H.; De Bievre, B., & Vanacker, V. . 2008. Environmental factors controlling spatial variation in sediment yield in central america mountain area. *Geomorphology* 98: 176-186.
- Molina, A.; Govers, G.; Vanacker, V.; Poesen, J.; Zeelmaekers, E., & Cisneros, F. 2007. Runoff generation in a degraded Andean ecosystem: interaction of vegetation cover and land use. *Catena*. 71: 357-370.
- Molnar, P., & England, P. 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature*. 346: 29-34. doi: 10.1038/346029a0
- Montecinos, Aldo., & Aceituno, Patricio. 2003. Seasonality of the ENSO-Related Rainfall Variability in Central Chile and Associated Circulation Anomalies. *Journal of Climate*. 16 (2): 281-296. doi: 10.1175/1520-0442(2003)016<0281:SOTERR>2.0.CO;2

- Montgomery, D. R. 2007. Soil erosion and agricultural sustainability. *PNAS*, 104, 13268-13272. Retrieved from doi:10.1073/pnas.0611508104
- Montgomery, D. R.; Balca, G., & Willett, S. 2001. Climate, tectonics, and the morphology of the Andes. *Geology*. 29 (7): 579-582. doi: 10.1130/0091-7613(2001)029<0579:CTATMO>2.0.CO;2
- Montgomery, D. R., & Brandon, M. T. 2002. Topographic controls on erosion rates in tectonically active mountain ranges. *Earth and Planetary Science Letters*. 201: 481-489.
- Morera, S. B. 2010. *Dinámica de la producción de sedimentos en la cuenca del río Santa*. Magíster Scientiae en Recursos Hídricos, Universidad Nacional Agraria La Molina, Lima, Perú. pp. 98.
- Morera, S. B.; Condom, T.; Crave, A.; Vauchel, P., & Galvez, C. 2011. Erosion rates and dynamics flow of sediments over the Santa River Basin in Peru. *Revista Peruana geo-atmosférica. Geo-Armosférica*. 3: 25-37.
- Morera, S. B.; Condom, T.; Vauchel, P.; Guyot, J.-L.; Galvez, C., & Crave, A. 2013a. Pertinent spatio-temporal scale of observation to understand suspended sediment yield control factors in the Andean Region: the case of the Santa River (Peru). *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 17: 4641-4657. doi: 10.5194/hess-17-4641-2013
- Morera, S. B.; Mejia-Marcacuzco, A.; Guyot, J.L.; Gálvez, C.; Salinas, F.; Collas, M., & Ingol-Blanco, E. 2013b. *Uncertainty in Suspended Sediment Load Estimates for Mountain Rivers. Case of Study of Central Andes in Peru*. Paper presented at the World Environmental & Water Resources Congress, Cincinnati, Ohio.
- Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. 1970. River flow forecasting through conceptual models part 1: A discussion of principles. *Journal of Hydrology*. 10 (3): 282-290.
- Navratil, O.; Esteves, M.; Legout, C.; Gratiot, N.; Nemery, J.; Willmore, S., & Grangeon, T. 2011. Global uncertainty analysis of suspended sediment monitoring using turbidimeter in a small mountainous river catchment. *Journal of Hydrology*. 398 (3-4): 246-259. doi: 10.1016/j.jhydrol.2010.12.025
- Nogués-Paegle, J., & Kingtse, C. Mo. 1997. Alternating Wet and Dry Conditions over South America during Summer. *Monthly Weather Review*. 125: 279-291. doi: 10.1175/1520-0493(1997)125<0279:AWADCO>2.0.CO;2
- Patil, G.P. 2002. Composite sampling. In El-Shaarawi, A., *et al.* (Eds.), *Encyclopedia of Environmetrics*. Chichester: John Wiley & Sons.
- Pelletier, J. D.; DeCelles, P. G., & Zandt, G. 2010. Relationships among climate, erosion, topography, and delamination in the Andes: A numerical modeling investigation. *Journal of Geology*. 38 (3): 259-262. doi: 10.1130/G30755.1
- Pépin, E.; Carretier, S.; Guyot, J. L., & Escobar, F. 2010. Specific suspended sediment yields of the Andean rivers of Chile and their relationship to climate, slope and vegetation. *Hydrolog. Sci. J.* 57 (7): 1190-1205.
- Pépin, E.; Guyot, J.L.; Armijos, E.; Bazan, H.; Fraizy, P.; Moquet, J.S.; Noriega, L.; 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*. 44: 85-93. doi: jjsames.2012.12.010

- Petersen-Øverleir, Asgeir., & Reitan, Trond. 2009. Accounting for rating curve imprecision in flood frequency analysis using likelihood-based methods. *Journal of hydrology*. 366 (1-4): 89-100. doi: 10.1016/j.jhydrol.2008.12.014
- Petersen, G. 2010. *Mining and Metallurgy in Ancient Peru*. Paper presented at the Reaching New Peaks in Geoscience, Denver, CO USA.
- Phillips, J. M.; Webb, B. W.; Walling, D. E., & Leeks, G.J.L. 1999. Estimating the suspended sediment loads of rivers in the LOIS study area using infrequent samples. *Hydrological Processes*. 13 (7): 1035-1050. doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(199905)13:7<1035::AID-HYP788>3.0.CO;2-K
- Pinet, P., & Souriau, M. 1988. Continental erosion and large-scale relief. *Tectonics*. 7: 563-582.
- Preston, S. D.; Bierman, V. J., & Silliman, S. E. 1989. An evaluation of methods for the estimation of tributary mass loads. *Water Resour. Res.* 25 (6): 1379-1389.
- Racoviteanu, A.; Manley, W.; Arnaud, Y., & Williams, M. 2007. Evaluating digital elevation models for glaciologic applications: An example from Nevado Coropuna, Peruvian Andes. *Global and Planetary Change*. 59: 110-125.
- Raje, D., & Mujumdar, P. P. 2010. Reservoir performance under uncertainty in hydrologic impacts of climate change. *Advances in Water Resources*. 33: 312-326. doi: 10.1016/j.advwatres.2009.12.008
- Rao, B.; Santo, C., & Franchito, S. 2002. A Diagnosis of Rainfall over South America during the 1997/98 El Nino Event. Part I: Validation of NCEP NCAR Reanalysis Rainfall Data. *Journal of Climate*. 15: 502-511.
- Rao, Vadlamudi Brahmananda; Cavalcanti, Iracema F. A., & Hada, Kioshi. 1996. Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 101 (D21): 26539-26551. doi: 10.1029/96JD01936
- Raymo, M. E., & Ruddiman, W. F. 1992. Tectonic forcing of late Cenozoic climate. *Nature*. 359: 117-122. doi: 10.1038/359117a0
- Raymond, S. 2011. *Incertitudes des flux transportés par les rivières (Matière en suspension, nutriments, sels dissous). Vers un système expert d'optimisation des méthodes de calcul*. Docteur, Université François - Rabelais de Tours. pp. 292.
- Reckhow, K. 1994. Water quality simulation modeling and uncertainty analysis for risk assessment and decision making. *Ecological Modelling*. 72: 1-20.
- Regüés, D., & Nadal-Romero, E. 2013. Uncertainty in the evaluation of sediment yield from badland areas: Suspended sediment transport estimated in the Araguás catchment (central Spanish Pyrenees). *Catena*. 106 (0): 93-100. doi: 10.1016/j.catena.2012.05.006
- Rehak, K.; Bookhagen, B.; Strecker, M. R., & Echtler, H. P. 2010. The topographic imprint of a transient climate episode the western Andean flank between 15.5° and 41.5°S†. *Earth Surf. Process. Landforms*. 35: 1516-1534. doi: 10.1002/esp.1992
- Restrepo, J. D., & Kjerfve, B. 2000. Magdalena river: interannual variability (1975-1995) and revised water discharge and sediment load estimates. *Journal of Hydrology*. 235: 137-149.
- Restrepo, J. D.; Kjerfve, B.; Hermelin, M., & Restrepo, J. C. 2006a. Factors controlling sediment yield in a major South American drainage basin: the Magdalena River, Colombia. *Journal of Hydrology*. 316: 213-232.

- Restrepo, J. D.; Zapata, P.; Díaz, J. M.; Garzón-Ferreira, J., & García, C. 2006b. Fluvial fluxes into the Caribbean Sea and their impact on coastal ecosystems: The Magdalena River, Colombia. *Global and Planetary Change*. 50: 33-49. doi: 10.1016/j.gloplacha.2005.09.002
- Riebe, C.; Kirchner, J. ; Granger, D., & Finkel, R. C. 2001. Minimal climatic control on erosion rates in the Sierra Nevada, California. *Geology*. 29 (5): 447-450. doi: 10.1130/0091-7613(2001)029<0447:MCCOER>2.0.CO;2
- Roddaz, M.; Brusset, S.; Baby, P., & Hérail, G. 2006a. Miocene tidal-influenced sedimentation to continental Pliocene sedimentation in the forebulge-backbulge depozones of the Beni-Mamore foreland Basin (northern Bolivia). *Journal of South American Earth Sciences*. 20 (4): 351-368.
- Roddaz, M.; Viers, J.; Brusset, S.; Baby, P.; Boucayrand, C., & Hérail, G. 2006b. Controls on weathering and provenance in the Amazonian foreland basin: insights from major and trace element geochemistry of Neogene Amazonian sediments. *Journal of South American Earth Sciences*. 226 (1-2): 31-65.
- Rodríguez, E.; Morris, C., & Belz, E. 2006. A Global Assessment of the SRTM Performance. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*. 72 (3): 249-260.
- Rutllant, J.; Fuenzalida, H., & Aceituno, P. 2003. Climate dynamics along the arid northern coast of Chile: the 1997-1998 Dinámica del Clima de la Región de Antofagasta (DICLIMA) experiment. *Geophysical Research*. 108 (D17): 2156-2202.
- Safran, E. B.; Bierman, P. R.; Aalto, R.; Dunne, T.; Whipple, K. X., & Caffee, M. 2005. Erosion rates driven by channel network incision in the Bolivian Andes. *Earth Surf. Process. Landforms*. 30: 1007-1024. doi: 10.1002/esp.1259
- Scheel, M. L. M.; Rohrer, M.; Huggel, Ch.; Santos Villar, D.; Silvestre, E., & Huffman, G. J. 2011. Evaluation of TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis (TMPA) performance in the Central Andes region and its dependency on spatial and temporal resolution. *Hydrol. Earth Syst. Sci*. 15: 2649-2663. doi: 10.5194/hess-15-2649-2011
- Schoellhamer, D., & Wright, S. 2003. Continuous Measurement of Suspended-Sediment Discharge in Rivers by Use of Optical Back scatterance Sensors. *Int. Assos. Hydrol. Sci*. 283: 28-36.
- Schumn, S. A. 1956. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Geological Society of America Bulletin*. 67: 597-646.
- Schumn, S. A. 1963. The disparity between present rates of erosion and orogeny *Prof. Pap* (Vol. 454H): USGS.
- Schumn, S. A. 1977. *The Fluvial System*. New York: John Wiley & Sons, Inc.
- Schwartz, D. P. 1988. Paleoseismicity and neotectonics of the Cordillera Blanca Fault Zone, northern Peruvian Andes. *J. Geophys. Res*. 93: 4712-4730.
- Shih, G.; Abtew, W., & Obeysekera, J. 1994. Accuracy of nutrient runoff load calculations using timecomposite sampling. *Transactions of ASAE*: 37(32): 419-429.
- Slaymaker, O. 2010. Drivers of mountain landscape change during the twenty-first century. *Journal Soils Sediments*. 10: 597–610. doi: 10.1007/s11368-010-0194-6
- Smith, L. C., & Pavelsky, T. M. 2008. Estimation of river discharge, propagation speed, and hydraulic geometry from space: Lena River, Siberia *Water Resour. Res*. 44: W03427. doi: 10.1029/2007WR006133

- Smith, R. B. 1979. The influence of mountains on the atmosphere. *Advances in Geophysics*. 21 (Academic Press): 87-230.
- Soden, B. 2000. The Sensitivity of the Tropical Hydrological Cycle to ENSO. *Journal of Climate*. 13: 538-549.
- Stallard, R.F. 1998. Terrestrial sedimentation and the carbon cycle: Coupling weathering and erosion to carbon burial. *Global Biogeochemical Cycles*. 12: 231-257.
- Stott, T. A., & Grove, J. R. 2001. Short-term discharge and suspended sediment fluctuations in the proglacial Skeldal River, north-east Greenland. *Hydrological Processes*. 15: 407-423.
- Strahler, A.N. 1952. Hypsometric (Area- altitude) analysis of erosional topography. *Geol. Soc. Am. Bull.* 63: 1117-1142.
- Strecker, M. R.; Alonso, R. N.; Bookhagen, B.; Carrapa, B.; Hilley, G. E.; Sobel, E. R., & Trauth, M. H. 2007. Tectonics and climate of the southern central Andes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 35: 747-878. doi: 10.1146/annurev.earth.35.031306.140158
- Sunday, O. 2009. *Hydrological Analysis of Sediment Transport in a Turbulent Flow*. Master og Physical Land Resources, University of Brussel, Belgium. pp. 130.
- Susfalk, R.; Fitzgerald, B., & Knust, A. 2008. Characterization of turbidity and total suspended solids in the Upper Carson River, Nevada. (Vol. 41242, pp. 53): DRI Publication Number.
- Syvitski, J.P.M. 2003. Supply and flux of sediment along hydrological pathways Research for the 21st century. *Global and Planetary Change*. 39: 1-11.
- Syvitski, J.P.M., & Kettner, A. 2011. Sediment flux and the Anthropocene. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. 369 (1938): 957-975. doi: 10.1098/rsta.2010.0329
- Syvitski, J.P.M.; Peckham, S.; Hilberman, R., & Mulder, T. 2003. Predicting the terrestrial flux of sediment to the global ocean: a planetary perspective. *Sedimentary Geology*. 162: 5-24. doi: 10.1016/S0037-0738(03)00232-X
- Syvitski, J.P.M.; Vörösmarty, C. J.; Kettner, A. J., & Green, P. 2005. Impact of human on the flux of terrestrial sediment to the global coastal ocean. *Science*. 308: 376-380.
- Tananaev, N.I., & Debolskiy, M.V. In Press. Turbidity observations in sediment flux studies: Examples from Russian rivers in cold environments. *Geomorphol.* doi: 10.1016/j.geomorph.2013.09.031
- Tao, Cai.; Qiongfang, Li.; Meixiu, Yu.; Guobin, Lu.; Lipeng, Cheng., & Xie, Wei. 2012. Investigation into the impacts of land-use change on sediment yield characteristics in the upper Huaihe River basin, China. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*. 53-54: 1-9. doi: 10.1016/j.pce.2011.08.023
- Tarras-Wahlberg, H.; Flachier, A.; Lane, S. N., & Sangfors, O. 2001. Environmental impacts and metal exposure of aquatic ecosystems in rivers contaminated by small scale gold mining: the Puyango River basin, southern Ecuador. *The Science of the Total Environment*. 278 (1-3): 239-261. doi: 10.1016/S0048-9697(01)00655-6
- Tarras-Wahlberg, N. H., & Lane, S. N. 2003. Suspended sediment yield and metal contamination in a river catchment affected by El Niño events and goldmining activities: The Puyango river basin, southern Ecuador. *Hydrological Processes*. 17 (15): 3101-3123. doi: 10.1002/hyp.1297

- Thomas, R., & Meybeck, M. 2003. The use of particulate material *Water Quality Assessments: A guide to the use of biota, sediments and water in environmental monitoring* (2 ed., pp. 626). London and New York: UNESCO, WHO & UNEP.
- Tote, C.; Govers, G.; Van Kerckhoven, S.; Filiberto, I.; Verstraeten, G., & Eerens, H. 2011. Effect of ENSO events on sediment production in a large coastal basin in northern Peru. *Earth Surf. Process. Landforms*. 36: 1776–1788. doi: 10.1002/esp.2200
- Trauerstein, M.; Norton, K. P.; Preusser, F., & Schlunegger, F. 2013. Climatic imprint on landscape morphology in the western escarpment of the Andes. *Geomorphol.* 194: 75-83. doi: 10.1016/j.geomorph.2013.04.015
- Trimble, S.W., & Crosson, P. 2000. U.S. soil erosion rates - myth and reality. *Science*. 289: 248-250.
- Turcotte, D. L., & Greene, L. 1993. A scale-invariant approach to flood frequency analysis. *Stochastic Hydrology and Hydraulics*. 7: 33-40.
- Turowski, J. M.; Rickenmann, D., & Dadson, S. J. 2010. The partitioning of the total sediment load of a river into suspended load and bedload: a review of empirical data. *Sedimentology*. 57: 1126-1146. doi: 10.1111/j.1365-3091.2009.01140.x
- United-Nations. 1990. *The water resources of Latin America and the Caribbean-Planning, hazards and pollution*. Paper presented at the United Nations Economic Commission for Latin America and the Caribbean, Santiago, Chile.
- Vanacker, V., Molina, A., Govers, G., Poesen, J., Dercon, G., Deckers, S. 2005. River channel response to short-term human-induced change in connectivity in Andean ecosystems. *Geomorphology*. 72: 340-353. doi: 10.1016/j.geomorph.2005.05.013
- Vanmaercke, M.; Poesen, J.; Verstraeten, G.; Vente, J., & Ocakoglu, F. 2011. Sediment yield in Europe: Spatial patterns and scale dependency. *Geomorphology*. 130: 142-161. doi: 10.1016/j.geomorph.2011.03.010
- Vanoni, V.A. 1975. *Sedimentation Engineering*. Manuals and Reports on Engineering Practices, (vol. 54). ASCE.
- Vargas, G.; Rutllant, J., & Ortlieb, L. 2006. ENSO climate teleconnections and mechanisms for Holocene debris flows along the hyperarid coast of western South America (17-24 S). *Earth and Planetary Science Letters*. 249: 467-483. doi: 10.1016/j.epsl.2006.07.022
- Vauchel, P. 2010. Hydraccess 4.5 (On line). *Software para manejo y procesamiento de información hidrometeorológica*. Paris, France: Ore-HYBAM. from <http://www.ore-hybam.org/>
- Vente, J.; Verduyn, R.; Verstraeten, G.; Vanmaercke, M., & Poesen, J. 2011. Factors controlling sediment yield at the catchment scale in NW Mediterranean geoeosystems. *Journal Soils Sediments*. 11: 690-707. doi: 10.1007/s11368-011-0346-3
- Vera, C.; Higgins, W.; Amador, J.; Ambrizzi, T.; Garreaud, R.; Gochis, D.; Gutzler, D.; Lettenmaier, D.; Marengo, J.; Mechoso, C. R.; Nogues-Paegle, J.; Dias, P. L. Silva, & Zhang, C. 2006. Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. *Journal Climate*. 19 (20): 4977-5000. doi: 10.1175/JCLI3896.1
- Verhoff, F. H.; Yaksich, S. M., & Melfi, D. A. 1980. River nutrient and chemical transport estimates. *J. Environ. Engng. Div. ASCE*. 10: 591-608.
- Verstraeten, G., & Poesen, J. 2001. Factors controlling sediment yield from small intensively cultivated catchments in a temperate humid climate. *Geomorphology*. 40: 123-144.

- Villaret, C., & Machet, C. 2002. Modélisation du couplage charriage-suspension *Rogramme Biparti* (Vol. 04, pp. 31). France: DRAST-PREDIT.
- Vuille, M.; Kaser, G., & Irmgard, J. 2008. Glacier mass balance variability in the Cordillera Blanca, Peru and its relationship with climate and the large-scale circulation. *Global and Planetary Change*. 62: 14-28. doi: 10.1016/j.gloplacha.2007.11.003
- Walling, D. E. 1977. Assessing the Accuracy of Suspended Sediment Rating Curves for a Small Basin. *Water Resour. Res.* 13 (3): 531-538.
- Walling, D. E. 1984. Dissolved load and their measurements. In Erosion and Sediment yield. In Handley, RF., *et al.* (Eds.), (pp. 111-178): Cambridge University.
- Walling, D. E. 2006. Human impact on land-ocean sediment transfer by the world's rivers. *Geomorphology*. 79 (3-4): 192-216. doi: 10.1016/j.geomorph.2006.06.019
- Walling, D. E. 2009. The Impact of Global Change on Erosion and Sediment Transport by Rivers: Current Progress and Future Challenges. In UNESCO-IHP (Ed.), *Water in a Changing World* (pp. 26). Paris, France.
- Walling, D. E., & Fang, D. 2003. Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. *Global and Planetary Change*. 39: 111-126.
- Walling, D. E., & Webb, B. W. 1983. *The reliability of suspended sediment load data, in Erosion and sediment transport measurements*. Paper presented at the Florence symposium, Florence, Italy.
- Walling, D. E., & Webb, B. W. 1987. Material transported by the world's rivers: evolving perspectives. In: Water for the Future: Hydrology in Perspective. *Int. Assos. Hydrol. Sci.* 164: 313-329.
- Ward, P.; Bales, R.; Verstraeten, G.; Renssen, H., & Vandenberghe, J. 2009. The impact of land use and climate change on late Holocene and future suspended sediment yield of the Meuse catchment. *Geomorphology*. 103: 89-400. doi: 10.1016/j.geomorph.2008.07.006
- Wass, PD., & Leeks, GJL. 1999. Suspended sediment fluxes in the Humber catchment, UK. *Hydrol. Process.* 13 (7): 935-953. doi: 10.1002/(SICI)1099-1085(199905)13:7<935::AID-HYP783>3.0.CO;2-L
- Watson, R. T., & Zakri, A. H. 2003. *Millennium Ecosystem Assessment - Ecosystems and human wellbeing, A framework for assessment*: The United Nations Environment Programme and World Resources Institute p.
- Webb, B.; Phillips, J.; Walling, D., & Littlewood, C. 1997. Load estimation methodologies for British rivers and their relevance to the LOIS RACS(R) programme. *Sci. Total. Environ.* 194-195: 379-389.
- Whipple, K.X. 2004. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 32: 151-185. doi: 10.1146/annurev.earth.32.101802.120356
- Williams, G. P. 1989. Sediment concentrations versus matter discharge during hydrologic events in rivers. *Journal of Hydrology*. 111: 89-106.
- Wilson, J.; Reyes, L., & Garayar, J. 1967. Geología de los cuadrangulos de Mollebamba, Tayabamba, Huaylas, Pomabamba, Carhuaz, y Huari. *Boletín. Servicio de Geología y Minería*, 16.
- WMO. 2010. Manual on stream gauging. In Organization, World Meteorological (Ed.), *Quality Management Framework* (Vol. I-Fieldwork, pp. 252). Geneva 2, Switzerland.

- Wohl, E. 2006. Human impacts to mountain streams. *Geomorphology* 79: 217-248. *Geomorphology*. 79 (3-4): 217-248. doi: 10.1016/j.geomorph.2006.06.020
- Wold, C. N., & Hay, W. W. 1990. Estimating ancient sediment fluxes. *America Journal Science*. 290: 1069-1089.
- Xu, Jiongxin. 2009. Plausible causes of temporal variation in suspended sediment concentration in the upper Changjiang River and major tributaries during the second half of the 20th century. *Quaternary International*. 208 (1-2): 85-92. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2008.11.003>
- Yang, C. T. 1996. *Sediment Transport-Theory and Practice*. New York: McGraw-Hill p.
- Young, K., & Lipton, J. 2006. Adaptive governance and climate change in the tropical highlands of western South America. *Clima Change*. 78: 63-102. doi: 10.1007/s10584-006-9091-9
- Zapata, M.; Arnaud, Y., & Gallaire, R. 2008, 1-4 september. *Inventario de glaciares de la Cordillera Blanca*. Paper presented at the 13th IWRA World Water Congreso, Montpellier, France.
- Zhang, X.; Wang, X., & Yan, P. 2008. Re-evaluating the impacts of human activity and environmental change on desertification in the Minqin Oasis, China. *Environmental Geology*. 55: 705-715.
- Zhang, X., & Wen, A. 2004. Current changes of sediment yields in the upper Yangtze River and its two biggest tributaries, China. *Global and Planetary Change*. 41: 221-227. doi: 10.1016/j.gloplacha.2004.01.008

ANEXO I

Glosario

- Aforo.- Estimar a través de mediciones el gasto que pasa por una sección dada ([Aparicio, 1992](#)).
- Altitud media de la cuenca (m).- Representa la altura media de la cuenca, es el parámetro ponderado de las altitudes de la cuenca obtenidas en el estudio carta o mapa topográfico y es un valor muy importante para los estudios de análisis hídricos.
- Altura Mínima y Máxima.- La altitud mínima de la cuenca, ubicada en el punto de desagüe de la cuenca; y la altura máxima que corresponde al punto más elevado de la cuenca.
- Área (A).- El área o superficie de la cuenca considerada como el parámetro físico básico que define una cuenca, está limitada por divortium acuarum (parte aguas este es una línea que divide a las cuencas adyacentes y distribuye el escurrimiento originado por la precipitación, características del escurrimiento ligado a la magnitud y frecuencia de la precipitación; dependiendo de la ubicación de la cuenca, su tamaño influye en mayor o menor grado en el aporte de esorrentía).
- Cálculo del rectángulo equivalente.- Es la transformación geométrica, que permite representar a la cuenca, de forma heterogénea, con la forma de rectángulo, que tiene la misma área y perímetro, igual distribución de alturas, e distribución de terreno, en cuanto a sus condiciones de cobertura.
- Caudal líquido (descarga).- Es el volumen de agua que fluye por un período de tiempo dado ($m^3.s^{-1}$). Actualmente este no puede ser medido directamente; pero es estimado a partir del producto de la velocidad y el área de la sección transversal del río ([WMO, 2010](#)).
- Caudal sólido.- Es la cantidad de material en suspensión disuelta en un cuerpo de agua; depende de la descarga y es un producto de la concentración y la descarga ($t.s^{-1}$, $t.d^{-1}$, etc).

- Caudal sólido específico (SSY).- Es la cantidad de sedimento que llega a la salida de la cuenca por una unidad de tiempo (un año) y por unidad de área (e.j.; $t.km^{-2}.año^{-1}$).
- Coeficiente de Gravelius o Índice de Compacidad (K_c).- El índice de compacidad de una cuenca, definida por Gravelius; parámetro adimensional que relaciona el perímetro de la cuenca y la circunferencia de un círculo de igual área que el de la cuenca. El índice de compacidad, trata de expresar la influencia del perímetro y el área de una cuenca en la escorrentía. Si la cuenca $K_c = 1$, la cuenca será de forma circular; por lo general, para cuencas de forma alargadas se espera que $K_c > 1$.
- Composición de los sedimentos cohesivos.- Estos los conforman material inorgánico (minerales) y orgánico ([Hayter, 1983](#)). Las arcillas minerales incluyen (sílice, aluminio, montmorillonita, illita y caolinita) y las no arcillas minerales incluyen (cuarzo, carbonatos, feldespatos y micas “yeso” entre otros). La materia orgánica puede existir como planta, detritos de animal y bacterias ([Chih y Reclamation, 2006](#)).
- Cota.- Es una mediada del nivel de agua en función a un limnómetro o limnógrafo. Para determinar el régimen hidrológico en lagos, reservorios, agua subterránea y en la interacción entre agua subterránea y superficial (ríos) ([Chapman y Kimstach, 2003](#)).
- Densidad de drenaje (d).- Muestra la disección del paisaje, escorrentía potencial, capacidad de infiltración del suelo, condiciones climáticas y cobertura vegetal. Una alta densidad de drenaje es el resultado de una superficie material débil o impermeable una escasa vegetación y un relieve montañoso. Una baja densidad de drenaje conduce a una red de drenaje gruesa mientras que una alta densidad conduce a una fina textura de drenaje.
- Descarga de sedimentos.- en una cuenca es la cantidad de sedimentos transportada fuera de la cuenca en un intervalo de tiempo (masa/tiempo) ([ASCE, 1970](#)).
- Dinámica del material en suspensión.- Este involucra el material originado de la superficie de la cuenca, lecho del río u orilla de los lagos y el sedimento resuspendido del lecho de fondo de un cuerpo de agua ([Chapman y Kimstach, 2003](#)).

- Extensión media de escurrimiento superficial.- Es la distancia media en línea recta que el agua precipitada tendrá que escurrir sobre la cuenca para llegar al lecho a un cauce. Se estima por la relación que existe entre el área y 4 veces la longitud de todos los cauces de la cuenca, o bien, la inversa de 4 veces la densidad de drenaje.
- Factor de Forma (Ff).- La forma de la cuenca interviene de manera importante en las características del hidrograma de descarga de un río, particularmente en los eventos de avenidas máximas. Es la relación entre el ancho medio de la cuenca y la longitud del curso de agua más largo de la cuenca misma.
- Frecuencia de ríos (Fs).- Es el número total de segmentos de corrientes de todos los órdenes por unidad de área. Generalmente una alta Fs es relacionado a superficies de material impermeable, vegetación dispersa, condiciones elevadas de relieve y baja capacidad de infiltración.
- Limnómetro.- Regla graduada que se instala en una de las márgenes del cauce y en la cual se leerá la altura de la superficie del agua ([Aparicio, 1992](#)).
- Monitoreo.- Colección de información bajo cierta medida estandarizada y en regulares intervalos de tiempo. Con el objetivo de proveer información, la cual puede ser utilizado para definir condiciones actuales, establecer tendencias, etc ([Bartram y Ballance, 1996](#)).
- Producción de sedimentos (SY).- Es definido como el sedimento total que es evacuado de una cuenca, y la cual es medida en un punto de referencia y para un periodo específico de tiempo ([Vanoni, 1975](#)).
- Es el resultado neto de los procesos de erosión y deposición y de su dependencia de todas las variables que controlan la erosión y los sedimentos ([Verstraeten y Poesen, 2001](#)).
- Pendiente media del río principal de la cuenca (%).- Este parámetro indica la declividad de un curso de agua entre dos puntos. Pendiente Media del Río
- Perímetro (P).- Es la longitud de los contornos de la cuenca y está ligada a la irregularidad de la cuenca.

- Sección transversal.- Medida de profundidad de cada transepto de la sección transversal del cuerpo de agua con la cual se puede obtener una aproximación del área de la sección transversal ([Chapman y Kimstach, 2003](#)).
- Sección-Velocidad.- Método para aforar corrientes, consiste en medir la velocidad de la sección a diferentes verticales y alturas, la densidad de medición será establecida por hidrólogo experimentado y según el objetivo de la medición ([Dussaubat y Vargas, 2007](#)).
- Sedimentos.- Es una parte integral y dinámica de los sistemas acuáticos y juega un papel importante en el funcionamiento hidrológico, geomorfológico y ecológico de las cuencas fluviales, que incluye lagos, embalses, estuarios y zonas costeras ([Förstner y Owens, 2007](#)).
- Sedimentos en suspensión (Cohesivos).- primeramente están compuestos por material arcilloso, los cuales tienen fuertes fuerzas interpartículas debido a su superficie con cargas iónicas. En cuanto el tamaño de la partícula decrece, su área en superficie (superficie específica en área), se incrementa. No hay un claro límite entre partículas cohesivas y no-cohesivas pero se podía considerar entre 2 μm a 60 μm ; ya que mayores a estos diámetros son considerados como gruesos ([Chih y Reclamation, 2006](#)).
- Transporte de sedimentos.- Consiste en ciclos múltiples de erosión y deposición ([Sunday, 2009](#)).
- Velocidad del flujo.- Esta puede afectar significativamente su capacidad para asimilar y transportar sedimentos (m.s^{-1}), esta puede ser medido con un correntómetro, velocímetro electromagnético y un velocímetro acústico (ultrasonido o doppler) ([WMO, 2010](#)).

ANEXO II

Costo de los análisis efectuados

Tabla 14. Costo global de los análisis y trabajo de campo durante el desarrollo de la tesis

ETAPA	CONCEPTO	UNIDAD	CANT.	P.U. (s/.)	COSTO (S/.)
1	SERVICIOS PERSONALES				
	Coordinación general (Estudio)	Hombre (mes)	36	1200	43200
2	EQUIPOS, MATERIALES				
	Recolección muestras para turbidez	Hombre (mes)	200	20	4000
	Informática, hardware, software, etc.	Global	36	150	5400
	Análisis muestras	Laboratorio	1500	25	37500
	Material de escritorio, impresiones	Global	36	450	16200
	Equipos y materiales para aforo	Alquilado	20	2500	50000
	Imprevistos	Global	3	1000	3000
3	OPERACIÓN				
	Pasajes	Global	8	120	960
	Transporte y movilización	Global	8	50	400
	Estadía	Global	30	100	3000
	Alimento	Global	30	15	450
	Personal de apoyo temporal	Global	30	25	750
	Imprevistos	Global	5	500	200
	TOTAL				165060