



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

MAGNITUD Y DINÁMICA DE LA EROSIÓN INTEGRADA DE CUENCA EN EL RÍO
BIOBÍO

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTORA EN CIENCIAS, MENCIÓN
GEOLOGÍA

VIOLETA ALEJANDRA TOLORZA TOLORZA

PROFESORA GUÍA:
LUISA PINTO LINCOÑIR

PROFESOR CO-GUÍA:
SÉBASTIEN CARRETIER

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
SERGIO SEPÚLVEDA VALENZUELA
CARLOS OYARZÚN ORTEGA

SANTIAGO DE CHILE

2015

Resumen

En esta tesis de doctorado se aborda el estudio de la erosión integrada de cuenca ($\sim 140 - 24000 \text{ km}^2$) en Chile Centro-Sur, particularmente en la Cuenca del Río Biobío, sus subcuencas principales y la zona de ruptura del terremoto del Maule. Las metodologías utilizadas son el análisis de series de tiempo de sedimentos suspendidos (Q_s) y Caudal (Q) de la Dirección General de Aguas y la tasa de erosión de cuenca derivada de concentraciones de ^{10}Be en sedimentos fluviales. Comprender los factores que controlan la erosión y sus variaciones espaciales a las escalas utilizadas (decenas a miles de años) permite incorporar una mejor perspectiva de los procesos superficiales asociados a la movilización de sedimentos y la velocidad de respuesta del sistema geomorfológico ante perturbaciones en el clima, la sismicidad y la vegetación. A través del análisis de Q_s y Q y sus variaciones espaciales, en esta tesis se obtuvieron tres resultados principales: (1) Se demostró que en un sistema Montaña-Piedemonte es imprescindible separar Q entre la fracción que tiene una corta residencia en la cuenca, llamada Caudal Directo (Q_d) y la fracción que es retenida en diversos compartimientos hidrológicos, llamada Flujo Basal (Q_b) para poder comprender la dinámica de movilización de sedimentos y sus variaciones espaciales. En el río Biobío esta separación mostró que Q_s es proporcional a Q_d tanto en la montaña como en el piedemonte. (2) Se mostró que a tres años del terremoto del Maule no hay una respuesta erosiva de gran envergadura que permita cuantificar una tasa de denudación mayor que la variabilidad habitual del flujo de sedimentos suspendidos en los ríos de la zona de ruptura y (3) al abordar la variabilidad inter e intra anual del porcentaje de vegetación verde en las cuencas y compararla con la variabilidad de Q_s , se observó que cada año los máximos de Q_s coinciden con los mínimos de vegetación verde, pero que el aumento interanual observado en el porcentaje de vegetación verde no ha significado una disminución de la erosión. A través de las tasas de erosión de cuenca de largo plazo (miles de años) y su comparación con las de corto plazo, que pueden obtenerse desde Q_s (decadales), se obtuvieron dos resultados principales: (1) Las tasas de erosión de largo (0,01 a 0,17 mm/a) y corto (0,005 a 0,04 mm/a) plazo crecen con la pendiente y (2) las tasas de erosión de corto plazo (décadas) son ca. tres veces menores que las de largo plazo.

*Al Wallmapu, a las aguas que fluyen por él y a la Gente de la Tierra que lo habita.
A las mujeres desde las que provengo (Graciela, María, Leonor y Ana) y a las pequeñas
gigantes que nacieron de nosotras (Emilia, Matilde, Aylén y Amaya).*

Agradecimientos

Esta tesis ha sido financiada mediante la Beca de Doctorado Nacional y la Beca de apoyo a la tesis 24121632 de CONICYT, el COPEDIM y el *Institut de Recherche pour le Développement*. Agradezco también a la beca de movilidad doctoral que me fue entregada por la Embajada de Francia en conjunto con la Universidad de Chile para una estadía corta en Toulouse.

Quiero agradecer especialmente a Sebastián Carretier por haber abierto la puerta a un cambio de dirección en mi tesis, por haber sido un guía excepcional en este proceso y por confiar en mí en momentos que yo misma no creía posible continuar con esta tarea. Agradezco el apoyo y los consejos siempre certeros de Luisa Pinto y a Christoff Andermann, quien guió a la distancia gran parte de mi aprendizaje. Agradezco a Reynaldo Charrier y Marcelo Farías, quienes entendieron que mi rumbo tenía que cambiar y a quienes me permitieron comenzar una nueva investigación en la ciudad de Concepción, facilitándome un espacio de trabajo, buenos consejos y colaborando con terrenos: María Mardones, Andrea Andreoli y Diego Caa-maño. También a quienes me recibieron de vuelta en Santiago, las y los compañer@s del postgrado con quienes compartí y aprendí continuamente durante muchas jornadas. Especialmente quiero agradecer a Pablo Sanchez, Felipe Tapia y Fernanda Álvarez, con quienes compartí la experiencia de terminar la tesis y varias horas de almuerzo comiéndonos un paper. También me caben en los agradecimientos especiales la colaboración y discusiones con Álvaro González y Francisco Ortega y a quienes agregaron una justa y necesaria cuota de relajo: Sergio, Vladimir, Diego, Laura y vari@s más con quienes me distraje en el camino.

Agradezco el inconmensurable amor de Aylén Antai, la gran maestra que parí, la ayuda incondicional de mi viejita, Leonor, de mi hermana Ana María, de mi primo Daniel y de mi amiga Tamara, sin quienes esta tesis no sería posible. Agradezco inmensamente a las amigas que siempre estuvieron presentes, especialmente a la Pame, la Karen y la Pita. Agradezco al gran *Futaleufu Biobío*, objeto de este estudio y fuente de vida de nuestro *Wallmapu*.

Tabla de contenido

Índice de tablas	viii
Índice de figuras	x
Introducción General	1
Prefacio	1
Acerca de esta tesis	6
¿Por qué el río Biobío?	7
Caracterización regional de la cuenca del río Biobío	11
Geomorfología y geología	11
Marco hidroclimático e hidrogeológico	16
1. Evaluación de datos sedimentométricos en la cuenca del río Biobío	23
1.1. Introducción	23
1.2. Base de datos rutinaria en la cuenca del río Biobío	25
1.2.1. Metodología de muestreo	25
1.2.2. Cronología de las variables monitoreadas	27
1.2.3. Distribución de frecuencia-magnitud de la descarga de agua y sedimen- tos rutinarios	28
1.3. Base de datos integrada en la cuenca del río Biobío	32
1.3.1. Metodología de muestreo	32
1.3.2. Comparación entre base de datos Integrada y Rutinaria	33
1.4. Discusión	37
1.5. Conclusiones	40
2. Movilización de sedimentos presente desde la montaña al océano	42
3. Movilización de sedimentos antes y después del terremoto del Maule (M_w 8.8)	68

3.1. Introducción	68
3.2. Características generales de la zona de ruptura	71
3.3. El terremoto del Maule	72
3.4. Materiales y métodos	76
3.5. Resultados	77
3.6. Discusiones y conclusiones	79
4. Relación entre la evolución de la cobertura vegetal verde y la exportación de sedimentos en la cuenca del Biobío	85
4.1. Introducción	85
4.2. Base de datos y métodos	87
4.2.1. Vegetación	87
4.2.2. Descarga sedimentaria y precipitaciones	88
4.3. Resultados	90
4.4. Discusión y conclusiones	93
5. Erosión de cuenca en el largo (ka) versus el corto (10 a) plazo en el río Biobío: Posibles contoles	97
5.1. Introducción	98
5.2. Métodos	102
5.2.1. Isótopos cosmogénicos en el estudio de tasas de erosión integrada de cuenca	102
5.2.2. Estaciones de muestreo, preparación de muestras y análisis	103
5.2.3. Tasas de erosión a partir de sedimentos suspendidos	106
5.2.4. Morfometría de las cuencas	107
5.3. Resultados	108
5.4. Discusión	111
5.4.1. Variaciones temporales de la tasa de erosión	111
5.4.2. Variaciones espaciales de la erosión de largo plazo	113
5.5. Conclusiones	114
6. Discusión general y perspectivas	115
Conclusión	120
7. Bibliografía	123
Apéndice	150

A. Tabla de abreviaciones	151
B. Definición de años hidrológicos para estaciones analizadas en el capítulo 3	153
C. Artículo de coautoría	165

Índice de tablas

Capítulo 1

1.1. Estaciones sedimentométricas de la cuenca del Biobío	25
1.2. Coeficientes de determinación y valor p de caudal entre la base de datos integrada y rutinaria	35
1.3. Promedios de caudal con medidas de aforo y rutinarias.	36
1.4. Coeficientes de determinación y valor p de flujo sedimentario entre la base de datos integrada y rutinaria	37
1.5. Coeficientes de determinación y valor p de concentración de sedimentos entre la base de datos integrada y rutinaria	39
1.6. Promedios de flujo sedimentario con medidas integradas y rutinarias.	40
1.7. Promedios de concentración de sedimentos con medidas integradas y rutinarias.	40

Capítulo 2

Land Use from Landsat Image Classification (Aguayo et al., 2009)	49
Hydroelectric Plants and Their Reservoirs in the Biobío River Catchment	49
Location of the Gauging Stations, Measurement Periods, and Dams Constructed Upstream	50
Coefficients Used to Calculate Base Flow, $\overline{Q_s}$, and Morphometry of the Studied Catchments	53
Rating Exponents and 1σ Confidence Intervals for Power Law Fits Between the Daily Values of Three Components of Q Versus Q_s	53
Rating Coefficients and 1σ Confidence Intervals for Power Law Fits Between the Daily Values of Three Components of Q Versus Q_s	54

Capítulo 3

3.1. Estaciones sedimentométricas con datos después del terremoto del Maule	74
---	----

3.2. Promedio de la concentración de sedimentos suspendidos y coeficientes de la inversión potencial para los períodos pre- y post- sísmicos	84
--	----

Capítulo 5

5.1. Ubicación de estaciones de muestreo y descripción de las tres máscaras litológicas utilizadas para el área drenada.	105
5.2. Concentraciones de ^{10}Be , tasas de producción de acuerdo a cada máscara de litología, tasas de erosión después de Braucher et al. (2003) y tasas de erosión presente derivadas de sedimentos suspendidos.	109
5.3. Morfometría de las cuencas calculada sobre máscaras de acuerdo a su litología.	110

Índice de figuras

Introducción General

1. Uso histórico de suelo en Europa media y tasas de erosión teórica en el tiempo (von Blanckenburg, 2005)	4
2. <i>Interruptores</i> de conectividad en cuencas (Fryirs, 2013)	5
3. Erosión de cuenca a lo largo de Los Andes (Carretier et al., 2013)	8
4. Red de estaciones sedimentométricas de la DGA	9
5. Perfil de testigo lacustre de 20 cm en la Laguna Chica de San Pedro de la Paz (Cisternas y Araneda, 2001)	10
6. Datos hidrometeorológicos del río Choshui, Taiwan (Hovius et al., 2011)	11
7. Mapa geológico simplificado de la región del Biobío	13
8. Termocronología y exhumación de la Cordillera Principal y Cordillera de la Costa entre la cuenca del Biobío y los 42°S (Glodny et al., 2008; Spikings et al., 2008; Melnick et al., 2009)	15
9. Tasa de ocurrencia de eventos de sequía en la transición templada-mediterránea (Christie et al., 2011)	17
10. Reconstrucción anual (abril-marzo) del caudal para el río Biobío entre 1500 y 2003 (Muñoz, 2012)	18
11. Subacuíferos definidos en DGA (2012)	20
12. Modelo isobático de DGA (2012)	20
13. Niveles estáticos y volúmenes modelados para el acuífero de DGA (2012)	21

Capítulo 1

1.1. Ejemplos de la base de datos de las estaciones sedimentométricas	26
1.2. Diagramas de correlación $QvsC$ y $QvsQ_s$	28
1.3. Esquema de pdf para distintas variabilidades climáticas	30
1.4. Tasa de incisión versus coeficiente de variabilidad	30
1.5. Pdf de Caudal y flujo sedimentario suspendido	31

1.6. Diagramas de correlación entre datos integrados y rutinarios	36
Capítulo 2	
Representation of base flow separation after a rainfall event	45
Location of the Biobío catchment	46
Representation of the analyzed data and the base flow separation	47
Hydrological annual cycle in the Biobío subcatchments	48
Hydrological annual cycle in the Biobío catchments at river mouth	51
Mountain catchments sediment dynamics	55
Sediment dynamics for the Puente Perales catchment	56
Piedmont sediment dynamics	57
Sediment supply area versus Q_s^*	58
Log-binned probability density function of Q_s normalized by mean for all studied catchments	58
Schematic representation of the distribution of the suspended sediment discharge in the Biobío River basin	59
Capítulo 3	
3.1. Visión general del área de estudio y serie de tiempo de caudal	70
3.2. Variabilidad latitudinal de pendiente y porcentaje de vegetación de la región de estudio	72
3.3. Hidrograma estación Coelemu período 2009-2010	75
3.4. Diagramas de correlación Q vs. C para cinco estaciones	78
3.5. Serie de tiempo de concentración de sedimentos suspendidos	80
3.6. Series de tiempo de estaciones con altos valores de C_s en período post-sísmico	83
Capítulo 4	
4.1. Variaciones temporales de la cobertura vegetal	87
4.2. Series de tiempo de Q_s , P y $FCover$	89
4.3. Diagramas de caja de $Fcover$ de Llanquén	90
4.4. Diagramas de caja de $Fcover$ de Rucalhue	91
4.5. Diagramas de caja de $Fcover$ de Tijeral	92
4.6. Diagramas de caja de $Fcover$ de Puente Perales	93
4.7. Diagramas de caja de $Fcover$ de Desembocadura	94
4.8. Diagrama de correlación entre la vegetación y la descarga de sedimentos	95

4.9. Caminos forestales en cuenca del río Vergara (estación Tijeral)	96
--	----

Capítulo 5

5.1. Ubicación y geología	100
5.2. Tasas de erosión de cuenca y morfometría	101
5.3. Comparación entre tasas de erosión de largo plazo y las derivadas de la descarga de sedimentos suspendidos	107

Capítulo 6

6.1. Serie de tiempo estación Sauzal	119
--	-----

Introducción General

Prefacio

La superficie de la tierra constituye una frontera entre sistemas que se encuentran en continua transformación e intercambio de masa y energía. Los principales sistemas en cuestión son la litósfera, la atmósfera y la biósfera. En y entre ellos ocurren procesos tanto continuos como discretos, cuya interacción determina las formas de un paisaje que es altamente dinámico, a distintas escalas de observación en el tiempo y en el espacio. La estabilidad que puedan alcanzar ciertos elementos del paisaje es, por lo tanto, transiente y sujeta a continuas perturbaciones de diferente magnitud y recurrencia. Uno de los mayores desafíos para la geomorfología es la integración multisistémica de estos procesos, los cuales ocurren a escalas de tiempo diversas y a tasas variables.

Hace solo 25 años se cambió el paradigma de que los efectos de la tectónica sobre el clima son unidireccionales (Molnar y England, 1990). A partir de entonces, se ha estudiado la dinámica de las cadenas montañosas considerando a la erosión¹ como el principal modulador entre procesos tectónicos y climáticos (e.g., Willett, 1999; Molnar, 2003; Farías et al., 2008; Whipple, 2009). Nuestra comprensión de esta interacción en orógenos activos ha avanzado principalmente mediante el uso de modelos numéricos de evolución del paisaje (*Landscape evolution models*, LEM) y a través de métodos empíricos para medir tasas y edades de procesos superficiales que han sido desarrollados progresivamente en las últimas décadas.

A través de los LEM ha sido posible la integración conjunta de dinámicas teóricas de transferencia de masa a través de cuencas fluviales, permitiendo establecer posibles implicancias de procesos tectónicos y climáticos sobre la configuración del drenaje y sobre la erosión (e.g., Howard, 1994; Tucker y Slingerland, 1997; Tucker, 2004; Carretier et al., 2009a). Por

¹La erosión integra todos los procesos que remueven masa desde la tierra y la hacen transportable. Incluye meteorización mecánica/química y disolución.

su parte, los métodos empíricos para medir procesos superficiales permiten estimar tasas de erosión a escalas de tiempo muy diversas, como la termocronología, que puede narrar una historia de denudación a escalas de $10^6 - 10^8$ años (e.g., [Reiners y Brandon, 2006](#)), el uso de isótopos cosmogénicos *in situ*, que permite medir edades y tasas de procesos geomorfológicos que ocurren a escalas de $10^2 - 10^6$ años (e.g., [von Blanckenburg y Willenbring, 2014](#)), la carga sedimentaria de los ríos, que permite observar la erosión de cuenca de escalas subdiarias a decadales (e.g., [Summerfield y Hulton, 1994](#)). El desarrollo reciente de estos métodos está cambiando nuestra capacidad de percibir la variabilidad de la erosión ([Kirchner et al., 2001](#)) y de los procesos superficiales asociados a ella, revolucionando nuestra comprensión de la dinámica geomorfológica.

Entender la variabilidad de la erosión física, de la meteorización y de sus posibles respuestas al clima (e.g., [Reiners et al., 2003](#); [Burbank et al., 2003](#)), a cambios en la vegetación (e.g., [Vanacker et al., 2007](#); [DiBiase y Lamb, 2013](#)), a la sismicidad (e.g., [Dadson et al., 2004](#)) y a las actividades antropológicas (e.g., [Hooke, 2000](#); [Syvitski et al., 2005](#)) es fundamental para comprender mejor cómo opera el sistema geomorfológico ante grandes perturbaciones. En el contexto actual de acelerados cambios en el uso de suelo y de cambio climático, entender la dinámica de los procesos de superficie ante grandes perturbaciones es indispensable para nuestra adaptación (e.g., [Milly et al., 2008](#)) y para, eventualmente, ser capaces de cuantificar el estado actual del planeta respecto a los límites de la biósfera ([Rockstrom et al., 2009](#)) y abrir posibilidades hacia la resiliencia. Entender las dinámicas de transferencia de masa en la superficie de los continentes es también una potencial herramienta para cuantificar el rol de la meteorización en el ciclo del carbono y en la regulación de la temperatura del planeta (e.g., [Raymo y Ruddiman, 1992](#)) y para comprender mejor el impacto del uso de suelo y otras actividades humanas sobre la cantidad (e.g., [Little et al., 2009](#)) y la calidad del agua en las cuencas, así como sobre la pérdida de nutrientes, como el nitrógeno y fósforo (e.g., [Oyarzún et al., 2007](#)).

En una cuenca fluvial, tanto los procesos que ocurren en las laderas como en el lecho del río tienen implicancias en el total de masa que es transferida fuera de ella. El sistema fluvial puede ser descrito como un integrador natural de los procesos de transferencia de agua (e.g., [Kirchner, 2009](#)) y de sedimentos (e.g., [Hovius, 1998](#)) que en él ocurren, cargando en particular con dos señales que pueden medirse en un mismo punto del río para medir tasas de erosión física a dos escalas de tiempo diferentes:

- Una señal de corto plazo, obtenida desde la carga sedimentaria suspendida. Si bien esta carga constituye sólo una fracción de la carga total, es normalmente la fracción más

significativa en términos de masa total transportada por el río (Turowski et al., 2010). Además, es relativamente fácil de medir y constituye una señal continua del flujo de masa que sale de la cuenca, entregando información sobre la movilización de sedimentos durante el período en que se monitorea el río. Por esta razón, ha sido ampliamente utilizada para comprender los procesos climáticos y geomorfológicos que afectan a la erosión de cuenca (e.g., Milliman y Syvitski, 1992; Hovius, 1998; Dadson et al., 2003; Aalto et al., 2006; Hovius et al., 2011; Andermann et al., 2012; Carretier et al., 2013).

- Una señal de largo plazo, que puede obtenerse desde el contenido de isótopos cosmogénicos almacenado en los sedimentos que exporta la cuenca. Estos elementos han sido adquiridos lentamente por los minerales desde que comenzaron a recibir radiación cósmica, principalmente en el último metro de su camino de exhumación hacia la superficie (Lal, 1991). Su concentración en los sedimentos fluviales depende principalmente de la velocidad con que ocurre la erosión en la cuenca (von Blanckenburg, 2005, y referencias ahí contenidas). Una cuenca que se erosiona lentamente (rápidamente) adquiere una alta (baja) concentración de estos isótopos en sus laderas, lo cual se ve reflejado en los sedimentos que exporta. Esta señal se adquiere en el largo plazo, definido como un período mucho más largo que el necesario para que ocurra la erosión de los primeros 60 – 100 cm de la superficie², lo cual ocurre a escalas de $10^2 - 10^4$ años, dependiendo de la tasa de erosión. Ya que este método es relativamente insensible a perturbaciones de la erosión de más corto plazo, como aquellas inducidas por el uso de suelo antropológico (Fig. 1, von Blanckenburg, 2005), con él pueden obtenerse tasas de erosión prístinas para la cuenca.

Utilizando estos métodos es posible delinear la dinámica de la erosión de una cuenca fluvial, abordando en particular las siguientes interrogantes **(1) La movilización de sedimentos en el largo plazo ¿está controlada por eventos moderados (Wolman y Miller, 1960) o catastróficos (Kirchner et al., 2001)?** y **(2) ¿Cuáles son los procesos que gobiernan la movilización de sedimentos en la cuenca?**

La primera pregunta se refiere a la distribución de frecuencia-magnitud de la movilización de sedimentos en sí misma (e.g., Hovius et al., 2000; Andermann et al., 2012) y/o a la frecuencia-magnitud de otros procesos que pueden controlar el grueso del flujo de sedimentos, como tormentas intensas (Mohr et al., 2014) o terremotos (Dadson et al., 2004). Idealmente, el período de observación debe ser lo suficientemente largo como para registrar un amplio espectro de los eventos que potencialmente gobiernan la erosión. Luego, la definición del largo

²La profundidad a la cual se atenúa exponencialmente la concentración del isótopo en superficie (Λ).

de este período de observación dependerá de la variabilidad de estos eventos (e.g., [Eagleson, 1978](#); [Lague et al., 2005](#)).

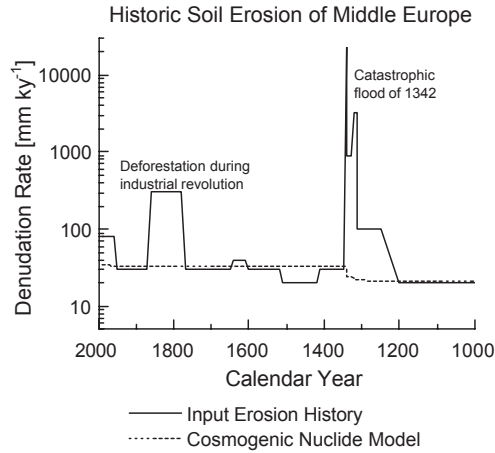


Figura 1: Modelo numérico teórico ilustrando el efecto de amortiguación de cambios seculares “reales” en la tasa de denudación (línea continua) en tasas de erosión derivadas de isótopos cosmogénicos en sedimentos fluviales (línea segmentada). Esta amortiguación es debido a la integración de la erosión sobre escalas de tiempo largas. La línea segmentada es calculada integrando numéricamente la acumulación de nucleidos cosmogénicos en el material movilizado a través de la superficie con cambios en la velocidad que se basan en una historia de denudación hipotética (modificado de [von Blanckenburg, 2005](#)).

La segunda pregunta apunta a proponer qué procesos específicos puedan explicar la movilización de sedimentos observada. Una dificultad en esta tarea es que la exportación de sedimentos desde una cuenca fluvial, que puede tener extensiones incluso continentales, depende de una sumatoria de procesos superficiales locales que actúan a escalas de pocos metros (e.g., [Hovius, 1998](#)). Además, el tiempo de residencia de los sedimentos en la cuenca puede ser ampliado tanto por la vegetación (e.g., [DiBiase y Lamb, 2013](#)) como por geoformas que constituyen almacenes temporales de sedimentos, como abanicos aluviales, planicies de inundación, barras y bancos ([Fryirs, 2013](#)), dificultad que posiblemente se acrecienta con el tamaño de la cuenca (e.g., [Milliman y Syvitski, 1992](#); [Summerfield y Hulton, 1994](#); [Hovius, 1998](#)). Dado que los sedimentos se movilizan mediante agua, su exportación también depende de la ruta que siga el agua por distintos compartimientos hidrológicos ([Andermann et al., 2012](#)), lo cual es resultado tanto de una superficie como de una subsuperficie heterogénea. A pesar de todas estas dificultades, la cuenca completa puede ser considerada como un sistema dinámico simple ([Kirchner, 2009](#)), cuyas características generales pueden ser estudiadas a partir de parámetros que representan el comportamiento integrado del sistema.

Fryirs (2013) propone abordar la *cascada de sedimentos de cuenca* considerando a ciertos elementos del paisaje como *enlaces* o *bloqueos* que generan (dis)conectividad en la movilización de sedimentos. Estos elementos pueden ser descritos como *interruptores* que conectan o desconectan ciertas porciones de la cuenca con la red fluvial principal (Fig. 2, Fryirs, 2013), los cuales determinan cual es el *área efectiva* que contribuye a la exportación de sedimentos. Estos *interruptores* tienen diferentes umbrales de activación, que definen la frecuencia y magnitud de los procesos capaces de transportar sedimentos fuera de la cuenca.

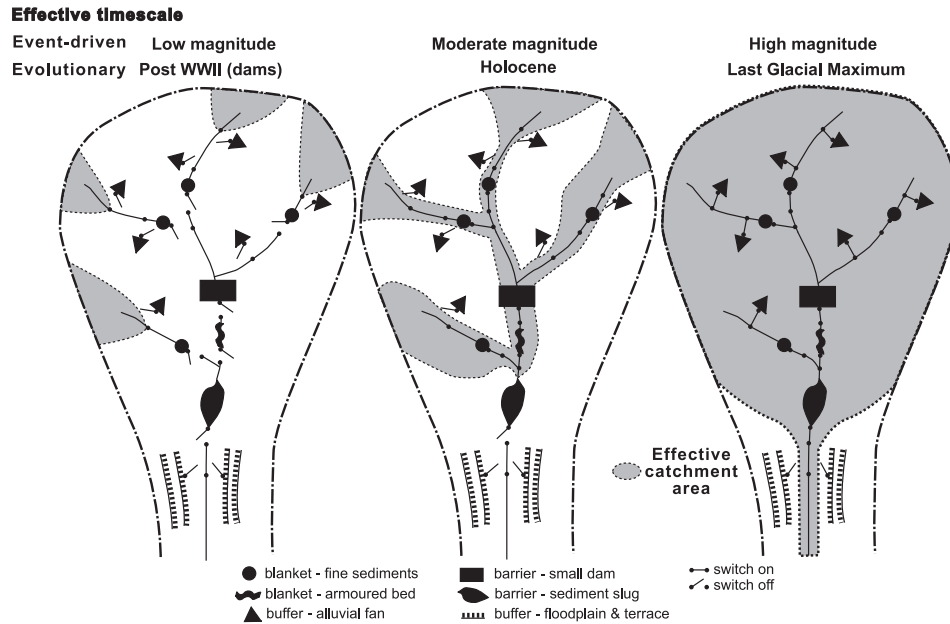


Figura 2: *Interruptores* de conectividad en cuencas. El área efectiva de la cuenca es definida como el área espacial que contribuye directamente sedimentos a través de la red fluvial. La escala de tiempo efectiva está expresada como la magnitud del evento requerido para sobrepasar los bloqueos. El área efectiva aumenta con la magnitud del evento. Tomado de Fryirs (2013).

Sin embargo, además de los elementos que pueden actuar como bloqueadores o enlazadores de sedimentos, cuya distribución en la cuenca depende fundamentalmente de procesos superficiales, el *área efectiva* por la que se movilizan sedimentos también puede estar condicionada por:

- **La dinámica de movilización de agua en la cuenca**, particularmente la proporción de las aguas lluvia que recargan al acuífero (Andermann et al., 2012), la cual depende también de procesos subsuperficiales. La porción del agua que es conducida bajo la superficie no puede movilizar sedimentos que son resultado de la erosión física³. Si

³Aunque sí puede transportar nutrientes (e.g., Oyarzún et al., 2007)

la mayor proporción de agua proveniente de las precipitaciones es conducida bajo la superficie, el área efectiva puede ser más limitada que en regiones donde la mayor parte de las precipitaciones es conducida cerca o sobre la superficie.

- **El establecimiento de nuevas fuentes de sedimentos.** Es decir, la ocurrencia de eventos que desencadenen erosión física, principalmente remociones en masa. Algunos eventos tienen una alta componente endógena, como los terremotos (e.g., [Hovius et al., 2011](#); [Sepúlveda et al., 2010](#)), mientras que otros tienen una mayoritaria influencia exógena, como por ejemplo, las tormentas intensas de verano (e.g., [Sepúlveda et al., 2015](#)).
- **El establecimiento de nuevos enlaces (conexiones)** entre zonas que almacenan sedimentos. Específicamente, el establecimiento de conectividad para la ocurrencia de escorrentía en las laderas. Esto puede ocurrir a partir de incendios forestales (e.g., [Lamb et al., 2013](#)), deforestación (e.g., [Anselmetti et al., 2007](#)) y la construcción de caminos (e.g., [Luce y Black, 1999](#)).
- **El establecimiento de nuevos bloqueos**, que dificulten o impidan la conectividad hacia la red fluvial, como la ocurrencia de deslizamientos que generan oclusión de ríos ([Korup, 2005](#)) o la construcción de represas (e.g., [Walling, 2006](#)).

Los ciclos de transferencia de masa a través de un sistema Montaña–Piedemonte y la dinámica de los condicionantes mencionados puede tener grandes variaciones espaciales determinadas por la topografía. Para observar estas variaciones espaciales abordando las preguntas anteriormente formuladas, en la presente tesis se analiza la movilización de sedimentos en cuencas fluviales ($> 140 \text{ km}^2$) situadas en el flanco oeste del orógeno andino. El principal sistema fluvial analizado corresponde a la cuenca del río Biobío ($\sim 24000 \text{ km}^2$), situado en una región de transición mediterránea–templada, sin embargo, también fueron analizadas una serie de cuencas $> 350 \text{ km}^2$ situadas en la zona de ruptura del terremoto del Maule ($M_w 8,8$), principalmente en el segmento de clima mediterráneo.

Acerca de esta tesis

La siguiente hipótesis de trabajo integra las motivaciones de los estudios específicos que se abordaron en esta tesis:

En el ambiente mediterráneo a templado de Chile Centro-Sur, de menor variabilidad climática que en regiones hiperáridas situadas más al norte, la variabilidad en la exportación de sedimentos en grandes cuencas está determinada tanto por procesos superficiales como subsuperficiales, cuya influencia relativa varía espacialmente a través del sistema Montaña–

Piedemonte.

El objetivo general de esta tesis es comprender procesos involucrados en la erosión integrada de cuenca ($\sim 140 - 24000 \text{ km}^2$) considerando la variabilidad temporal y espacial del clima, la vegetación y la sismicidad a escala de decenas a miles de años.

Los objetivos específicos de este tesis son:

(1) Constreñir la variabilidad intra-anual de la exportación de sedimentos en un sistema Montaña-Piedemonte.

(2) Contrastar la variabilidad de la exportación de sedimentos con parámetros hidrometeorológicos que constituyan señales integradas de las mismas cuenca (caudal, caudal de base, caudal directo y precipitaciones).

(3) Evaluar posibles cambios en la exportación de sedimentos desencadenados por un megaterremoto de subducción (terremoto del Maule, M_w 8,8).

(4) Contrastar la variabilidad de la descarga sedimentaria suspendida con variaciones temporales de la cobertura vegetal.

(5) Constreñir la distribución espacial de la erosión de cuenca en miles de años.

Los métodos utilizados para constreñir la erosión de cuenca son (1) el análisis de la distribución espacial y temporal de la descarga sedimentaria suspendida en ríos que drenan un sistema Montaña-Piedemonte y (2) el ajuste de la concentración de isótopos cosmogénicos *in situ* (^{10}Be) en sedimentos fluviales a un modelo de producción de cuenca. La descarga de sedimentos suspendidos es calculada a partir de datos diarios de concentración de sedimentos suspendidos y caudal de agua medidos en la red de estaciones de la Dirección General de Aguas (DGA). Mediante su análisis en esta tesis se estudió: (i) la calidad de la base de datos (capítulo 1), (ii) la movilización del agua disponible en una cuenca a través de diferentes compartimientos hidrológicos y su efecto en la movilización de sedimentos (capítulo 2), (iii) la respuesta de la descarga sedimentaria al terremoto del Maule del 27 de febrero de 2010 (M_w 8,8, capítulo 3) y (iv) posibles relaciones entre el porcentaje de cobertura vegetal y la movilización de sedimentos (capítulo 4). Mediante el análisis de concentraciones de ^{10}Be en sedimentos fluviales se estudió la distribución espacial de la erosión de cuenca a escala de miles de años en relación a la morfometría y a la erosión a escala de decenas de años obtenida desde la descarga sedimentaria suspendida (capítulo 5).

¿Por qué el río Biobío?

En el alto gradiente climático y topográfico del margen chileno, una región que es particularmente interesante como laboratorio para estudiar la erosión es la cuenca del río Biobío. Actualmente, esta cuenca se sitúa en medio de la transición entre un clima mediterráneo, cálido y con limitada disponibilidad de agua, hacia el norte y un clima templado, frío y húmedo, hacia el sur (e.g., [Villagrán y Hinojosa, 1997](#)). Su variabilidad interanual de precipitaciones, posiblemente controlada tanto por El Niño como por la Oscilación Antártica ([Christie et al., 2011](#)), es mucho más limitada que hacia el norte, en regiones áridas a mediterráneas, lo cual se ve reflejado en una baja diferencia en las tasas de erosión en cuencas de montaña, al comparar la magnitud en miles de años versus décadas (Fig. 3, [Carretier et al., 2013](#)). Además, aunque las partes altas de esta región fueron afectada por procesos glaciares y periglaciares durante el último máximo glacial, es parte del segmento con mayor densidad de especies vegetales endémicas ([Villagrán y Hinojosa, 1997](#)) y es posible que la vegetación se haya mantenido densa a pesar de la variabilidad en las especies vegetales, fuertemente acoplada a la variabilidad climática del Cuaternario tardío, especialmente durante el Holoceno ([Abarzúa y Moreno, 2008](#)). Por lo tanto, en esta cuenca es posible asumir un mayor grado de estabilidad en la erosión en plazos de $10^2 - 10^3$ años que en otras regiones de Chile y una baja variabilidad climática presente.

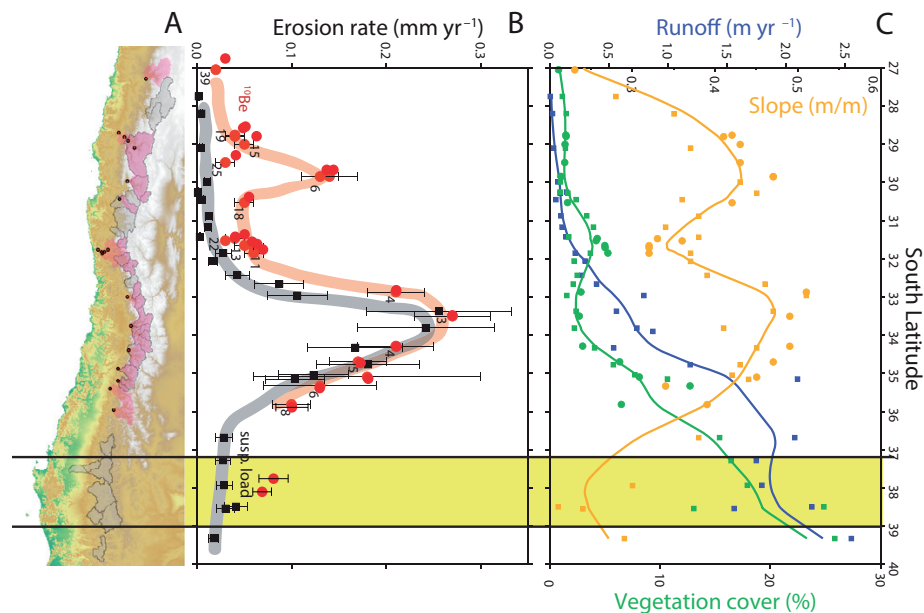


Figura 3: Variaciones latitudinales de tasas de erosión en cuencas montañosas y promedios de cuenca de factores de control a lo largo de Los Andes. Se destacan en amarillo los resultados de la cuenca del Biobío. Modificado de ([Carretier et al., 2013](#)).

En su contexto de baja variabilidad climática, la cuenca del río Biobío ofrece una excepcional oportunidad de estudiar la erosión considerando que un registro de algunas décadas incluye una buena muestra de los eventos hidrológicos que ocurren en el largo plazo, lo que queda en evidencia al comparar la distribución de frecuencia-magnitud de su caudal, respecto a otros ríos de Chile (Carretier et al., 2013) y el mundo (Lague, 2014). En la cuenca del río Biobío existe un registro hidrometeorológico extenso, monitoreado por la Dirección General de Aguas, el cual consiste en un dato diario de concentración de sedimentos suspendidos y caudal en 5 estaciones cuya ubicación permite observar la variabilidad de la movilización de sedimentos en distintos contextos topográficos (Fig. 4). Estas estaciones han sido monitoreadas durante las últimas décadas, permitiendo el estudio de la dinámica sedimentaria de este río acoplada a variaciones en las precipitaciones y en la vegetación y a la ocurrencia de un terremoto de subducción. En su contexto de estabilidad en la erosión de largo plazo, la cuantificación de sus tasas permite la obtención de niveles de referencia prístinos con los cuales comparar la movilización de sedimentos más reciente.

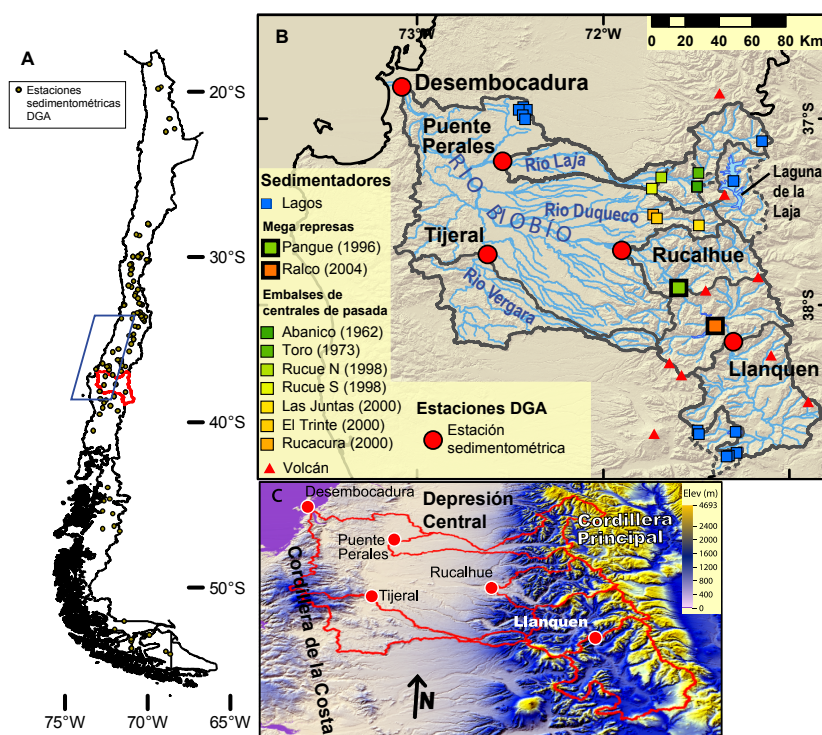


Figura 4: Red de estaciones sedimentométricas de la DGA. (A) Ubicación de la red nacional, posición de la cuenca del río Biobío (línea roja) y de la zona de ruptura del terremoto del Maule (línea azul). (B) Estaciones en la cuenca del río Biobío. Se muestran las áreas drenadas y la posición de lagos y embalses. (C) Distribución de las cuencas respecto a las principales unidades morfoestructurales del margen.

La variabilidad en la erosión a escalas de $10^1 - 10^2$ años es, probablemente, mayor. Las actividades agrícolas en la Cordillera de la Costa de esta región, evidenciadas por la aparición de taxones cultivables en el registro de polen y por altas concentraciones de fósforo en sedi-

mentos lacustres, comenzaron hace ca. 5 ka (Abarzúa et al., 2014). Sin embargo, la mayor parte de esta región conservaba su vegetación nativa al comienzo de la ocupación española (Lara et al., 2012). A partir de entonces comenzaron los cambios más dramáticos en el uso de suelo, los cuales se acrecentaron fundamentalmente en los últimos dos siglos a partir de la deforestación y la expansión del cultivo de cereales (Armesto et al., 2010). Desde principios del siglo XX, pero con una alta aceleración a partir de 1974, ha ocurrido una expansión de plantaciones de monocultivos forestales de especies exóticas (principalmente *Pinus radiata* D. Don y *Eucalyptus spp*) tanto sobre suelos agrícolas como sobre bosque nativo. El manejo de estas plantaciones afecta de manera general al régimen hidrológico de las cuencas, lo cual repercute más específicamente en (1) la magnitud de la erosión física del suelo, debido a su impacto en las propiedades hidráulicas y en la conectividad (e.g., Oyarzun y Peña, 1995; Huber y Iroume, 2001; Huber et al., 2010; Mohr et al., 2013), (2) la erosión química del suelo, que produce pérdida de nutrientes (e.g., Oyarzún et al., 2007) y (3) la disponibilidad de agua durante la estación seca (e.g., Huber et al., 2010; Little et al., 2009). Estos procesos han sido descritos principalmente en micro cuencas (<0,1 km²) dentro o cerca de la cuenca del Biobío; sin embargo, la rápida expansión de las plantaciones forestales hace posible que estos procesos se repitan estocásticamente a través de cuencas de mayor extensión (e.g., Little et al., 2009). De hecho, en una cuenca lacustre (~ 4,5 km²) del borde oeste de la Cordillera de la Costa, Cisternas y Araneda (2001) documentaron una tendencia general al incremento de la tasa de sedimentación en la segunda mitad del siglo XX, que puede asociarse directamente al aumento del polen de *P. Radiata* (Fig. 5). Observar la dinámica del flujo de sedimentos en cuencas de áreas mucho mayores, como las cuencas monitoreadas por la DGA, abre la posibilidad de estudiar los efectos de gran escala del uso de suelo forestal en esta región.

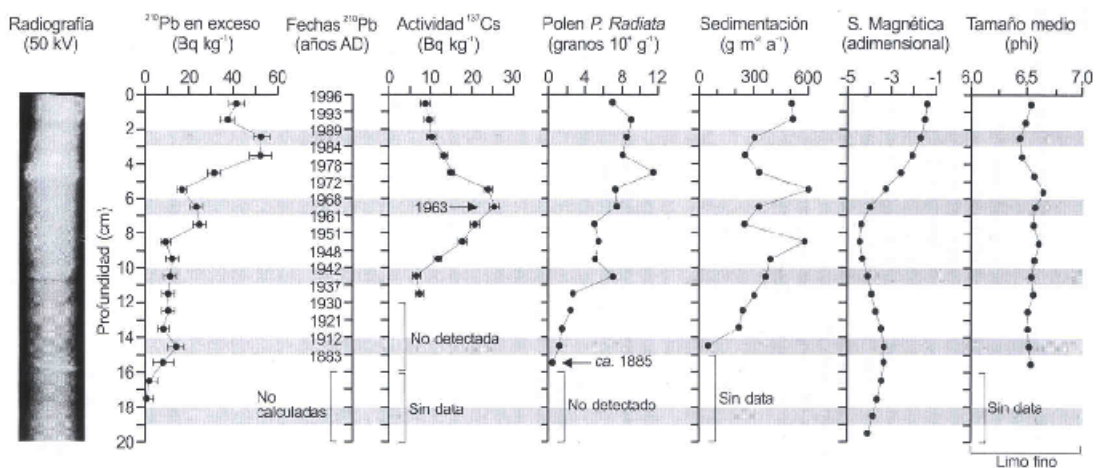


Figura 5: Perfil de testigo lacustre de 20 cm en la Laguna Chica de San Pedro de la Paz (Cisternas y Araneda, 2001)

Finalmente, la ocurrencia de un mega terremoto de subducción durante el período de monitoreo de las cuencas, abre la posibilidad de comprender mejor las dinámicas de la superficie en márgenes orogénicos. Principalmente a partir de un evento en que se conjugó una aceleración en superficie muy alta y un clima muy agresivo (terremoto superficial de Chi-Chi y tifones en los años siguientes), se ha mostrado que la sismicidad puede ser un gran desencadenante de flujos sedimentarios (Dadson et al., 2004; Hovius et al., 2011), lo cual ha permitido cuantificar el efecto neto de un evento sísmico en particular sobre la erosión de cuenca (Fig. 6, Hovius et al., 2011). No sabemos aún si esta misma respuesta erosiva puede observarse con otro tipo de terremotos y bajo otras condiciones climáticas. Esta interrogante puede abordarse analizando las posibles respuestas de la descarga sedimentaria suspendida en la cuenca del Biobío, así cómo en toda la zona de ruptura.

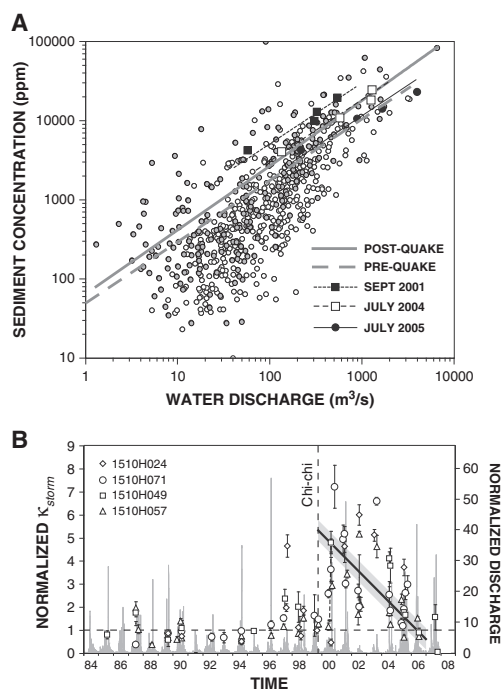


Figura 6: Datos hidrometeorológicos del río Choshui, Taiwan (Hovius et al., 2011). (A) Descarga de agua (Q) y concentración de sedimentos suspendidos (C_s) medidos entre 1987 y 2006. Medidas antes y después del terremoto de Chi-Chi representadas con círculos blancos y grises, respectivamente. Medidas representadas con cuadrados corresponden a tres crecidas específicas ocurridas después del terremoto. Estos datos fueron ajustados a una ley de potencias de la forma $C_s = \kappa_{storm} * Q^b$ mediante optimización de mínimos cuadrados (B) Series de tiempo de κ_{storm} en cuatro estaciones de la cuenca del río Choshui, normalizadas respecto al valor medio pre-sísmico. Los resultados post-sísmicos fueron ajustados a un modelo lineal que muestra el descenso de κ_{storm} tras $6 \pm 0,8$ años del terremoto. De fondo se muestra la descarga de agua normalizada respecto al promedio 1984-2007.

Caracterización regional de la cuenca del río Biobío

Geomorfología y marco geodinámico

La cuenca del río Biobío ($\sim 24000 \text{ km}^2$) se ubica en el flanco oeste de los Andes Centrales Australes ($37\text{-}39^\circ\text{S}$) y drena hacia el Océano Pacífico. El segmento del antearco andino que drena esta cuenca consiste en dos cordones montañosos de orientación NS (la Cordillera Principal y la Cordillera de la Costa) separados por la Depresión Central (Fig. 4C y 7). Estas tres unidades morfoestructurales son paralelas al margen y se desarrollan de manera continua desde los 33°S hacia el sur.

La cabecera del río Biobío se encuentra en la Cordillera Principal. La elevación máxima dentro de la cuenca es de 3511 m . En la parte norte de su cabecera el relieve es pronunciado y la pendiente promedio es $>20^\circ$. La parte sur de la cabecera tiene un relieve moderado y una pendiente promedio de 15° , que resulta del predominio de plateaus basálticos plio-pleistocenos (Fig. 7). Las principales cumbres de la Cordillera Principal tienen glaciares de montaña. Además, se observan una serie de lagunas embalsadas por depósitos morrénicos, de las cuales la más grande es la laguna de la Laja (Fig. 4C). La Depresión Central es una región de piedemonte con una pendiente promedio de $\sim 5^\circ$ y una red de drenaje subparalela. La Cordillera de la Costa tiene un ancho máximo de $\sim 60 \text{ km}$ y alcanza elevaciones de hasta 1525 m . El límite oeste de la cuenca del Biobío es una porción particularmente alta de la Cordillera de la Costa llamada *Cordillera de Nahuelbuta*. El área de la Cordillera de la Costa que drena a la cuenca del Biobío es de $\sim 4700 \text{ km}^2$ y tiene una pendiente promedio de 12° .

El orógeno andino es un margen convergente no colisional, en el cual actualmente ocurre la subducción de la placa oceánica de Nazca bajo la placa Sudamericana a una tasa de $\sim 7 \text{ mm/a}$. El margen occidental de Sudamérica ha sido activo durante la mayor parte de su historia (e.g., Charrier et al., 2007, y referencias ahí contenidas), lo cual explica la alta heterogeneidad litológica de su antearco (Fig. 7): luego de una sucesión de colisiones durante el Paleozoico, la formación de un prisma de acreción en el Paleozoico Superior habría dado origen a las Series Metamórficas Oriental y Occidental que afloran en la Cordillera de la Costa, de las cuales, la Serie Oriental se encuentra intruida por el Batolito Costero, de edad Carbonífero Superior-Pérmico (Hervé et al., 2007). La formación Santa Juana, de edad Triásico Superior, sobreyace en discordancia sobre estas rocas. Esta unidad es una sucesión de depósitos clásticos terrígenos, con al menos una breve ingesión marina, acumulados en una cuenca activamente subsidente (Nielsen, 2005). Esta unidad, que aflora en la Cordillera de la Costa de la cuenca del Biobío, es parte de una serie de cuencas triásicas descritas en Chile y Argentina, para las cuales se ha propuesto un ambiente tectónico con convergencia

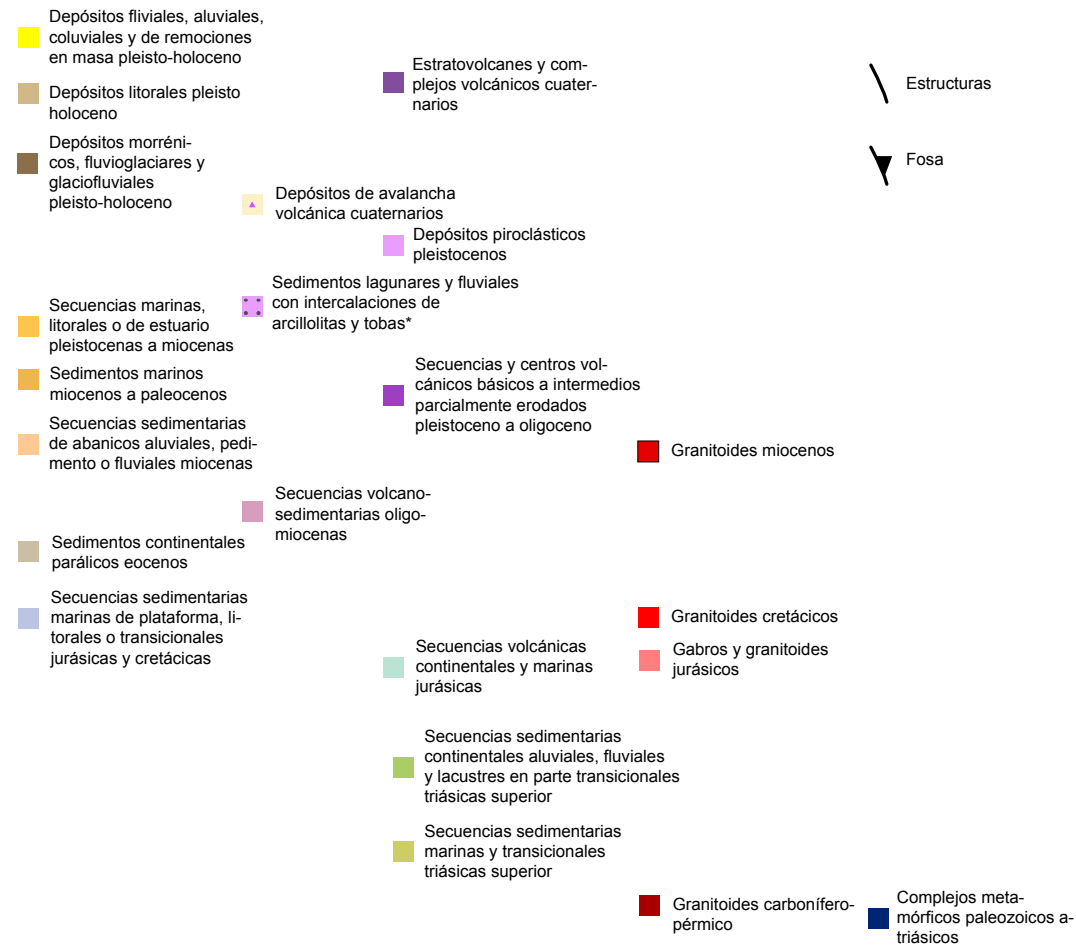
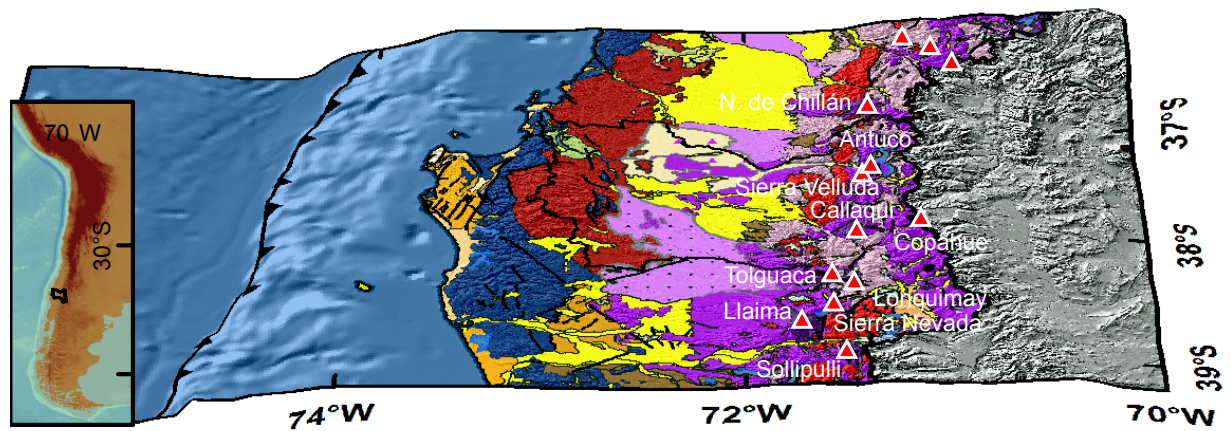


Figura 7: Mapa geológico simplificado de la región del Biobío. Esquema tridimensional de las principales unidades litológicas del antearco de la región del Biobío y las principales estructuras. Modificado de [SER-NAGEOMIN \(2002\)](#). (*) de acuerdo a [Elgueta y Rubio \(1991\)](#).

muy lenta o ausente (e.g., [Charrier et al., 2007](#)). Sin embargo, a partir del Jurásico y hasta ahora, la historia de subducción de este margen ha sido ininterrumpida y caracterizada por la migración hacia el Este del arco volcánico. Esto último se registra en la distribución de afloramientos de rocas intrusivas en la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal, en los afloramientos de de secuencias volcánicas y volcanoclásticas en la Depresión Central y la Cordillera Principal y en los afloramientos de edificios volcánicos parcialmente erodados de edades entre el Oligoceno y el Pleistoceno ([SERNAGEOMIN, 2002](#)). Los estratovolcanes que conforman el arco activo⁴, cuya actividad influye en la geomorfología de la cuenca, son: Nevados de Chillán (640 -85? *ka* - presente), Antuco (130 *ka* - presente), Sierra Velluda (600 - 150 *ka*), Copahue (1230 *ka* - presente), Callaqui (146 - 77 *ka*), Tolhuaca (280 - 12 *ka*), Lonquimay (132 -75? *ka* - presente), Sierra Nevada (500 - 20 *ka*) y Llaima (132 -75? *ka* - presente).

Las sucesiones sedimentarias y volcanosedimentarias cenozoicas en la Depresión Central (cuenca del Biobío) son continentales y tienen ~700-2000 m de espesor, a diferencia de los depósitos marinos de la misma edad descritos hacia el sur, en la cuenca de Temuco ([Elgueta y Rubio, 1991](#)). En la plataforma emergida al oeste de la Cordillera de la Costa, el registro de sucesiones sedimentarias se extiende entre el Eoceno y el presente. Incluye desde facies continentales litorales hasta marinas bentónicas ([Encinas et al., 2008](#)).

El alzamiento de Los Andes en Chile Central (e.g., [Farías et al., 2008](#)) y en los Andes Patagónicos (e.g., [Blisniuk et al., 2005](#)) ocurrió principalmente durante el Mioceno. Sin embargo, entre los 36 y los 39°S, el acortamiento (que se concentra en la vertiente oriental de los Andes y en la Cordillera Principal) habría ocurrido en dos etapas contraccionales mayores, la primera en el Cretácico Tardío-Eoceno y la segunda durante el Mioceno ([Rojas-Vera et al., 2014](#)). A esta latitud, el acortamiento es menor que más al norte y fue calculado en 27 a 10 km por [Rojas-Vera et al. \(2014\)](#). De acuerdo a estos autores, la deformación contraccional invirtió estructuras normales del Triásico Tardío-Jurásico Temprano y Oligoceno-Mioceno Temprano. La primera etapa contraccional habría deformado homogéneamente el segmento, por lo tanto las variaciones latitudinales en el acortamiento habrían sido adquiridas durante el Neógeno.

En la vertiente occidental de la Cordillera Principal, la termocronología muestra un evento de rápido enfriamiento durante el Mioceno Medio (~ 10 – 13 *Ma*, Fig. 8A), que podría

⁴Edades compiladas por Diego Aravena a partir de las siguientes publicaciones: [González-Ferrán \(1995\)](#); [Dixon et al. \(1999\)](#); [Thiele et al. \(1998\)](#); [Linares et al. \(1999\)](#); [Moreno et al. \(1984, Inédita\)](#); [Muñoz \(2011\)](#); [Naranjo y Moreno \(2005\)](#); [Naranjo et al. \(1993\)](#)

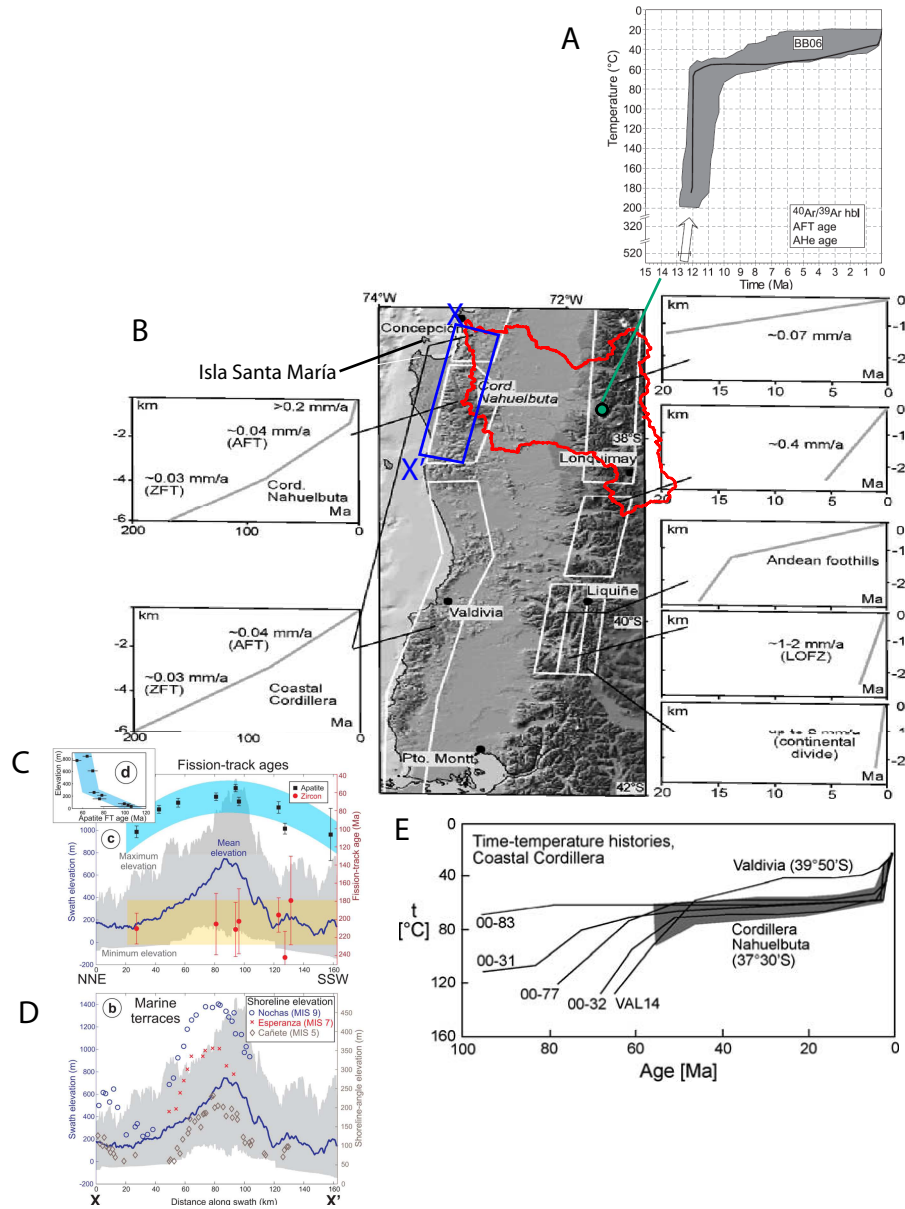


Figura 8: Termocronología y exhumación de la Cordillera Principal y Cordillera de la Costa entre la cuenca del Biobío y los 42°S (modificado de Glodny et al., 2008; Spikings et al., 2008; Melnick et al., 2009). (A) Solución de modelo termal de Spikings et al. (2008) para las muestras del río Biobío. La flecha blanca es la interpolación lineal de tiempo-temperatura desde datos Ar/Ar. (B) Resumen esquemático de resultados de exhumación para Chile Centro-Sur de (Glodny et al., 2008). Se indica en rojo la cuenca del río Biobío, en verde la ubicación de las muestras de Spikings et al. (2008) y en azul la franja de los perfiles de C y D. (C-D) Marcadores de alzamiento y deformación en la Cordillera de Nahuelbuta (Melnick et al., 2009). Elevación de la franja, distribución de edades de AFT y ZFT de (Glodny et al., 2008) y de elevación de paleo líneas de costa. (E) Resultado de historia termal a partir de modelo inverso de largo de trazas (AFT) en la Cordillera de la Costa de Glodny et al. (2008). En gris los resultados de la Cordillera de Nahuelbuta.

deberse tanto a exhumación como a relajamiento termal post intrusión magmática (Spikings et al., 2008). Sin embargo, el modelo de enfriamiento de Glodny et al. (2008) (Fig. 8B) resulta en una exhumación de largo plazo a tasas bajas de $\sim 0,07 \text{ mm/a}$ o incluso menos entre el Paleógeno y el presente. Este resultado es un orden de magnitud menor que la tasa de ~ 1 a 2 mm/a estimada en Liquiñe ($\sim 39,8^\circ \text{ S}$) desde el Plioceno hasta ahora (Fig. 8B, Glodny et al., 2008), lo cual ha sido interpretado como consecuencia del gradiente latitudinal de la erosión glaciaria.

La Cordillera de la Costa entre los 36 y los 42° S habría sido exhumada de manera uniforme entre el Triásico Tardío ($\sim 200 \text{ Ma}$) y el Mioceno Tardío, a tasas muy bajas, de $0,03 - 0,04 \text{ mm/a}$ (Glodny et al., 2008). Con la excepción de la Cordillera de Nahuelbuta, que experimentó un rápido enfriamiento entre el Plioceno y el presente, la exhumación Cenozoica en la Cordillera de la Costa habría sido muy lenta (Fig. 8B y C, Glodny et al., 2008). La Cordillera de Nahuelbuta ($\sim 37 - 39^\circ \text{ S}$) es una morfoestructura con forma de domo, en la cual se han documentado marcadores de alzamiento y deformación que muestran la rápida exhumación de su núcleo desde hace $4 \pm 1,2 \text{ Ma}$ (Fig. 8, Melnick et al., 2009): tanto las paleo-líneas de costa de terrazas marinas, la topografía de la Cordillera de Nahuelbuta y la distribución de edades de trazas de fisión en apatito siguen patrones similares a través de secciones que atraviesan este domo, mientras que las edades de trazas de fisión en circón son homogéneas. El alzamiento local relacionado a esta deformación es uno de los posibles causante de la inversión del drenaje documentada durante el Pleistoceno Tardío al sur de la cuenca del Biobío (Rehak et al., 2010). A partir de marcadores geomorfológicos, datos sedimentológicos y geofísicos, que les permiten interpretar reorganización fluvial y desequilibrio del perfil de los ríos, Rehak et al. (2008) proponen que, además de la Cordillera de Nahuelbuta, el segmento Río Bueno de la Cordillera de la Costa ($\sim 40 - 41^\circ \text{ S}$) también habría experimentado alzamiento cuaternario, lo que no habría ocurrido en el segmento Toltén ($\sim 39 - 40^\circ$), que separa ambas zonas de mayor topografía.

Al oeste de la Cordillera de la Costa, las cuencas de la plataforma costera habrían sido extensionales entre el Eoceno y el Plioceno temprano (Melnick y Echtler, 2006). La subsidencia de más de $1,5 \text{ km}$ entre los $10,9$ y $3,6 \text{ Ma}$ sería la responsable de la acumulación de facies costeras a marinas bentónicas (Melnick y Echtler, 2006; Encinas et al., 2008). En el Plioceno medio habría ocurrido la inversión de estas cuencas, lo que habría sido desencadenado por el mayor flujo de sedimentos desde el continente producida por la expansión glaciaria (Melnick y Echtler, 2006). La deformación contraccional habría alzado $\sim 1,5 \text{ km}$ la plataforma, retornando la acumulación de facies marinas someras y litorales (Encinas et al., 2008). La deformación compresiva en la cuenca de Arauco habría producido un rápido alzamiento de

la isla Santa María (a 2 m/ka), que habría emergido hace $\sim 31 \text{ ka}$ (Melnick et al., 2006). Este alzamiento habría sido contemporáneo a la exhumación de la Cordillera de Nahuelbuta (Melnick et al., 2009). Tanto la isla Santa María (Melnick et al., 2012b) como la península de Arauco (e.g., Melnick et al., 2012a) fueron deformadas co-sísmicamente por el terremoto del Maule.

Marco hidroclimático e hidrogeológico

La cuenca del Biobío es parte del margen oeste de los Andes extra-tropicales, que tiene un régimen de precipitaciones dominado por sistemas frontales (Garreaud, 2007), los que afectan de manera simultánea a la franja completa de territorio al oeste de la Cordillera Principal. La banda latitudinal de máxima precipitación en verano está entre los 45 y 55°S y en invierno entre los 35 y 45°S . Las precipitaciones aumentan hacia el Este, ya que las masas de aire se ven forzadas a ascender. Este ascenso orográfico produce precipitaciones anuales $\sim 6000 \text{ mm}$ a los 45°S . Al cruzar la divisoria hacia Argentina, la humedad del aire es escasa y las precipitaciones decrecen a menos de 100 mm (Garreaud, 2009). La cuenca del Biobío se sitúa en la zona de transición latitudinal entre un clima mediterráneo y uno templado (TMT), en que las precipitaciones aumentan de $\sim 1000 \text{ mm}$ en el norte a $\sim 3000 \text{ mm}$ en el sur. Cerca del 70% de las precipitaciones anuales ocurren entre el otoño e invierno australes (marzo-septiembre). La transición de veranos secos a húmedos ocurre abruptamente a la latitud del río Biobío. Al norte de los 37°S hay tres meses secos, que concentran menos del 5% de la precipitación anual, mientras que al sur de los 40°S no hay meses secos (Miller, 1976). En la TMT, una reconstrucción de la variabilidad climática desde 1346, a partir de anillos de crecimiento de árboles, muestra un severo aumento de la recurrencia de eventos de sequía extrema, que permiten caracterizar al último siglo como el más seco de los últimos 600 años (Fig. 9, Christie et al., 2011).

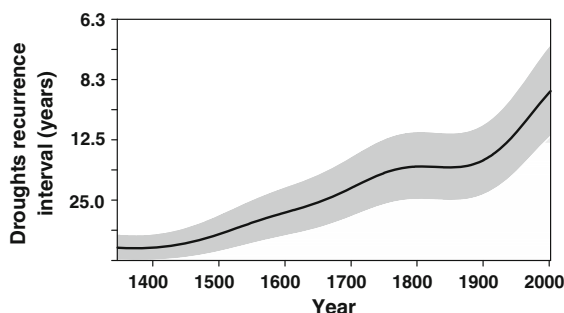


Figura 9: Tasa de ocurrencia (anual) de eventos de sequía extrema de final de primavera-principio de verano en la transición templada-mediterránea de Los Andes para el período 1346-2002 (línea sólida negra) usando una técnica de kernel Gaussiano con intervalo de confianza de 90% (sombreado) para 2000 simulaciones *bootstrap* (tomado de Christie et al., 2011).

El régimen hidrológico del río Biobío es mixto. Se alimenta de precipitaciones y deshielo en la Cordillera Principal y exclusivamente de precipitaciones en la Depresión Central y en la Cordillera de la Costa. Sin embargo, la descarga del río Biobío está más dominada por la lluvia que por el deshielo, como ha sido descrito para los ríos ubicados al sur de los 35°S (Cortés et al., 2011). A escala de decenas a cientos de años, el patrón de variabilidad anual del caudal del Río Biobío se asemeja más al de los ríos ubicados hacia el Sur, como el Puelo (41,6°S), que al del Maule (35,5°S) , a pesar de la cercanía geográfica de este último (Muñoz, 2012). En el segmento al sur de los 37,5 °S, tanto en el registro instrumental (Rubio-Alvarez y McPhee, 2010) como en el registro dendrocronológico (Muñoz, 2012), se ha documentado una significativa reducción del flujo de agua en la segunda mitad del siglo XX (Fig. 10), que es consistente con la tendencia observada para las precipitaciones (Rubio-Alvarez y McPhee, 2010). Por estos antecedentes se interpreta que la región entre los 37,5 y los 40°S tiene mayor intervención de forzantes australes, como la oscilación antártica, que la de El Niño, la cual domina en el segmento mediterráneo de Chile (Rubio-Alvarez y McPhee, 2010; Christie et al., 2011; Muñoz, 2012).

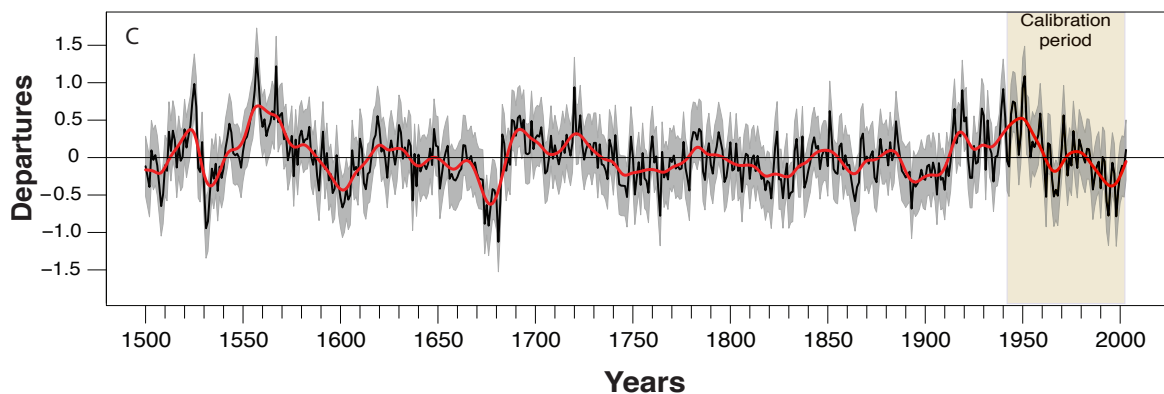


Figura 10: Reconstrucción anual (abril-marzo) del caudal para el río Biobío entre 1500 y 2003. En gris bandas de error estándar ± 1 . Para enfatizar variaciones de baja frecuencia la línea roja muestra un *spline* cúbico que remueve el 25 % de la varianza en una onda sinusoidal de 25 años (tomado de Muñoz, 2012)

Los antecedentes hidrogeológicos de la cuenca del río Biobío han sido compilados y/o levantados en un documento inédito de vulnerabilidad a la contaminación de los acuíferos (Iriarte y Aguirre, 2004), de escala 1:250.000, y en un estudio hidrogeológico realizado por privados, por encargo de la DGA (DGA, 2012).

El mapa de vulnerabilidad (Iriarte y Aguirre, 2004) clasifica el territorio de la región del Biobío en dos unidades principales: (1) depósitos no consolidados y (2) rocas. Lo anterior debido a la inexistencia de datos de pozo en las unidades de roca. Esto es debido a que los acuíferos de mayor potencialidad hidrogeológica se encuentran en los depósitos sedimentarios

que rellenan los valles y resulta más económico construir pozos en sedimentos. Sin embargo, algunas rocas pueden presentar un elevado grado de meteorización e intenso fracturamiento, que aumentan la permeabilidad y capacidad de almacenar agua subterránea.

La vulnerabilidad a la contaminación de los depósitos no consolidados fue clasificada en 4 categorías de acuerdo a la profundidad del nivel estático y a la permeabilidad del tipo de depósito: (1) muy alta para los cauces fluviales y el sector adyacente a la costa, que tienen niveles estáticos muy someros (0-10 m), (2) alta para los depósitos de abanicos aluviales constituidos por gravas y arenas y niveles estáticos <30 m, (3) moderada a alta para la parte alta de los depósitos aluviales, donde hay acuíferos locales de nivel estático somero y (4) moderada para depósitos sedimentarios que presentan capas de granulometría intermedia a fina (arenas, limos y arcillas), que limitan la infiltración de contaminantes.

La clasificación de la vulnerabilidad de la roca sólo consideró el grado de fracturamiento de las unidades litológicas, separadas en 4 categorías: (1) moderada a alta para las unidades volcánicas cuaternarias de la Cordillera Principal (2) moderada para rocas metamórficas paleozoicas, graníticas o plutónicas desde el Paleozoico al Jurásico (3) moderada a baja para rocas volcánicas, graníticas y sedimentarias con edades entre el Cretácico y el Mioceno y (4) baja para centros y depósitos volcánicos del Plioceno al Holoceno.

El estudio hidrogeológico realizado por encargo de la DGA (DGA, 2012) se concentró en los acuíferos no confinados de la Depresión Central. La información hidrogeológica fue levantada en base a los siguientes datos:

- (1) Cartografía geológica 1:250.000.
- (2) Transmisividad estimada por pruebas de bombeo de gasto variable en 192 pozos.
- (3) Niveles estáticos medidos en 200 pozos.
- (4) Sondajes identificados en expedientes.
- (5) Caudal y precipitaciones de la red de monitoreo de la DGA.
- (6) Levantamiento gravimétrico.

A partir de la litología de superficie, se definieron tres subacuíferos (Fig. 11): el subacuífero 1 corresponde a depósitos de avalancha volcánica, el subacuífero 2 a depósitos fluvio-aluviales y de terrazas fluviales y el subacuífero 3 a depósitos glacio-lacustres.

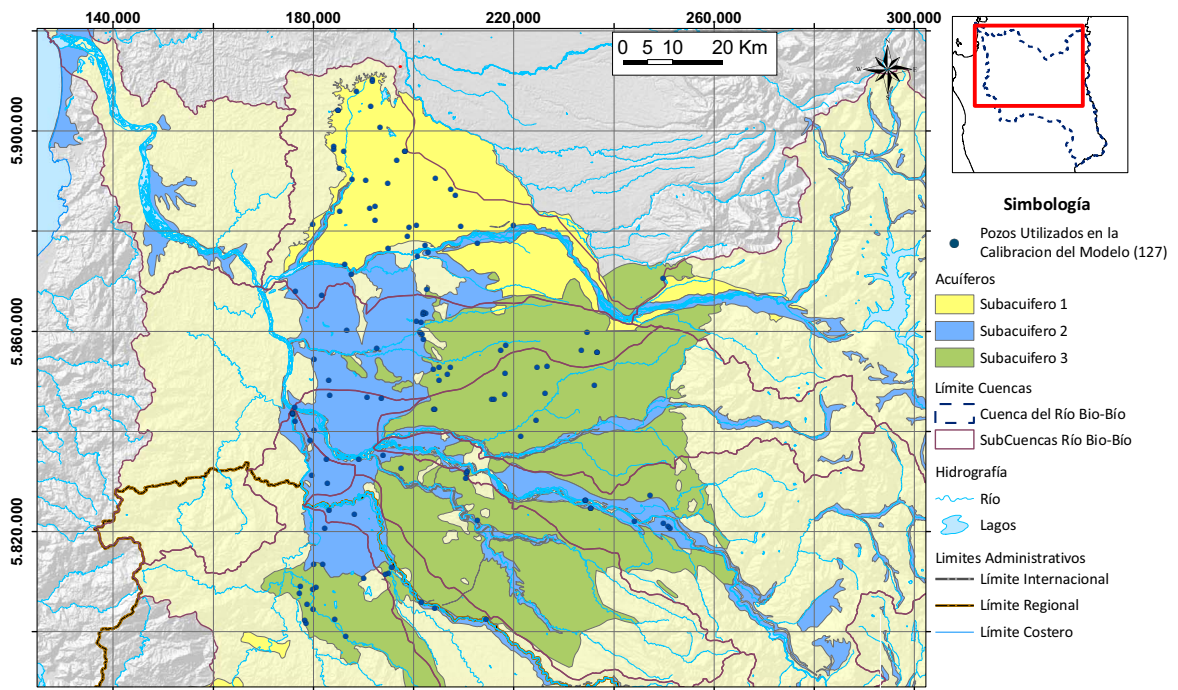


Figura 11: Subacuíferos definidos en DGA (2012)

A partir del levantamiento gravimétrico se interpretó la morfología del basamento subterráneo de estos subacuíferos (Fig. 12, DGA, 2012).

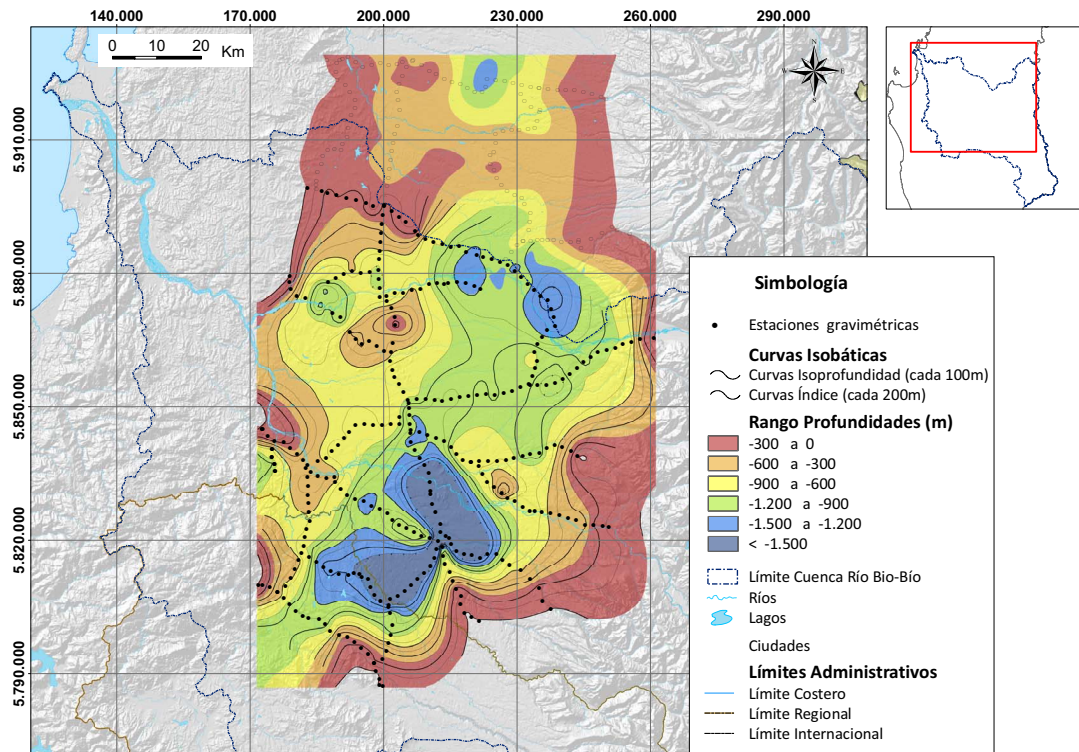


Figura 12: Modelo isobático de DGA (2012)

La caracterización hidrogeológica se realizó midiendo o encuestando niveles estáticos en 200 pozos durante agosto y septiembre de 2012. A partir de estos antecedentes se identificaron y describieron unidades hidrogeológicas y se generaron curvas equipotenciales y de sentido de escurrimiento, el cual es similar al sentido de escurrimiento de la cuenca. Además se realizó un modelo de simulación hidrogeológica simplificado para estimar la recarga media anual, la que resultó en $105,751 \text{ m}^3/\text{s}$, que es menor que la obtenida por el mismo consultor para la cuenca del río Itata ($123,575 \text{ m}^3/\text{s}$). El balance de masa realizado por DGA (2012) resulta en $166 \text{ m}^3/\text{s}$ de diferencia entre el caudal anual en la desembocadura y las precipitaciones anuales estimadas para la cuenca. Finalmete, DGA (2012) realizaron un modelo hidrogeológico **de régimen permanente** mediante Visual Modflow 4.2 para diferentes escenarios, cuyos principales resultados son (1) que existiría una relación lineal entre el caudal de explotación y el descenso del nivel estático; (2) que las zonas más sensibles a las variaciones de nivel estático son (a) la subcuenca del río Laja bajo, cercano a Yumbel, Cabrero y Monte Águila y (b) la parte central del acuífero, en la subcuenca del río Duqueco y la subcuenca del río Biobío entre los ríos Vergara y Laja (cercano a Los Ángeles y Quilleco); (3) se estableció que un caudal de explotación de $\sim 5 \text{ m}^3/\text{s}$ produciría una variación del volumen del acuífero en torno al 5%. La tabla con los volúmenes estimados para el acuífero se muestra junto a los niveles estáticos estimados en la figura 13.

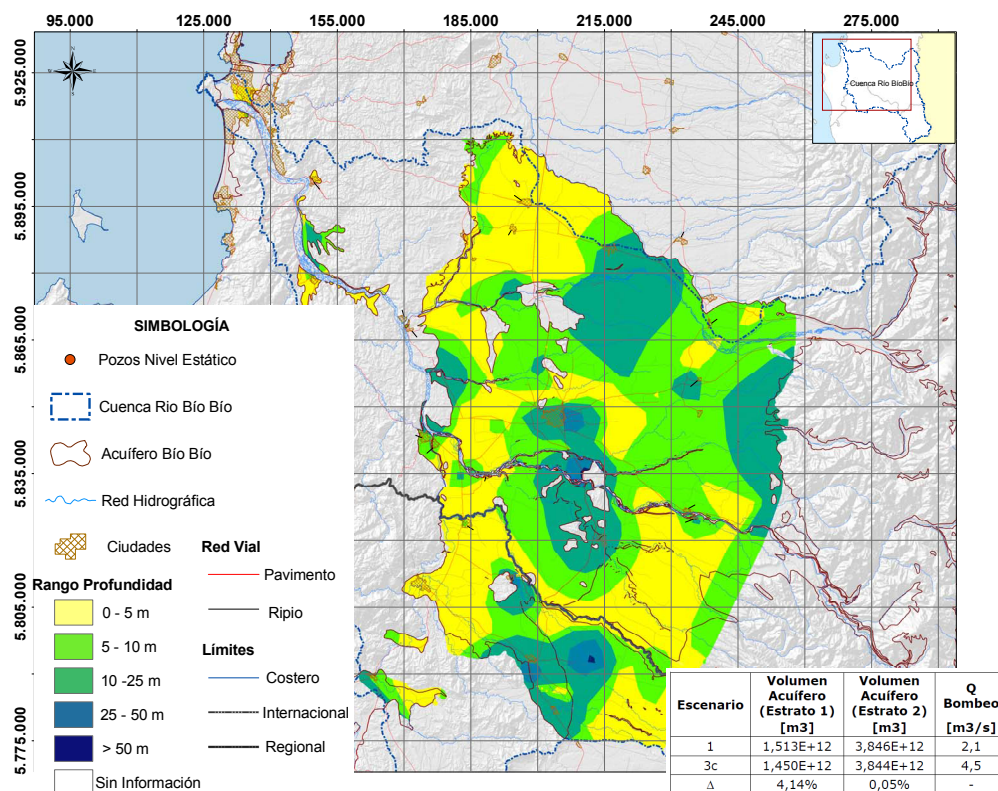


Figura 13: Niveles estáticos y volúmenes modelados para el acuífero de DGA (2012)

La cabecera del río Biobío y sus tributarios han sido afectadas por la construcción de obras de ingeniería para irrigación agrícola y producción hidroeléctrica. El desarrollo hidroeléctrico al año 2013 (datos usados en esta tesis) incluye centrales de pasada con pequeñas represas (Abanico, El Toro, Rucúe norte, Rucúe sur, Las Juntas, Rucacura y El Trinte), un central de pasada sin represa (Quilleco), una central que usa a la laguna de la Laja como embalse (El Toro) y dos mega-represas (Ralco y Pangué) (ver detalles en [Tolorza et al., 2014](#)). El año 2014 fue inaugurada una nueva represa en el Biobío, la central Angostura⁵. La irrigación agrícola se hace a través de bocatomas y una red de canales de regadío artificiales. De acuerdo a [García et al. \(2011\)](#), durante la estación seca, $\sim 160 \text{ m}^3/\text{s}$ serían extraídos del río Biobío y sus tributarios para regadío, lo cual representa $\sim 24\%$ del promedio de la descarga de primavera-verano en la desembocadura.

⁵Propiedad de Colbún, superficie embalsada de 641 Ha y capacidad de almacenamiento de $\sim 100 \times 10^6 \text{ m}^3$ de agua.

Capítulo 1

Evaluación de datos sedimentométricos en la cuenca del río Biobío

1.1. Introducción

La red de monitoreo de la Dirección General de Aguas (DGA) tiene 111 estaciones sedimentométricas (Fig. 4), en las cuales se han registrado valores de concentración de sedimentos suspendidos C_s (mg/l) y/o caudal Q (m^3/s) durante períodos que van de 1 a 48 años ¹.

Los registros de concentración incluyen una muestra superficial diaria (muestreo rutinario) y una muestra integrada aproximadamente mensual (muestreo integrado). El muestreo superficial se realiza con una botella, mientras que el muestreo integrado suele realizarse en profundidad con un escandallo para muestreo (D-48, D-49 o D-59), aunque eventualmente es realizado en superficie desde un carro de aforo con una botella (Solar, 1999). Los registros Q son simultáneos a los de C_s y se realizan diariamente con una medida de altura del agua. Junto al muestreo integrado se realiza un aforo.

Debido a que la red de estaciones se distribuye a lo largo del alto gradiente climático y topográfico de Los Andes, recientemente los datos rutinarios han permitido el estudio de variaciones de la erosión presente respecto al clima, la pendiente, la vegetación y la sismicidad (Carretier et al., 2013; Pepin et al., 2010). Además, debido a que se cuenta con mediciones durante décadas, esta base de datos contiene un registro del desarrollo de la erosión que incluye eventos de menor recurrencia. El valor de la erosión de cuenca calculado a partir de

¹hasta octubre de 2012

estos datos es similar al de las tasas de erosión de largo plazo (miles de años) desde la cuenca del río Maipo hacia el sur (Fig. 3) (Carretier et al., 2013), lo cual sugiere que en la región húmeda de Los Andes este registro es representativo del flujo de sedimentos presente.

La resolución temporal de la base de datos rutinaria (un dato diario) es óptima para el estudio de ciertos procesos que potencialmente afectan al flujo de sedimentos suspendidos y de agua a escala de cuencas de más de 1000 km^2 . Algunos de estos procesos son las variaciones estacionales en el ciclo hidrológico (e.g., Andermann et al., 2012), la sismicidad (e.g., Hovius et al., 2011) y las variaciones en la cobertura vegetal de las cuencas (e.g., Vanacker et al., 2007), los cuales son abordadas en esta tesis (capítulos 2, 3 y 4).

Aunque existen estaciones de aforo en la mayoría de los ríos del mundo con igual o mejor resolución temporal de mediciones de Q , no existen muchos ejemplos de series de tiempo de C_s con resolución diaria y realizadas durante décadas. Las primeras publicaciones son de ríos norteamericanos (Wolman y Miller, 1960; Syvitski et al., 2000) y europeos (Asselman, 2000). Recientemente han sido descritas en Taiwan (Dadson et al., 2003; Fuller et al., 2003) y en los Himalayas de India (Wulf et al., 2012) y Nepal (Andermann et al., 2012). Algunos muestreos se realizan en profundidad y otros en superficie, pero no siempre existen antecedentes sobre el método de muestreo (e.g., Fuller et al., 2003).

Los datos sedimentométricos de la DGA, por la extensión de los períodos de mediciones simultáneas de C_s y Q y su realización continua durante los períodos lluviosos, constituyen una herramienta excepcional para **analizar en qué períodos se concentran la descarga de agua (Q) y el flujo sedimentario suspendido (Q_s) y si existen variaciones espaciales de estos procesos, comparando diferentes cuencas**. Además, la existencia de dos metodologías simultáneas de muestreo permite **realizar una comparación entre ellas para evaluar la utilización de una o ambas bases de datos para su análisis estadístico**.

A continuación se presenta un análisis de los datos sedimentométricos de la DGA para la cuenca del río Biobío, que es la que se analiza con mayor detalle en esta tesis. Particularmente se muestra la distribución de frecuencia-magnitud de los datos rutinarios. Con este análisis se evalúa **(1) la contribución relativa de los eventos extremos e infrecuentes respecto a eventos de mediana magnitud, pero más frecuentes y (2) qué tan completa es esta base de datos, en cuanto a mostrar los principales procesos que asociados a la erosión de cuenca**. Posteriormente, se comparan las bases de datos del muestreo rutinario e integrado. El resultado de esta comparación arroja importantes diferencias entre ambas bases de datos que son discutidas al final del presente capítulo.

1.2. Base de datos rutinaria en la cuenca del río Biobío

Las cinco estaciones sedimentométricas de la cuenca del Biobío (Fig. 4) se ubican en su cabecera (Estación Llanquén), en su nivel medio, inmediatamente aguas abajo del frente montañoso (Estación Rucalhue), en dos de sus tributarios principales (Río Vergara en estación Tijeral y río Laja en estación Puente Perales) y en la desembocadura (Estación Desembocadura).

La cronología completa de caudal (Q) y flujo sedimentario suspendido (Q_s) de estas estaciones se encuentra en el material suplementario de Tolorza et al. (2014)². Los períodos de medición en la cuenca del Biobío van de 8 a 26 años (tabla 1.1), pero existe un hiatus común entre 1990 y 1993. **Los días sin registro se distribuyen de manera aleatoria, no se concentran en una estación en particular (e.g. invierno) ni en los máximos de Q (Fig. 1.1).**

Tabla 1.1: Estaciones sedimentométricas de la cuenca del Biobío y muestras disponibles

Nombre estación	Lat.	Long.	Periodo mediciones	N muestras rutinarias	N muestras integradas
Llanquen	-38,2008	-71,2989	2003-2011	3091	49
Rucalhue	-37,7081	-71,905	1985-2006	5938	193
Tijeral	-37,7333	-72,6167	1985-2011	8286	164
Puente Perales	-37,2333	-72,5333	1988-2011	6389	161
Desembocadura	-36,8372	-73,0864	1985-2011	7731	187

1.2.1. Metodología de muestreo

En la mayoría de los casos el muestreo rutinario se realiza con la metodología especificada en Solar (1999) como “Muestreo de orilla” (con o sin vadeo)³. En ella, el observador se sitúa cerca de una zona del escurrimiento con flujo paralelo a la dirección principal (plenamente desarrollado). Las muestras se deben tomar siempre en el mismo punto de la corriente, ubicándose mirando hacia aguas arriba con el brazo extendido hacia el centro del flujo. La botella es sostenida inclinada en un ángulo que le permita la salida de aire sin burbujeo. Eventualmente, este muestreo puede realizarse con un canastillo metálico desde un puente o carro de aforo y en el centro de la corriente. En tal caso se sumerge completamente la botella

²<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/2014JF003105/supinfo>

³Comunicación escrita de funcionarios de la DGA

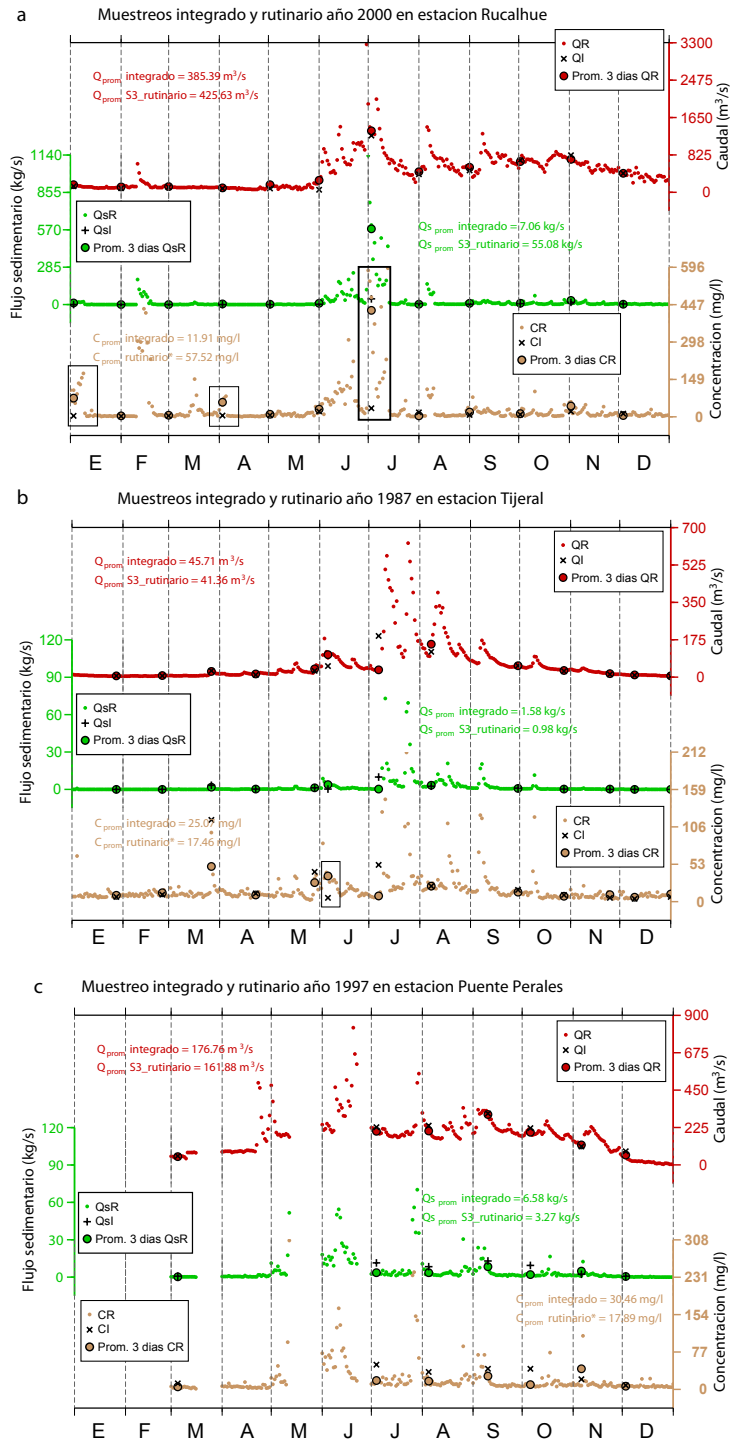


Figura 1.1: Ejemplo de la base de datos de tres estaciones sedimentométricas. Serie de tiempo de un año de mediciones rutinarias de caudal (rojo), flujo sedimentario (verde) y concentración (marrón). Las mediciones del muestreo integrado se muestran con cruces. Los círculos son el promedio de las medidas rutinarias de los días antes, durante y después del aforo. a. Estación Rucalhue año 2000. b. Estación Tijeral año 1987. c. Estación Puente Perales año 1997. Los recuadros en a y b muestran casos en que la concentración de la base de datos integrada (CI) es mucho menor que la de la base de datos rutinaria (CR).

y se saca al observar que ha alcanzado $3/4$ de su volumen. Posteriormente estas muestras son filtradas, secadas y pesadas en laboratorios de la DGA, generándose un dato de $C_s[mg/l]$.

Al realizar el muestreo rutinario se registra la altura del limnómetro. Con esta medida de altura se calcula un valor de $Q[m^3/s]$, aproximado desde las curvas de descarga generadas periódicamente mediante aforos.

Con el dato puntual de $C_s[mg/l]$ y $Q[m^3/s]$ se puede calcular el flujo sedimentario suspendido $Q_s[kg/s] = C_s * Q$. En la base de datos de la DGA esta variable es convertida a Gasto Diario $[kg/d]$, asumiendo que el valor puntual de C_s y Q son representativos del día completo.

El operador que realiza el muestreo rutinario y registra la altura del limnómetro suele ser un habitante de poblados cercanos a la estación de monitoreo. En la mayoría casos las estaciones se ubican en zonas poco pobladas, por lo cual el operador suele ser la misma persona durante largos períodos. El operador es instruido por la DGA a realizar el muestreo “todos los días, incluyendo domingos y festivos, dándole especial importancia al muestreo en los días de lluvia y/o nieve” (Solar, 1999).

1.2.2. Cronología de las variables monitoreadas

En la figura 1.1 se muestran ejemplos de un año de mediciones de Q , Q_s y C_s en diferentes estaciones.

Las tres variables son consistentes en su cronología diaria, visualizándose ascensos y descensos en las magnitudes de la curva rutinaria que progresan durante varios días (o algunas semanas), sin observarse una distribución aleatoria de las medidas en el tiempo.

Tanto C_s como Q_s crecen en conjunto con Q , pero no lo hacen de manera regular (Fig. 1.2). La relación entre estas variables presenta histéresis, lo que es abordada en detalle en el capítulo 2. En dicho capítulo se muestra que Q_s y Q pueden ajustarse a un modelo potencial sólo en la cuenca que drena mayoritariamente al piedemonte (estación Tijeral). Sin embargo, tanto en el piedemonte como en el frente montañoso, los datos rutinarios de Q_s se ajustan a la misma ley de potencias respecto a una porción de Q , el caudal directo.

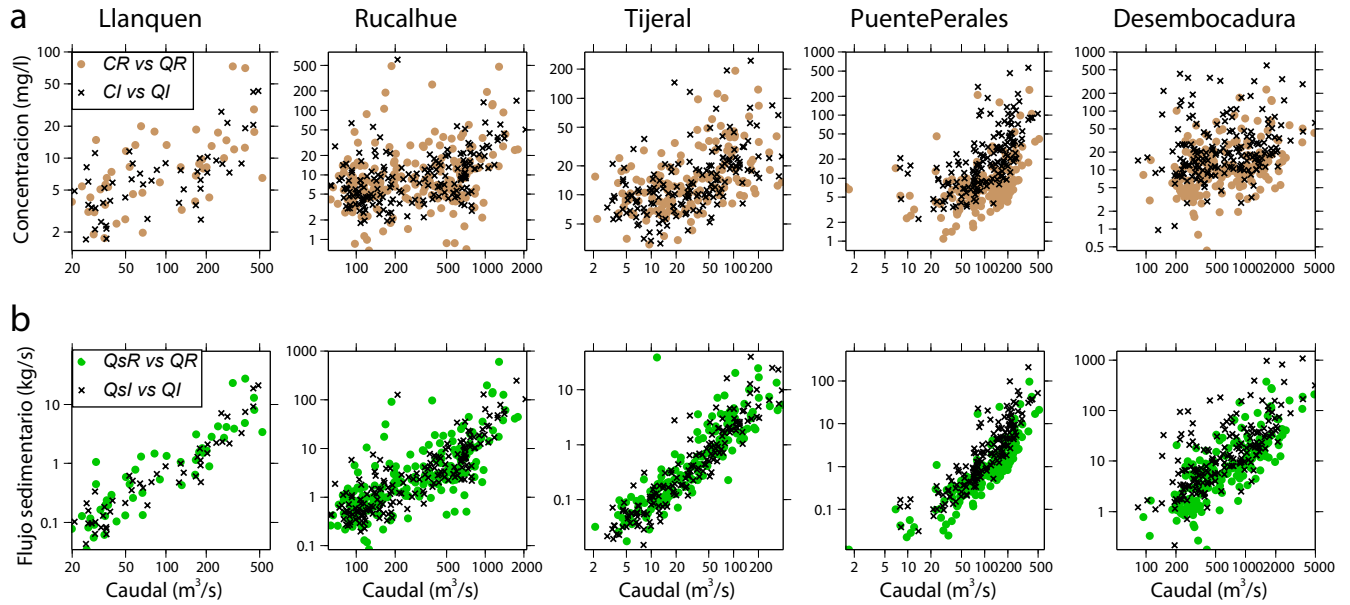


Figura 1.2: Diagramas de correlación entre a. el caudal Q y la concentración (C) y b. entre Q y el flujo de sedimentos suspendidos (Q_s). Los círculos representan los datos del muestreo rutinario tomados el mismo día que el muestreo integrado (QR^* , CR^* y Q_sR^*) y las cruces a los datos del muestreo integrado (QI , CI y Q_sI).

1.2.3. Distribución de frecuencia-magnitud de la descarga de agua y sedimentos rutinarios

Los análisis de distribución de frecuencia son comúnmente utilizados para describir la variabilidad en magnitud de un sistema natural, como por ejemplo la sismicidad (e.g., [Gutenberg y Richter, 1956](#)), el largo de las fallas (e.g., [Davy, 1993](#)), las crecidas de los ríos (e.g., [Turcotte y Greene, 1993](#)) o el tamaño de los deslizamientos (e.g., [Hovius et al., 1997](#); [Stark y Hovius, 2001](#); [Malamud et al., 2004a,b](#); [Antinao y Gosse, 2009](#); [Stark y Guzzetti, 2009](#)).

En una distribución continua, la función de distribución de probabilidad (*pdf*) permite calcular la probabilidad P de un evento de tener un valor dentro de cierto rango de magnitudes entre x y $x + dx$.

$$P[x \leq X \leq x + dx] = \int_x^{x+dx} pdf(x)dx \quad (1.1)$$

En una distribución discreta, la *pdf* empírica es el número de eventos $n(x_i)$ dentro de un rango de magnitudes Δx_i dado por:

$$pdf(x_i) = \frac{n(x_i)}{\Delta x_i}; \quad \Delta x_i = x_i - x_{i-1} \quad (1.2)$$

El rango Δx_i suele calcularse usando un ancho de banda equi-espaciado en escala logarítmica. Esto permite integrar los eventos de mayor magnitud a pesar de ser infrecuentes.

Las *pdf* de Q (Lague et al., 2005; Carretier et al., 2013; Lague, 2014) y Q_s (Hovius et al., 2000; Andermann et al., 2012) generalmente describen dos tendencias. Para los eventos pequeños, la frecuencia aumenta con la magnitud. Para los eventos grandes, la frecuencia disminuye con la magnitud describiendo una ley de potencias. En este caso, la distribución de las crecidas normalizadas por su promedio (Q^*) sería:

$$pdf(Q^*) = aQ^{*-\alpha} \quad (1.3)$$

Aunque esta aproximación no es válida para los valores pequeños y medianos de Q^* , el exponente de esta ley de potencias ($-\alpha$) permite caracterizar la variabilidad en la magnitud mediante el parámetro $k = \alpha - 2$ (Fig. 1.3 a y b, Lague et al., 2005), el cual también puede obtenerse desde la distribución de probabilidad acumulada (Fig. 1.3c, e.g., Molnar et al., 2006). Mientras mayor es k , menor es la variabilidad del parámetro estudiado (Figs. 1.3 y 1.4). Además, el parámetro k permite aproximar el comportamiento de la *pdf* para todo el rango de Q^* mediante la función gamma, Γ (Crave y Davy, 2001; Lague et al., 2005; Carretier et al., 2013):

$$pdf_{Q,k}(Q^*) = \frac{k^{k+1}}{\Gamma(k+1)} \exp\left(-\frac{k}{Q^*}\right) Q^{*-(2+k)} dQ^* \quad (1.4)$$

que tiene dos componentes principales: (1) una distribución gamma inversa de los eventos pequeños y (2) una distribución potencial inversa de los eventos grandes.

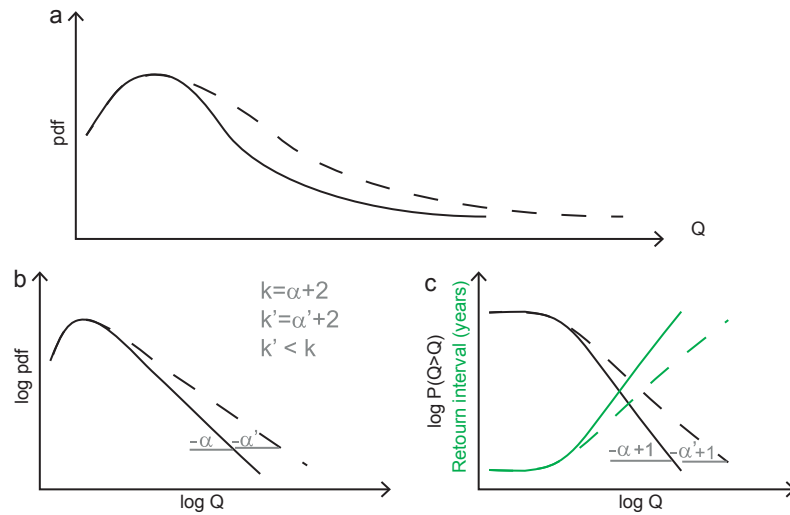


Figura 1.3: Representación esquemática de la *pdf* en un contexto de baja variabilidad climática (línea continua) y alta variabilidad climática (línea segmentada). (a) Representación de las *pdf* de Q en escala lineal, mostrando una distribución estrecha de Q para el contexto de baja variabilidad climática (línea continua) y amplia para el contexto de alta variabilidad climática (línea segmentada). (b) Representación de las *pdf* en escala log/log. El exponente de la regresión de la parte potencial ($-\alpha$) es un indicador de la variabilidad climática. (c) Este exponente también puede obtenerse desde la distribución acumulada ($P(Q > Q)$), que es la integral de la *pdf* mostrada en b, cuyo inverso es el intervalo de retorno trazado en verde.

La ecuación 1.4 está lejos de ser universal. De hecho, ciertas distribuciones de precipitaciones (Eagleson, 1978; Tucker y Bras, 2000) y de caudal (Benson, 1968) se ajustan mejor a modelos exponenciales. Eichner et al. (2011) describen cuatro principales distribuciones de probabilidad: Gaussiana, exponencial, log-normal y potencial. Sin embargo, el modelo potencial aparece frecuentemente en las distribuciones de caudal (e.g., Molnar et al., 2006) y el parámetro k calculado con datos de Q ha permitido la comparación de la variabilidad climática entre cuencas de muy diversos contextos climáticos y tectónicos y su utilización en modelos numéricos de erosión (e.g., Lague, 2014; Carretier et al., 2013, 2014).

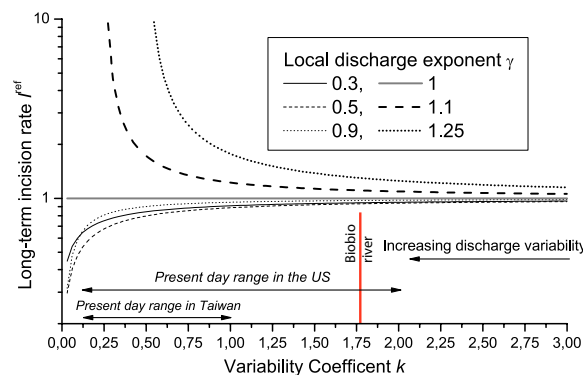


Figura 1.4: Tasa de incisión (modelada) versus coeficiente k obtenido desde *pdf* de Q (Lague et al., 2005). Se destaca valor de k obtenido para los caudales del río Biobío (Fig. 1.5).

Las figuras 1.5 a y b muestran las pdfs de Q y Q_s de las cinco estaciones normalizados por el promedio con el objetivo de escalar el valor de las variables por el tamaño del sistema. Las distribuciones de Q^* y Q_s^* se calcularon usando un ancho de banda logarítmico (*binwidth*) igual a 0,05. En el caso de Q (Fig. 1.5a) los eventos grandes (mayores a 1,5 veces el promedio) se ajustan a una potencial inversa de pendiente $-\alpha = 3,77$ para todas las estaciones, excepto Tijeral. Esto significa un parámetro $k = 1,77$, que es un valor grande comparado con otros ríos en el mundo (Fig. 1.4), mostrando una baja variabilidad del caudal en esta cuenca.

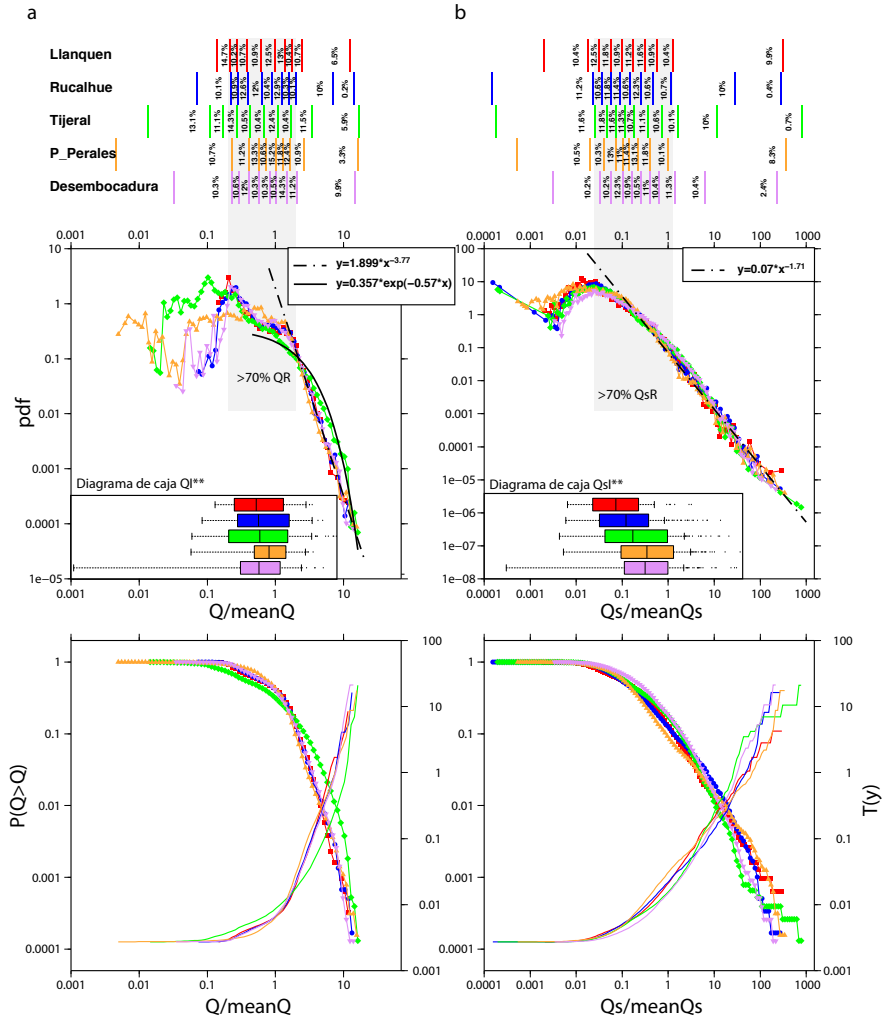


Figura 1.5: *pdfs*, probabilidad acumulativa y tiempos de retorno de QR y Q_sR para las cinco estaciones de la cuenca del Biobío. Valores normalizados por su promedio (\overline{QR}^{**} y $\overline{Q_sR}^{**}$) y agrupados en segmentos de ancho creciente en escala logarítmica (ancho de banda 0,05). Arriba se muestran límites de segmentos que agrupan $\sim 10\%$ de las magnitudes medidas para cada estación. Los colores de las curvas de pdf de QR^* y Q_sR^* y diagramas de cajas de QI^{**} y Q_sI^{**} representan a las 5 estaciones. Se destaca en gris la región del diagrama que agrupa un $\sim 70\%$ de las magnitudes registradas. Diagramas de caja construidos con los cuantiles de base de datos integrada (QI y Q_sI) normalizados por \overline{QR}^{**} y $\overline{Q_sR}^{**}$, respectivamente.

Las figuras 1.5 c y d muestran las distribuciones de probabilidad acumulativas de Q^* y Q_s^* , definidas como la probabilidad de que un evento x_i de tener un valor mayor a x_i^* . Debido a que el tiempo de retorno es el inverso de la probabilidad acumulativa (líneas verdes en Fig. 1.3c), se espera que la ocurrencia de eventos extremos (por ejemplo, aquellos mayores a 10 veces el promedio) sea menos frecuente en ríos con baja variabilidad de Q (bajo k), respecto a los climas más variables (Fig. 1.5). Dado lo anterior, esta base de datos, que tiene un período de mediciones de décadas, es lo suficientemente amplia para incluir la mayor parte de los eventos climáticos que afectan a esta cuenca (Carretier et al., 2013, 2014).

La única estación que presenta una distribución diferente de los eventos grandes de Q es Tijeral. Para ella, los caudales mayores a ~ 2 veces el promedio se ajustan a una curva exponencial, presentando una densidad mayor de Q entre 2 y 20 veces el promedio que en las otras estaciones y, por lo tanto, un menor tiempo de retorno para estas magnitudes de Q que en las otras estaciones. Sin embargo, **para todas las estaciones las magnitudes más frecuentes de Q , que agrupan más de un 70 % de mediciones, son entre 0,2 y 2 veces el promedio** (área gris en figura 1.5.a). El intervalo de retorno de esos eventos es de menos de un año.

En el caso de Q_s , todas las estaciones presentan una distribución similar, en la cual hay alta ocurrencia de eventos muy pequeños (del orden de 10^{-4} veces el promedio), pero la curva decrece hasta $Q_s^* \sim 10^{-3}$ y **cerca de un 70 % de los eventos tienen magnitud entre 0,02 y 2 veces el promedio** (área gris en figura 1.5a). Los eventos medianos y grandes disminuyen su ocurrencia respecto a su magnitud de acuerdo a una ley de potencias de exponente $-1,71$. Las *pdf* de Q_s son consistentes con las observaciones de Wolman y Miller (1960) y Andermann et al. (2012), que muestran que **el grueso de la erosión ocurre en eventos de mediana magnitud y no en eventos catastróficos poco frecuentes**.

1.3. Base de datos integrada en la cuenca del río Biobío

1.3.1. Metodología de muestreo

El muestreo integrado es realizado aproximadamente una vez al mes, preferentemente con la metodología descritas en Solar (1999) para el “Muestreo en profundidad”. Se usan distintos modelos de integradores (DH-48, D-49 o D-59) dependiendo de la profundidad del cauce y la velocidad de flujo. Se toman varias muestras en verticales elegidas de tal forma que entre ellas

no escurra más del 10 % del caudal total. Sin embargo, cuando no hay condiciones apropiadas para este muestreo, se toman tres muestras en la sección en que regularmente se hace el aforo con un canastillo metálico desde el carro de aforo con la misma metodología del muestreo rutinario⁴. De acuerdo a lo establecido en Solar (1999), esto ocurre “en ríos con profundidad superior a 6 metros o en ocasiones de caudales muy altos, que no permitan la realización del aforo en la estación”.

La base de datos del muestreo integrado tiene sólo un valor por día de medición. La metodología descrita por Solar (1999) no especifica si este valor es un promedio de las muestras recolectadas. Tampoco especifica el número de muestras tomadas en la sección ni el muestreador ocupado. Por otra parte, Pizarro et al. (2014) plantean que los valores de esta base de datos consisten tanto en medidas de muestreo superficial, realizado con una botella, como de muestreo integrado (en profundidad). Por lo tanto, es probable que la base de datos integrada combine medidas realizadas en profundidad y en superficie, **sin saber qué modelo de integrador fue utilizado ni si hay una sistemática en el muestreo.**

El aforo es la medición del volumen de agua que pasa por la sección transversal del río por unidad de tiempo. Se realiza usualmente con un molinete que mide la velocidad de flujo a lo largo de varias verticales en la sección del río (DGA, 1991). El número de verticales por sección se determina tomando en cuenta cambios en la pendiente del lecho del río y que no pase más del 10 % del flujo entre ellas. La profundidad de la vertical se obtiene midiendo el cable con que se sumerge el molinete. Este valor se corrige geoméricamente cuando flujos altos arrastran al molinete con un ángulo de desviación mayor a 8°. El caudal se calcula multiplicando la velocidad media de cada vertical por el área de la sección en torno a la vertical. La curva de descarga construida de esta manera permite relacionar la altura del limnómetro con Q , relación que cambia al ocurrir cambios en la geometría del lecho del río. Por esta razón, las estaciones de aforo se ubican en secciones del río lo más estable posible (DGA, 1991).

1.3.2. Comparación entre base de datos Integrada y Rutinaria

Ya que se cuenta con mediciones de los mismos parámetros mediante dos metodologías distintas, se espera que exista correspondencia entre las medidas realizadas simultáneamente (el mismo día) con diferentes métodos.

En el caso del caudal (Q), las curvas de descarga son construidas a partir de las medidas de aforo (QI). Estas curvas de descarga son las que permiten asignarle un valor de caudal a las

⁴Comunicación escrita de funcionarios de la DGA

lecturas del limnómetro realizadas rutinariamente (QR). Por lo tanto, **se espera una buena correlación entre ambas medidas si la frecuencia de los aforos es la adecuada para corregir variaciones en la curva de descarga** (por ejemplo, las que ocurren cuando hay cambios en la geometría del lecho del río).

En el caso de Q_s y C_s , debido a que la mayoría de las estaciones se ubican en segmentos turbulentos de los ríos, puede asumirse que las variaciones de C_s en superficie responden a variaciones de la carga suspendida de toda la columna de agua. Por esta razón, se espera que exista correlación entre los datos integrados y rutinarios, aun cuando la concentración en superficie pueda corresponder solo a una fracción de la concentración en profundidad, dependiendo de la velocidad del flujo de agua (e.g., [Lupker et al., 2011](#); [dos Santos Pinheiro et al., 2013](#)). Sin embargo, dependiendo del procedimiento del operador, la muestra integrada puede tomar porciones variables de cada segmento de la columna de agua, incluyendo parte de la carga de fondo (*bedload*). Además, aunque la *base de datos* integrada contiene los resultados de medidas que integran la sección completa del río, puede también incluir resultados de medidas superficiales, sin que esto se encuentre especificado en la base de datos. Dado lo anterior, **se espera que la base de datos rutinarias tenga concentraciones de sedimentos suspendidos similares o menores que las concentraciones de la base de datos integrada, para el mismo día de medición.**

Los valores de caudal de los días de aforo (QI), realizados el mismo día del muestreo integrado, tienen una buena correlación con los valores limnimétricos (QR), realizados los días de muestreo rutinario (Fig. 1.1 y 1.6, tablas 1.2 y 1.3), lo cual significa que **la periodicidad de los aforos es suficiente para corregir los cambios que pueden producirse en la curva de descarga**, lo cual le da robustez a la serie de tiempo de QR .

La distribución en el tiempo de las medidas de QI es escasa y no es la apropiada para registrar los eventos de mayor caudal (Fig. 1.1 y 1.5), lo cual repercute en que el promedio de caudal integrado (\overline{QI}) sea, en la mayoría de los casos, menor que el promedio de toda la base de datos rutinaria (\overline{QR}^{**} en la tabla 1.3). Los diagramas de caja de QI^{**} (Fig. 1.5a) muestran que la mayoría de los datos de QI se encuentran bajo el promedio de Q (ambas series normalizadas por el mismo \overline{QR}^{**} , de manera de poder comparar directamente las magnitudes de QI y QR).

Los valores de flujo sedimentario y concentración de la base de datos integrada (Q_sI y CI) presentan una alta dispersión respecto a los valores de la base de datos rutinaria (Q_sR y CR , Fig. 1.6, tablas 1.4 y 1.5).

Tabla 1.2: Coeficientes de determinación (R^2) y valor p para modelo lineal entre valores de caudal de aforo (muestreo integrado) y limnimétrico (muestreo rutinario).

		Datos de aforo (Integrados, QI)				
		Llanquen	Rucalhue	Tijeral	Puente Perales	Desemb.
		R^2				
Caudal rutinario	QR	0,99	0,97	0,92	0,96	0,95
Caudal rutinario						
día pre- aforo	$preQR$	0,96	0,82	0,82	0,94	0,89
Caudal rutinario						
día post- aforo	$postQR$	0,94	0,84	0,76	0,83	0,78
Prom 3 días						
de caudal rutinario	$S3_QR$	0,98	0,94	0,89	0,93	0,93
		$p - val$				
Caudal rutinario	QR	<2,2E-16	<2,2E-16	<2,2E-16	<2,2E-16	<2,2E-16
Caudal rutinario						
día pre- aforo	$preQR$	<2,2E-16	<2,2E-16	<2,2E-16	<2,2E-16	<2,2E-16
Caudal rutinario						
día post- aforo	$postQR$	<2,2E-16	<2,2E-16	<2,2E-16	<2,2E-16	<2,2E-16
Prom 3 días						
de caudal rutinario	$S3_QR$	<2,2E-16	<2,2E-16	<2,2E-16	<2,2E-16	<2,2E-16

Al observar el detalle de la cronología de concentración se pueden visualizar claras inconsistencias entre las medidas integradas (CI) y rutinarias (CR). En todas las estaciones, excepto Puente Perales, se observan frecuentes alzas de CR que se mantienen por varios días, a las que se asocian valores de CI cercanos al mínimo (recuadros en Fig 1.1). Este resultado contradice el comportamiento esperado. En Tijeral y Puente Perales (Fig. 1.1c y d) los valores de CI y CR son dispares en la mayoría de los casos en que una de ellas supera al promedio. Estas diferencias se reflejan en promedios contrastantes entre los datos rutinarios e integrados tanto para C_s como Q_s (tablas 1.6 y 1.7). Por ejemplo, los promedios de la concentración rutinaria en Llanquén, Rucalhue y Tijeral superan al promedio integrado (tabla 1.7).

Con el objetivo de contrarrestar posibles fluctuaciones horarias en el muestreo rutinario o errores en la asignación de fechas a las muestras, se calculó el factor de determinación entre las variables integradas y las medidas rutinarias en torno al día de aforo (día antes, día después y promedio de tres días de medidas rutinarias, tablas 1.2, 1.4 y 1.5), pero la disminución en la dispersión, cuando ocurre, no es significativa.

Tabla 1.3: Promedios de caudal con medidas de aforo y rutinarias.

	\bar{Q}	\bar{Q}^*	\bar{Q}^{**}
Nombre estación	aforo	rutinario	rutinario
	(m^3/s)	(m^3/s)	(m^3/s)
Llanquen	134,18	140,23	142,22
Rucalhue	396,39	406,71	417,58
Tijeral	55,05	55,17	49,81
Puente Perales	133,44	129,55	138,67
Desembocadura	810,53	833,92	992,68

*Sólo las muestras de los días de aforo

**Todos los datos rutinarios

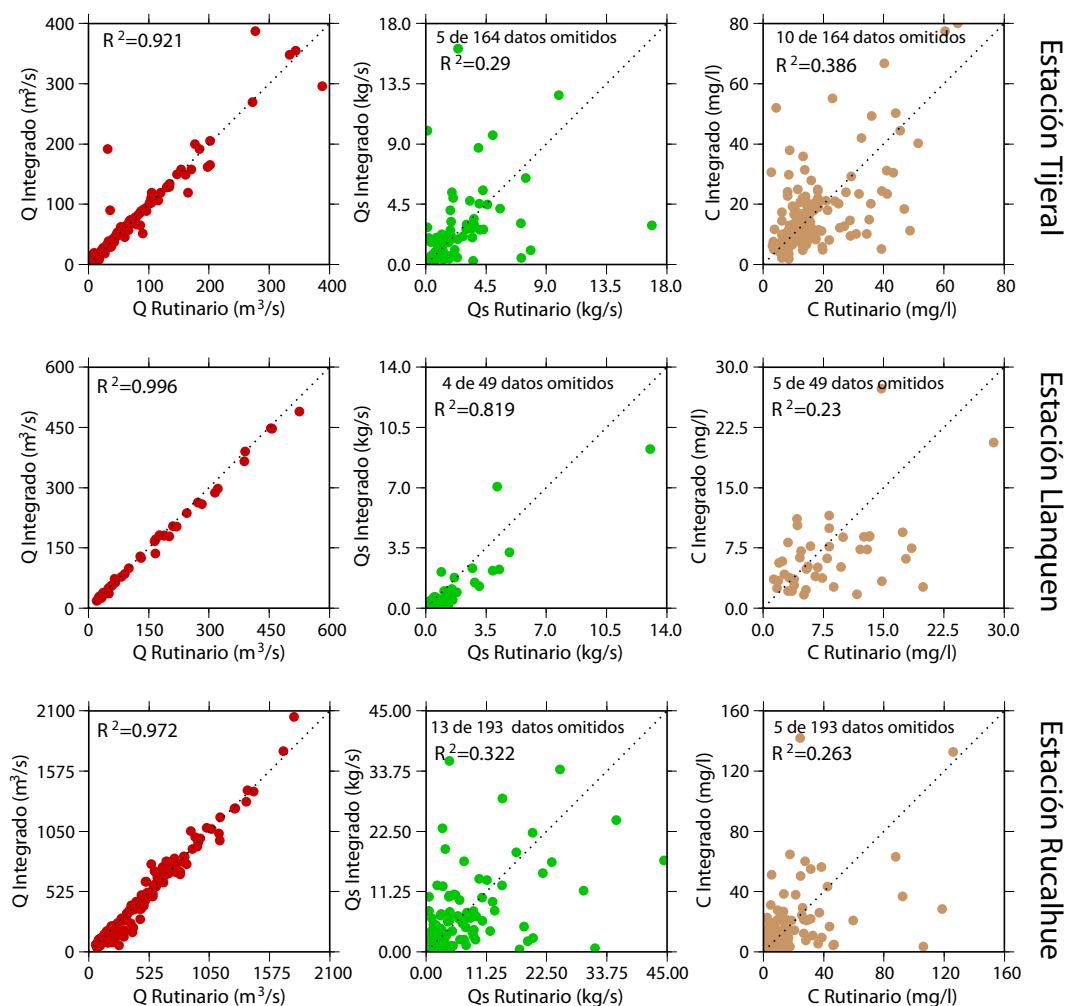


Figura 1.6: Diagramas de correlación entre datos integrados y rutinarios. Valores de caudal (rojo), flujo sedimentario (verde) y concentración (marrón). Se indica el número de datos omitidos del total por registrar valores atípicos (*outliers*).

A pesar de esto, al comparar las curvas de flujo sedimentario (o gasto diario) respecto

al caudal, los resultados para las medidas integradas no son significativamente diferentes de las medidas rutinarias tomadas el mismo día en Llanquén, Rucalhue y Tijeral (Fig. 1.2). En Puente Perales y Desembocadura, los valores integrados (CI y Q_sI) son mayores que los valores rutinarios (CR y Q_sR) para igual valor de caudal.

Tabla 1.4: Coeficientes de determinación (R^2) y valor p entre valores de flujo sedimentario del muestreo integrado y del muestreo rutinario.

		Datos de aforo y concentración Integrada, Q_sI				
		Llanquen	Rucalhue	Tijeral	Puente Perales	Desemb.
		R^2				
Q_s rutinario	Q_sR	0,24	0,13	0,25	0,12	0,13
Q_s rutinario sin valores atípicos	Q_sR_{sva}	0,82	0,32	0,29	0,41	0,26
	datos omitidos	4 de 49	13 de 193	5 de 164	3 de 161	39 de 187
Q_s rutinario						
día pre- aforo	$preQ_sR$	0,31	0,08	0,12	0,48	0,03
Q_s rutinario						
día post- aforo	$postQ_sR$	0,34	0,11	0,18	0,09	0,10
Prom 3 días						
de Q_s rutinario	$S3_Q_sR$	0,34	0,19	0,37	0,31	0,05
		$p - val$				
Q_s rutinario	Q_sR	3,78E-04	4,01E-07	1,17E-11	6,02E-06	5,01E-07
Q_s rutinario sin valores atípicos	Q_sR_{sva}	<2,2E-16	<2,2E-16	2,78E-13	2,20E-16	4,09E-11
	datos omitidos	4 de 49	13 de 193	5 de 164	3 de 161	46 de 187
Q_s rutinario						
día pre- aforo	$preQ_sR$	6,16E-05	1,03E-04	7,50E-06	<2,2E-16	2,40E-01
Q_s rutinario						
día post- aforo	$postQ_sR$	1,91E-05	1,55E-06	2,33E-08	1,32E-04	7,10E-06
Prom 3 días						
de Q_s rutinario	$S3_Q_sR$	1,62E-05	9,03E-10	2,20E-16	1,36E-14	1,61E-03

1.4. Discusión

La base de datos rutinaria, por la extensión de su período de mediciones y su resolución temporal, es una buena herramienta para comprender los procesos que afectan al flujo de sedimentos que se abordan en esta tesis.

Si bien las muestras analizadas son superficiales, todas las estaciones de la cuenca del

Biobío, excepto Desembocadura, se ubican en segmentos turbulentos del río (Fig. 4). Además, los ríos situados en el flanco oeste de Los Andes son cortos y tienen una alta pendiente regional. Debido a su turbulencia y la alta velocidad de flujo, en la mayoría de los casos se puede asumir que existe una buena mezcla en la columna de agua y por tanto, **que la concentración en superficie es representativa de la sección**, tal como se ha hecho con otras bases de datos sedimentométricas de orógenos activos (e.g., [Wulf et al., 2012](#)).

Debido en esta región húmeda de Los Andes existe similitud entre las tasas de erosión de cuenca calculadas con ^{10}Be ($> 10^3$ años) y las derivadas del Q_s rutinario ($\propto \overline{Q_s R}$) para las estaciones situadas al pie de la Cordillera Principal (Fig. 3)([Carretier et al., 2013, 2014](#)) en esta tesis se considera que el $\overline{Q_s R}$ sobre décadas de mediciones es representativo del flujo total de sedimentos en las estaciones que drenan las montañas y que tienen baja variabilidad climática.

Los datos de la base de datos rutinaria tienen una progresión temporal que no es aleatoria y que es consistente entre variables independientes, como el caudal y la concentración. Además, si las fluctuaciones diarias Q_s se escalan por su valor promedio, las densidades de probabilidad de todas las estaciones tienen la misma distribución (Fig. 1.5b), lo cual sugiere que **la variabilidad del flujo sedimentario responde a la misma ley a lo largo de toda la cuenca**. Como la variabilidad de Q en esta cuenca es baja, comparada con otros ríos del mundo ($k = 1,77$), los eventos climáticos no incluidos en esta base de datos son muy infrecuentes. Además, el grueso del porcentaje de Q_s y Q ocurren en eventos de mediana magnitud. Por lo tanto, **la mayoría de las posibles fluctuaciones de Q_s en el largo plazo pueden observarse con la base de datos rutinaria, aún cuando su magnitud total pueda ser subestimada al considerar muestras superficiales**, sobretodo en las estaciones que se encuentran en segmentos poco turbulentos del río.

Sin embargo, la serie de tiempo integrada (CI y $Q_s I$) no se ajusta a la serie rutinaria. Esto puede deberse (1) a errores metodológicos en uno o ambos muestreos, (2) a la poca representatividad de los eventos medianos y grandes en la serie de tiempo integrada (ver diagramas de caja de $Q_s I^{**}$ en figura 1.5.b) o (3) a variaciones naturales de las magnitudes de Q_s y C a través de la sección y en profundidad.

Para resolver las interrogantes recién planteadas, se requeriría una mayor resolución en el tiempo de mediciones integradas y mayores antecedentes de la sistemática de muestreo. Campañas de monitoreo diario de la concentración de toda la sección durante las crecidas permitirían estimar con mayor precisión la magnitud del flujo sedimentario. También mejoraría la comprensión de ciertos procesos para establecer las líneas de base ambientales de los

ríos (e.g., FCFM, 2008; Arcadis, 2008), lo cual es crucial para que los organismos gubernamentales chilenos evalúen de manera certera el impacto que pueden tener obras civiles, cómo por ejemplo las centrales hidroeléctricas. Sin embargo, con la resolución presente de los datos integrados, su baja correlación con los datos rutinarios y las incertidumbres existentes sobre el método de muestreo, en esta tesis se optó por no usar la base de datos integrada.

Tabla 1.5: Coeficientes de determinación (R^2) y valor p entre valores de concentración de sedimentos del muestreo integrado y del muestreo rutinario.

		Datos de Concentración Integrada, CI				
		Llanquen	Rucalhue	Tijeral	Puente Perales	Desemb.
		R^2				
C rutinario	CR	0,14	0,13	0,17	0,04	0,03
C rutinario sin valores atípicos	CR_{sva}	0,23	0,26	0,39	0,15	0,08
	datos omitidos	5 de 49	5 de 193	10 de 164	9 de 161	65/187
C rutinario						
día pre- aforo	$preCR$	0,06	0,06	4,24E-04	0,30	2,00E-03
C rutinario						
día post- aforo	$postCR$	0,02	0,19	0,01	0,01	3,62E-04
Prom 3 días						
de C rutinario	$S3_CR$	0,14	0,15	0,12	0,14	1,49E-04
		$p - val$				
C rutinario	CR	1,02E-02	1,87E-04	9,27E-01	1,01E-02	3,95E-01
C rutinario sin valores atípicos	CR_{sva}	1,12E-03	6,16E-14	<2,2E-16	8,26E-07	1,37E-03
	datos omitidos	5 de 49	5 de 193	10 de 164	9 de 161	65/187
C rutinario						
día pre- aforo	$preCR$	1,04E-01	7,27E-04	7,94E-01	9,75E-14	5,11E-01
C rutinario						
día post- aforo	$postCR$	3,25E-01	2,15E-10	1,68E-01	1,69E-01	7,97E-01
Prom 3 días						
de C rutinario	$S3_CR$	8,70E-03	4,14E-08	1,11E-05	1,26E-06	8,71E-01

La comparación de las curvas integrada y rutinaria entre Q_s y Q han sido utilizadas en el río Maipo para calibrar una base de datos respecto a la otra (Sanhueza et al., 2007). De acuerdo al análisis de Sanhueza et al. (2007), en el río Maipo los valores integrados y rutinarios sí presentan correlación lineal. Sin embargo, la parametrización de C_s o Q_s respecto al caudal total puede ser afectada por histéresis (ver capítulo 2), por lo cual establecer correcciones de las medidas rutinarias respecto a las integradas a través de su relación con el caudal total no se considera una metodología apropiada. Más bien se recomienda utilizar aproximaciones de

la escorrentía superficial, como se muestra en el capítulo 2 o un modelo basado en árboles de decisiones, como [Mohr et al. \(2014\)](#).

Tabla 1.6: Promedios de flujo sedimentario con medidas integradas y rutinarias.

Nombre estación	$\overline{Q_s I}$ (kg/s)	$\overline{Q_s R^*}$ (kg/s)	$\overline{Q_s R^{**}}$ (kg/s)
Llanquen	2,01	2,49	6,61
Rucalhue	9,31	12,61	18,15
Tijeral	1,77	1,79	1,78
Puente Perales	7,87	2,88	5,77
Desembocadura	45,71	21,44	35,37

*Sólo las medidas de los días de aforo y muestreo integrado

**Todos los datos rutinarios

1.5. Conclusiones

A partir de los resultados y la discusión recién planteados, en los capítulos 2, 3 y 4 se muestra el análisis del flujo sedimentario suspendido utilizando sólo la base de datos rutinaria.

Esta base de datos constituye un registro *continuo* y *completo* de la variabilidad de Q_s en la superficie del río durante décadas, lo cual permite el estudio de los procesos involucrados en la dinámica del flujo sedimentario, aún cuando su magnitud total pueda ser subestimada.

Es un *registro continuo* porque se realiza diariamente, incluyendo períodos de crecidas y de sequías. Además, el muestreo se realiza sistemáticamente (usando el mismo procedimiento) y por el mismo operador durante largos períodos.

Tabla 1.7: Promedios de concentración de sedimentos con medidas integradas y rutinarias.

Nombre estación	\overline{CI} (mg/l)	$\overline{CR^*}$ (mg/l)	$\overline{CR^{**}}$ (mg/l)
Llanquen	8,6	11,64	23,22
Rucalhue	16,29	21,42	23,43
Tijeral	20,22	39,76	35,05
Puente Perales	37,97	14,44	16,92
Desembocadura	45,13	18,93	21,3

*Sólo las medidas de los días de aforo y muestreo integrado

**Todos los datos rutinarios

Es un *registro completo* porque el tiempo de retorno máximo obtenido a partir del análisis de frecuencia es cercano al período de mediciones (décadas). Además, el grueso de Q_s es movilizadado en eventos medianos, que tienen un tiempo de retorno de menos de un año (Fig. 1.5b) y su *pdf* decrece con la magnitud siguiendo un ajuste potencial empinado. Es decir, la contribución relativa de los eventos extremos e infrecuentes es baja respecto a eventos de mediana magnitud. Por otra parte, la variabilidad climática caracterizada a partir de la *pdf* de Q (Fig. 1.5a) es baja, comparada con otros ríos del mundo.

En este estudio se descartó la utilización de la base de datos integrada debido a (1) las incongruencias observadas entre la base datos rutinaria e integrada y (2) a la falta de antecedentes sobre la sistemática de muestreo, cuyos resultados tienen una fuerte dependencia respecto al procedimiento del operador.

Capítulo 2

Movilización de sedimentos presente
desde la montaña al océano

RESEARCH ARTICLE

10.1002/2014JF003105

Key Points:

- The routing of rainfall-derived water controls sediment exportation
- Separation of base/direct flows is fundamental to interpret suspended sediments
- The whole Biobío catchment mobilizes sediments proportional to surface runoff

Supporting Information:

- Readme
- Figure S1a
- Figure S1b
- Figure S1c
- Figure S1d
- Figure S1e
- Figure S2
- Figure S3a
- Figure S3b
- Figure S4a
- Figure S4b
- Figure S5

Correspondence to:

V. Tolorza,
vtolorza@cec.uchile.cl

Citation:

Tolorza, V., S. Carretier, C. Andermann, F. Ortega-Culaciati, L. Pinto, and M. Mardones (2014), Contrasting mountain and piedmont dynamics of sediment discharge associated with groundwater storage variation in the Biobío River, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 119, doi:10.1002/2014JF003105.

Received 28 JAN 2014

Accepted 27 NOV 2014

Accepted article online 5 DEC 2014

Contrasting mountain and piedmont dynamics of sediment discharge associated with groundwater storage variation in the Biobío River

Violeta Tolorza¹, Sébastien Carretier², Christoff Andermann³, Francisco Ortega-Culaciati⁴, Luisa Pinto¹, and María Mardones⁵

¹Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile, ²Geosciences Environnement Toulouse, OMP, UPS, CNRS, IRD, Université de Toulouse, Toulouse, France, ³German Centre for Geosciences GFZ, Helmholtz Centre Potsdam, Potsdam, Germany, ⁴Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, Santiago, Chile, ⁵Centro de Ciencias Ambientales EULA, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

Abstract Supply and transport of sediment in catchments involve processes with fundamental consequences for river management, land use, and the prediction of climate-driven sediment fluxes. In the present study we addressed spatial variability in the water routes through the surface and subsurface of a catchment and the suspended sediment discharge (Q_s) over a mountain-piedmont system. We analyzed daily suspended sediment concentration (C_s) and water discharge (Q) measurements at stations located in different topographic settings (mountain and piedmont) in the Biobío River basin (southern central Andes, 37–39°S). In steep catchments, the Q versus Q_s relationship has a marked seasonal hysteresis. In the piedmont, Q_s is proportional to Q , with no seasonal hysteresis. The contrast in the hysteresis pattern between catchments with different topographies is explained by differences in the routing of rainfall-derived water. In the piedmont, most of the rainfall is converted into surface runoff because the water table is near the surface. In the mountains, groundwater storage results in large seasonal variations in the proportion of Q that flows at the surface and transports sediment from the hillslopes, producing hysteresis. By separating the total Q into two components (direct discharge, Q_d and base flow, Q_b), we observed the response of Q_s to the fraction of water that quickly leaves the catchment after a rainfall event (Q_d). Similar results between the mountain and piedmont and the absence of hysteresis simplify the behavior of Q_s into a linear relationship with Q_d over the entire catchment and lead us to propose that sediment mobilization to the river along the Biobío catchment is primarily controlled by overland flow. Our findings highlight the importance of an adequate hydrological model for understanding the erosion and transport processes of a catchment, and which can be applied to other natural and modeled mountain-piedmont systems.

1. Introduction

The suspended sediment load of rivers is a first-order proxy to delineate the highly dynamic upstream-to-downstream balance of physical erosion on seasonal to decennial time scales. Together with river discharge (Q , m^3/s) it represents a powerful tool for understanding catchment-scale surface processes and supply-transport dynamics, key issues for modeling the coupling of hillslope processes, and river transport over space and time [e.g., Ahnert, 1970; Davy and Crave, 2000]. The suspended sediment discharge (Q_s), defined as the total suspended sediment mass carried by the river per unit of time (e.g., ton/d), is usually the largest fraction of the total load exported by a river [Turowski *et al.*, 2010] and thus contains the bulk of the information on the active processes. In the past few decades, a series of modern Q_s and Q databases have been analyzed together with hydrometeorological, topographic, vegetation, and seismic data [e.g., Milliman and Syvitski, 1992; Summerfield and Hulton, 1994; Hovius, 1998; Dadson *et al.*, 2003; Aalto *et al.*, 2006; Hovius *et al.*, 2011; Andermann *et al.*, 2012a] to gain new insight into the main factors controlling catchment-scale denudation rates. Numerous predictions for Q versus Q_s coupling have focused on the statistical analysis of these modern records. The most common expression is the sediment rating curve or power law relationship [e.g., Syvitski *et al.*, 2000; Asselman, 2000; Horowitz, 2003; Yang *et al.*, 2007] between Q_s and Q :

$$Q_s = aQ^b \quad (1)$$

or between the suspended sediment concentration (C_s , mg/L) and Q :

$$C_s = aQ^{b-1}, \quad (2)$$

where a and b are the sediment rating coefficients.

These empirical parameters are thought to contain valuable information intrinsic to catchment processes. Usually, a high a value results from easily erodible and transportable material [Yang *et al.*, 2007], whereas b represents the strength of the power relationship [Morehead *et al.*, 2003]. A steep rating curve indicates low sediment transport during low discharge stages, and a small increase in Q results in a strong increase in sediment transport. The latter can be explained by (1) increased entrainment and transport efficiency and/or (2) increased availability of new sediment sources with rising water levels [Asselman, 2000]. These new sources may correspond either to sediment eroded from flooded terraces or mass wasting on the hillslopes triggered by strong rainfall.

Although they are commonly used, the diagrams of the correlation between Q and Q_s or C_s usually exhibit a large scatter around the rating line, explicable in part by measurement errors; however, it is mostly attributed to the stochastic variability of the source environment and supply conditions [Morehead *et al.*, 2003]. Most geomorphic processes involved in sediment production (such as landslides or soil erosion) and its mobilization to the fluvial system (as runoff) act on scales of 10^{-2} to 10^3 m, and thus can only be constrained in small drainage basins [e.g., Hovius, 1998]. Furthermore, water discharge at a given point of the river integrates all of the complex processes that occur in spatially heterogeneous surface and subsurface upstream [e.g., Kirchner, 2009]. Thus, the input of sediment and water into larger catchments has a large stochastic component, causing variations of several orders of magnitude for Q_s with respect to Q .

On hillslopes, the sediment production rate is determined by weathering efficiency [e.g., White *et al.*, 2008; Heimsath *et al.*, 2012; Dixon *et al.*, 2012], by land use activities [e.g., Hooke, 2000; Syvitski and Kettner, 2011], and by discrete occurrences of landslides [e.g., Densmore and Hovius, 2000; Korup *et al.*, 2004; Meunier *et al.*, 2008]. Therefore, sediment availability is variable over time, often limiting Q_s to smaller values than those expected during floods; that is, a supply-limited regime [Fuller *et al.*, 2003; Andermann *et al.*, 2012a]. On the other hand, the temporary storage of sediments in different segments of the catchment can buffer temporal variations in sediment load in the river [Benda and Dunne, 1997].

At a given Q value, the variations in sediment load between the rising and falling limb of a discharge event produce hysteresis loops [Williams, 1989] as a consequence of the delayed response from sediment sourcing processes over the course of the event [e.g., Evans and Davies, 1998; Richards, 1984; Syvitski and Alcott, 1995]. A discharge event may be defined for many time scales (daily, weekly, or seasonal) where rising and falling limbs are recognized in the Q time series. Therefore, a hysteresis loop is relative to the particular scale [e.g., Williams, 1989; Morehead *et al.*, 2003], although each period incorporates processes that may have been observed at shorter or longer scales. Hysteresis on a seasonal time scale is often attributed to snow or glacial melt [e.g., Gabet *et al.*, 2008; Wulf *et al.*, 2012], or to changes in the sediment source throughout the year [e.g., Armijos *et al.*, 2013]. However, Andermann *et al.* [2012a] recently demonstrated that a crucial factor producing intra-annual hysteresis is the routing of water through different hydrological compartments. Rain and snow provide water that is distributed between compartments such as groundwater, snow, glaciers, vegetation, and surface runoff. Each compartment is characterized by a particular response time, producing a time lag between precipitation and the resulting water output into the river [Andermann *et al.*, 2012b]. Water that drains through the subsurface into rivers participates only in the production and mobilization of sediments within the river channel itself and does not necessarily contribute to physical hillslope erosion while draining through the subsurface. In fact, water must be near the surface to actively contribute to physical erosion, e.g., driving or enabling weathering, triggering mass wasting, and mobilizing transportable sediments from the hillslopes to the rivers. Therefore, total discharge is not the best parameter for predicting sediment flux from the catchment [e.g., Wolman and Miller, 1960; Andermann *et al.*, 2012a]. A better parameter is the fraction of water that flows quickly at or close to the land surface, since it is more closely associated with sediment production and transport processes [Andermann *et al.*, 2012a].

The water discharge measured at a gauging station may be separated into two principal components [e.g., Blume *et al.*, 2007]: (1) a component that responds rapidly and is associated with the surface runoff of a specific event and (2) a component that is delayed by the response time of one or more reservoirs,

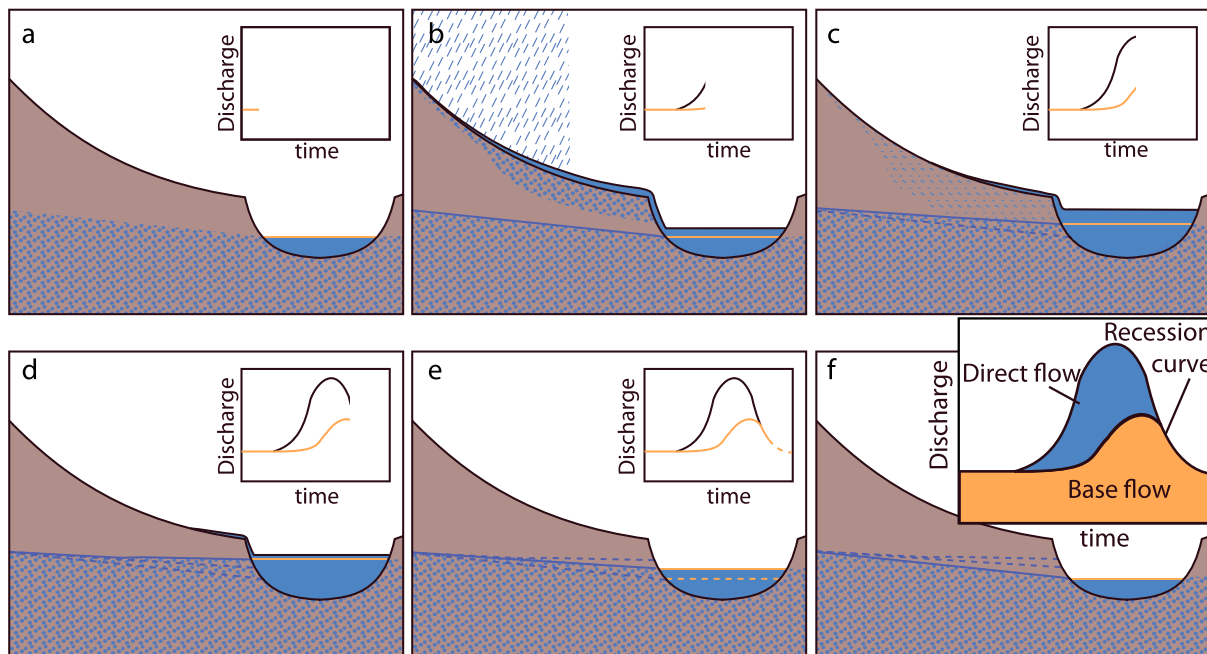


Figure 1. Representation of base flow separation after a rainfall event. The area under the discharge curve is the volume of water carried by the river. The continuous blue line represents the position of the water table. Dashed blue lines indicate the previous positions of the water table. (a) In the absence of precipitation, the total volume of water corresponds to the base flow. (b) After a rainfall event, the direct discharge (Q_d) quickly increases due to surface runoff. (c, d) The base flow (Q_b) increases after a time lag in the transfer of water from the aquifer, whereas Q_d diminishes as surface runoff decreases. (e, f) As the surface runoff stops, the hydrograph reaches its inflection point. From that point on, the entire volume of water is considered as Q_b . Terminology is taken from the COMET program (<http://comet.ucar.edu/>).

principally groundwater, ice, and snow. This flow corresponds to the “base line” of the water discharge. By using hydrograph separation theory (Figure 1), the components are approximated as the *direct discharge* (Q_d) and the *baseflow* (Q_b) [Eckhardt, 2005; Andermann *et al.*, 2012a]. In a region of steep slopes and high rainfall variability, Andermann *et al.* [2012a] showed that Q and Q_s exhibit a strong clockwise seasonal hysteresis. After separating the river discharge between Q_d and Q_b , the hysteresis effect disappears when Q_b is ignored and only Q_d is compared against Q_s , allowing analysis of the relationship between erosion and the portion of water that effectively contributes sediments.

Because water transfer cycles vary through time, and differ between steep mountains and in adjacent plains, we hypothesized that the relationship between Q and Q_s might change across a mountain-piedmont system. Specifically, we addressed the following questions: (1) Does the seasonal relationship between Q and Q_s vary according to the topographic setting (mountain and piedmont)? (2) If so, do the different water routing characteristics explain the differences? Also, by isolating Q_d , our aim was to capture the periods during which a large fraction of the catchment area contributes water and sediments to the river. The fact that erosion processes vary with hillslope gradient poses a third specific question: (3) How does the relationship change between Q_d and Q_s from the mountains to the piedmont?

We tested the influence of three different water discharge components (total, direct, and base) on the suspended sediment discharge on the western flank of the southern central Andes in Chile (Biobío River basin). We chose this river because previous work on catchment-scale erosion rates compared long-term (>100 years) cosmogenic ^{10}Be -derived rates with those from suspended sediment data in central Chile [Carretier *et al.*, 2013]. The rates are similar in the relatively wet catchments south of 34°S , suggesting that the suspended sediment database provides a good estimate of the decennial sediment efflux in wetter regions of the Andes. In addition, this catchment has five gauging stations (Figure 2) across different topographic settings, that can be used to analyze sediment discharge from various terrains, including the moderate to steep mountain slopes in the Principal Cordillera and an alluvial plain in the piedmont of gentle soil-mantled slopes. Our analysis suggests that (1) storage variability controls sediment exportation and (2) the entire catchment mobilizes sediments in proportion to the amount of surface runoff.

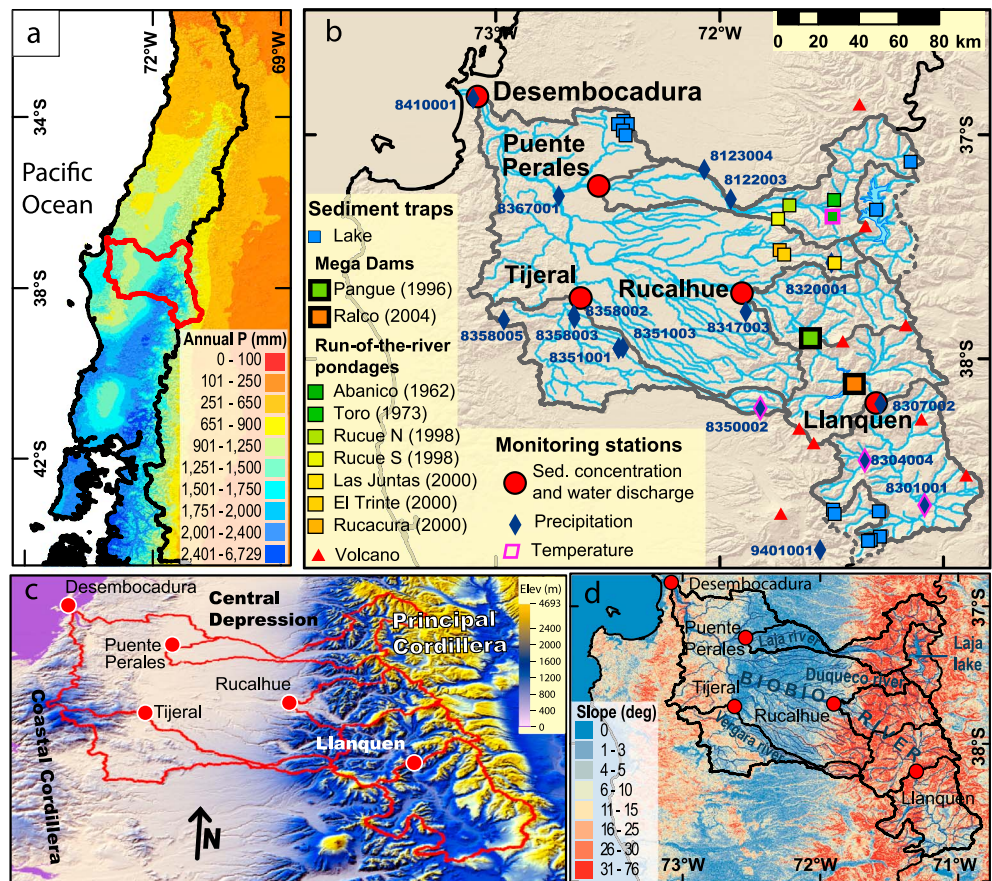


Figure 2. Location of the Biobío River catchment. (a) Annual precipitation in the south central Andes and location of the Biobío River catchment (red line). Interpolation of the rainfall data (1960–1990) from *Hijmans et al.* [2005]. (b) Plan view of the gauging stations (red circles), their drainage area (gray lines), and natural (lakes) and artificial (dams) sediment traps (squares), rainfall stations (blue diamond), and temperature stations (outlined in pink). The sediment supply areas (continuous gray lines) exclude areas where the sediments generated upstream from lakes and mega dams are blocked (dashed gray lines). Red triangles show the present position of the volcanic arc. (c) NNE view of the sediment supply areas highlighting the topography. The position of the gauging stations and main geomorphological units are shown. (d) Slope map from Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) data.

2. Study Region

The study region is the Biobío River basin (~24,000 km²). This basin is located on the western flank of the southern central Andes (37–39°S) and drains into the Pacific Ocean. This segment of the Andean forearc consists of two N-S oriented belts (the Principal Cordillera and Coastal Cordillera) separated by the Central Depression (Figures 2c and 2d).

The headwaters of the Biobío River basin are in the Principal Cordillera, where the active volcanic arc is located. The basin reaches elevations up to 3511 m. From north to south there is a morpho-lithological gradient: the northern head of the Biobío River (the Laja, Queuco, and Duqueco tributary catchments) has a high relief and average slopes of > 20°. The lithology primarily consists of three N-S strips (from west to east) of Miocene granitoids, Miocene volcanic complexes, and Pliocene to Quaternary volcano-sedimentary deposits [*Thiele et al.*, 1987]. The southern head of the Biobío River basin (upstream of the Llanquén station, Figure 2b) has moderate relief and an average slope of 14°, resulting from the predominance of Plio-Pleistocene basaltic plateaus.

The Central Depression is a piedmont region with a mean slope of ~5° and a subparallel drainage network. The lithology consists mainly of Quaternary pyroclastic deposits, volcanic avalanches, and fluvio-alluvial deposits and minor Oligo-Miocene basaltic deposits [*SERNAGEOMIN*, 2002]. Most of the Tijeral watershed and half of the Puente Perales watershed lie within that piedmont region (Figures 2b and 2c).

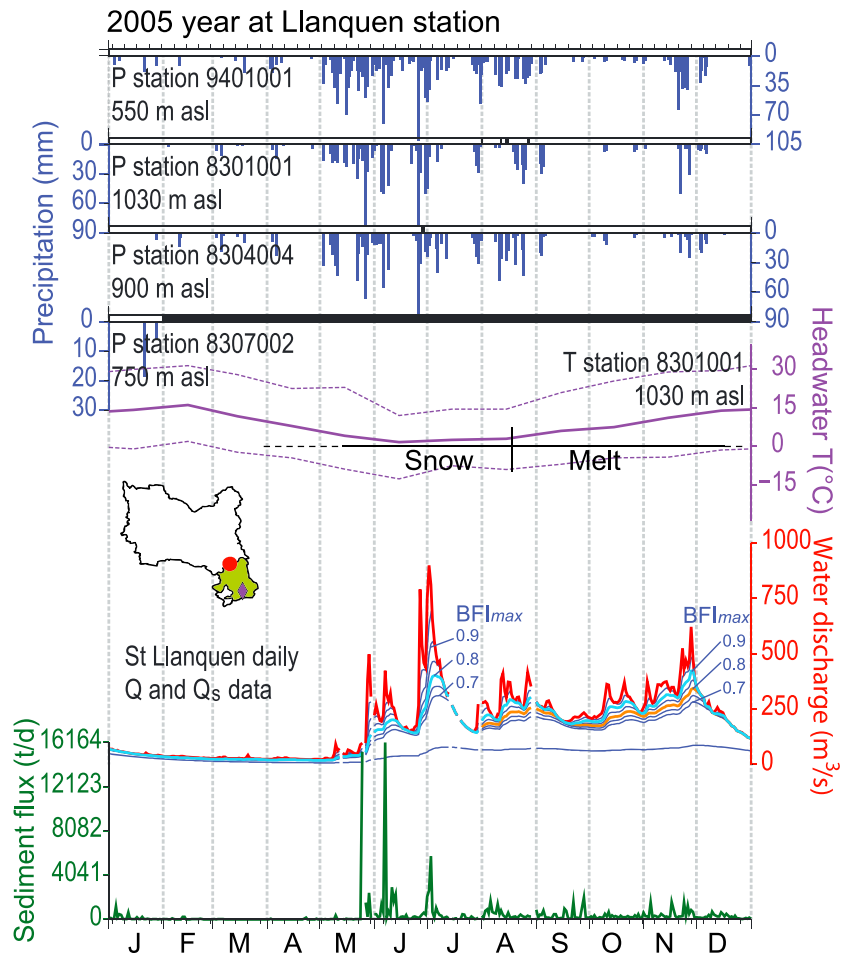


Figure 3. Representation of the analyzed data and the base flow separation. Daily time series for 2005 at the Llanquen station for rainfall (blue), monthly temperature (max, min, and mean, purple), total water discharge (red), and suspended sediment discharge (green). Days with missing rainfall data are indicated in black along the X axis. Snow and melt months in the Principal Cordillera are indicated with the temperature curve. Under the water discharge curve, several possible base flow separation curves are shown (dark blue lines). Separation was carried out using Eckhardt's [2005] method. Each curve is calculated using a different BFI_{max} . The curve that we chose by observing the rainfall over the drainage area is highlighted in light blue. In this example, during the melt period, the frequency of the hydrograph changes, and we change the selected BFI_{max} from the orange to the light blue line. The inset shows the sediment supply area, in green, for the Llanquén station (red point) and the position of the meteorologic station 8301001 (purple diamond). The same analysis for the whole database and all of the stations is displayed in Figures S1a–S1e in the supporting information.

The Coastal Cordillera has a maximum width of ~60 km and reaches elevations up to 1525 m. The western limit of the Biobío catchment is in a particularly high portion of the Coastal Cordillera, called the Nahuelbuta Range. It comprises a Silurian-Carboniferous metamorphic complex and a Carboniferous-Permian batholith that dominate the western and eastern flank of the range, respectively [SERNAGEOMIN, 2002]. The area of the Coastal Cordillera that drains into the Biobío catchment is close to 4700 km² and has an average slope of 12°.

The rainfall regime of the region is dominated by frontal systems affecting the entire strip of land located on the western side of the Andean margin [Garreaud, 2007]. The southward increasing intensity and frequency of the westerly winds [Garreaud et al., 2009] infers a latitudinal precipitation gradient (Figure 2a). The Biobío River catchment is situated in the Temperate-Mediterranean Transition zone (TMT) [Christie et al., 2011] of the western Andes, where rainfall increases from ~1000 mm in the north to ~3000 mm in the south. The TMT separates the semiarid Mediterranean climate (32–35.5°S) from the Temperate Rainforest (39.5–55.5°S), one of the wettest extratropical regions of the world [Miller, 1976]. In the TMT, ~70% of the annual rainfall

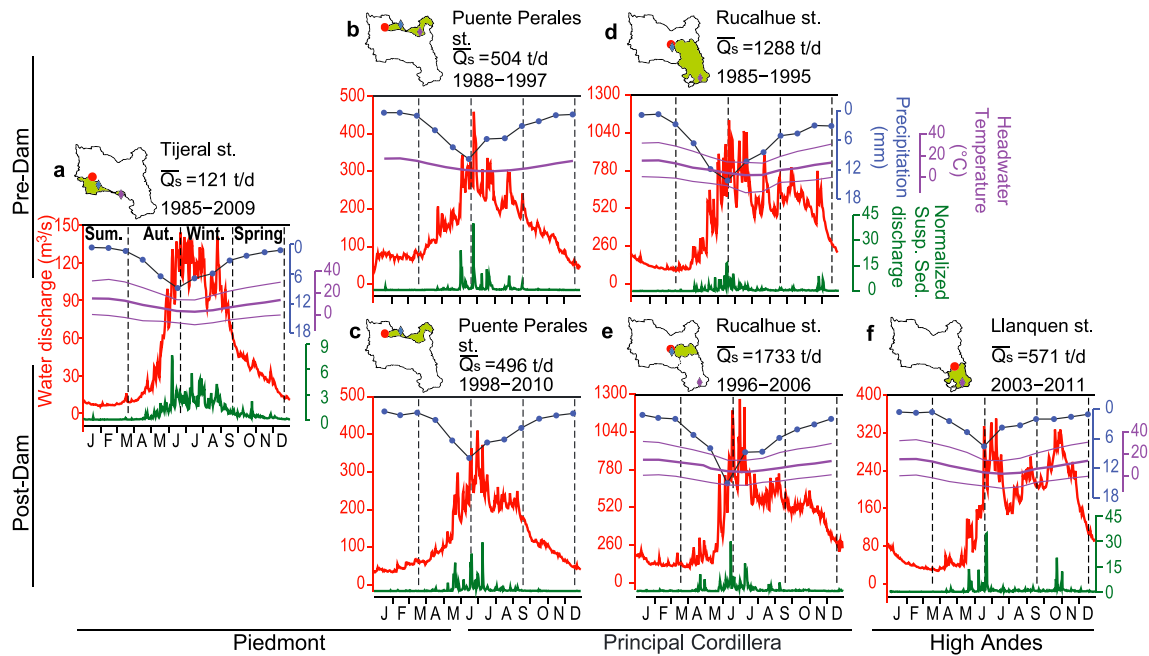


Figure 4. (a–f) Hydrological annual cycle in the Biobío subcatchments. Seasonal variability is shown by plotting the daily averages of Q and Q_s (normalized by the mean, \bar{Q}_s) and monthly averages of precipitation and headwater max, min, and mean temperature. The stations are ordered from left to right according to the topography of their sediment supply areas. Stations affected by dams were plotted twice to analyze the database in the predam and postdam periods. The monthly mean precipitation was calculated for the rainfall station with the most complete register during the period for each plot. The maps show the sediment supply areas (in green). Red points are the outlets for the drainage areas, and diamonds indicate the location of the precipitation (blue) and temperature (purple) stations.

occurs during the austral autumn and winter (March–September). The transition from dry to humid summers occurs abruptly at the latitude of the Biobío River. There are three dry months (less than 5% of the annual rainfall between December and February) north of 37°S, whereas no dry periods occur south of 40°S [Miller, 1976]. In the eastern Coastal Cordillera, 95% of rainfall intensities of more than 30 min of duration are lower than 23.2 mm/h [Mohr et al., 2013].

The freezing line in Central Chile is typically between 1500 and 2500 m [Garreaud, 2013]. During the rainy season (May to July), when temperatures decrease, the precipitation in the Principal Cordillera is mainly in the form of snow. With increasing temperatures in August, snow melt occurs in the headwater of the Biobío River (Figure 3). Therefore, the hydrological regime of the Biobío River is a mix of rainfall and snowmelt in the headwaters of the Principal Cordillera and exclusively rainfall in the Central Depression and Coastal Cordillera. The maximum Q is observed during the austral winter (June–July). Due to snowmelt, a second discharge peak (August–December) occurs in the higher elevations (Figures 4d–4f), which attenuates downstream. However, the discharge from the Biobío River is dominated by rain rather than by snowmelt, as seen in other rivers located south of 35°S [Cortés et al., 2011].

The Biobío River basin is part of the Valdivian Rainforest Ecoregion (35–43.5°S). It has been affected by intense replacement of native forest with pasturelands, shrublands, and agriculture land since the Spanish colonization (XVI century) and forest plantations of fast-growing exotic species since 1974 [Armesto et al., 2010; Lara et al., 2012]. In recent years, tree plantations have rapidly expanded and replaced native forest habitats and agriculture areas [Echeverría et al., 2006; Aguayo et al., 2009] (Table 1). This expansion has been particularly intense in the Coastal Cordillera. The species involved and the forest management practices affect the hydrological regime of the catchments and the magnitude of soil erosion, due to their impact on evapotranspiration, soil hydraulic properties, and suspended sediment export [e.g., Huber and Iroumé, 2001; Huber et al., 2010; Mohr et al., 2013]. Historically, land use in this region includes practices that increase erosion by overland flow, such as the cultivation of sloping land and clear cutting [e.g., Oyarzún and Peña, 1995; Iroumé et al., 2006].

Table 1. Land Use From Landsat Image Classification [Aguayo et al., 2009]^a

Station	Llanquén	Rucalhue	Tijeral	P. Perales	Desemb.					
% of Catchment	0	19.4%	77.3%	91.9%	70.4%					
Area Accounted ^b										
Area Accounted (km ²)	0	1328	1827	2405	16016					
<i>Percents Over the Area Accounted</i>										
Year	1979	2000	1979	2000	1979	2000	1979	2000	1979	2000
Native forest	-	-	66.2	62.9	26.3	18.6	30.8	27.3	29.6	21.2
Forest plantation	-	-	0	7.3	1.6	35.5	3.7	20.2	4.1	33.1
Agriculture	-	-	8.4	4.4	54.5	31.9	14.6	9.7	33.8	23.3
Shrubland	-	-	5.6	4.9	17.1	13.1	18.9	9.3	24.1	13.3
Steppe	-	-	17.9	17.9	0.1	0.1	20.1	20.1	5.4	5.4
Urban	-	-	0	0	0.4	0.7	0	0.2	0.2	0.4
Water	-	-	0.3	0.9	0	0	0.2	0.3	0.3	0.5
Snow	-	-	0.2	0.3	0	0	0.6	0.7	0.2	0.2
No vegetation	-	-	1.3	1.3	0	0.1	10.7	11.9	2.3	2.5

^a Available data do not cover the entire Biobío catchment. Percents of subcatchments accounted are indicated for each station.

^b Catchment area excludes lakes and their tributaries.

The headwaters of the Biobío River and its tributaries are affected by the construction of hydroelectricity facilities and agricultural irrigation. Hydroelectric development includes mega dams as well as run-of-the-river facilities (Figure 2b). Some of these run-of-the-river facilities operate without water pondage, while others have small dams at their upstream intakes. Available information concerning reservoirs volumes is summarized in Table 2.

The most affected headwaters are those of the Laja and Biobío Rivers: on the Laja River (Puente Perales drainage area), four hydroelectric plants were constructed between 1948 and 2007. They operate using four small dams and the Laja Lake as a reservoir. Before hydroelectric development, the outflux of this natural lake was by subsurface flow only. Therefore, Laja Lake only has an artificial surface connection with the Laja River. Between 1972 and 1999, an average drop of 27 m in the level of Laja Lake was reported and attributed to hydroelectric activity [Mardones and Vargas, 2005]. On the Biobío River, two mega dams

Table 2. Hydroelectric Plants and Their Reservoirs in the Biobío River Catchment

Plant Name	Start-Up Year	Reservoir Description	Reservoir Name	Reservoir Volume (10 ⁶ m ³)		Retention Efficiency (%) ^a	Location		Source
				Initial ^a	2004 Year ^a		Latitude	Longitude	
Abanico	1962	Run of the river with pondage	Abanico	ND	ND	ND	-37.362	-71.497	Observed in satellite images
El Toro	1973	Conventional with natural reservoir and pondage	Laja Lake	7500	ND	ND	-37.374	-71.369	Mardones and Vargas [2005]
			El Toro	ND	ND	ND	-37.291	-71.489	Observed in satellite images
Pangue	1996	Conventional with mega dam	Pangue	175	ND	ND	-37.924	-71.593	http://www.endesa.cl/
Rucue	1998	Run of the river with pondage	Rucue N	ND	ND	ND	-37.315	-71.689	Observed in satellite images
			Rucue S	ND	ND	ND	-37.374	-71.740	
Mampil and Peuchen	2000	Run of the river with pondage	Las Juntas	0.51	0.43	55	-37.571	-71.487	Abdala [2004]
			Rucacura	0.32	0.27	30	-37.514	-71.732	Abdala [2004]
			El Trinte	0.05	0.01	ND	-37.536	-71.707	Abdala [2004]
Ralco	2004	Conventional with mega dam	Ralco	1222	ND	ND	-38.117	-71.435	http://www.endesa.cl/
Quilleco	2007	Run of the river without pondage	-	-	-	-	-37.336	-71.956	http://www.colbun.cl/

^aND: No data available.

Table 3. Location of the Gauging Stations, Measurement Periods, and Dams Constructed Upstream

Station Name	Latitude	Longitude	Total Period	Dams Inside the Catchment Area ^a	Availability Period	Number of Samples
Llanquén	−38.2008	−71.2989	2003–2011	-	2003–2011	3091
Rucalhue	−37.7081	−71.9050	1985–2006	<i>Pangue (1996), Ralco (2004)</i>	1985–1995 1996–2006	2201 3738
Tijeral	−37.7333	−72.6167	1985–2011	-	1985–2009	7650
Puente Perales	−37.2333	−72.5333	1988–2011	Abanico (1948), El Toro (1973), Rucue (1998)	1988–1997 1998–2011	2039 4350
Desembocadura	−36.8372	−73.0864	1985–2011	Abanico (1948), El Toro (1973), <i>Pangue (1996), Ralco (2004),</i> Rucue (1998), Las Juntas (2000), Rucacura (2000)	1985–1995 1996–2011	2460 5271

^aMega dams highlighted in italic.

were built between the Rucalhue and Llanquén stations. The Pangue mega dam was constructed in 1996, producing a substantial drop in the Rucalhue hydrograph (Figure 1.2.12 in the supporting information 1.2). The Ralco mega-dam was constructed in 2004 upstream from the Pangue mega-dam. These mega-dams have two impacts on the flow regime: (1) an alteration and flattening of the annual flow regime as a consequence of storage management and (2) a shift in the flow variability from a monthly to a daily level. The latter occurs because both dams are used for hydropeaking, and thus, they produce strong daily fluctuations [Goodwin *et al.*, 2006; García *et al.*, 2011].

Agricultural irrigation is carried out via water intake and an irrigation channel network. This results in an anthropic diversion of the river flow. It is estimated that ~22% of the Laja River discharge is bypassed to the lower catchment for irrigation purposes [Mardones and Vargas, 2005]. During the dry season, ~160 m³/s is extracted from the Biobío River and its tributaries for irrigation purposes [García *et al.*, 2011]. This represents ~24% of the average spring/summer discharge at the Desembocadura station.

3. Database and Methods

3.1. Water Discharge and Suspended Sediment Load

We present Q_s and Q data for five river gauging stations (Llanquén, Rucalhue, Tijeral, Puente Perales, and Desembocadura) from the Chilean government's monitoring network (*Dirección General de Aguas*, DGA, www.dga.cl) located within the Biobío River catchment (Figure 2b). The time series covers up to 26 years data, from 1985 until 2011 (see Table 3). The data collected prior to 2006 has previously been analyzed by Pepin *et al.* [2010] and Carretier *et al.* [2013] to calculate the mean annual Q_s and a variability index for Q ; however, they did not analyze the dynamics of Q and Q_s as we have done here.

During the period indicated in Table 3, the sediment concentration (C_s , mg/L) and Q (m³/s) were measured daily, but the chronology is not complete. Missing days are randomly distributed throughout the available time series and are not concentrated in any season (e.g., winter). No data are available for the period 1990–1992. The annual time series are shown in Figures S1a–S1e in the supporting information. The daily Q_s presented here is the product of C_s and Q . No subdaily variations in Q and Q_s were recorded in this database. The daily Q values were determined from gauge stage readings and calibrated rating curves. Roughly once a month, these rating curves are validated by current meter measurements taken by the DGA. As a result, the Q data are precisely monitored and possible changes in the river cross-section geometry are directly incorporated. C_s is sampled at the surface of the river using a bottle, collected daily at approximately the same point in the river. The *routine sampling* procedure, while simple, is prescribed in great detail for all operators [Solar, 1999]. For this reason, and because the same person has been the operator over long periods of time, we have assumed that there is little subjective bias in the sampling procedure.

Because the C_s measurements consisted of grab samples, they did not incorporate the whole river cross section. Nevertheless, due to the turbulence of the studied streams, we would expect strong vertical mixing of the sediments. Although the total fluxes might be slightly underestimated, the relative variation

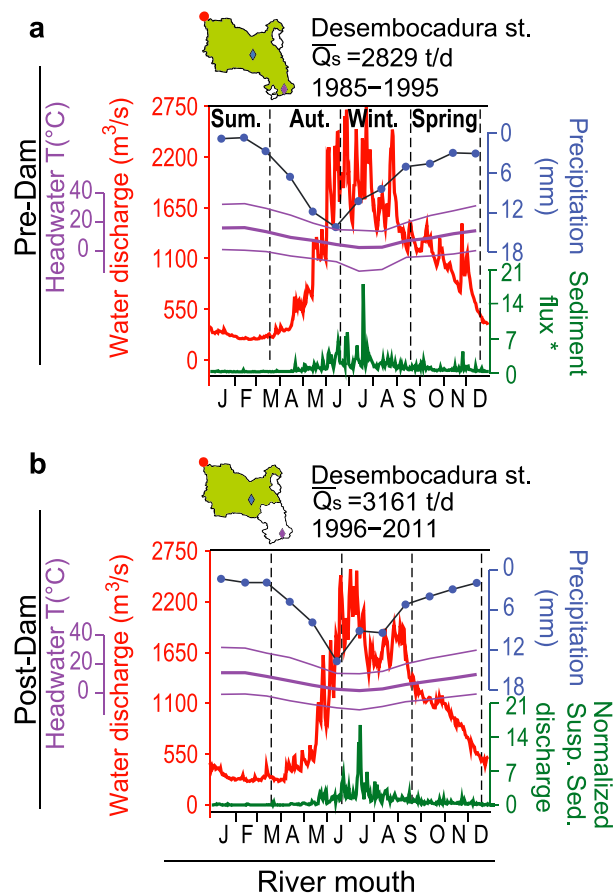


Figure 5. Hydrological annual cycle in the Biobío catchments at river mouth (Desembocadura station). Seasonal variability is shown by plotting the daily averages of Q and Q_s (normalized by the mean, Q_s) and monthly averages of precipitation and headwater max, min, and mean temperature during the (a) predam and (b) postdam periods. The monthly mean precipitation was calculated for the rainfall station with the most complete register during the period for each plot. The maps show the sediment supply areas (in green). Red points are the outlets for the drainage areas, and diamonds indicate the location of the precipitation (blue) and temperature (purple) stations.

analysis of Q_s for the Rucalhue and Desembocadura stations was mainly focused on the time series before 1996, when the Pangué dam was built. Nevertheless, in order to observe the impact of the Pangué and Ralco dams on the seasonal distribution of Q and Q_s , we present time series and decennial averages for the predam and postdam periods.

The pondages of run-of-the-river plants and other small reservoirs retain the bed load and part of the suspended load. However, they allow the flow of suspended sediment during floods [Csiki and Rhoads, 2010]. Therefore, we analyzed Q_s for the Puente Perales station, although it was affected by small dams (Abanico and El Toro) built before measurements commenced. Two of the four pondages for this catchment were constructed in the middle of the time series (i.e., in 1998) downstream from the two existing pondages. In order to observe the impact of the dam operations, we also present a decennial time series for the Puente Perales station, divided into the *predam* and a *postdam* periods. However, here we only refer to the last two constructions (1998).

3.2. Precipitation and Temperature

Daily rainfall data were used to carry out the hydrograph analysis described below. We used time series from the DGA rainfall stations shown in Figure 2b. These data comprised point measurements representing very localized precipitation regimes, which are not necessarily representative of the wider surrounding areas

and distribution of the surface C_s can be used to analyze the processes involved in erosion at the catchment scale [e.g., Wulf et al., 2012]. The spatial variation in stream velocities and channel width across the different stations causes variations in the vertical mixing of the sediments [e.g., Lupker et al., 2011]. Therefore, the fraction of C_s at the surface with respect to the total suspended load can vary between stations. For this reason, our analysis is focused more on the conceptual process than on the comparison between specific values of sediment discharge and erosion rates between the catchments.

Several days each year, the DGA carries out depth-integrated sampling. However, this is only representative of middle- and low-discharge stages [Solar, 1999]. We observed strong incongruity between the vertically integrated database and the routine sampling for the same dates (Figure S2). An inspection of the time series revealed some aberrant integrated concentration values, with unusually low values over periods of several days with high Q and surface concentrations. Because of these inconsistencies and because depth-integrated sampling is highly dependent on operator procedure, we did not use these data in estimations of the total suspended load.

We assumed that the sediment source areas that feed each station are the portion of the drainage area downstream from lakes and mega dams. To avoid bias induced by mega dam operations, the

[Tustison *et al.*, 2001]. Because of the sparse numbers of rainfall stations, we did not use a catchment-scale precipitation approach. Rather, we chose representative stations located at different elevations within each drainage basin. The monthly temperatures shown in Figures 3–5 and in the supporting information were measured at the DGA meteorological stations indicated in Figure 2b and at the Abanico hydroelectric plant.

3.3. Hydrograph Analysis

The time evolution of Q (hydrograph) is controlled by the transfer of water from all of the underground and surface reservoirs plus the in-stream runoff processes. As a result, it provides valuable information on groundwater storage (S (mm, or volumetric units per catchment area)), surface and subsurface runoff, evapotranspiration, and snowmelt. When the catchment is considered as a simple dynamic system, the water flux provides an integrated characterization of the catchment behavior [Kirchner, 2009].

During the dry season, the quantity of water stored in the catchment decreases due to subsurface drainage and evapotranspiration. After a rainfall event, the surface and subsurface runoff quickly transfer excess water (the water that has a short response time) into the rivers. The postrain hydrograph is characterized by a gradual decline in discharge, which determines the rate of recession. This is the basis of hydrograph separation techniques [Tallaksen, 1995], which consist of isolating the Q fractions between a low-frequency component, or base flow, (Q_b), and a high-frequency component, or direct discharge (Q_d) (Figure 1).

During the rainfall-runoff periods, the water flows close to the surface on the hillslopes and a large fraction of the catchment area contributes to Q_s . To estimate the Q fraction that is routed over or near the surface of the entire catchment, we assumed that this fraction is equivalent to Q_d , the fraction of Q that is quickly routed through the catchment after a rainfall event [Blume *et al.*, 2007].

There are a number of algorithms used in hydrograph analysis that fit Q_b to the recession limb of the hydrograph [e.g., Nathan and McMahon, 1990; Chapman, 1999; Eckhardt, 2005, 2008; Blume *et al.*, 2007]. In this study we used the generic digital filter proposed by Eckhardt [2005]. This method calculates Q_b by separating the hydrograph using two parameters: (1) an exponential recession constant α and (2) a subjective filter parameter BFI_{max} , defined as the maximum possible value of the base flow index (the modeled long-term ratio of base flow to total streamflow). Since the algorithm uses an exponential recession coefficient, it simplifies S as a linear function of Q . This approach has been questioned [Wittenberg, 1999]; however, Chapman [1999] argued that the linear model is a good approach for recession periods longer than 10 days. He also demonstrated that two-parameter algorithms are more consistent than one- or three-parameter algorithms. We chose this method because the two-parameter algorithm can be independently determined or iteratively calibrated. Once obtained, it is possible to compare the parameters of different catchments and the interpretation of their physical meaning (see below).

The α value used for each station (Table 4) is the average of the exponential recession coefficient obtained from several long-lasting postrain periods. They were calculated from the hydrograph portions that showed a distinct change in convexity that defines the beginning of the recession. To obtain the BFI_{max} index, a hydrograph separation was performed using various values between 0.25 and 0.95, obtaining several possible time series for Q_b (dark blue lines in Figure 3). We used independent measures of precipitation at four rainfall stations in the catchments to constrain periods of intense rainfall and periods of recession. The BFI_{max} value was then chosen by selecting the Q_b time series that meets the following criteria (see the light blue line in Figure 3): during intense rainfall events, a rapid increase in Q must correspond to Q_d (Figures 1b and 1c). During dry periods, Q decreases and therefore Q_d also decreases, because the discharge mainly corresponds to Q_b (Figure 1d). Hence, during these recession periods (Figures 1e, 1f, and 1a), the selected Q_b must be equal to Q . During the snowmelt period, there is a shift in the frequency of the hydrographs for the Llanquén and Rucalhue stations (August to December, Figures 4d–4f), and the separation curve selected for the snow season (orange line in Figure 3) does not produce a satisfactory fit of the Q_b for some recession periods. Therefore, we selected a higher BFI_{max} value for the melt season in those stations (Table 4).

As BFI_{max} is the long-term ratio between Q_b and Q , it can be used to characterize the variability in groundwater storage with respect to rainfall events. Graphically, by comparing the results of several separation curves (dark blue lines in Figure 3), it is noticed that a low BFI_{max} value means a lower contribution of rainfall-derived water to the groundwater reservoir. At the same time, low BFI_{max} values lead to a larger fraction of rainfall-derived water being converted into the fast component Q_d . In contrast, if the

Table 4. Coefficients Used to Calculate the Base Flow, the Mean Suspended Sediment Discharge ($\overline{Q_s}$), and the Morphometry of the Studied Catchments (the Sediment Supply Areas Only)^a

Station Name	Recession Coefficient	BFI _{max}	Total Catchment		Catchment			Mean $\overline{Q_s}$ (ton/d)	Q_s^* (ton/yr/km ²)	Mean H (m) ^b	H max (m) ^b	H min (m) ^b
			Area (km ²)	Period	Area (km ²) ^b	Mean Slope (deg) ^b						
Llanquén	0.975	0.8/0.9	3352	Total	2892.44	14.01	571.3	72.1	1465.11	2664	739	
Rucalhue	0.974	0.8/0.9	7254	Predam	6795.42	17.26	1288.1	69.2	1382.81	3095	256	
				Postdam ^c	1818.47	20.75	1732.7	347.8	1210.06	3088	256	
Tijeral	0.947	0.7	2364	Total	2363.91	7.93	120.5	18.6	405.77	1773	63	
Puente Perales	-	-	3588	Predam	2622.15	14.32	503.8	70.1	1020.70	3488	75	
				Postdam	2622.15	14.32	496.1	69.1	1020.70	3488	75	
Desembocadura	0.965	0.9	24172	Predam	22756.20	11.15	2828.7	45.4	755.44	3506	5	
				Postdam ^c	17772.10	9.71	3658.9	75.4	561.87	3409	5	
				Postdam ^d	17772.10	9.71	3161.4	64.9	561.87	3409	5	

^aElevation from SRTM DEM.

^bExcludes lakes, mega dams, and their tributaries.

^c1996–2006.

^d1996–2011.

BFI_{max} value is high, a higher volume of rainfall-derived water is transferred to the aquifer and a smaller proportion is converted into Q_d .

We carried out the hydrograph analysis using continuous daily Q measurements. Measurements from the postdam periods were excluded because the artificial variability of the hydrograph did not provide a satisfactory fit for the base flow curves. As a result, we obtained Q_d and Q_b values for the Rucalhue and Desembocadura stations until 1995, but did not obtain Q_d and Q_b values for the Puente Perales station, where the dams had been built before measurements began. The Tijeral measurements were valid until

Table 5. Rating Exponents (Numbers in Italic) and 1σ Confidence Intervals for Power Law Fits Between the Daily Values of Three Components of Water Discharge Versus Suspended Sediment Discharge (See Notations)^a

Station Name	Q			Q_d			dry Q_b		
	<i>b</i>	<i>b</i> _{min}	<i>b</i> _{max}	<i>b</i>	<i>b</i> _{min}	<i>b</i> _{max}	<i>b</i>	<i>b</i> _{min}	<i>b</i> _{max}
<i>Bayesian Inversion (L1 Norm)</i>									
Llanquen	<i>1.48</i>	1.44	1.52	<i>0.78</i>	0.74	0.81	<i>1.59</i>	1.46	1.72
Rucalhue	<i>1.52</i>	1.47	1.57	<i>0.86</i>	0.82	0.89	<i>1.77</i>	1.62	1.93
Tijeral	<i>1.18</i>	1.16	1.20	<i>0.92</i>	0.90	0.93	<i>1.04</i>	1.00	1.08
Puente Perales	<i>1.10/2.51</i>	1.05/2.42	1.15/2.60						
Desembocadura	<i>1.62</i>	1.57	1.66	<i>0.82</i>	0.78	0.85	<i>1.61</i>	1.45	1.78
<i>Optimization Least Squares (L2 Norm)</i>									
Llanquen	<i>1.51</i>	1.46	1.55	<i>0.69</i>	0.66	0.72	<i>1.57</i>	1.44	1.71
Rucalhue	<i>1.59</i>	1.53	1.65	<i>0.77</i>	0.73	0.80	<i>1.83</i>	1.65	2.01
Tijeral	<i>1.20</i>	1.18	1.22	<i>0.81</i>	0.79	0.83	<i>1.04</i>	0.99	1.09
Puente Perales	<i>1.04/2.62</i>	0.99/2.52	1.10/2.72						
Desembocadura	<i>1.67</i>	1.61	1.73	<i>0.72</i>	0.69	0.76	<i>1.54</i>	1.34	1.73
<i>Optimization Least Absolute Values^b (L1 Norm)</i>									
Llanquen	<i>1.48</i>			<i>0.78</i>			<i>1.59</i>		
Rucalhue	<i>1.52</i>			<i>0.86</i>			<i>1.77</i>		
Tijeral	<i>1.18</i>			<i>0.92</i>			<i>1.05</i>		
Puente Perales	<i>1.10/2.51</i>								
Desembocadura	<i>1.62</i>			<i>0.82</i>			<i>1.61</i>		

^aDifferent approach to fit the data are explained in Figure S4a.

^bIteratively reweighted least squares (IRLS) algorithm.

Table 6. Rating Coefficients (Numbers in *Italic*) and 1σ Confidence Interval for a Power Law Fit Between the Daily Values of Three Components of Water Discharge Versus Suspended Sediment Discharge (See Notations)^a

Station Name	Q			Q_d			dry Q_b		
	<i>a</i>	<i>a</i> _{min}	<i>a</i> _{max}	<i>a</i>	<i>a</i> _{min}	<i>a</i> _{max}	<i>a</i>	<i>a</i> _{min}	<i>a</i> _{max}
<i>Bayesian Inversion (L1 Norm)</i>									
Llanquen	<i>0.08</i>	0.07	0.10	<i>12.56</i>	11.39	13.74	<i>0.05</i>	0.02	0.08
Rucalhue	<i>0.05</i>	0.03	0.06	<i>15.75</i>	13.52	17.98	<i>0.01</i>	0.003	0.02
Tijeral	<i>0.63</i>	0.59	0.66	<i>5.73</i>	5.50	5.97	<i>0.96</i>	0.84	1.07
Puente Perales	<i>0.3/0.0003</i>	0.24/0.0002	1.15/0.0004						
Desemb.	<i>0.02</i>	0.01	0.02	<i>22.73</i>	19.36	26.11	<i>0.03</i>	0.004	0.04
<i>Optimization Least Squares (L2 Norm)</i>									
Llanquen	<i>0.08</i>	0.07	0.10	<i>18.26</i>	17.02	19.60	<i>0.06</i>	0.03	0.11
Rucalhue	<i>0.03</i>	0.02	0.04	<i>21.44</i>	18.95	24.26	<i>0.01</i>	0.00	0.02
Tijeral	<i>0.61</i>	0.56	0.65	<i>7.54</i>	7.24	7.85	<i>0.96</i>	0.83	1.10
Puente Perales	<i>0.39/0.0002</i>	0.31/0.0001	0.49/0.0003						
Desemb.	<i>0.01</i>	0.01	0.02	<i>37.79</i>	32.79	43.55	<i>0.03</i>	0.01	0.11
<i>Optimization Least Absolute Values^b (L1 Norm)</i>									
Llanquen	<i>0.08</i>			<i>12.61</i>			<i>0.05</i>		
Rucalhue	<i>0.04</i>			<i>15.16</i>			<i>0.01</i>		
Tijeral	<i>0.63</i>			<i>5.72</i>			<i>0.95</i>		
Puente Perales	<i>0.30/0.0003</i>								
Desemb.	<i>0.02</i>			<i>22.73</i>			<i>0.01</i>		

^aDifferent approach to fit the data are explained in Figure S4a.

^bIteratively reweighted least squares (IRLS) algorithm.

2009. From the Q_d and Q_b time series, we also calculated $dryQ_b$ as the base flow for days when $Q_d = 0$, i.e., the periods when overland flow does not occur.

4. Results

4.1. Annual Cycle of Water Discharge and Suspended Sediment Discharge

Figures 4 and 5 show the annual hydrograph, annual cycle of suspended sediment discharge, and monthly mean precipitation distribution for each station. The day-to-day Q and Q_s averages were calculated for the entire database or for the predam and postdam periods when applicable (see section 3). The stations were classified by the position of their sediment supply areas between the High Andes, Principal Cordillera, Piedmont, and River Mouth.

All of the stations had a Q_s maximum in the months with the highest rainfall but had large differences in terms of their magnitude and seasonal cycles. In the High Andes (Llanquén station, Figure 4f), the first major pulse of Q_s occurred in late autumn. In April, only 2.2% of the annual Q_s occurred, whereas 44.7% of the annual Q_s occurred from May to June. Q also increased significantly starting in May. During winter, the total Q continued, increasing while the mean monthly precipitation decreased. Of the annual Q_s , 21% occurred from July to September. The spring flood pulse, which extended through most of the summer period (the annual recession started in January) produced a significant increase in Q_s for approximately 1 month, between October and November. During these months, 27% of the annual Q_s occurred. The average Q_s for this station ($\overline{Q_s}$) was 571 ton/d (Table 4).

When considering the entire Principal Cordillera (Rucalhue station before the dams were built, Figure 4d), the first period of high Q_s extended throughout autumn, growing in conjunction with Q . Between April and June, 52% of the Q_s occurred. During winter, Q_s decreased rapidly, maintaining moderate values even when Q remained high: 14.4% of the annual Q_s occurred in July, 6.4% in August, and 4.7% in September. As in the High Andes, there was a spring Q_s rise lasting approximately 1 month (November–December), representing 13.6% of the annual Q_s . $\overline{Q_s}$ for the period before the dam was built (1985–1995) was 1288 ton/d, more than twice that for the high mountains (Llanquén station), but their values normalized by area (Q_s^*) were similar (Table 4).

After the construction of the Pangué dam, the sediment source area for the Rucalhue station was restricted to the steeper part of the drainage area (Table 3 and Figures 2b, 2c, and 4e). Fewer Q_s events occurred after

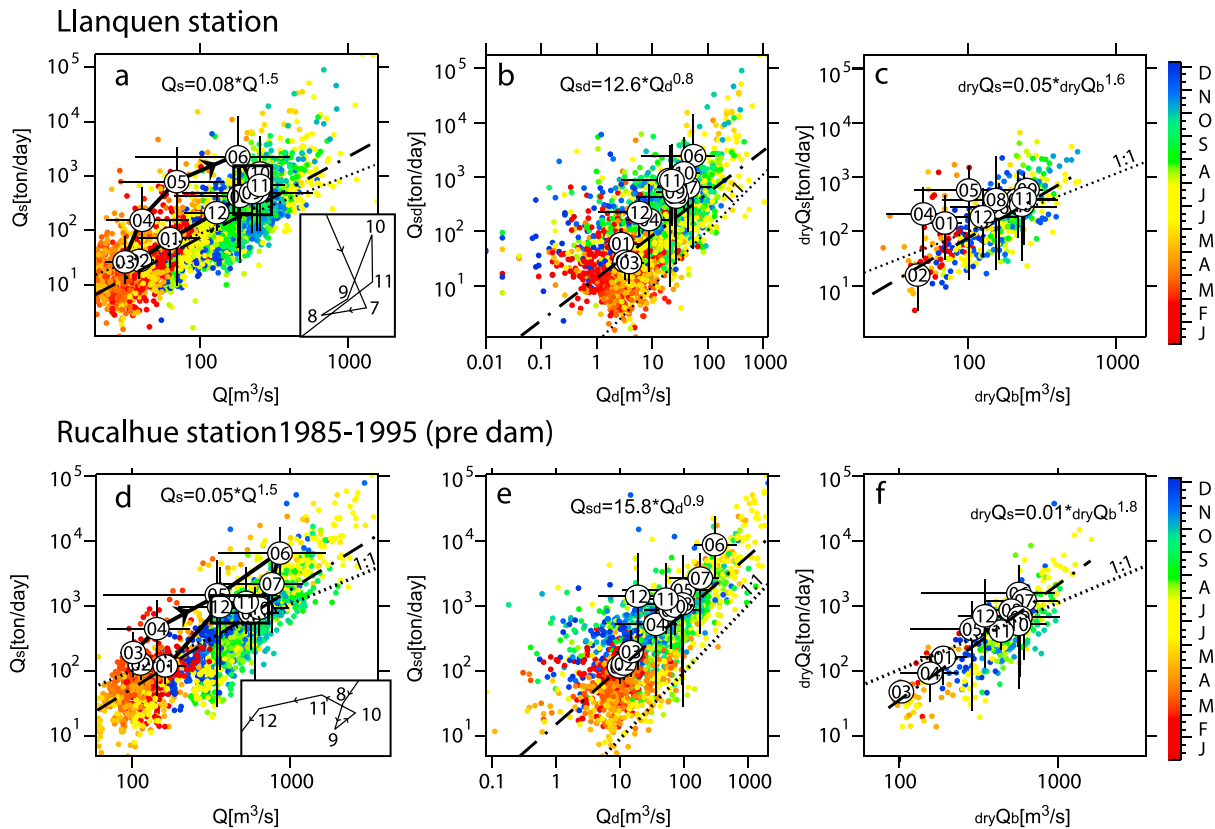


Figure 6. Mountain catchments sediment dynamics: bilogarithmic correlation diagrams for three water discharge components (Q , Q_d , and $dryQ_b$) versus suspended sediment discharge (Q_s , Q_{sd} , and $dryQ_s$) for the stations that monitor only the mountain drainage (see notations). The color scale is in an annual sequence. White circles represent the monthly mean values (the numbers are the months), and error bars represent the 5th and 95th percentiles of the monthly distribution. The dashed black line is the regression of the daily values using the Bayesian inversion solutions illustrated in Figure S4b. Hysteresis is observed in the (a) Q versus (d) Q_s diagrams. No hysteresis is observed in either the (b) Q_d versus (e) Q_{sd} diagram or in the (c) $dryQ_b$ versus (f) $dryQ_s$ diagram. The insets in Figures 6a and 6d enlarge a superimposed hysteresis loop during the snowmelt months (austral spring).

the dams were built than before, but these events were of higher magnitude. The postdam $\overline{Q_s}$ (1996–2006) reached 1733 ton/d, ~34% more than in the period before the dams were built (Table 4). The first local maximum occurred during the first floods in autumn (April). Between April and June, 47.8% of the annual Q_s was concentrated. During winter (July to September), 41.7% of the annual Q_s occurred. No spring peak was observed.

The Puente Perales station (Figures 4b and 4c) monitors drainage from both the mountain and piedmont regions. The $\overline{Q_s}$ was almost the same before and after the construction of the small Rucúe Norte and Rucúe Sur dams (504 compared to 496 ton/d). Also, the annual patterns of the Q and Q_s curves were similar in both periods. The annual hydrograph increased simultaneously with rainfall during autumn and remained high during winter. The recession beginning in spring showed no significant impact from snowmelt. The first large Q_s event occurred at the end of autumn (May–June); most of the high Q_s values were coupled with high Q values. In these months, 74% and 81% of the annual Q_s occurred during the predam and postdam period, respectively. At the end of winter (August–September), Q_s represented only 16.7% and 11.4% of the annual Q_s during the predam and postdam periods, despite high Q values.

In the piedmont (Tijeral station, Figure 4a), Q_s was strongly coupled to Q . Q_s peaked during the first floods of the hydrological year (May–June), when 50% of the annual Q_s was concentrated. Q remained high during winter as the rainfall decreased. Between July and September, 39.6% of the annual Q_s occurred. The average Q_s at this station was 121 ton/d. In 1999, the first floods of the year were linked with extremely high Q_s values (~800% of the maximum value, excluding the year 1999). As these values were three orders of magnitude higher than the long-term tendency (Figure S3b), we suspected sampling errors, and these records were excluded from the analysis and are not shown in Figure 4a.

Puente Perales station 1988-2010

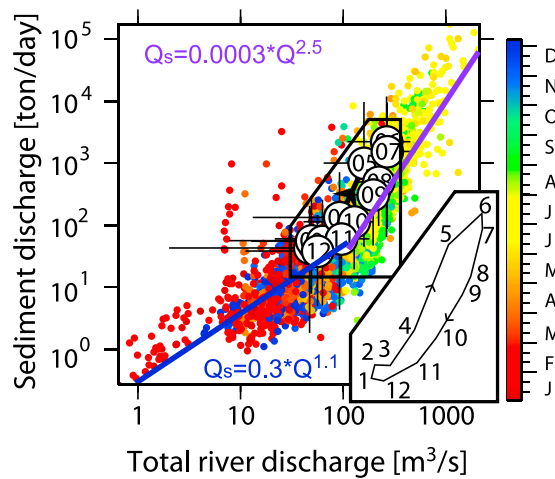


Figure 7. Sediment dynamics for the Puente Perales catchment: bilogarithmic correlation diagram for the total discharge (Q) versus suspended sediment discharge (Q_s) for the Puente Perales station, the catchment of which drains both the mountain and piedmont. The color scale is in an annual sequence. White circles represent the monthly mean values (the numbers are the months) and the error bars represent the 5th and 95th percentiles of the monthly distribution. Daily values over a threshold $Q = 110 \text{ m}^3/\text{s}$ fit to the power law written in purple. Under this threshold, the trend is plotted in blue using the Bayesian inversion solutions illustrated in Figure S4b. The inset enlarges the hysteresis curve followed by the monthly mean values.

for the periods without rapid runoff response ($_{dry}Q_b$). We also plotted the monthly mean values in order to emphasize the presence or absence of a lag time between these parameters. The results are presented from the catchment head to the sea outlet.

The rating parameters a and b obtained from fits to equation (1) are summarized in Tables 5 and 6. A fully Bayesian inversion was performed [Metropolis et al., 1953] to obtain robust estimates of model parameters and their uncertainties (see Figure S4a for a detailed description). Bayesian inversion allows for an exhaustive exploration of all plausible solutions to the estimation problem [e.g., Tarantola, 2005], from which a maximum likelihood estimate of the power law parameters is selected. We compared our estimates of a and b with those obtained using least squares and least-absolute value regressions (Tables 5 and 6). In all cases, as described in the following sections, isolating each Q component produced the same effect on the adjusted values of the power law exponent, but the magnitude of estimated exponents varied slightly. Hereafter, the given range of b values is that of Bayesian confidence interval (Table 5).

4.2.1. Correlation Diagrams at the Mountain Catchments

The monthly mean values of Q versus Q_s for the stations that only monitor drainage from the mountains (Llanquén and Rucalhue, Figures 6a and 6d) exhibit a clear clockwise hysteresis. This hysteresis effect suggests an intra-annual cycle with relative shifts in the mobilization of sediments. During autumn (April–June), the Q_s values for a given Q on the rising limb of the annual hydrograph were higher than the Q_s value on the falling limb (summer, December–March) for the same Q . The June–July period had the highest rainfall-derived Q and Q_s values. The snowmelt-derived flood produced an increase in Q_s , generating a superimposed spring hysteresis loop between September and November at the Llanquén station (inset in Figure 6a) and between October and December at the Rucalhue station (inset in Figure 6d). A hysteresis loop is also observed at the Puente Perales station, which has its headwaters in the Andes (Figure 7); however, the Q versus Q_s diagram for the Puente Perales station shows no superimposed spring hysteresis loop, and the falling limb begins in July.

The coupling between the daily Q_s versus Q values are similar for the Llanquén and Rucalhue stations. They have a large scatter and a trend (dashed line in Figures 6a and 6d) that follows a power law with exponents

At the river mouth (Desembocadura station, Figures 5a and 5b), the subannual distribution of high Q values extended from April to December. The average Q_s increased from 2829 ton/d before the construction of the dams to 3161 ton/d after construction. In both periods, the temporal distribution of Q and precipitation were similar. Q increased with precipitation during autumn and remained high during winter. During spring, a local maximum in Q occurred, reaching half the magnitude of the winter maximum. Considering only the 10 years after construction of the Pangue dam, the average Q_s was 3663 ton/d, 29.7% higher than the predam average.

4.2. Water Discharge Versus Suspended Sediment Discharge

We plotted the three components of Q versus Q_s colored by ordinal date in order to display the time dependence of the relationship between sediment mobilization and (1) the total amount of water available in the catchments (Q), (2) the water that quickly leaves the catchment (Q_d), and (3) the base flow

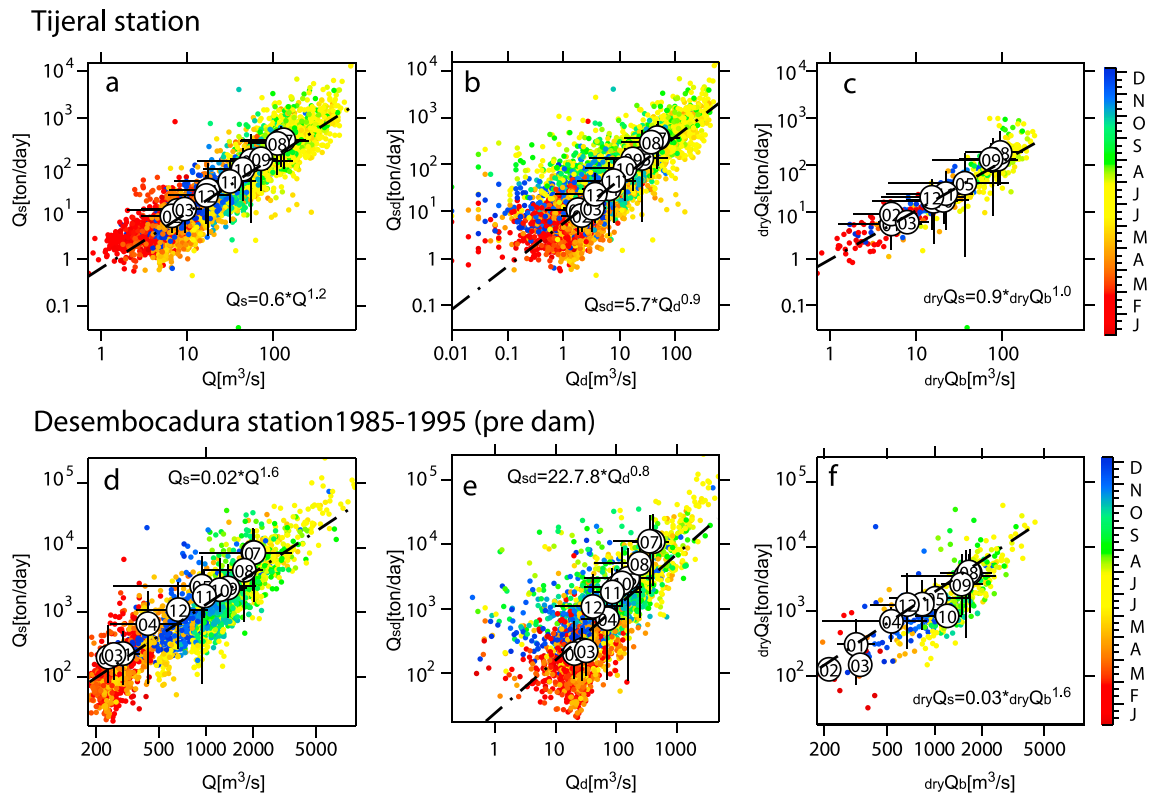


Figure 8. Piedmont sediment dynamics: Bilogarithmic correlation diagrams for three water discharge components (Q , Q_d , and $dryQ_b$) versus suspended sediment discharge (Q_s , Q_{sd} , and $dryQ_s$) for the station that mostly monitors the piedmont (a–c) Tijeral station and the entire Biobío River basin (d–f) Desembocadura station (see notations). The color scale is in an annual sequence. White circles represent the monthly mean values (the numbers are the months) and the error bars represent the 5th and 95th percentiles of the monthly distribution. The dashed black line is the regression of the daily values using the Bayesian inversion solutions illustrated in Figure S4b.

ranging between 1.4 and 1.6. At the Puente Perales station, the daily Q versus Q_s correlation diagram shows a similar dispersion. However, two different trends can be observed for the values below and above a Q threshold of $\sim 110 \text{ m}^3/\text{s}$ (Figure 7). Below this threshold, the trend is a power law with exponent 1.1 to 1.2, while above this value, the exponent is between 2.4 and 2.6.

Diagrams of the correlation between Q_d and the sediment discharge with $Q_d > 0$, Q_{sd} (Figures 6b and 6e) do not show any hysteresis. The regression exponents for the Llanquén and Rucalhue stations range between 0.7 and 0.9. Correlation diagrams for those days without Q_d (Figures 6c and 6f, see notations) show that sediment mobilization during low flow conditions does not indicate a hysteresis effect. The fit exponents are between 1.5 and 1.9 for the Llanquén and Rucalhue stations.

4.2.2. Correlation Diagram at the Piedmont and River Mouth

Figure 8 shows the relationship between the water discharge components together with the suspended sediment discharge for Tijeral station monitoring the piedmont drainage and Desembocadura station which monitors the entire mountain and piedmont catchment of the Biobío River.

At the Tijeral station (Figure 8a), the Q versus Q_s plot does not show a hysteresis effect, unlike the mountain catchments. Q_s is related to Q by a power law with an exponent of ~ 1.2 . Thus, Q_s increases slightly faster than Q , maintaining the same behavior on the rising and falling limb of the annual hydrograph. The adjusted BFI_{max} used to separate Q_b and Q_d for the Tijeral station is the lowest of all the analyzed catchments (0.7, Table 3) and the Q_d versus Q_{sd} plot (Figure 8b) does not exhibit any hysteresis. The corresponding power law fit has an exponent ~ 0.9 . For the dry periods, Figure 8c illustrates that Q_s is directly proportional to $dryQ_b$ (exponent between 1 and 1.1).

At the Desembocadura station, as at the Tijeral station, the Q versus Q_s plot does not show a hysteresis effect, and it can be fit with a power law with an exponent of 1.6 to 1.7. The Q_b separation, using a BFI_{max} of 0.9, results in the $Q_d - Q_{sd}$ diagram shown in Figure 8e. The exponent of the power law regression is between

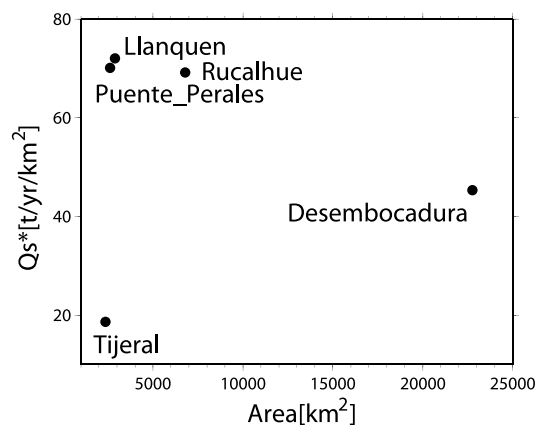


Figure 9. Sediment supply area versus Q_s^* .

0.8 and 0.9, similar to the values obtained for all of the other stations. The correlation diagram for those days without surface runoff (Figure 8f) has no hysteresis loop; the regression exponent is 1.5 to 1.8.

4.3. Suspended Sediment Discharge Along the Catchments

There is a common tendency for the specific sediment discharge (Q_s normalized by area) to decrease nonlinearly with respect to the drainage area, which is associated with the downstream increase in the sedimentation rate [e.g., Milliman and Syvitski, 1992; Hovius, 1998]. Our results show a decreasing trend between the mountain catchments and river outlet, and a much lower value at the Tijeral station in the piedmont than the general trend (Figure 9).

Normalized by their respective means ($\overline{Q_s}$), all of the stations follow the same Q_s magnitude-frequency pattern, illustrated as a probability density distribution (Figure 10). Small events ($< 0.02 \times \overline{Q_s}$) increase in frequency with their magnitude, while the frequency of medium and large events is inversely related to their size. Q_s values larger than 10% of the $\overline{Q_s}$ can be described by a heavy-tailed power law. We obtained an exponent of -2.14 for values $> 3.15 \times \overline{Q_s}$ when the maximum likelihood fit of Clauset et al. [2009] was used for the normalized data of all the stations. Most of total Q_s , the total mass fluxes estimated from the probability density distribution, are recorded between the medium-size events ($\sim 70\%$ of total Q_s between 0.02 and $2 \times \overline{Q_s}$) for all stations.

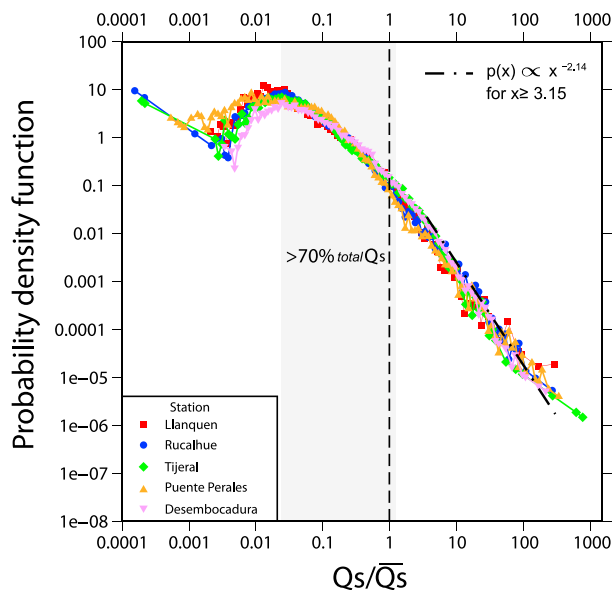


Figure 10. Log-binned probability density function of Q_s normalized by mean for all studied catchments. According to this distribution, $\sim 70\%$ of transported mass (total Q_s) is concentrated in the gray segment, i.e., between 0.02 and 2 times the mean value ($\overline{Q_s}$). Maximum likelihood fit for power law tail ($\alpha = 2.14$, $x_{min} = 3.15$, $p = 0.24$) is carried out applying the method of Clauset et al. [2009]. The goodness-of-fit procedure generates a p value to test the hypothesis of low distance between the empirical data and synthetic power law distributions. According to this definition, a large p (close to 1) means a low difference between the empirical and the modeled fit, while if p is low, the model is not a plausible fit to the data and is ruled out if $p \leq 0.1$ [Clauset et al., 2009].

5. Discussion

5.1. Sediment Mobilization at the Mountain

Our results show that the variations in Q_s from the mountain catchments are strongly controlled by the annual hydrological discharge cycle. We summarize these processes and controls in Figure 11. The annual cycle produces a pronounced clockwise hysteresis between Q_s and Q , evidence that discharge is not the sole controlling parameter for sediment mobilization. When Q_b is extracted from Q , the hysteresis is significantly reduced, revealing an almost linear scaling between Q_{sd} and Q_d ($b \sim 0.8$ to 0.9) in all the topographic settings.

During the first months of autumn (April–May), at the beginning of the annual hydrological cycle (the rising limb of the annual hydrograph), Q_s increases more rapidly than the total Q (Figures 6a, 6d, and 7). This behavior might be explained by the temporary storage of material during the dry seasons in different segments

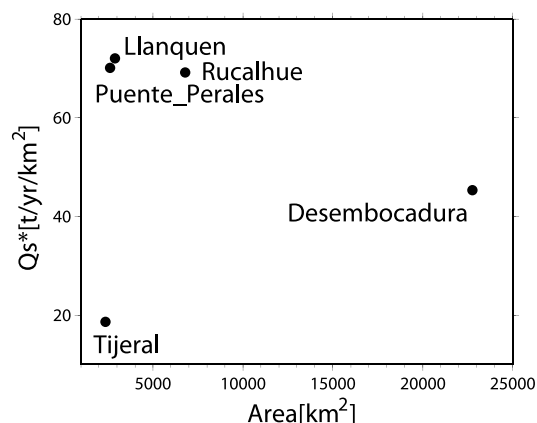


Figure 9. Sediment supply area versus Q_s^* .

0.8 and 0.9, similar to the values obtained for all of the other stations. The correlation diagram for those days without surface runoff (Figure 8f) has no hysteresis loop; the regression exponent is 1.5 to 1.8.

4.3. Suspended Sediment Discharge Along the Catchments

There is a common tendency for the specific sediment discharge (Q_s normalized by area) to decrease nonlinearly with respect to the drainage area, which is associated with the downstream increase in the sedimentation rate [e.g., Milliman and Syvitski, 1992; Hovius, 1998]. Our results show a decreasing trend between the mountain catchments and river outlet, and a much lower value at the Tijeral station in the piedmont than the general trend (Figure 9).

Normalized by their respective means ($\overline{Q_s}$), all of the stations follow the same Q_s magnitude-frequency pattern, illustrated as a probability density distribution (Figure 10). Small events ($< 0.02 \times \overline{Q_s}$) increase in frequency with their magnitude, while the frequency of medium and large events is inversely related to their size. Q_s values larger than 10% of the $\overline{Q_s}$ can be described by a heavy-tailed power law. We obtained an exponent of -2.14 for values $> 3.15 \times \overline{Q_s}$ when the maximum likelihood fit of Clauset *et al.* [2009] was used for the normalized data of all the stations. Most of total Q_s , the total mass fluxes estimated from the probability density distribution, are recorded between the medium-size events ($\sim 70\%$ of total Q_s between 0.02 and $2 \times \overline{Q_s}$) for all stations.

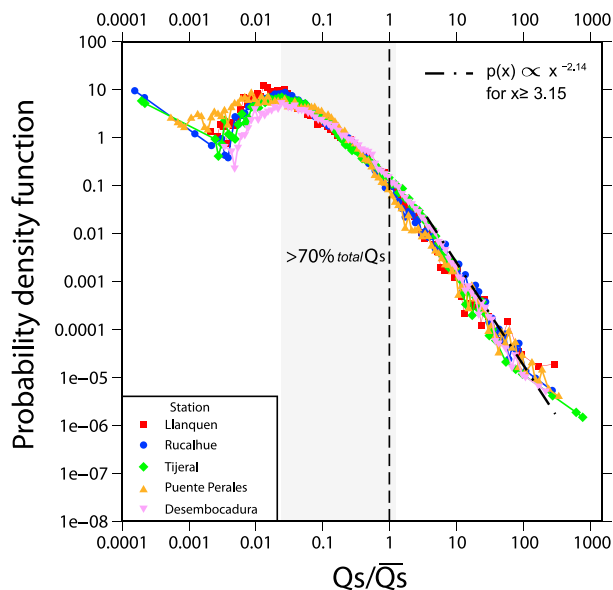


Figure 10. Log-binned probability density function of Q_s normalized by mean for all studied catchments. According to this distribution, $\sim 70\%$ of transported mass (total Q_s) is concentrated in the gray segment, i.e., between 0.02 and 2 times the mean value ($\overline{Q_s}$). Maximum likelihood fit for power law tail ($\alpha = 2.14$, $x_{min} = 3.15$, $p = 0.24$) is carried out applying the method of Clauset *et al.* [2009]. The goodness-of-fit procedure generates a p value to test the hypothesis of low distance between the empirical data and synthetic power law distributions. According to this definition, a large p (close to 1) means a low difference between the empirical and the modeled fit, while if p is low, the model is not a plausible fit to the data and is ruled out if $p \leq 0.1$ [Clauset *et al.*, 2009].

5. Discussion

5.1. Sediment Mobilization at the Mountain

Our results show that the variations in Q_s from the mountain catchments are strongly controlled by the annual hydrological discharge cycle. We summarize these processes and controls in Figure 11. The annual cycle produces a pronounced clockwise hysteresis between Q_s and Q , evidence that discharge is not the sole controlling parameter for sediment mobilization. When Q_b is extracted from Q , the hysteresis is significantly reduced, revealing an almost linear scaling between Q_{sd} and Q_d ($b \sim 0.8$ to 0.9) in all the topographic settings.

During the first months of autumn (April–May), at the beginning of the annual hydrological cycle (the rising limb of the annual hydrograph), Q_s increases more rapidly than the total Q (Figures 6a, 6d, and 7). This behavior might be explained by the temporary storage of material during the dry seasons in different segments

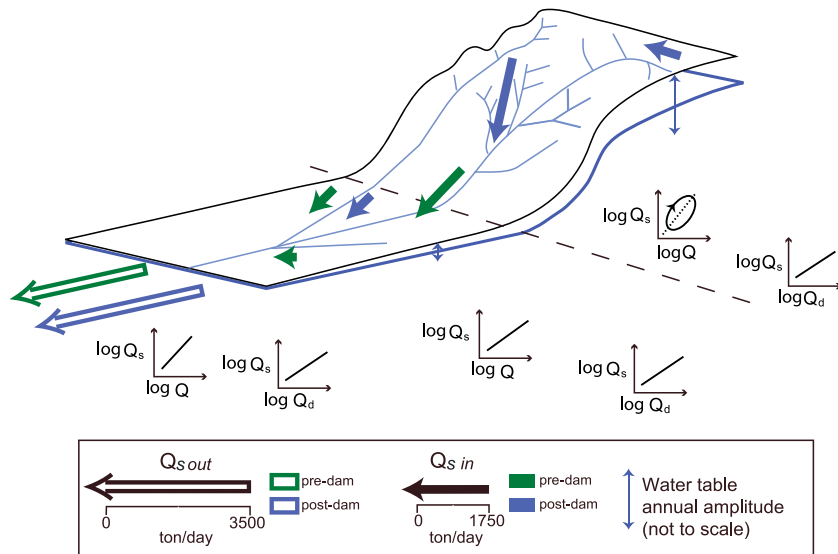


Figure 11. Schematic representation of the distribution of the suspended sediment discharge in the Biobío River basin and the relationship between Q , Q_d , and Q_s in the mountain and piedmont. The length of the arrows represents the average Q_s in the period before (green) and after (blue) the construction of the dams (1996/1998). The Q versus Q_s diagram presents a clockwise hysteresis in the mountain catchments showing intra-annual cycles for water and/or sediment mobilization from the hillslopes. The Q_d versus $Q_{s,d}$ diagram does not present hysteresis and can be expressed as a power law with an exponent close to 1, suggesting that there is a common process governing sediment discharge.

of the catchment. After a first peak in sediment discharge, most of annual Q_s is observed as rainfall increases in the remaining weeks of autumn, between May and June (Figure 4). As rainfall gradually decreases in winter (June to September), Q_s diminishes rapidly relative to Q , but in proportion to Q_d . During this season, Q_b constitutes most of the total Q . This portion of Q is transferred from the subsurface and does not mobilize the sediments from the hillslopes. Thus, the purging of the stored groundwater in this way explains why Q_s decreases more rapidly than the total Q in the falling limb of the annual hydrograph, before the spring snowmelt.

Snowmelt together with spring rainfall produce the second rising limb of the annual hydrograph from August onward. Q_s rises briefly for about a month. Q_s during the spring peak constitutes 27% and 13.6% of the annual Q_s at the Llanquén and Rucalhue stations, respectively (Figures 4f and 4d). These proportions suggest that snowmelt drives a significant portion of the sediment discharge from the headwaters. The impact of snowmelt on sediment discharge decreases downstream, as the proportional contribution of the area above the freezing elevation lessens. It is possible that a large fraction of the snowmelt is converted into surface runoff: frost in the surficial porous topsoil layer may reduce its capacity for snowmelt water to infiltrate, thereby increasing surface runoff [Dunne and Black, 1971]. If this is the case, then a combination of snowmelt and small rainfall events in the spring may mobilize sediments that are transported over short distances and then temporarily stored during the dry season. Sediments that do not reach the principal channel during the snowmelt season (August–December) may account for some fraction of the sediment load mobilized at the beginning of the next wet season (April) after connectivity is established with the first runoff episodes, explaining the first Q_s peaks of autumn.

This discontinuous sediment mobilization process between the snowmelt period and the beginning of autumn can explain part of the hysteresis pattern. However, because a high proportion of the annual Q_s is mobilized in the wet season and after one month of rain (May), we conclude that the principal control of the hysteresis is the nonuniform contribution of groundwater to Q [Andermann et al., 2012a].

Overlooking hysteresis in the $Q - Q_s$ diagram, the exponents b of the power law fitted to the $Q - Q_s$ are between 1.4 and 1.6 for two mountain catchments. The value of the exponent b derived from long-term databases usually ranges between 1.3 and 3 [e.g., Asselman, 2000; Syvitski et al., 2000; Morehead et al., 2003; Yang et al., 2007]; therefore, the results from the Biobío subcatchments are near the lower bound. The exponent $b \sim 1.4$ – 1.6 means that the suspended concentration (C_s) increases slightly with the quantity

of water available for transport ($C_s \propto Q^{-0.4-0.6}$). Hence, this trend may be indicative of a weak increase in sediment discharge with a rising water level [Asselman, 2000]. This exponent is partly controlled by processes acting on the river bed. Indeed, when there is no mass transfer from the hillslopes (days without Q_d , Figures 6c and 6f), the relationship between Q_b and $Q_{s,dry}$ follows a power law with a higher exponent of $\sim 1.7-2.8$ and no hysteresis. However, the concentrations are much smaller overall and represent a relatively small part of the whole data set. Thus, the explanation for the low b value in the $Q - Q_s$ fits must also be related to hillslope processes and to the combination of processes that produces the hysteresis.

5.2. Sediment Mobilization in the Piedmont

The results from the Tijeral station, which primarily drains the piedmont, show that Q_s depends slightly more than linearly on Q and is proportional to rainfall-derived direct discharge (Q_d , Figure 11). The absence of hysteresis is consistent with the similarity in the relationship that Q and Q_d have with Q_s . This observation also holds for times when Q_d is close to zero. The absence of a hysteresis loop in the Q versus Q_s plot also demonstrates that sediment mobilization does not depend on the same intra-annual cycles as it does in the mountain catchments.

One possible explanation for the absence of hysteresis is that the piedmont rivers convey sediment coming from the steepest portion of the Coastal Cordillera, with minimum contribution from the middle to low slope portions of the catchment, which constitute most of the Tijeral catchment (Figures 2c and 2d). In that case, any variation in Q can generate sediment transport variation. This would be consistent with the observation that Q_s is nearly proportional to the total discharge Q . However, this hypothesis contradicts the fact that most of this catchment is covered by forest plantations, both in the Central Depression and Coastal Cordillera [Aguayo *et al.*, 2009] (Table 1). Thus, the land surface can be described as a network of roads connecting harvest areas. Due to this connection, harvest areas can act as sources or sinks for runoff generation depending on the rainfall intensity [Mohr *et al.*, 2013]. In forested catchments, sediment discharge quickly increases with runoff [e.g., Oyarzún and Peña, 1995; Huber *et al.*, 2010; Mohr *et al.*, 2013]. Although direct observations of this process have been made at much lower spatial scales ($\sim 1 \text{ km}^2$), the forest plantations form a continuous land surface cover and their effects can also be observed over larger areas. Indeed, the reduction of soil water content during the dry season observed in small catchments [e.g., Huber *et al.*, 2010] is consistent with the effect of forest plantations on water fluxes described at much larger scales ($> 100 \text{ km}^2$) [Little *et al.*, 2009]. Land management in Chilean forestry uses very short rotation cycles [Iroumé *et al.*, 2006], so timber harvest and road construction can be described as a stochastic process across the entire catchment. Thus, sediment production by soil erosion is probably sourced from all of the hillslopes, and not only from the steep slope area.

Another explanation for the absence of a hysteresis loop could be that groundwater storage in the lowlands is functionally different than in the mountains. In the piedmont, where the water table depth may be closer to the surface all year round, a larger proportion of rainfall may be routed at the surface, quickly leaving the catchment and controlling the Q_d value. In this case, Q variability is strongly influenced by Q_d and to a lesser extent by Q_b . Hence, if a large proportion of Q_d is related to surface runoff, it is likely that overland flow homogeneously mobilizes sediments from the entire catchment. Two observations support the interpretation of lower seasonality in Tijeral groundwater storage than in the mountain catchments. First, the modeled water table in the Central Depression is mostly less than 5 m deep [Dirección General de Aguas (DGA), 2012], and soil moisture measurements show that the water table remains at 2 m depth at some points of the catchment located in the eastern Coastal Cordillera, even during the dry season [Mohr *et al.*, 2012]; conversely, the modeled water table in the western Principal Cordillera is between 5 m and 25 m deep [Dirección General de Aguas (DGA), 2012]. Second, the BFI_{max} value obtained at the Tijeral station is the lowest of all the stations in the Biobío catchment. This indicates that a larger proportion of rainfall water is quickly transferred to the river system. A large BFI_{max} value in the mountains indicates the opposite situation, which is that the contribution of groundwater to variations in Q is larger than in the piedmont. This interpretation is also consistent with the more permeable lithology (sediment and soil mantled slopes) and lower relief in the piedmont than in the mountain (granitoids and metamorphic rocks) [SERNAGEOMIN, 2002; Dirección General de Aguas (DGA), 2012].

Q_s at the Tijeral station exhibits a local maximum during the first rainfall episodes of autumn. This peak in Q_s may be due to the mobilization of sediments stored during the dry seasons. It is possible that the anomalous

high values observed in 1999 are due to strong changes in vegetation (for example, clear cutting). However, a detailed evaluation of the land use changes over the peak period is necessary to test this hypothesis.

5.3. Sediment Mobilization Along the Biobío River Catchment

A first-order result of our analysis is the absence of hysteresis in the $Q_d - Q_{sd}$ relationship and a similar b exponent of ~ 0.8 – 0.9 in the power law fit between these parameters for all of the stations. By assuming that Q_d is primarily surface runoff, and given that the Biobío regime is mostly controlled by rainfall, the analysis of Q_d leads us to simplify the $C_s - Q$ analysis to a simple model based only on a discharge fraction that is valid for the entire Biobío catchment (both mountain and piedmont). This is a surprising result given the contrasting lithologies and relief of both areas. It would be expected that in the mountains, large-scale mass wasting would cause Q_{sd} to behave differently and increase more than linearly with Q_d . Without separating Q_d from the base flow, the $b \sim 1.4$ – 1.6 between Q_s and Q in the mountain would be erroneously interpreted as reflecting these additional sediment sources.

The probability density distribution of Q_s (Figure 10) shows that most of the total suspended mass is mobilized during low- to medium-sized events (0.02 to 2 times the mean value for each station, $\overline{Q_s}$) and that characteristic is consistent across all stations. The steep slope observed for large events means that their recurrence interval is long, and they do not control the statistical average. Therefore, this supports the findings of *Wolman and Miller* [1960] and *Andermann et al.* [2012a] who suggested that most of the erosional work is done by moderate events. However, at much smaller spatial scales, *Mohr et al.* [2014] found that in unlogged forest plantations, Q_s is dominated by extreme-rare runoff events. In contrast, after clear cutting the frequency-magnitude distribution of Q_s shifts toward a control of more moderate runoff events.

The low $b \sim 1$ value and the consistent $Q_{sd} \propto Q_d$ relationship in both the mountain and piedmont settings suggest that sediment transport along the entire catchment is characterized by a more or less constant suspended sediment concentration. Although the scatter in the $Q_d - Q_{sd}$ diagrams is high and there are large variations in the C_s observations, all catchments show the same main trend. Similar results using different algorithms for fits (Table 5) and the absence of hysteresis strengthen the idea that sediment dynamics can be characterized by a constant C_s . Additionally, the similarity of the magnitude-frequency distributions for sediment discharge in both the mountain and piedmont suggests that a unique catchment-scale erosion process governs sediment exportation. This process may be overland flow. Indeed, the wet climate and presence of vegetation favor the formation of soil in both the mountain and piedmont, so that overland flow almost linearly transports sediment over the whole distribution of rainfall events. Overland flow is controlled by the surface connectivity associated with vegetation [*Mohr et al.*, 2013]. Forestry plantations have increased in both the mountains and piedmont over the last several decades, although the land use conversion has been more intense in the piedmont (Table 1) [*Aguayo et al.*, 2009]. An increase in surface connectivity by forestry roads and clear cutting may increase the role of overland flow in sediment transport [*Mohr et al.*, 2013], resulting in the observed similarities in $Q_d - Q_{sd}$ scaling and in the frequency-magnitude distribution in the piedmont and in the mountains.

In the mountains, it is possible that landslides play a minor role in delivering sediment to the river network because vegetation prevents mass wasting-derived sediments from reaching the rivers [e.g., *DiBiase and Lamb*, 2013] and can act as a slope stabilizer [e.g., *Vanacker et al.*, 2007; *Wu*, 2013; *Jeffery et al.*, 2014], although this depends on root architecture [e.g., *Reubens et al.*, 2007] and hillslope gradient [*Vorpahl et al.*, 2013]. During a rainfall event, the proportion of exported sediment coming from such different sources as the detached material from previous or contemporary landslides, gullies, or weathered soil varies with the magnitude of Q_s [*Smith et al.*, 2013]. Nevertheless, in our case the total amount of Q_s , regardless of source or topographic setting, are on scales in proportion to Q_d . Therefore, we interpret that this scaling is mainly controlled by overland flow rather than by the contemporaneous production of landslides.

The only significant difference between the mountain and piedmont is the lower specific sediment gained in the piedmont, reflected by the lower $\overline{Q_s}$ from the Tijeral catchment compared to the other catchments of similar size draining the steep Andes. The difference of specific sediment discharge (Q_s^*) between the highland and the lowland stations is best illustrated in Figure 9, where Q_s^* plotted against the catchment area produces a 5 times lower Q_s^* for similar drainage areas at Tijeral than at the mountain stations. This is explained by the lower yield from the hillslopes due to lower relief energies in the Tijeral catchment and/or to the major sediment storage capacity along cut and fill terraces buffering the hillslope contribution of sediment toward the river.

5.4. Decennial Variation on Q_s in Relation to Dams

Decennial variations on $\overline{Q_s}$ in relation to dam construction described in section 4.1 are schematized in Figure 11. The Puente Perales station, which is affected only by small hydropower facilities, does not show a significant change in $\overline{Q_s}$ between predam and postdam periods. Also, the subannual distribution of Q and Q_s is similar for both periods (Figures 4b and 4c). These results suggest that these small reservoirs are permeable to suspended sediment.

Conversely, at the Rucalhue station and at the outlet of the whole basin, the Desembocadura station, which are both affected by the Pangué and Ralco mega dams, the average suspended sediment discharges in the decades before and after that Pangué was built show a similar increase (~30%). At Rucalhue station, the subannual distribution of Q_s is different between the two periods. Before the Pangué Dam, the annual Q_s was distributed between the rainy months and the spring (Figure 4d). After the Pangué Dam was built, Q_s has been almost entirely concentrated in the rainy months; a spring peak is not observed (Figure 4e). These results show an increase in suspended sediment discharge after the Pangué Dam was built. At a seasonal scale, the results show a minor contribution of sediment mobilization from snowmelt and a major contribution from rainfall-runoff derived processes.

From the perspective of sediment load reduction by trapping upstream of the reservoir [Walling, 2006], the increase in sediment discharge is a counterintuitive result. However, similar results have been observed in alluvial rivers and have been attributed to channel erosion downstream of the dam [Phillips *et al.*, 2004]. Scour downstream of the dams is a known effect [e.g., Kashef, 1981; Collier *et al.*, 1996], usually attributed to the erosional capacity of water that is relatively free of sediments [Graf, 2006]. However, downstream of Pangué Dam, scour can be also attributed to the change in Q variability imposed by dam management (hydropeaking): the shift in flow variability from monthly to daily level produces strong daily fluctuations [García *et al.*, 2011] that lead to more frequent sediment stranding and flooding, which can mobilize riverbed sediments more efficiently. Indeed, an increase in the frequency of large flows may increase cumulative erosion if an erosion/transport threshold is significant [e.g., Tucker and Bras, 2000; Molnar *et al.*, 2006; Lague, 2014].

An alternative or complementary explanation, which also involves an increase in the relative contribution of rainfall runoff-derived erosion processes, is an increase in the sediment supply from the hillslope areas downstream of the dam. The decennial-scale trend in this region is a reduction in water discharge [Rubio-Alvarez and McPhee, 2010; Muñoz, 2012], which seems inconsistent with an increase in hillslope erosion. However, forestry expansion has occurred rapidly since 1974, at a rate of 10.5% annually [Aguayo *et al.*, 2009]. This type of expansion is found both in agricultural areas and in native forests. The latter has mainly been observed in the steep area of the Biobío River basin [Aguayo *et al.*, 2009]. Although forest plantations should protect soil and limit its erosion compared to other agriculture practices, the reduction of native forest and the management of forest plantations are the best candidate for explaining the decennial increases in Q_s .

Notwithstanding the inherent uncertainties in sediment concentration measurements, the yearly variations and the lack of data between 1990 and 1992 makes it impossible to come to a definitive conclusion about significant change in the suspended sediment discharge due to dam construction. Uncertainties may reach 30% [e.g., Dadson *et al.*, 2003], which corresponds to the observed difference between the predam and postdam $\overline{Q_s}$. Also, the annual time series for sediment concentration does not show clear differences in the years before and after the Pangué Dam was built (Figure S5). Therefore, further investigation is necessary to gain an understanding of decennial variations in Q_s related to human intervention.

6. Conclusions

We have demonstrated significant differences between the sediment mobilization dynamics in mountain and piedmont regions of the Biobío River basin in Chile. In the mountains, the suspended sediment discharge Q_s cannot be parameterized as a function of Q due to seasonal hysteresis. However, Q_s follows a power law trend with a slope ~ 0.8 – 0.9 with respect to Q_d , that is, to the fraction of water that has a short residence time in the catchment. In the piedmont, Q_s does not show hysteresis with respect to Q and can be parameterized as a function of both Q and Q_d through a power law with exponents 1.2 and ~ 0.9 , respectively.

The presence or absence of hysteresis seems to be controlled by the difference in the routing of rainfall-derived water. When a significant portion of this water is routed through the subsurface, the relationship between Q and Q_s shows hysteresis. Opposed to that, if rainfall water is quickly routed over and near the surface, the suspended sediment discharge and the water discharge do not exhibit hysteresis (Figure 11). The scaling between Q_s and Q varies between the mountains and the piedmont; however, when Q_b is separated from Q_d , the same scaling between Q_{sd} and Q_d is observed in both terrains, which means that the suspended sediment concentration is constant with respect to Q_d . This also suggests that the separation of Q_b from Q_d is necessary for interpreting this scaling relationship in terms of erosion-transport processes for steep and low-slope catchments. Moreover, this separation can be used to simplify the sediment discharge dynamics as a function of quick-response rainfall-derived water, which in most cases must be related to surface runoff. Therefore, surface runoff is likely to be the principal process that mobilizes sediment from the hillslopes [Andermann *et al.*, 2012a; Mohr *et al.*, 2014].

The average Q_s during the 10 years before the construction of the Pangué mega dam was lower than that in the 10 years following its construction. This could be a consequence of increased discharge variability imposed by the management of the dams, leading to overall higher transport capacities and/or temporal variations in the other factors, mainly land use, that determine erosion.

Notation

α	Exponential recession constant for water discharge
BFI_{\max}	Long-term ratio between the base flow and total discharge
Q	Total water discharge (m^3/s)
Q_d	Direct water discharge (m^3/s)
Q_b	Baseflow (m^3/s)
${}_{\text{dry}}Q_b$	Baseflow when $Q_d = 0$ (m^3/s)
Q_s	Suspended sediment discharge (ton/d)
Q_{sd}	Suspended sediment discharge when $Q_d > 0$ (ton/d)
${}_{\text{dry}}Q_s$	Suspended sediment discharge when $Q_d = 0$ (ton/d)
$\overline{Q_s}$	Mean suspended sediment discharge at each station (ton/d)
Q_s^*	Q_s normalized by the area downstream mega dams and lakes (ton/d/ km^2)
C_s	Suspended sediment concentration (mg/L)
$\text{total}Q_s$	Total Q_s calculated as the area under the probability density function
Q_{sout}	Mean suspended sediment discharge at the river mouth (ton/d)
Q_{sin}	Mean suspended sediment discharge at a subcatchment (ton/d)
S	Groundwater storage per unit area (mm)

Acknowledgments

This study has been supported by the Institute de Recherche pour le Développement (IRD) and the Comisión Nacional de Ciencia y Tecnología (CONICYT AT-24124632 and PhD grants). It is also a contribution to the LMI Copedim. The authors would like to thank A. Crave, S. Bonnet, and the Geosciences Environnement Toulouse (GET, Université de Toulouse, CNRS, IRD, France) for feedback and scientific collaboration during a visit and to D. Caamaño (UCSC, Chile), M. Aguayo, A. Andreoli, and C. Maier (UdeC, Chile) for their feedback and cooperation. We are grateful for the reviews of A. Densmore and N. Gasparini and the comments of the anonymous reviewers who substantially improved this manuscript. We are also grateful for the review and comments of K. Cook (GFZ, Germany). The entire database has been compiled with support from the Chilean Government. We thank A. Aguilar (DGA, Chile) for detailed information regarding sampling.

References

- Aalto, R., T. Dunne, and J. Guyot (2006), Geomorphic controls on Andean denudation rates, *J. Geol.*, *114*(1), 85–99, doi:10.1086/498101.
- Abdala, J. (2004), Estudio del problema de sedimentación en el contraembalse Rucacura, Master's thesis, Faculty of Engineering, Universidad de Concepcion, Concepción, Chile.
- Aguayo, M., A. Pauchard, G. Azócar, and O. Parra (2009), Cambio del uso del suelo en el centro sur de Chile a fines del siglo xx: Entendiendo la dinámica espacial y temporal del paisaje, *Rev. Chil. Hist. Nat.*, *82*, 361–374, doi:10.4067/S0716-078X2009000300004.
- Ahnert, F. (1970), Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large, mid-latitude drainage basins, *Am. J. Sci.*, *268*(3), 243–263, doi:10.2475/ajs.268.3.243.
- Andermann, C., A. Crave, R. Gloaguen, P. Davy, and S. Bonnet (2012a), Connecting source and transport: Suspended sediments in the Nepal Himalayas, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *351*–352, 158–170, doi:10.1016/j.epsl.2012.06.059.
- Andermann, C., L. Longuevergne, S. Bonnet, A. Crave, P. Davy, and R. Gloaguen (2012b), Impact of transient groundwater storage on the discharge of Himalayan rivers, *Nat. Geosci.*, *5*(2), 127–132, doi:10.1038/NGEO1356.
- Armesto, J., D. Manushevich, A. Mora, C. Smith-Ramírez, R. Rozzi, A. Abarzúa, and P. Marquet (2010), From the Holocene to the Anthropocene: A historical framework for land cover change in southwestern South America in the past 15,000 years, *Land Use Policy*, *27*(2), 148–160, doi:10.1016/j.landusepol.2009.07.006.
- Armijos, E., A. Crave, P. Vauchel, P. Fraizy, W. Santini, J. S. Moquet, N. Arévalo, J. Carranza, and J. L. Guyot (2013), Suspended sediment dynamics in the Amazon river of Perú, *J. South Amer. Earth Sci.*, *44*, 75–84, doi:10.1016/j.jsames.2012.09.002.
- Asselman, N. (2000), Fitting and interpretation of sediment rating curves, *J. Hydrol.*, *234*(3–4), 228–248, doi:10.1016/S0022-1694(00)00253-5.
- Benda, L., and T. Dunne (1997), Stochastic forcing of sediment routing and storage in channel networks, *Water Resour. Res.*, *33*(12), 2865–2880, doi:10.1029/97WR02387.
- Blume, T., E. Zehe, and A. Bronstert (2007), Rainfall-runoff response, event-based runoff coefficients and hydrograph separation, *Hydrol. Sci. J.*, *52*(5), 843–862, doi:10.1623/hysj.52.5.843.

- Carretier, S., et al. (2013), Slope and climate variability control of erosion in the Andes of central Chile, *Geology*, *41*(2), 195–198, doi:10.1130/G33735.1.
- Chapman, T. (1999), A comparison of algorithms for streamflow recession and baseflow separation, *Hydrol. Processes*, *13*(5), 701–714, doi:10.1002/(SICI)1099-1085(19990415)13:5<701::AID-HYP774>3.0.CO;2-2.
- Christie, D., J. Boninsegna, M. Cleaveland, A. Lara, C. Le Quesne, M. Morales, M. Mudelsee, D. Stahle, and R. Villalba (2011), Aridity changes in the temperate-Mediterranean transition of the Andes since ad 1346 reconstructed from tree-rings, *Clim. Dyn.*, *36*(7–8), 1505–1521, doi:10.1007/s00382-009-0723-4.
- Clauset, A., C. Shalizi, and M. Newman (2009), Power-law distributions in empirical data, *Siam Rev.*, *51*(4), 661–703, doi:10.1137/070710111.
- Collier, M., R. Webb, and J. Schmidt (1996), *Dams and Rivers: A Primer on the Downstream Effects of Dams*, 94 p., U.S. Geol. Surv. Circ. 1126, Denver, Colo.
- Cortés, G., X. Vargas, and J. McPhee (2011), Climatic sensitivity of streamflow timing in the extratropical western Andes Cordillera, *J. Hydrol.*, *405*(1–2), 93–109, doi:10.1016/j.jhydrol.2011.05.013.
- Csiki, S., and B. L. Rhoads (2010), Hydraulic and geomorphological effects of run-of-river dams, *Prog. Phys. Geog.*, *34*, 6, doi:10.1177/0309133310369435.
- Dadson, S. J., et al. (2003), Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen, *Nature*, *426*(6967), 648–651, doi:10.1038/nature02150.
- Davy, P., and A. Crave (2000), Upscaling local-scale transport processes in large-scale relief dynamics, *Phys. Chem. Earth Part A*, *25*(6–7), 533–541, doi:10.1016/S1464-1895(00)00082-X.
- Densmore, A. L., and N. Hovius (2000), Topographic fingerprints of bedrock landslides, *Geology*, *28*(4), 371–374, doi:10.1130/0091-7613(2000)28<371:TFOBL>2.0.CO;2.
- Dirección General de Aguas (DGA) (2012), Estudio Hidrogeológico Cuenca Biobío. Informe Final y Planos, *1*, 166 pp.
- DiBiase, R. A., and M. P. Lamb (2013), Vegetation and wildfire controls on sediment yield in bedrock landscapes, *Geophys. Res. Lett.*, *40*(6), 1093–1097, doi:10.1002/grl.50277.
- Dixon, J. L., A. S. Hartshorn, A. M. Heimsath, R. A. DiBiase, and K. X. Whipple (2012), Chemical weathering response to tectonic forcing: A soils perspective from the San Gabriel mountains, California, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *323*–324, 40–49, doi:10.1016/j.epsl.2012.01.010.
- Dunne, T., and R. D. Black (1971), Runoff processes during snowmelt, *Water Resour. Res.*, *7*(5), 1160–1172, doi:10.1029/WR007i005p01160.
- Echeverría, C., D. Coomes, J. Salas, J. Rey-Benayas, A. Lara, and A. Newton (2006), Rapid deforestation and fragmentation of Chilean temperate forests, *Biol. Conserv.*, *130*(4), 481–494, doi:10.1016/j.biocon.2006.01.017.
- Eckhardt, K. (2005), How to construct recursive digital filters for baseflow separation, *Hydrol. Processes*, *19*(2), 507–515, doi:10.1002/hyp.5675.
- Eckhardt, K. (2008), A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflow separation methods, *J. Hydrol.*, *352*(1–2), 168–173, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.01.005.
- Evans, C., and T. D. Davies (1998), Causes of concentration/discharge hysteresis and its potential as a tool for analysis of episode hydrochemistry, *Water Resour. Res.*, *34*(1), 129–137, doi:10.1029/97WR01881.
- Fuller, C. W., S. D. Willett, N. Hovius, and R. Slingerland (2003), Erosion rates for Taiwan mountain basins: New determinations from suspended sediment records and a stochastic model of their temporal variation, *J. Geol.*, *111*(1), 71–87, doi:10.1086/344665.
- Gabet, E. J., D. W. Burbank, B. Pratt-Sitaula, J. Putkonen, and B. Bookhagen (2008), Modern erosion rates in the high Himalayas of Nepal, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *267*(3–4), 482–494, doi:10.1016/j.epsl.2007.11.059.
- García, A., K. Jorde, E. E. Habit, D. Caamaño, and O. Parra (2011), Downstream environmental effects of dam operations: Changes in habitat quality for native fish species, *River Res. Appl.*, *27*(3), 312–327, doi:10.1002/rra.1358.
- Garreaud, R. (2007), Precipitation and circulation covariability in the extratropics, *J. Clim.*, *20*(18), 4789–4797.
- Garreaud, R. (2013), Warm winter storms in central Chile, *J. Hydrometeorol.*, *14*(5), 1515–1534, doi:10.1175/JHM-D-12-0135.1.
- Garreaud, R., M. Vuille, R. Compagnucci, and J. Marengo (2009), Present-day South American climate, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, *281*(3), 180–195, doi:10.1016/j.palaeo.2007.10.032.
- Goodwin, P., K. Jorde, C. Meier, and O. Parra (2006), Minimizing environmental impacts of hydropower development: Transferring lessons from past projects to a proposed strategy for Chile, *J. Hydroinf.*, *8*(4), 253–270, doi:10.2166/hydro.2006.005.
- Graf, W. L. (2006), Downstream hydrologic and geomorphic effects of large dams on American rivers, *Geomorphology*, *79*(3–4), 336–360, doi:10.1016/j.geomorph.2006.06.022.
- Heimsath, A. M., R. A. DiBiase, and K. X. Whipple (2012), Soil production limits and the transition to bedrock-dominated landscapes, *Nat. Geosci.*, *5*(3), 210–214, doi:10.1038/ngeo1380.
- Hijmans, R., S. Cameron, J. Parra, P. Jones, and A. Jarvis (2005), Very high resolution interpolated climate surfaces for global land areas, *Int. J. Climatol.*, *25*(15), 1965–1978, doi:10.1002/joc.1276.
- Hooke, R. L. (2000), On the history of humans as geomorphic agents, *Geology*, *28*(9), 843–846, doi:10.1130/0091-7613(2000)28<843:OTHOHA>2.0.CO;2.
- Horowitz, A. J. (2003), An evaluation of sediment rating curves for estimating suspended sediment concentrations for subsequent flux calculations, *Hydrol. Processes*, *17*(17), 3387–3409, doi:10.1002/hyp.1299.
- Hovius, N. (1998), Controls on sediment supply by large rivers, in *Relative Role of Eustasy, Climate, and Tectonism in Continental Rocks*, edited by K. W. Shanley and P. J. McCabe, pp. 3–16, Soc. Sediment. Geol. Spec. Publ. 59, Tulsa, Okla.
- Hovius, N., P. Meunier, C. W. Lin, H. Chen, Y. G. Chen, S. Dadson, M.-J. Horng, and M. Lines (2011), Prolonged seismically induced erosion and the mass balance of a large earthquake, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *304*(3–4), 347–355, doi:10.1016/j.epsl.2011.02.005.
- Huber, A., and A. Iroumé (2001), Variability of annual rainfall partitioning for different sites and forest covers in Chile, *J. Hydrol.*, *248*(1–4), 78–92, doi:10.1016/S0022-1694(01)00394-8.
- Huber, A., A. Iroumé, C. Mohr, and C. Frêne (2010), Effect of pinus radiata and eucalyptus globulus plantations on water resource in the coastal range of Biobío region, Chile, *Bosque*, *31*(3), 219–230.
- Iroumé, A., O. Mayen, and A. Huber (2006), Runoff and peak flow responses to timber harvest and forest age in southern Chile, *Hydrol. Process.*, *20*(1), 37–50, doi:10.1002/hyp.5897.
- Jeffery, M. L., B. J. Yanites, C. J. Poulsen, and T. A. Ehlers (2014), Vegetation-precipitation controls on Central Andean topography, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, *119*, 1354–1375, doi:10.1002/2013JF002919.
- Kashfe, A.-A. I. (1981), Technical and ecological impacts of the High Aswan dam, *J. Hydrol.*, *53*(1–2), 73–84, doi:10.1016/0022-1694(81)90037-8.
- Kirchner, J. W. (2009), Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward, *Water Resour. Res.*, *45*, W02429, doi:10.1029/2008WR006912.

- Korup, O., M. J. McSaveney, and T. R. Davies (2004), Sediment generation and delivery from large historic landslides in the Southern Alps, New Zealand, *Geomorphology*, 61(1–2), 189–207, doi:10.1016/j.geomorph.2004.01.001.
- Lague, D. (2014), The stream power river incision model: Evidence, theory and beyond, *Earth Surf. Processes Landforms*, 39(1), 38–61, doi:10.1002/esp.3462.
- Lara, A., M. E. Solari, M. R. Prieto, and M. P. Peña (2012), Reconstrucción de la cobertura de la vegetación y uso del suelo hacia 1550 y sus cambios a 2007 en la ecorregión de los bosques valdivianos lluviosos de Chile (35–43 30 deg s), *Bosque*, 33, 13–23, doi:10.4067/S0717-92002012000100002.
- Little, C., A. Lara, J. McPhee, and R. Urrutia (2009), Revealing the impact of forest exotic plantations on water yield in large scale watersheds in south-central Chile, *J. Hydrol.*, 374(1–2), 162–170, doi:10.1016/j.jhydrol.2009.06.011.
- Lupker, M., C. France-Lanord, J. Lavé, J. Bouchez, V. Galy, F. Métivier, J. Gaillardet, B. Lartiges, and J.-L. Mugnier (2011), A rouse-based method to integrate the chemical composition of river sediments: Application to the Ganga basin, *J. Geophys. Res.*, 116, F04012, doi:10.1029/2010JF001947.
- Mardones, M., and J. Vargas (2005), Efectos hidrológicos de los usos eléctricos y agrícolas en la cuenca del río Laja (Chile centro-sur), *Rev. Geogr. Norte Gd.*, 33, 89–102.
- Metropolis, N., A. W. Rosenbluth, M. N. Rosenbluth, A. H. Teller, and E. Teller (1953), Equation of state calculations by fast computing machines, *J. Chem. Phys.*, 21(6), 1087–1092, doi:10.1063/1.1699114.
- Meunier, P., N. Hovius, and J. A. Haines (2008), Topographic site effects and the location of earthquake induced landslides, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 275(3–4), 221–232, doi:10.1016/j.epsl.2008.07.020.
- Miller, A. (1976), The climate of Chile, in *Climates of Central and South America, World Survey of Climatology*, vol. 12, edited by W. Schwerdtfeger, pp. 113–145, Elsevier, Amsterdam, Oxford and New York.
- Milliman, J. D., and J. P. M. Syvitski (1992), Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: The importance of small mountainous rivers, *J. Geol.*, 100(5), 525–544.
- Mohr, C. H., D. R. Montgomery, A. Huber, A. Bronstert, and A. Iroumé (2012), Streamflow response in small upland catchments in the Chilean coastal range to the M_w 8.8 Maule earthquake on 27 February 2010, *J. Geophys. Res.*, 117, F02032, doi:10.1029/2011JF002138.
- Mohr, C. H., R. Coppus, A. Iroumé, A. Huber, and A. Bronstert (2013), Runoff generation and soil erosion processes after clear cutting, *J. Geophys. Res. Earth Surf.*, 118, 814–831, doi:10.1002/jgrf.20047.
- Mohr, C. H., A. Zimmermann, O. Korup, A. Iroumé, T. Francke, and A. Bronstert (2014), Seasonal logging, process response, and geomorphic work, *Earth Surf. Dyn.*, 2(1), 117–125, doi:10.5194/esurf-2-117-2014.
- Molnar, P., R. S. Anderson, G. Kier, and J. Rose (2006), Relationships among probability distributions of stream discharges in floods, climate, bed load transport, and river incision, *J. Geophys. Res.*, 111, F02001, doi:10.1029/2005JF000310.
- Morehead, M. D., J. P. Syvitski, E. W. Hutton, and S. D. Peckham (2003), Modeling the temporal variability in the flux of sediment from ungauged river basins, *Global Planet. Change*, 39(1–2), 95–110, doi:10.1016/S0921-8181(03)00019-5.
- Muñoz, A. (2012), Multi-century tree-growth variability and streamflow reconstructions in the Chilean Mediterranean-Temperate (35–42 deg S) transition, PhD thesis, Faculty of Forestry Sciences and Natural Resources, Universidad Austral De Chile, Valdivia, Chile.
- Nathan, R. J., and T. A. McMahon (1990), Evaluation of automated techniques for base flow and recession analyses, *Water Resour. Res.*, 26(7), 1465–1473, doi:10.1029/WR026i007p01465.
- Oyarzún, C. E., and L. Peña (1995), Soil erosion and overland flow in forested areas with pine plantations at coastal mountain range, central Chile, *Hydrol. Processes*, 9(1), 111–118, doi:10.1002/hyp.3360090110.
- Pepin, E., S. Carretier, J. L. Guyot, and F. Escobar (2010), Specific suspended sediment yields of the Andean rivers of Chile and their relationship to climate, slope and vegetation, *Hydrol. Sci. J.*, 55(7), 1190–1205, doi:10.1080/02626667.2010.512868.
- Phillips, J. D., M. C. Slatery, and Z. A. Musselman (2004), Dam-to-delta sediment inputs and storage in the lower Trinity river, Texas, *Geomorphology*, 62(1–2), 17–34, doi:10.1016/j.geomorph.2004.02.004.
- Reubens, B., J. Poesen, F. Danjon, G. Geudens, and B. Muys (2007), The role of fine and coarse roots in shallow slope stability and soil erosion control with a focus on root system architecture: A review, *Trees*, 21(4), 385–402, doi:10.1007/s00468-007-0132-4.
- Richards, K. (1984), Some observations on suspended sediment dynamics in Storbregrova, Jotunheimen, *Earth Surf. Processes Landforms*, 9(2), 101–112, doi:10.1002/esp.3290090202.
- Rubio-Alvarez, E., and J. McPhee (2010), Patterns of spatial and temporal variability in streamflow records in south central Chile in the period 1952–2003, *Water Resour. Res.*, 46, W05514, doi:10.1029/2009WR007982.
- SERNAGEOMIN (2002), *Mapa Geológico de Chile, Escala 1:1.000.000*. no. 75 in Carta Geologica de Chile, Serie Geologia Basica 75, Serv. Nac. Geol. Min., Santiago, Chile.
- Smith, J. C., A. Galy, N. Hovius, A. M. Tye, J. M. Turowski, and P. Schleppli (2013), Runoff-driven export of particulate organic carbon from soil in temperate forested uplands, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 365, 198–208, doi:10.1016/j.epsl.2013.01.027.
- Solar, W. (1999), *Manual de terreno y centros de filtrado*. Dirección General de Aguas, Departamento de Hidrología, Laboratorio hidrológico.
- Summerfield, M. A., and N. J. Hulton (1994), Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins, *J. Geophys. Res.*, 99(B7), 13,871–13,883, doi:10.1029/94JB00715.
- Syvitski, J., and J. Alcott (1995), RIVER3: Simulation of river discharge and sediment transport, *Comput. Geosci.*, 21(1), 89–151, doi:10.1016/0098-3004(94)00062-Y.
- Syvitski, J. P., M. D. Morehead, D. B. Bahr, and T. Mulder (2000), Estimating fluvial sediment transport: The rating parameters, *Water Resour. Res.*, 36(9), 2747–2760, doi:10.1029/2000WR900133.
- Syvitski, J. P. M., and A. Kettner (2011), Sediment flux and the Anthropocene, *Philos. Trans. R. Soc. A*, 369(1938), 957–975, doi:10.1098/rsta.2010.0329.
- Tallaksen, L. (1995), A review of baseflow recession analysis, *J. Hydrol.*, 165(1–4), 349–370, doi:10.1016/0022-1694(94)02540-R.
- Tarantola, A. (2005), *Inverse Problem Theory and Methods for Model Parameter Estimation*, Soc. for Ind. and Appl. Math., Philadelphia, Pa.
- Thiele, R., A. Lahasen, H. Moreno, J. Varela, M. Vergara, and F. Munizaga (1987), *Estudio geológico Regional a Escala 1:100.000 de la Hoya Superior y Curso Medio del Río Biobío. Informe Para la Empresa Nacional de Electricidad, Convenio ICP-8601*, 304 pp., Universidad de Chile, Departamento de Geología y Geofísica, Santiago, Chile.
- Tucker, G. E., and R. L. Bras (2000), A stochastic approach to modeling the role of rainfall variability in drainage basin evolution, *Water Resour. Res.*, 36(7), 1953–1964, doi:10.1029/2000WR900065.
- Turowski, J., D. Rickenmann, and S. Dadson (2010), The partitioning of the total sediment load of a river into suspended load and bedload: A review of empirical data, *Sedimentology*, 57(4), 1126–1146, doi:10.1111/j.1365-3091.2009.01140.x.

- Tustison, B., D. Harris, and E. Foufoula-Georgiou (2001), Scale issues in verification of precipitation forecasts, *J. Geophys. Res.*, *106*(D11), 11,775–11,784, doi:10.1029/2001JD900066.
- Vanacker, V., F. von Blanckenburg, G. Govers, A. Molina, J. Poesen, J. Deckers, and P. Kubik (2007), Restoring dense vegetation can slow mountain erosion to near natural benchmark levels, *Geology*, *35*(4), 303–306, doi:10.1130/G23109A.1.
- Vorpahl, P., C. Dislich, H. Elsenbeer, M. Märker, and B. Schröder (2013), Biotic controls on shallow translational landslides, *Earth Surf. Processes Landforms*, *38*(2), 198–212, doi:10.1002/esp.3320.
- Walling, D. (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.
- White, A. F., M. S. Schulz, D. V. Vivit, A. E. Blum, D. A. Stonestrom, and S. P. Anderson (2008), Chemical weathering of a marine terrace chronosequence, Santa Cruz, California I: Interpreting rates and controls based on soil concentration-depth profiles, *Geochim. Cosmochim. Acta*, *72*(1), 36–68, doi:10.1016/j.gca.2007.08.029.
- Williams, G. P. (1989), Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers, *J. Hydrol.*, *111*(1), 89–106.
- Wittenberg, H. (1999), Baseflow recession and recharge as nonlinear storage processes, *Hydrol. Processes*, *13*(5), 715–726, doi:10.1002/(SICI)1099-1085(19990415)13:5<715::AID-HYP775>3.0.CO;2-N.
- Wolman, M. G., and J. P. Miller (1960), Magnitude and frequency of forces in geomorphic processes, *J. Geol.*, *68*(1), 54–74.
- Wu, T. H. (2013), Root reinforcement of soil: Review of analytical models, test results, and applications to design, *Can. Geotech. J.*, *50*(3), 259–274, doi:10.1139/cgj-2012-0160.
- Wulf, H., B. Bookhagen, and D. Scherler (2012), Climatic and geologic controls on suspended sediment flux in the Sutlej river valley, western Himalaya, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, *16*(7), 2193–2217, doi:10.5194/hess-16-2193-2012.
- Yang, G., Z. Chen, F. Yu, Z. Wang, Y. Zhao, and Z. Wang (2007), Sediment rating parameters and their implications: Yangtze River, China, *Geomorphology*, *85*(3–4), 166–175, doi:10.1016/j.geomorph.2006.03.016.

Capítulo 3

Movilización de sedimentos antes y después del terremoto del Maule (M_w 8.8)

Proyecto de artículo: *Much “ado” about nothing: Limited to null erosive response to the M_w 8.8 Maule Earthquake derived from variations in the sediment concentration of the rivers*

3.1. Introducción

Descifrar el efecto neto de los grandes terremotos ($M_w > 8$) sobre la dinámica del relieve es un desafío mayor para la geomorfología, ya que la sismicidad tiene tanto efectos constructivos como destructivos sobre la topografía de un orógeno activo. La respuesta mecánica co-sísmica incluye tanto alzamiento como subsidencia de la superficie (e.g., [Farías et al., 2010](#)). Por otra parte, el movimiento co-sísmico desencadena procesos de remoción en masa, contribuyendo a reducir el relieve ([Malamud et al., 2004b](#); [Meunier et al., 2007](#)). Además, perturba la movilización de agua en subsuperficie, modificando el caudal de los ríos (e.g., [Montgomery y Manga, 2003](#); [Mohr et al., 2012, 2015](#)) y desencadenando subsidencia volcánica (e.g., [Pritchard et al., 2013](#)).

En la última década, diversos estudios tratan el impacto del movimiento sísmico sobre la erosión de orógenos activos (e.g., [Malamud et al., 2004b](#); [Meunier et al., 2007, 2008](#);

Antinao y Gosse, 2009; Hovius et al., 2011). Debido a que el fuerte movimiento del suelo desencadena remociones en masa, se ha propuesto una relación directa entre la magnitud de los sismos, el área total que puede ser afectada por deslizamientos co-sísmicos (Keefer, 1994; Rodríguez et al., 1999) y el volumen de material afectado por deslizamientos co-sísmicos en zonas epicentrales (Malamud et al., 2004b). Además, la erosión de las laderas desencadenada por un sismo puede modificar los procesos de erosión fluvial y transporte en las cuencas por períodos de varios años (e.g., Dadson et al., 2004; Hovius et al., 2011), incluso cientos (Korup, 2005). Esta modificación puede ser un alza en los sedimentos transportados (Hovius et al., 2011; Dadson et al., 2004) si las remociones en masa tienen conectividad con la red fluvial, pero también puede ocurrir una disminución si se produce la oclusión de un río (Korup, 2005).

Dado que el sistema fluvial actúa como un integrador de los procesos de erosión sobre la cuenca, las tasas de sedimentos exportados pueden ser usadas para constreñir la erosión neta producida por un evento sísmico en particular, si es que este la tiene. Por ejemplo, tras el terremoto de Chi-Chi en Taiwan, la evacuación de sedimentos suspendidos del río Choshui (área drenada de 2800 km^2) superó en más de cinco veces la tasa pre-sísmica, retornando a su valor histórico tras seis años, lo cual resultó en una reducción del 35 % del alzamiento local gatillado por el sismo (Fig. 6, Hovius et al., 2011). Luego, esta señal integrada puede revelar elementos que son clave para comprender mejor la dinámica de alzamiento y denudación asociada al ciclo sísmico.

A pesar del impacto que se podría esperar de un mega terremoto sobre los procesos superficiales, su capacidad de desencadenar remociones en masa no sólo depende de su magnitud. Factores como la amplificación topográfica de las ondas sísmicas (e.g., Sepúlveda et al., 2005b,a, 2010; Meunier et al., 2008), el tipo (e.g., Gorum et al., 2014) y la profundidad de la falla (e.g., Antinao y Gosse, 2009) pueden ser determinantes en la eficiencia erosiva de un terremoto. Algunos factores que pueden frenar la respuesta erosiva de laderas inestables son la presencia de cobertura glaciar (e.g., Gorum et al., 2014) o una limitada disponibilidad de agua. De esta forma, aunque la sismicidad superficial ha sido propuesta como el principal factor que desencadena grandes desprendimientos de roca en los Andes Centrales Australes (e.g., Sepúlveda et al., 2008, 2010; Antinao y Gosse, 2009), se considera que la sismicidad interplaca de gran magnitud produce principalmente pequeñas caídas de roca y *debris slides* (Antinao y Gosse, 2009). Sin embargo, si se desencadenan numerosas remociones en masa pequeñas, su efecto conjunto sobre la erosión puede ser de gran envergadura y al mismo tiempo más difícil de detectar mediante catastros sobre grandes zonas de ruptura.

El 27 de febrero de 2010 ocurrió el terremoto del Maule, un sismo de subducción de gran

magnitud (M_w 8,8), cuya área de ruptura se extiende por ~ 500 km (Fig. 3.1A). Hasta la fecha sólo existen catastros parciales de remociones en masa desencadenadas por su ocurrencia

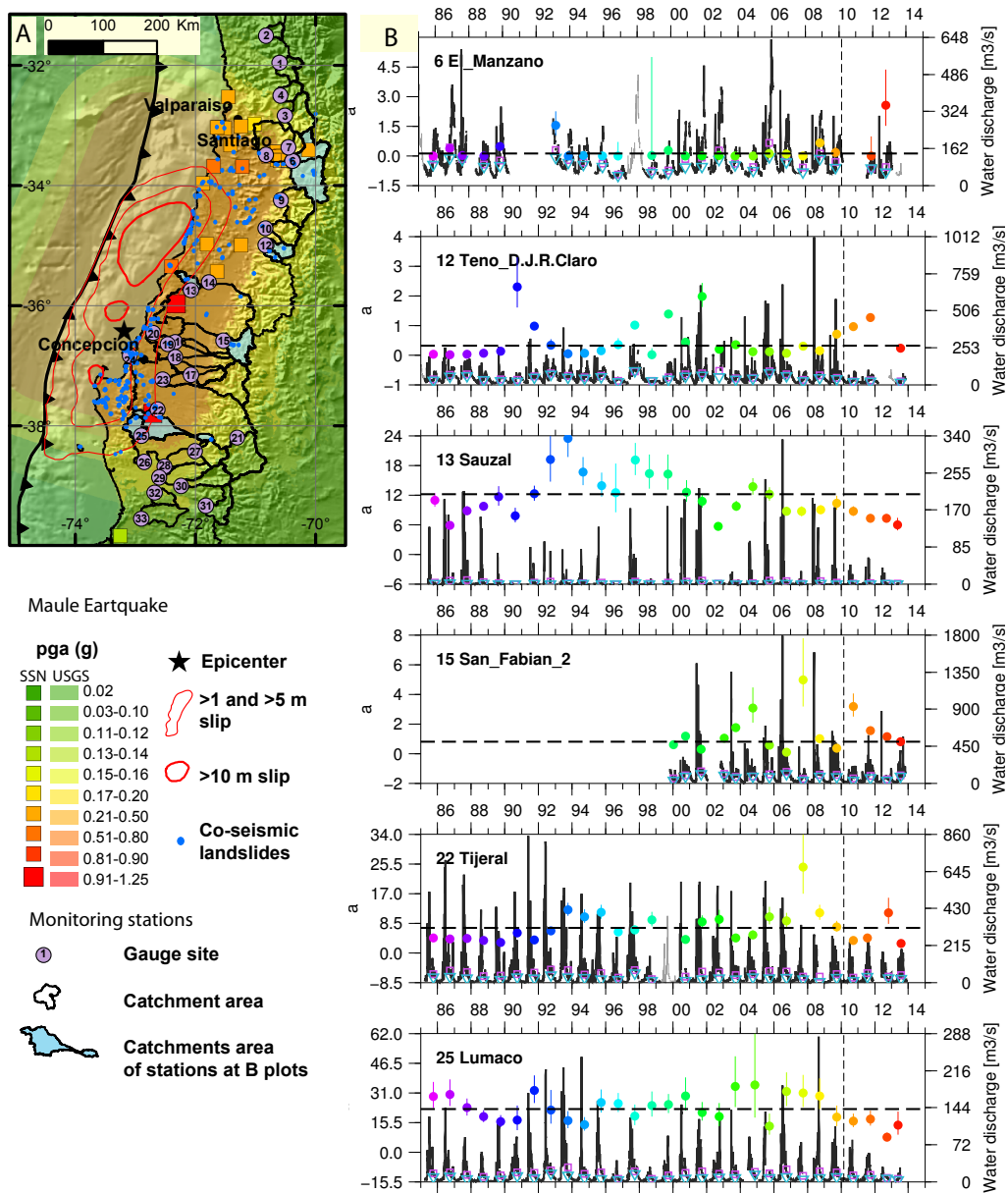


Figura 3.1: Visión general del área de estudio y serie de tiempo de caudal. A. Epicentro (Vigny et al., 2011), zona de ruptura (Moreno et al., 2012), aceleraciones máximas horizontales medidas (Boroschek et al., 2012) y modeladas (USGS) para el terremoto del Maule, remociones en masa co-sísmicas (Escobar, 2013) y red de estaciones hidrometeorológicas con datos post-sísmicos y sus áreas drenadas. B. Series de tiempo 1985-2014 de seis estaciones. Caudales diarios (gris oscuro), promedio (cuadrados) y mediana (triángulos) de cada año hidrológico. Los círculos coloreados representan el coeficiente a de la regresión potencial entre Q y C_s para cada año hidrológico usando el mismo patrón de colores de la Fig. 3.5. La línea segmentada horizontal es el coeficiente a para toda la base de datos pre-sísmica.

(Escobar, 2013; Moya et al., en prensa, y las referencias ahí contenidas), pero los suficientes para mostrar que las hubo. Por otra parte, incrementos post-sísmicos en el caudal, como los descritos por Mohr et al. (2012) y otras posibles perturbaciones en la red de drenaje también podrían afectar el transporte de sedimentos. Para comprender mejor la contribución real de los terremotos de subducción de gran magnitud a la denudación andina, estudiamos los posibles cambios en la dinámica del flujo sedimentario en varios ríos chilenos tres años después del terremoto del Maule.

Los datos de concentración de sedimentos suspendidos (C_s , mg/l) y caudal (Q , m³/s) analizados corresponden a las estaciones de la DGA cuyas áreas drenadas (350–24000 km²) se ubican en torno a la zona de ruptura (Tabla 3.1, Fig. 3.1), a lo largo del alto gradiente topográfico y climático de Chile Centro-Sur (Fig. 3.2). Para cada cuenca asumimos una relación potencial entre C_s y Q y estudiamos posibles perturbaciones a esta relación sobre toda la base de datos pre- y post-sísmica y sobre cada año hidrológico. Además, comparamos posibles variaciones del promedio de C_s en el período pre- y post- sísmico. No se detectaron cambios significativos en estos parámetros, lo cual es consistente con el limitado registro de remociones en masa desencadenadas por este terremoto que han sido reportados hasta ahora (Escobar, 2013; Moya et al., en prensa). La baja respuesta erosiva puede relacionarse tanto con las características del terremoto (ubicación y profundidad de la zona de ruptura) como a una limitada disponibilidad de agua causada por bajas precipitaciones (2008-2014), cuya carencia puede prevenir tanto la ocurrencia de remociones en masa como el transporte de sedimentos hacia la red fluvial.

3.2. Características generales de la zona de ruptura

La zona de ruptura del terremoto del Maule se sitúa en el flanco oeste del orógeno andino, una región de alto gradiente climático y topográfico (Fig. 3.2). Las principales unidades morfológicas son dos cordones paralelos al margen, la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal, que al sur de los 33°S se encuentran separadas por una región de piedemonte, la Depresión Central. En la Fig. 3.2 se muestran las áreas drenadas de las estaciones que han sido monitoreadas antes y después del terremoto del Maule y las variaciones espaciales de la pendiente (desde el DEM SRTM) y del porcentaje de cobertura vegetal verde (FCOVER), estimado a partir de sensores satelitales de vegetación (resolución ~ 1 km/pixel, Baret et al., 2013).

El clima de Chile Centro-Sur (32 – 38°S) es del tipo mediterráneo, con una concentración de la precipitación en el otoño e invierno austral (mayo - septiembre), seguido de condiciones estivales secas, de muy bajas precipitaciones. La variabilidad del clima en la región está fuertemente modulada por la actividad interanual producida por el fenómeno del Niño (ENSO) y la variación estacional del anticiclón del Pacífico (Aceituno, 1988). Además de estos forzantes, las condiciones climáticas están asociadas al paso de sistemas frontales provenientes del Océano Pacífico, los cuales entregan humedad y producen precipitaciones desde la costa hacia altas elevaciones de los Andes (Garreaud y Aceituno, 2007). En la Cordillera Principal, durante la estación seca se producen eventos aislados de lluvias convectivas, que al norte de los 36°S concentran menos del 10 % de las precipitaciones anuales (Viale y Garreaud, 2014) pero son importantes desencadenantes de remociones en masa (Sepúlveda et al., 2015).

Para toda la zona de ruptura, el 27 de febrero de 2010 se sitúa en medio de la estación seca. Lo mismo ocurre con la réplica del 2 de enero de 2011, mientras que los eventos del 11 de marzo de 2010 ocurrieron al final de la estación seca. Además, a partir del año 2008 comenzó una sequía que se prolonga hasta la fecha¹, cuyo efecto sobre el *peak* de caudal anual puede verse en todas las series de tiempo de caudal de la figura 3.1B.

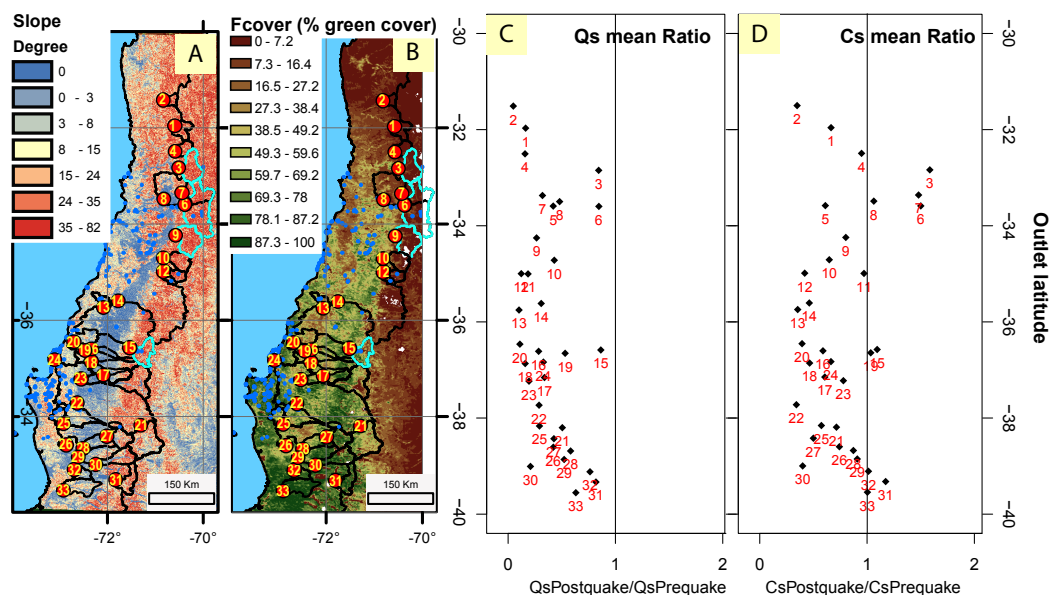


Figura 3.2: Variabilidad latitudinal de A. pendiente (SRTM) y B. porcentaje de vegetación (FCover) del 21 de febrero de 2010 en la región de estudio. Se muestra la razón entre los valores pre- y post-sísmicos para el promedio de Q_s (C) y el promedio de C_s (D). En A y B se destacan en celeste las cuencas de la figura 3.6

¹Reportes de prensa publicados por el CR2: http://www.cr2.cl/wp-content/uploads/2014/08/minuta_megasequia_cr2.pdf, <http://www.cr2.cl/?p=4562>, <http://www.cr2.cl/?p=5207>

3.3. El terremoto del Maule

El terremoto del Maule es el segundo en magnitud registrado a la fecha en campo cercano en Chile y el quinto a nivel mundial. La zona de ruptura de ~ 500 km de largo, ~ 140 km de ancho y movimiento inverso se produjo en la zona de contacto entre las placas convergentes de Nazca y Sudamérica (~ 7 mm/a, [Altamimi et al., 2007](#)) entre ~ 5 y 45 km de profundidad ([Vigny et al., 2011](#)), alcanzando un deslizamiento de hasta ~ 16 m, que se concentró en el segmento norte de la ruptura (e.g., [Moreno et al., 2012](#)) (Fig. 3.1).

Las aceleraciones superficiales máximas (PGA) correctamente registradas por la red sísmológica nacional (Fig. 3.1) son $\leq 0,93$ g en Angol (componente horizontal) y $\leq 0,7$ g en Talca (componente vertical) ([Boroschek et al., 2012](#)). Además, la estación Cauquenes registró una aceleración máxima horizontal de 1,25 g antes de saturarse debido al cruce de sus componentes ([Saragoni y Ruiz, 2012](#)). Sin embargo, todas estas estaciones se encuentran sobre sedimentos², por lo cual su alto registro puede deberse a un efecto de sitio. Los registros de aceleración muestran la larga duración del evento ($\sim 2,5$ minutos), lo que concuerda con la longitud de ruptura de 500 km. La intensidades sísmicas determinadas por [Astroza et al. \(2012\)](#) tienen una distribución más controlada por la distancia a las zonas de mayor deslizamiento (asperezas) que al hipocentro. Sólo fue determinado un valor de intensidad igual a IX y el 21 % de las intensidades fue $>VII$ ([Astroza et al., 2012](#)).

La replica de mayor magnitud (M_w 7,2) se registró ~ 70 km al NW de Temuco el 2 de enero de 2011 a una profundidad de 24 km, con PGA estimadas de 0,08 a 0,32 g (Terremoto de la Araucanía, [catálogo NEIC](#)). El 11 de marzo de 2010 se registraron los mayores eventos (M_w 6,9 y 7,0) de una secuencia de sismos corticales de mecanismo focal normal cerca de la localidad de Pichilemu, atribuidos al aumento en la circulación de fluidos que pudo haber producido el terremoto del Maule, desencadenando la reactivación de fallas intraplaca ([Farías et al., 2011](#)). Estos eventos tuvieron PGA estimadas de hasta 0,24 g ([catálogo NEIC](#)).

La mayor parte del área de ruptura del terremoto del Maule se encuentra sumergida, lo cual explica que los principales daños sean consecuencia del *tsunami*. En la superficie continental, los principales efectos descritos hasta ahora son el alzamiento y subsidencia co-sísmicos de la región costera (e.g., [Farías et al., 2010](#)), la subsidencia del arco volcánico ([Pritchard et al., 2013](#)), aumento del caudal post-sísmico de micro cuencas, en algunos casos precedidos de una breve disminución del caudal ([Mohr et al., 2012, 2015](#)), alzas del caudal estival de

²ver caracterización geotécnica de estaciones de Acelerógrafos de la Universidad de Chile: <http://terremotos.ing.uchile.cl/bajar/reporte/69>

Tabla 3.1: Estaciones sedimentométricas con datos después del terremoto del Maule

Id	St. Name	River	Drainage area [km ²]	N data pre-quake			N data post-quake		
				Q	C	Q_s	Q	C	Q_s
1	Cuncumen	Choapa	1119	8003	8003	8003	656	667	656
2	Las Burras	Illapel	608	13600	13897	13600	667	667	667
3	Chacabuquito	Aconcagua	2093	6705	6315	6314	1076	1259	1074
4	Resg. los Patos	Putendo	964	6628	6726	6367	973	1040	972
5	A.J. Rio Maipo	Colorado	1670	3940	4246	3940	18	18	18
6	El Manzano	Maipo	4860	11830	12487	11830	565	774	564
7	Los Almendros	Mapocho	625	11652	13251	11652	546	723	544
8	Rinconada de Maipu	Mapocho	4141	12645	13228	12645	665	854	664
9	Pte. Termas de Cauquenes	Cachapoal	2471	2037	7169	2037	949	1095	917
10	Bajo los Briones	Tinguiririca	1448	4756	5020	4756	825	1099	815
11	Los Quenes	Claro	354	10884	10924	10884	1325	1467	1324
12	D.J.C. Claro	Teno	1208	11269	11546	11269	1077	1350	1076
13	Sauzal	Purapel	665	7115	7961	7115	1054	1342	1053
14	Las Brisas	Loncomilla	10380	7770	7979	7770	1276	1350	1275
15	San Fabian 2	Nuble	1630	3346	3586	3346	1259	1493	1258
16	Camino a Confluencia	Chillan	766	6187	7666	6187	1387	1494	1386
17	Cholguan	Itata	825	7271	7402	7271	1276	1493	1275
18	Longitudinal	Diguillin	1374	6702	6742	6702	1313	1494	1312
19	Balsa Nueva Aldea	Itata	4621	6910	7674	6910	1006	1494	1005
20	Coelemu	Itata	9980	6618	7056	6618	1284	1489	1283
21	Llanquen	Biobio	3352	2510	2595	2510	1405	1436	1404
22	Tijeral	Vergara	2364	8540	8751	8540	1193	1436	1192
23	Puente Perales	Laja	3589	6339	6365	6339	748	1489	747
24	Desembocadura	Biobio	24171	7257	7365	7257	696	1003	695
25	Lumaco	Lumaco	1020	8537	8864	8537	1119	1371	1118
26	Cholchol	Cholchol	4158	7177	7178	7176	821	1427	819
27	Rari-Ruca	Cautin	1292	9086	9107	9086	1335	1453	1333
28	Cajon	Cautin	2788	8871	8876	8871	1268	1417	1266
29	Quepe	Quepe	1697	8610	8743	8610	1204	1423	1203
30	Los Laureles	Allipen	1661	7070	7218	7006	1350	1433	1349
31	A.R. Llafenco	Trancura	1365	8725	8810	8725	1276	1449	1275
32	Gorbea	Donguil	733	8541	8865	8541	1318	1413	1317
33	Rucaco	Cruces	1755	8605	8639	8605	640	641	640

grandes cuencas (Fig. 3.3) y pérdida de flujo en afluentes montañosos con duración de varias semanas³.

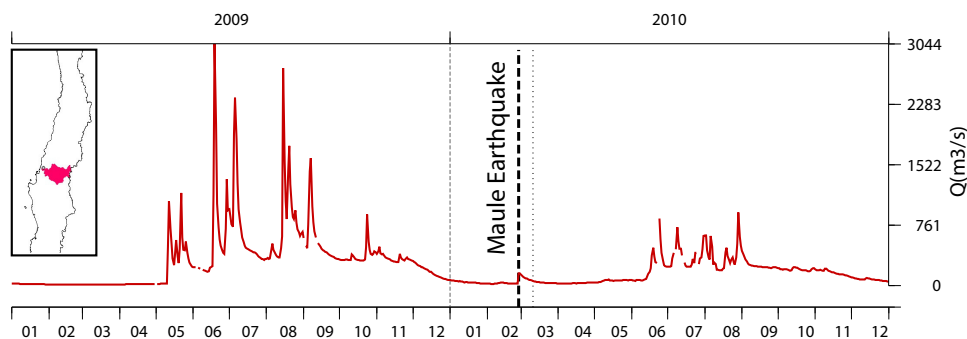


Figura 3.3: Hidrograma estación Coelemu (río Itata) en el período 2009-2010, mostrando el alza de la descarga de agua desencadenada por el terremoto del Maule. El recuadro muestra el área drenada del río Itata.

El primer inventario de remociones en masa desencadenadas por el sismo del Maule, que cubre la Cordillera de la Costa dentro de la zona de ruptura (Escobar, 2013), resultó en 290 eventos. El área total de superficie deslizada se estimó en $\sim 0,11 \text{ km}^2$. Las remociones en masa se distribuyen en un área total de $\sim 120.000 \text{ km}^2$, que se encuentra bajo las curvas empíricas establecida por Keefer (1984) y Rodríguez et al. (1999). La mayoría de los eventos corresponde a deslizamientos superficiales (41%), caídas de rocas (19%) y extensiones laterales (18%), que se concentran en laderas ente $16\text{-}25^\circ$, $>60^\circ$ y $<15^\circ$, respectivamente. Las remociones en masa se concentran en la Cordillera de la Costa en las latitudes de mayor deslizamiento ($>10 \text{ m}$, Fig. 3.1): la costa de la VI región ($\sim 34 - 35^\circ\text{S}$) y la península de Arauco-Cordillera de Nahuelbuta ($\sim 36,5 - 38^\circ\text{S}$). La primera región coincide con el área de mayores intensidades de Astroza et al. (2012), pero la segunda se encuentra entre las isosistas VI y VII. No hay un pronunciado conjunto de remociones en masa que se hayan originado cerca de la parte alta de las laderas, por lo cual Escobar (2013) descartó la amplificación topográfica como un proceso relevante en este sismo. En la península de Arauco ($37,1\text{-}37,8^\circ\text{S}$), la región de mayor densidad de deslizamientos, se realizó un segundo inventario (Moya et al., en prensa), en el cual se registraron 126 remociones en masa en un área en que el inventario previo registraba sólo 39. En esta región se detectaron 40 deslizamientos de suelo, 39 deslizamientos de roca, 33 caídas de roca, 10 deslizamientos de suelo-roca y 4 avalanchas de roca. La mayor concentración de remociones en masa en unidades sedimentarias blandas (areniscas y calizas) sugieren un control litológico para su ocurrencia (Moya et al., en prensa).

³Tributarios del Río Claro, Parque Nacional Siete Tazas http://www.bbc.co.uk/mundo/america_latina/2010/03/100312_2240_chile_sismo_cascadas_secas_gz.shtml

El número total de remociones en masa considerando ambos inventarios es de 377, lo cual se encuentra muy por debajo de los inventarios publicados para terremotos de menor magnitud, pero intraplaca superficiales, como Chi-Chi (M_w 7,6, mecanismo inverso a 8-10 km de profundidad, >20.000 deslizamientos, [Dadson et al., 2004](#)) o Aysén (M_w 6,2, mecanismo de rumbo a 4 km de profundidad, [Legrand et al., 2011](#), 538 deslizamientos [Sepúlveda et al., 2010](#)). Sin embargo es consistente con los reportes compilados por [Erikson y Högstedt \(2004\)](#) para las remociones en masa de Valparaíso el año 1985, que no fueron muy numerosas y en su mayoría fueron desencadenadas por precipitaciones meses después del terremoto de subducción M_w 8,0 y 35 km de profundidad que ocurrió el 3 de marzo de 1985 (PGA de hasta 0,13 g, según [el catálogo NEIC](#)). Además de este ejemplo, [Antinao y Gosse \(2009\)](#) plantean que los eventos de Valparaíso de 1906 (M_w 8,4) e Illapel de 1943 (M_w 8,2 y 35 km de profundidad según [NEIC](#)) tampoco desencadenaron grandes volúmenes de deslizamientos de roca. Sin embargo, no existen catastros completos de remociones en masa para ninguno de estos eventos.

3.4. Materiales y métodos

Los datos de concentración de sedimentos suspendidos (C_s [M/T]) corresponden a una medida diaria de concentración de sólidos en suspensión de una muestra superficial de agua. Los valores de caudal de agua (Q [V/T]) son calculados a partir de variaciones diarias de altura del agua y curvas de calibración establecidas por la DGA (descripción de métodos en [Tolorza et al., 2014](#)). En la mayoría de las estaciones el monitoreo comenzó en 1985, lo cual permite conocer la variabilidad decadal de ambos parámetros antes de la ocurrencia del terremoto. El número total de muestras pre- y post- terremoto del Maule se especifica en la tabla 3.1. Con estos datos también es posible estimar para cada día la descarga sedimentaria suspendida (Q_s [M/T]= $C_s \times Q$).

Utilizando estos datos se calculó el promedio de C_s , $\overline{C_s} = \frac{1}{n} \sum C_{si}$ y el promedio de Q_s , $\overline{Q_s} = \frac{1}{n} \sum Q_i * C_{si}$ para todo el período pre- y post- sísmico y la razón entre los resultados post- y pre- sísmicos.

Una primera aproximación a la dinámica sedimentaria de las cuencas es la relación entre C_s y Q a través de una ley de potencias (e.g., [Hovius et al., 2000](#); [Syvitski et al., 2000](#)) de la forma:

$$C_s = aQ^b \quad (3.1)$$

aunque la variabilidad de C_s para cada valor de Q puede ser de varios órdenes de magnitud (e.g., [Morehead et al., 2003](#)), lo cual se discute en profundidad en el capítulo 2. Esta variabilidad se debe en parte a una histéresis estacional causada por el retardo del flujo de agua a través de diferentes compartimientos hidrológicos, que puede corregirse mediante una separación del flujo basal ([Andermann et al., 2012](#); [Tolorza et al., 2014](#)). Sin embargo, en el presente estudio se analiza directamente la ecuación 3.1 con el objetivo de realizar una comparación de primer orden entre la dinámica histórica de C_s y Q y la que puede observarse después del terremoto del Maule, tal como fue analizado el caso del terremoto de Chi-Chi en Taiwan (Fig. 6, [Hovius et al., 2011](#)).

A partir de la ecuación 3.1, fueron calculados los valores de los coeficientes a y b considerando (1) todos los registros pre- y post-sísmicos (tabla 3.2, Fig. 3.4) y (2) los datos contenidos en cada año hidrológico (Fig. 3.1B y 3.5). La definición de cada año hidrológico varía latitudinalmente de acuerdo al comportamiento del hidrograma durante todo el período de monitoreo (apéndice B).

3.5. Resultados

La figura 3.2C muestra que en todas las estaciones $\overline{Q_s}$ es menor para los datos post-sísmicos que para las décadas anteriores, lo mismo ocurre con $\overline{C_s}$ en la mayoría de las estaciones (Fig. 3.2D).

En las figuras 3.1B y 3.5 se muestran resultados de seis estaciones cuyas áreas drenadas contienen zonas de altas pendientes de la Cordillera de la Costa o de la Cordillera Principal. Dos de ellas (Sauzal y Lumaco) se encuentran completamente contenidas en la Cordillera de la Costa y cercanas a las estaciones del Servicio Sismológico Nacional que registraron los más altos valores de PGA (Fig. 3.1A). Tanto para el parámetro a (Fig. 3.1B) como para el parámetro b (Fig. 3.5) de la ecuación 3.1, la variabilidad interanual sobre todo el período de mediciones pre-sísmica es mayor que las variaciones que se observan en el período post-sísmico.

En los diagramas de correlación de la figura 3.4 se trazaron los datos post-sísmicos con una escala de colores de acuerdo a su fecha. En ellos se aprecia que el registro post-sísmico es completo, en cuanto a que existen datos de todos los días del año hidrológico. Sin embargo, los valores máximos de Q comparados con el registro pre-sísmico son menores, como consecuencia de la sequía. Los valores máximos de C_s post-sísmicos también son menores que el registro

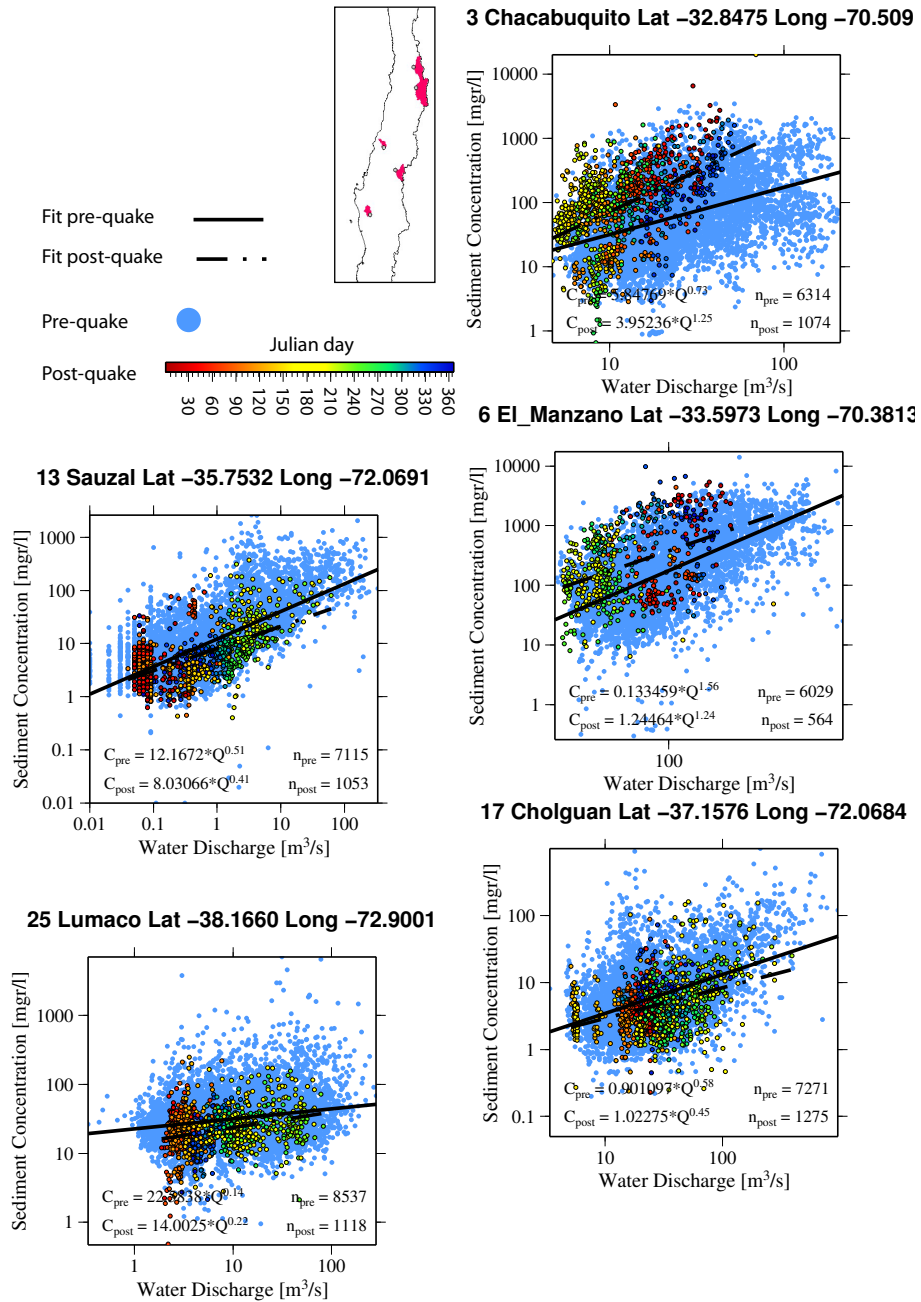


Figura 3.4: Diagramas de correlación Q vs. C para cinco estaciones. Los datos post-sísmicos son trazados usando un patrón de colores de acuerdo a su día juliano.

histórico para la mayoría de las estaciones, excepto para Chacabuquito y El Manzano. Estas dos estaciones, además de Cauquenes y San Fabian 2, registraron valores *peak* de C_s en el período post-sísmico que se destacan dentro del registro histórico (Fig. 3.6). Las dos primeras también tienen un $\overline{C_s}$ mayor en el período post-sísmico. Las áreas drenadas de estas estaciones tienen las menores estimaciones de PGA de las cuencas estudiadas, pero se caracterizan por tener altas pendientes y bajos porcentajes de cobertura vegetal (Fig. 3.2A y B). El año 2012, en conjunto con el *peak* de caudal del año hidrológico, ocurrieron máximos históricos de C_s en Chacabuquito, Termas de Cauquenes y San Fabian 2, mientras que en El Manzano el año 2011 ocurrió el máximo registro de C_s desde 1993, sin corresponder a un año particularmente lluvioso. Hasta el momento son escasas las remociones en masa atribuidas al sismo del Maule que han sido catastradas en estas cuencas (Fig. 3.2A y B Escobar, 2013).

3.6. Discusiones y conclusiones

Los resultados anteriores muestran que la exportación de sedimentos suspendidos ha sido menor en los años posteriores al terremoto del Maule que en el registro histórico en la mayoría de las estaciones monitoreadas (Fig. 3.2). Ya que la variabilidad inter anual histórica de la ecuación 3.1 es mayor que la observada después del terremoto (Fig. 3.5), el posible efecto sobre la dinámica de movilización de sedimentos suspendidos, a tres años de su ocurrencia, es imperceptible en la mayoría de estas grandes cuencas.

Mohr et al. (2014) analizaron datos de alta resolución de C_s y Q en microcuencas ($\sim 0,1 \text{ km}^2$) del flanco este de la Cordillera de la Costa. Ellos obtuvieron un modelo de C_s mediante regresiones no paramétricas. Al considerar el impacto de ciertas variables físicas en mejorar la precisión del modelo, encontraron que el terremoto es una variable de baja importancia. En el presente estudio se muestra que en tres años no ha ocurrido un aumento significativo de la concentración de sedimentos suspendidos en la mayoría de las cuencas cercanas a la zona de ruptura del sismo del Maule. Aún cuando ciertas cuencas han tenido máximos históricos de C_s en el período post-sísmico, la tendencia general es una reducción del flujo sedimentario. Estos resultados son consistentes con el bajo número de remociones en masa atribuidos a este terremoto (Escobar, 2013) y demuestran que no todos los sismos de gran magnitud tienen una gran respuesta erosiva inmediata. Esto significa que no se puede predecir el efecto de un terremoto sobre la denudación sólo a través de su magnitud, lo cual concuerda con Gorum et al. (2014) y Antinao y Gosse (2009).

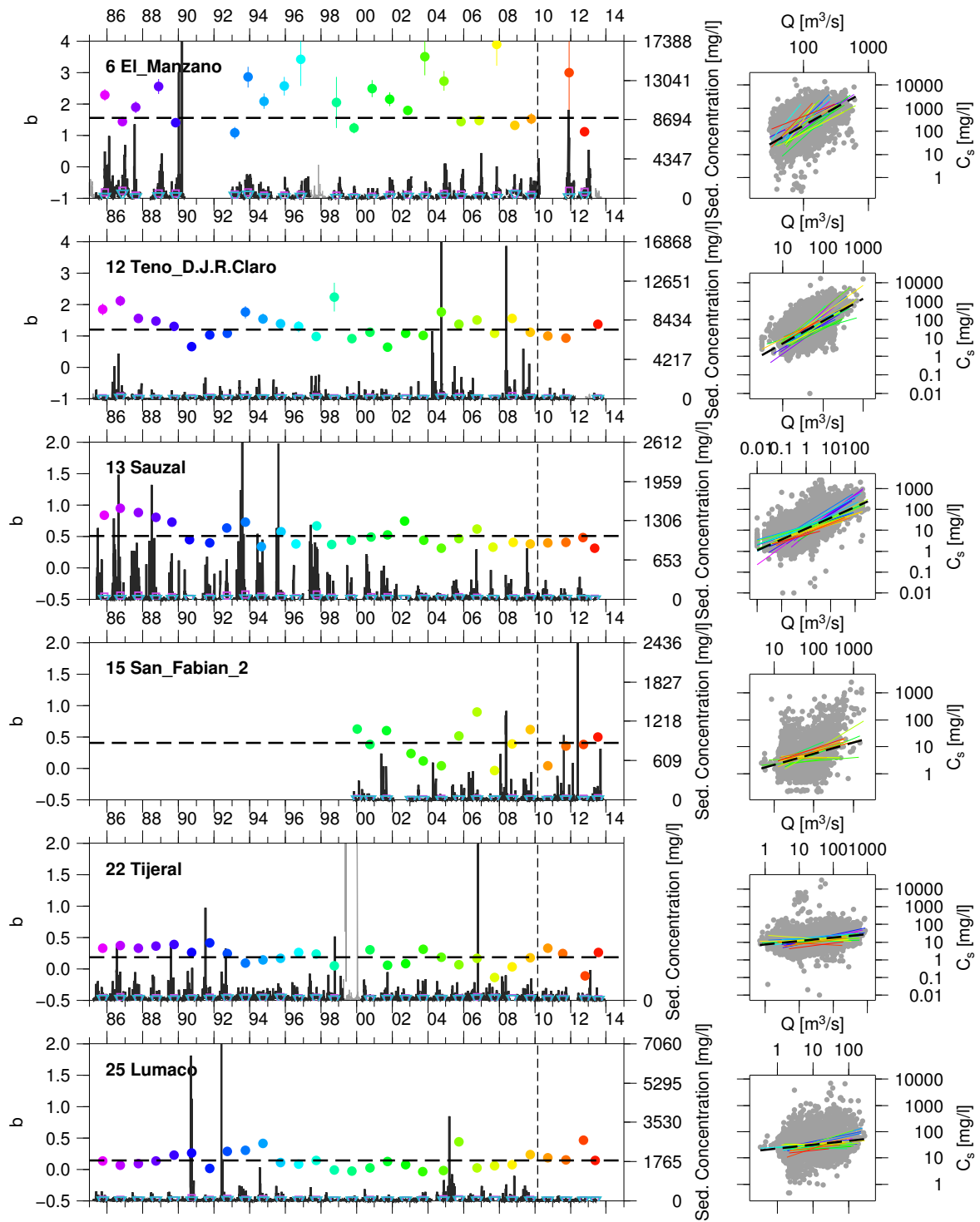


Figura 3.5: Series de tiempo 1985-2014 de C_s para seis estaciones. C_s diario (gris oscuro), promedio (cuadros) y mediana (triángulos) de cada año hidrológico. Los círculos coloreados representan el coeficiente b de la regresión potencial entre Q y C_s para cada año hidrológico. La línea segmentada horizontal es el coeficiente b para toda la base de datos pre-sísmica. A la derecha se muestra el diagrama de correlación entre Q y C_s de toda la base de datos (gris) y las curvas de regresión potencial usando un color diferente para cada año hidrológico y una línea segmentada para toda la base de datos pre-sísmica.

Algunas razones que pueden explicar la limitada a nula respuesta atribuible a este sismo sobre del flujo de sedimentos, pueden ser (1) una baja ocurrencia de remociones en masa, que hayan generado nuevas fuentes de sedimentos, (2) una baja conectividad entre nuevas fuentes de sedimentos en las laderas y la red de drenaje (*lateral blockages*, Fryirs, 2013) y/o (3) una limitada capacidad de movilizar nuevos sedimentos que hayan alcanzado el lecho de los ríos principales (*longitudinal blockages*, Fryirs, 2013).

Dos características específicas del terremoto del Maule permiten explicar tanto una baja ocurrencia de remociones en masa como una baja movilización de sedimentos durante los tres años posteriores:

- La ubicación de la zona de ruptura, que afectó principalmente territorio marítimo, lo que también podría explicar la mayor densidad de remociones en masa en la península de Arauco (Escobar, 2013), más cercana a la región de mayor deslizamiento de la falla, aunque también conformada por rocas y depósitos sedimentarios de menor resistencia (Moya et al., en prensa). El deslizamiento >10 m (Fig. 3.1) afectó a la región costera y a la Cordillera de la Costa, mientras que las mayores intensidades ($>VI$ Astroza et al., 2012) afectaron a la región al oeste del frente montañoso, en su límite con la Depresión Central. Debido a la profundidad de la zona de ruptura, las altas frecuencias de ondas sísmicas son atenuadas. De hecho, aunque se registraron altas aceleraciones superficiales (cercana a 1 g) estas se encuentran sobre sedimentos y posiblemente su comportamiento tenga efecto de sitio. Como consecuencia de lo anterior, las regiones de mayor pendiente, situadas en la Cordillera Principal, alcanzaron PGA (componente horizontal) $<0,48$ g (medido, Boroschek et al., 2012) y $<0,24$ g (modelado según NEIC).
- La baja disponibilidad de agua en las cuencas. El *peak* anual de caudal está disminuyendo desde el año 2008, lo cual se observa a lo largo de toda la zona de ruptura. Las condiciones de sequía pueden tener dos consecuencias sobre la respuesta erosiva de este terremoto: (1) luego de dos años de bajas precipitaciones (2008-2009) y varios meses de recesión (el terremoto ocurrió en la estación seca), las laderas de mayor pendiente posiblemente almacenaban poca agua el día del terremoto, lo cual limita la inestabilidad de ladera asociada a licuefacción y por tanto, la ocurrencia de remociones en masa y (2) la baja disponibilidad de agua en los años posteriores al terremoto, que puede haber limitado el establecimiento de conectividad, específicamente para el transporte del material removido desde las laderas hacia los ríos. Este problema (el almacenamiento de sedimentos) se acrecienta con el tamaño de las cuencas (e.g., Summerfield y Hulton, 1994), por lo cual observar el comportamiento de micro cuencas permitiría comprender mejor el rol de la conectividad en los resultados observados. Además, si los sedimentos

generados a partir de pequeñas remociones en masa se encuentran almacenados en pequeñas vertientes, es posible que su salida de las cuencas ocurra cuando un evento de El Niño termine con las condiciones de sequía.

La figura 3.6 muestra que sí han ocurrido eventos de alta evacuación de sedimentos que podrían tener relación con el sismo del Maule, ya que podrían corresponder a la ocurrencia de remociones en masa en laderas que quedaron inestables después del terremoto o bien a la movilización de sedimentos producidos co-sísmicamente, al producirse conectividad con las precipitaciones del año 2012. Los inventarios de remociones en masa disponibles hasta ahora se han enfocado en la Cordillera de la Costa [Escobar \(2013\)](#) y en la Península de Arauco ([Moya et al., en prensa](#)), no en la Cordillera Principal. Todas las estaciones de la figura 3.6 tienen sus áreas drenadas en la Cordillera Principal, por lo que es posible que existan remociones en masa co-sísmicas no incluidas en los inventario.

Las cuencas que muestran un aumento significativo del flujo de sedimentos post sísmico están lejos del epicentro y de la zona de ruptura, por lo tanto alcanzaron bajas aceleraciones co-sísmicamente, pero tienen altas pendientes y bajo porcentaje de vegetación (Fig. 3.2). Esto sugiere que las alzas observadas en la exportación de sedimentos, de estar condicionadas por el terremoto, dependen principalmente de la pendiente y de la conectividad (determinada por la vegetación y la disponibilidad de agua en la superficie). Esta interpretación refuerza la idea de que la denudación causada por un evento sísmico no es función su magnitud, sino del estrecho vínculo entre el clima y la tectónica. Además, permiten caracterizar al terremoto del Maule como un evento esencialmente constructivo.

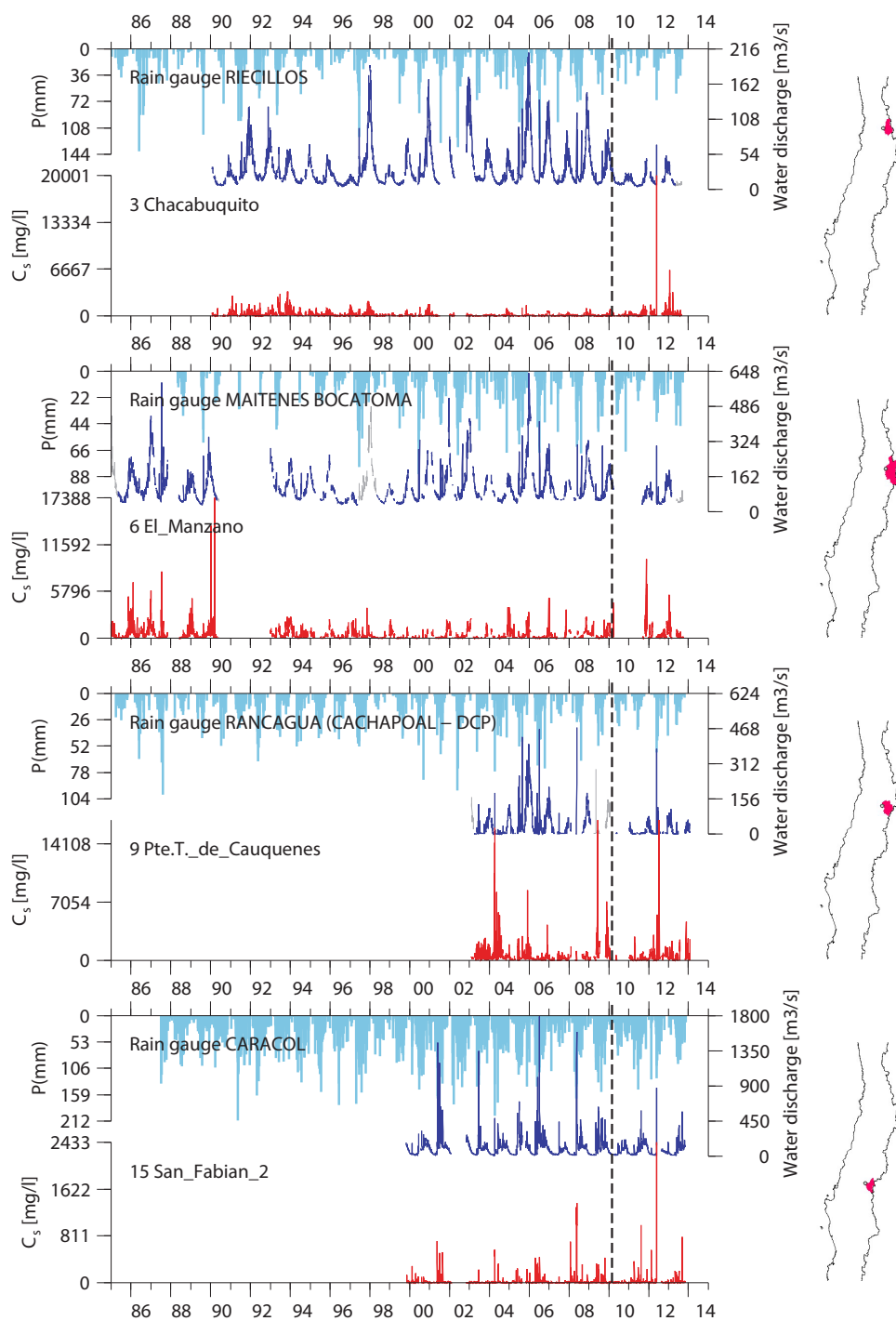


Figura 3.6: Series de tiempo diarias de precipitaciones (celeste), caudal (azul) y concentración de sedimentos suspendidos en las estaciones que registraron valores *peak* de C_s más altos que lo habitual en el período post-símico.

Tabla 3.2: Promedio de la concentración de sedimentos suspendidos y coeficientes de la inversión potencial para los períodos pre- y post- sísmicos

Id	St. Name	Pre-quake			Post-quake		
		$\overline{C}_s(mg/l)$	a	b	$\overline{C}_s(mg/l)$	a	b
1	Cuncumen	59.8	5.7	0.7	39.6	2.4	1.6
2	Las Burras	17.4	7.8	0.4	6.0	5.3	0.7
3	Chacabuquito	143.6	5.8	0.7	227.3	4.0	1.3
4	Resg. los Patos	114.0	7.7	0.9	108.0	17.8	0.3
5	A.J. Rio Maipo	762.5	0.6	1.8			
6	El Manzano	409.6	0.1	1.6	614.1	1.2	1.2
7	Los Almendros	162.8	19.0	0.8	240.6	36.7	1.1
8	Rinconada de Maipu	362.6	19.3	0.6	384.8	51.2	0.5
9	Pte. Termas de Cauquenes	567.6	234.6	0.0	454.3	123.4	0.3
10	Bajo los Briones	231.6	0.6	1.3	149.7	0.2	1.7
11	Los Quenes	52.1	3.0	0.5	50.5	12.9	0.0
12	D.J.C. Claro	97.7	0.3	1.2	40.8	0.9	1.0
13	Sauzal	37.1	12.2	0.5	13.1	8.0	0.4
14	Las Brisas	33.3	5.1	0.3	15.3	2.1	0.3
15	San Fabian 2	13.5	0.8	0.4	14.7	1.3	0.4
16	Camino a Confluencia	23.1	8.7	0.1	13.6	5.3	0.3
17	Cholguan	12.5	0.9	0.6	7.6	1.0	0.5
18	Longitudinal	19.8	5.9	0.1	9.2	4.6	0.1
19	Balsa Nueva Aldea	23.7	4.3	0.3	24.5	3.9	0.3
20	Coelemu	28.5	2.0	0.4	11.2	5.4	0.1
21	Llanquen	25.1	1.0	0.5	17.9	1.1	0.5
22	Tijeral	35.1	7.2	0.2	11.9	5.3	0.1
23	Puente Perales	17.0	0.9	0.5	13.2	7.6	0.0
24	Desembocadura	21.9	0.4	0.5	14.5	0.3	0.5
25	Lumaco	48.2	22.6	0.1	27.6	14.0	0.2
26	Cholchol	13.9	4.5	0.2	10.3	5.4	0.1
27	Rari-Ruca	32.3	0.5	0.7	16.1	0.5	0.6
28	Cajon	22.8	0.9	0.5	19.8	0.8	0.5
29	Quepe	14.4	2.0	0.3	13.1	7.1	0.0
30	Los Laureles	39.1	0.9	0.6	15.6	18.5	-0.2
31	A.R. Llafenco	15.5	4.7	0.1	18.1	17.7	-0.1
32	Gorbea	10.6	3.5	0.3	10.8	4.0	0.2
33	Rucaco	10.1	1.8	0.3	10.1	2.3	0.2

Capítulo 4

Relación entre la evolución de la cobertura vegetal verde y la exportación de sedimentos en la cuenca del Biobío

4.1. Introducción

De los sistemas que interactúan en la superficie de la tierra, uno de los que más ha tardado en ser abordado por la geología es la Biósfera ([Dietrich y Perron, 2006](#)), aunque en el caso específico de la cobertura vegetal, su cuantificación empírica sobre plazos geológicos comienza a ser estudiada (e.g., [Dosseto et al., 2010](#)). Gracias al desarrollo de nuevas técnicas para medir la erosión de cuenca sobre miles y decenas de años, en Sri Lanka se ha podido cuantificar el impacto de perder la cobertura vegetal debido al uso de suelo, al comparar el flujo de sedimentos respecto a un nivel base caracterizado por una lenta erosión en el largo plazo ([Hewawasam et al., 2003](#)). En Los Andes ecuatorianos, se ha concluido que la restauración de una vegetación densa puede reponer los niveles de erosión de cuenca a su magnitud natural ([Vanacker et al., 2007](#)). Estos ejemplos muestran la importancia de conocer mejor el comportamiento de corto plazo de la erosión de cuenca ante modificaciones temporales del tipo y densidad de la vegetación y del uso de suelo, para poder interpretar adecuadamente sus similitudes o diferencias con la erosión sobre plazos mayores. Desde las ciencias ambientales y forestales, el efecto de la vegetación y el uso de suelo sobre la exportación de sedimentos y sobre la infiltración suelen abordarse a escalas de micro-cuencas ($<0,1 \text{ km}^2$, e.g., [Huber et al., 2010](#); [Schuller et al., 2013](#); [Mohr et al., 2013](#)) pero no necesariamente estas observaciones

escalan homogéneamente con el tamaño del sistema.

Descifrar la interacción entre la vegetación y la dinámica de la erosión reciente (<10 a) en grandes cuencas (>1000 km²) y sus variaciones espaciales es una potencial herramienta para mejorar nuestra comprensión de los procesos involucrados, los que pueden incorporarse a modelos de mayor escala en el tiempo y en el espacio, especialmente en regiones de altos gradientes topográficos y de uso de suelo. La relación entre la erosión y la vegetación es fundamental para estimar tasas globales de meteorización y su efecto en el ciclo del carbono tanto orgánico como mineral (proveniente de las rocas, e.g., [Smith et al., 2013](#)). También es relevante para la predicción de los posibles efectos de incendios forestales sobre la exportación de sedimentos (e.g., [Lamb et al., 2013](#)) o el efecto del uso de suelo antropológico sobre la movilización/fijación de nutrientes en la cabecera de las cuencas (e.g., [Oyarzún et al., 2007](#)). Sin embargo, esta interacción es difícil de abordar, principalmente porque ciertos procesos que involucran a la vegetación disminuyen la erosión, como la capacidad de las plantas de retener sedimentos en laderas incluso muy empinadas (e.g., [DiBiase y Lamb, 2013](#)), la protección que ejerce la vegetación sobre el suelo, disminuyendo el impacto de la lluvia (e.g., [Geddes y Dunkerley, 1999](#)) o la acción estabilizadora de las laderas que en general ejercen las raíces de los árboles (e.g., [Wu, 2013](#)), pero otros procesos potencialmente incrementan la erosión, como la acción desestabilizadora de la capa orgánica y/o de suelo en pendientes superiores a cierto umbral (e.g., [Vorpahl et al., 2013](#)) que facilita la ocurrencia de deslizamientos, o el incremento de las tasas de meteorización con la actividad biológica (e.g., [Lucas, 2001](#)). Sin embargo, para que la pérdida de masa de la cuenca sea efectiva, el factor clave es que se establezca conectividad entre las laderas y la red fluvial a través de la escorrentía ([Mohr et al., 2013](#)).

Algunos parámetros que pueden ser condicionantes de la conectividad son la densidad de la cobertura vegetal y el manejo antropológico de las cuencas. Haciendo uso de observaciones satelitales y el monitoreo hidrológico disponible, en el presente estudio analizamos la evolución en el tiempo del porcentaje de vegetación en conjunto con datos de descarga sedimentaria suspendida (Q_s [kg/s]) en el río Biobío y sus subcuencas principales (áreas >1000 km²) para evaluar si el porcentaje de vegetación verde es un buen parámetro para analizar la dinámica de la erosión. La región de estudio está localizada en una zona de transición mediterránea a templada en el flanco oeste de Los Andes centro-sur (e.g., [Christie et al., 2011](#)) y su densidad de vegetación está controlada por el uso antropológico del suelo ([Aguayo et al., 2009](#); [Lara et al., 2012](#)) y por variaciones intra anuales de las precipitaciones y de las especies caducifolias (Fig. 4.1). La serie de tiempo analizada utiliza datos disponibles derivados de imágenes satelitales con resolución temporal de 10 días y espacial de 1 km ([Baret et al.,](#)

2013) y la base de datos diaria de caudal ($Q[m^3/s]$), concentración de sedimentos suspendidos ($C_s[mg/l]$) y precipitación ($P[mm]$) de la DGA para el período 1999-2006.

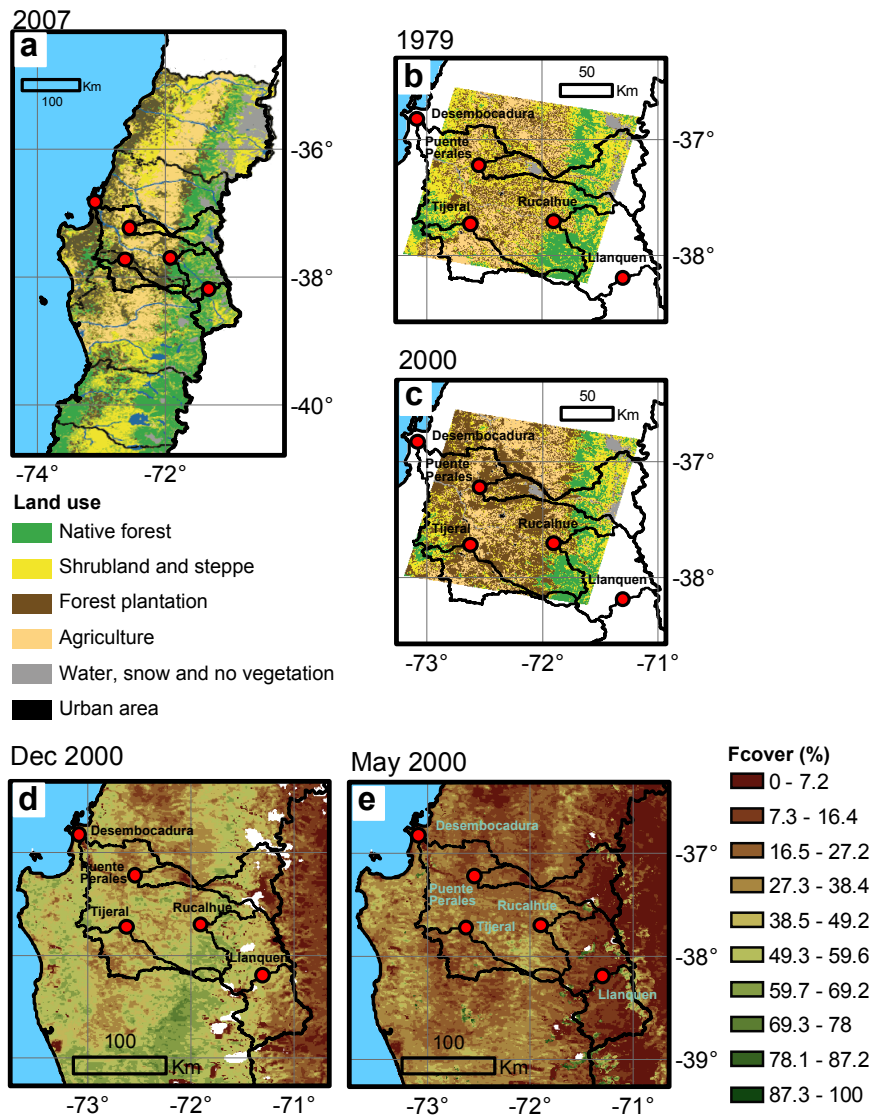


Figura 4.1: Variaciones temporales de la cobertura vegetal. (a) Uso de suelo en Chile centro-sur en 2007 (modificado de Lara et al., 2012). (b, c) Uso de suelo en parte de la cuenca del río Biobío en 1979 y 2000 (modificado de Aguayo et al., 2009). (d, e). Porcentaje de cobertura vegetal desde FCover para dos imágenes del año 2000. Los cambios intra anuales en FCover pueden deberse a la presencia de especies caducifolias. Se han superpuesto las estaciones hidrométricas usadas en este capítulo (círculos rojos) y sus áreas drenadas (líneas negras).

4.2. Base de datos y métodos

4.2.1. Vegetación

La serie de tiempo de vegetación corresponde a FCOVER. La fracción de vegetación verde en el nadir calculada por el proyecto CYCLOPES (Baret et al., 2007, 2013). Los productos biofísicos de CYCLOPES son derivados de los sensores de vegetación a bordo de SPOT4 y SPOT5. La serie de tiempo de FCOVER está compuesta por una imagen cada 10 días. El algoritmo que genera cada imagen utiliza los datos de sensores de vegetación sin nubes para un período de ± 15 días. FCOVER tiene una resolución de 1 km en proyección *plate-carrée* y se encuentra disponible en <http://postel.obs-mip.fr/> y <http://www.geoland2.eu/>.

Utilizando todas las imágenes de FCOVER disponibles en formato HDF4, se construyeron series de tiempo porcentaje de vegetación (Fig. 4.2) calculando el promedio y la desviación estándar de los píxeles con datos válidos de FCOVER dentro de un área específica (el área drenada correspondiente a cada estación de monitoreo de Q y C_s). Se seleccionaron cuatro fechas del año para observar la distribución del porcentaje de vegetación dentro de la cuenca a partir de los diagramas de caja de FCOVER y su variación interanual entre 1999 y 2006 (Figs. 4.3–4.7).

4.2.2. Descarga sedimentaria y precipitaciones

Los datos de Q y C_s fueron medidos en las estaciones sedimentométricas de la DGA descritas en los capítulos 1 y 2. El valor de Q_s fue calculado para cada día como el producto entre Q y C_s . Las series de tiempo de precipitaciones fueron medidas en las estaciones meteorológicas de la DGA cuya posición se indica en la figura 4.1d y e.

A partir de la serie de tiempo diaria de Q_s se calculó el promedio anual de la descarga sedimentaria ($\overline{Q_{sa}}$), su valor normalizado por el promedio anual del período estudiado ($\overline{Q_{sa}^*}$) y el promedio de Q_s sobre el período de 30 días correspondiente a cada imagen de FCOVER (Q_{sf}), valores utilizados en la Fig. 4.2. Los datos de la estación Tijeral de mayo–junio de 1999 tienen un valor anómalo, tres órdenes de magnitud más altos que la tendencia de los últimos 30 años (suplemento 3.2 del capítulo 2) que se interpretan como errores de muestreo, por lo cual fueron excluidos del presente análisis.

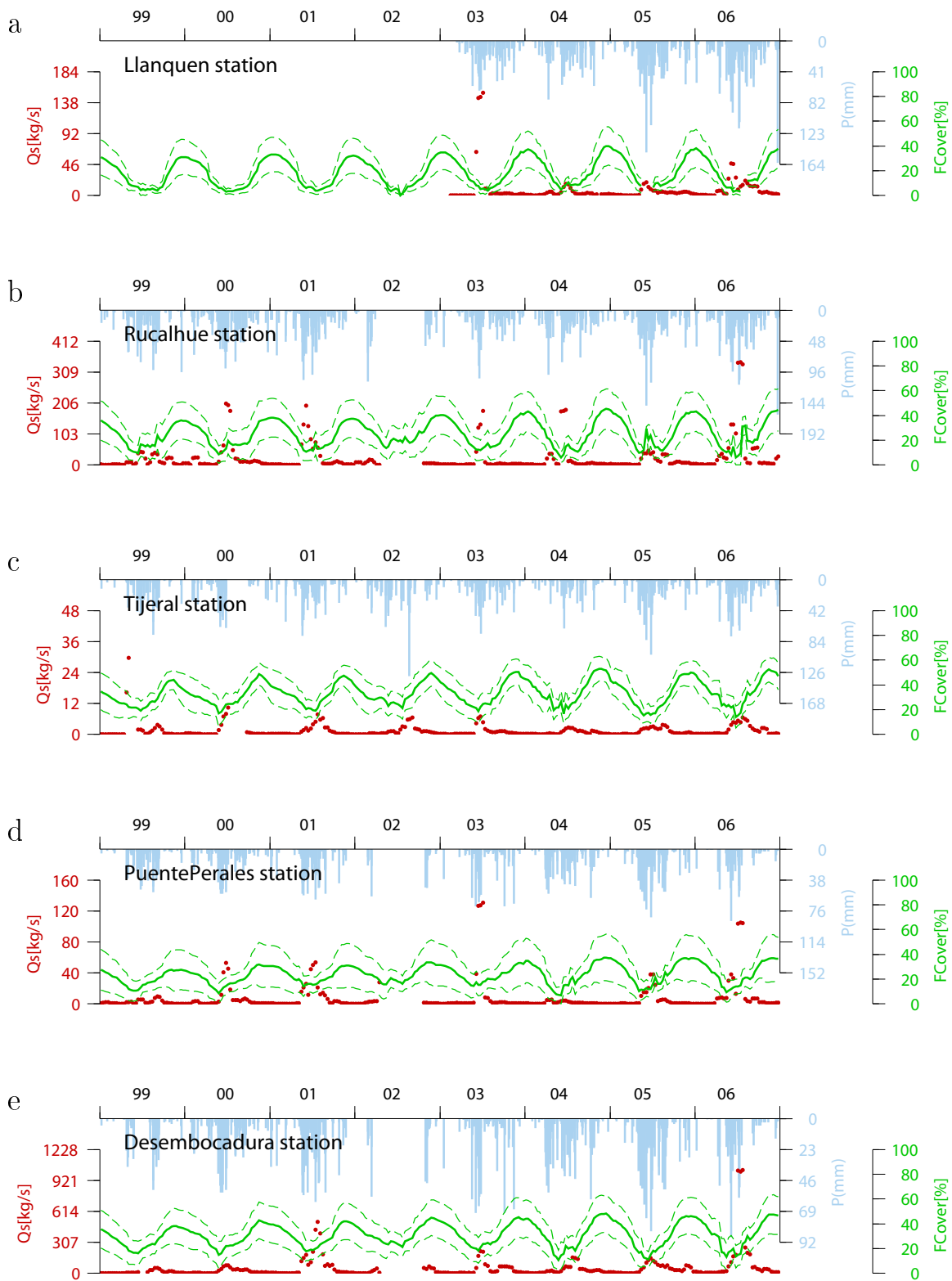


Figura 4.2: Series de tiempo de descarga sedimentaria (Q_s , en rojo), precipitaciones (celeste) y porcentaje de vegetación (FCover, verde) dentro de las áreas drenadas de cada estación de monitoreo. La línea verde continua representa el promedio del porcentaje de vegetación sobre la cuenca y la línea segmentada verde la desviación estándar. Los máximos de Q_s ocurren siempre en condiciones de mínima cobertura vegetal verde. (a) Llanquén, (b) Rucalhue, (c) Tijeral, (d) Puente Perales y (e) Desembocadura

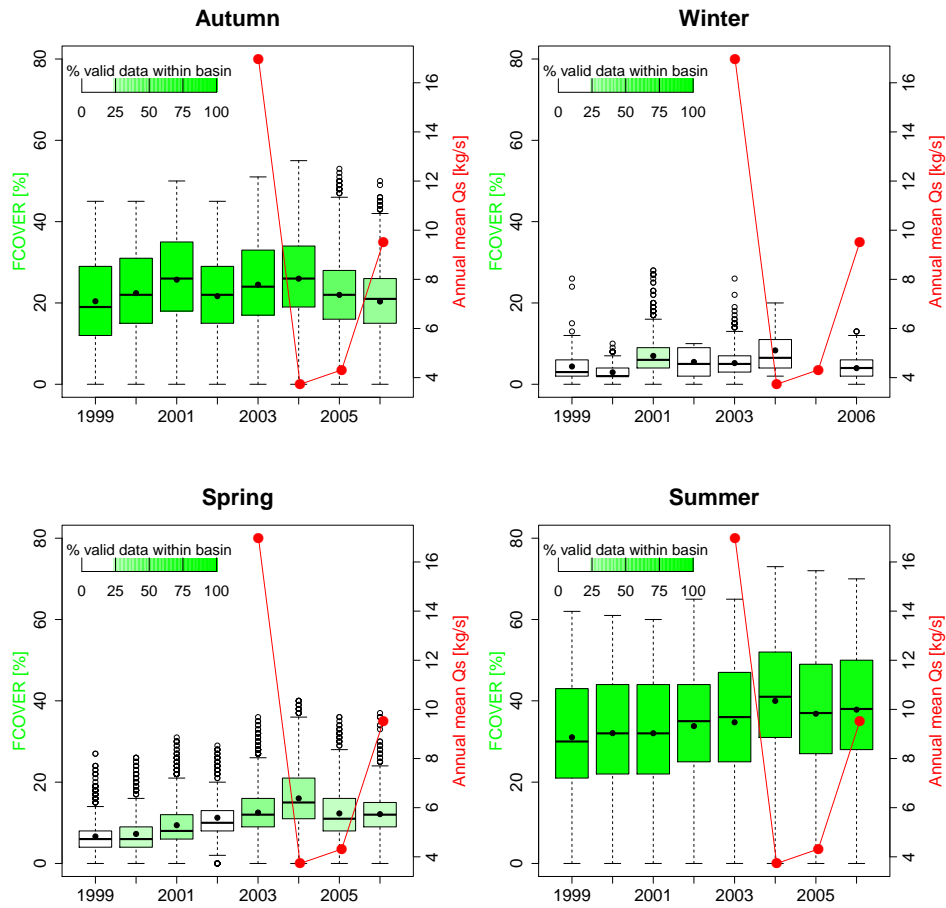


Figura 4.3: Diagramas de caja con distribución de valores de FCOVER en la cuenca de Llanquén para cuatro fechas del año (25 de marzo, 25 de junio, 25 de septiembre y 25 de diciembre). Los puntos negros son los promedios. En rojo se muestran los promedios anuales de Q_s .

4.3. Resultados

La figura 4.2 muestra la variabilidad intra anual del porcentaje promedio de vegetación verde en las cuencas, P y Q_{sf} . En ella se observa que los sedimentos suspendidos son exportados de las cuencas principalmente en los eventos de mayores precipitación, siempre en condiciones de bajo porcentaje de vegetación. Además, se observa que FCOVER tiene ciclos muy regulares cada año, los cuales son diferentes en cuencas con distintos tipos de vegetación.

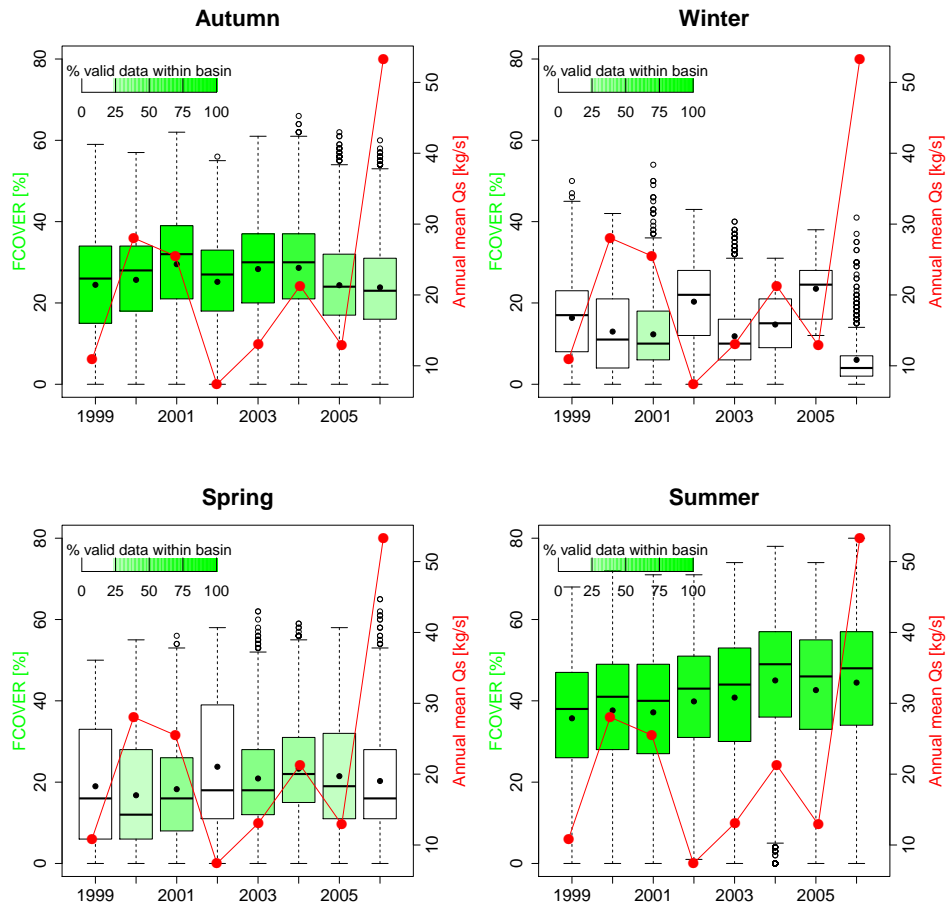


Figura 4.4: Diagramas de caja con distribución de valores de FCOVER en la cuenca de Rucalhue para cuatro fechas del año (25 de marzo, 25 de junio, 25 de septiembre y 25 de diciembre). Los puntos negros son los promedios. En rojo se muestran los promedios anuales de Q_s .

Para observar posibles tendencias interanuales en la evolución de la vegetación, se trazaron diagramas de caja para una imagen al año en la misma fecha. Se escogieron las imágenes de FCOVER del 25 de marzo, 25 de junio, 25 de septiembre y 25 de diciembre. Durante el período observado (1999–2006), el porcentaje de vegetación verde en los meses de alta radiación solar (primavera-verano) muestra una tendencia creciente en la mediana y el promedio para todas las cuencas. Se utilizaron diagramas de caja para observar variaciones temporales en la superficie total de baja vegetación, que podrían indicar la ocurrencia de tala rasa. En efecto, en primavera y verano las cuencas con un mayor porcentaje de uso de suelo forestal (Tijeral y Desembocadura) tienen una alta variabilidad interanual de sus distribuciones de FCOVER bajo el primer cuartil (Figs. 4.5 y 4.7).

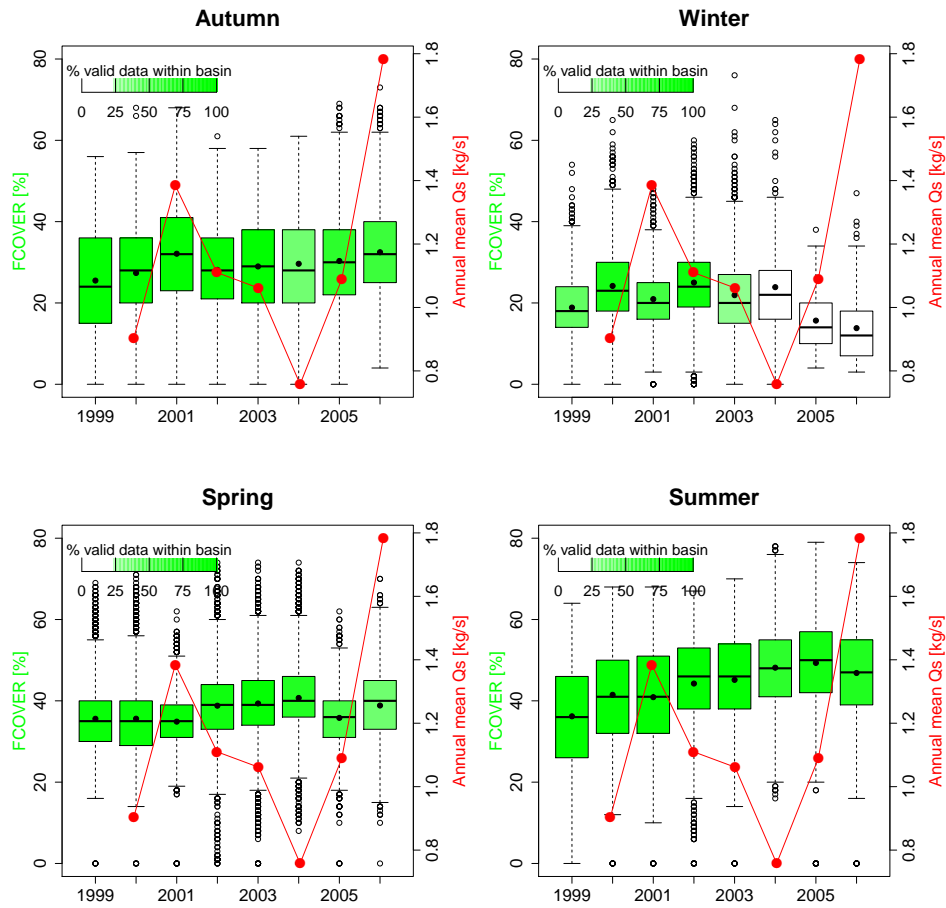


Figura 4.5: Diagramas de caja con distribución de valores de FCOVER en la cuenca de Tijeral para cuatro fechas del año (25 de marzo, 25 de junio, 25 de septiembre y 25 de diciembre). Los puntos negros son los promedios. En rojo se muestran los promedios anuales de Q_s .

Como el grueso de Q_{sf} se observa durante el otoño e invierno austral (Fig. 4.2) y considerando la mayor área de datos válidos en las imágenes de otoño que de invierno en la serie de FCOVER, para evaluar una posible correlación entre la vegetación presente en la cuenca y la exportación de sedimentos, se utilizaron las imágenes del 25 de marzo y el promedio anual de Q_s de cada cuenca normalizados por su promedio ($\overline{Q_{sa}}^*$, Fig. 4.8). El resultado para las dos cuencas de montaña (Llanquén y Rucalhue) que tienen una mayor pendiente y un mayor porcentaje de vegetación nativa no muestra ninguna tendencia significativa: en Llanquén no hay suficientes datos para proponer alguna inversión (sólo 4 puntos) y en Rucalhue el modelo lineal tiene pendiente $-0,04$, $R^2 = 0,02$ y $p = 0,7$. Para las cuencas con menor pendiente regional y mayor superficie de plantaciones forestales y suelo agrícola, se obtuvo una correlación positiva pero de muy baja pendiente entre el porcentaje de vegetación y $\overline{Q_{sa}}^*$: Tijeral $0,1$ ($R^2 = 0,6$, $p = 0,04$), Puente Perales $0,2$ ($R^2 = 0,3$, $p = 0,13$) y Desembocadura

0,3 ($R^2 = 0,6$, $p = 0,03$).

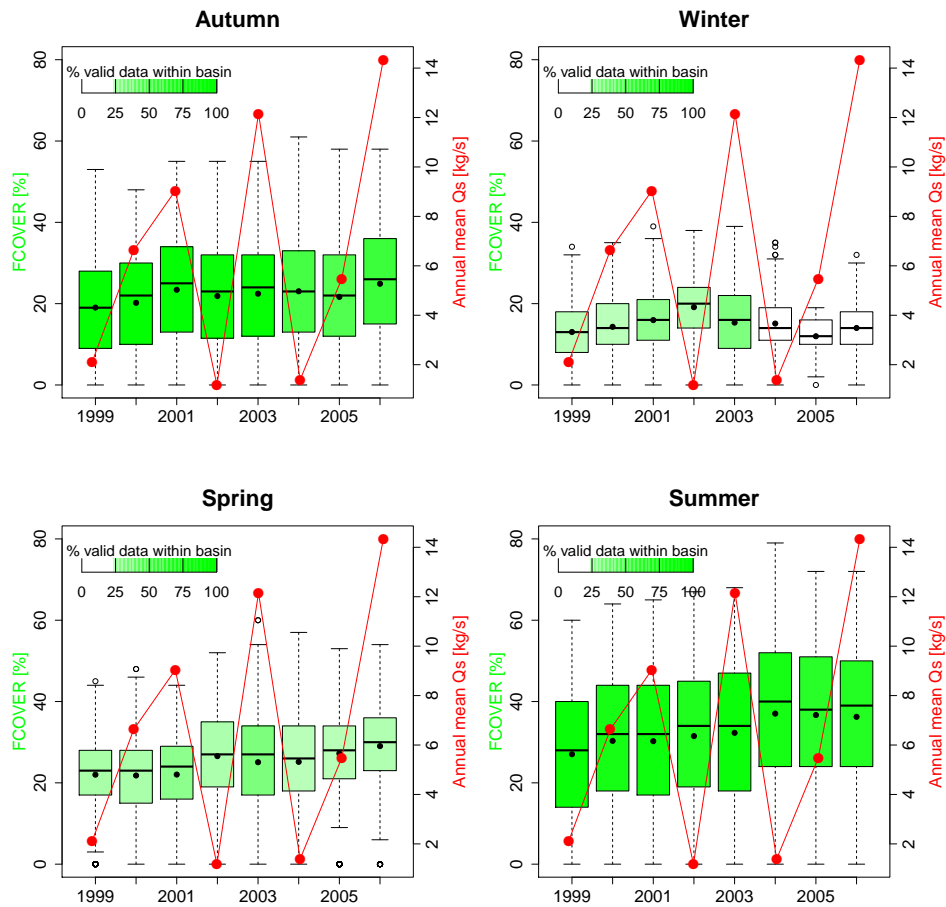


Figura 4.6: Diagramas de caja con distribución de valores de FCOVER en la cuenca de Puente Perales para cuatro fechas del año (25 de marzo, 25 de junio, 25 de septiembre y 25 de diciembre). Los puntos negros son los promedios. En rojo se muestran los promedios anuales de Q_s .

4.4. Discusión y conclusiones

Las principales observaciones realizadas en el presente capítulo son (1) que durante el período de observación existe un aumento sostenido del porcentaje de vegetación verde de primavera y verano, considerando el promedio y la mediana de FCOVER dentro de las cuencas (2) que cada año, el período de mayor volumen de Q_s exportado desde las cuencas coincide con los días de menor porcentaje de vegetación verde y (3) que el aumento en el porcentaje de vegetación no tiene asociada una disminución o aumento significativo en la descarga sedimentaria anual.

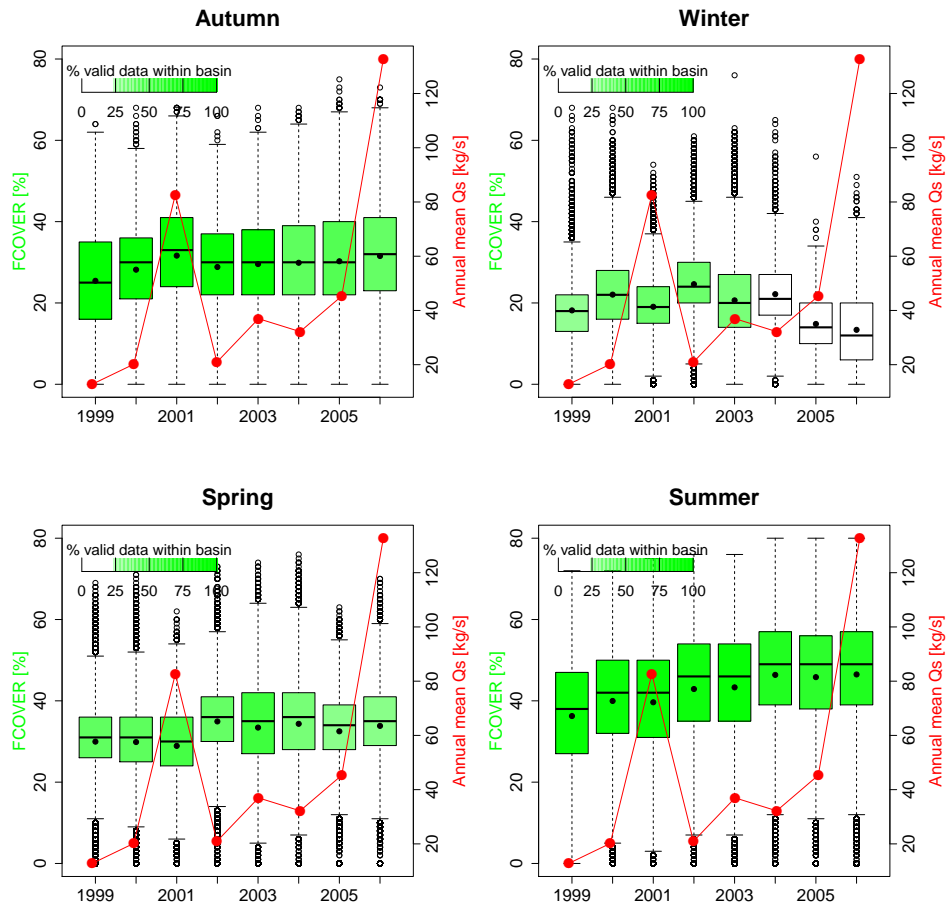


Figura 4.7: Diagramas de caja con distribución de valores de FCOVER en la cuenca de Desembocadura para cuatro fechas del año (25 de marzo, 25 de junio, 25 de septiembre y 25 de diciembre). Los puntos negros son los promedios. En rojo se muestran los promedios anuales de Q_s .

En Chile centro-sur se ha observado una tendencia decadal decreciente en las precipitaciones y el caudal (Rubio-Alvarez y McPhee, 2010). Desde esta perspectiva, un aumento en el porcentaje de vegetación verde en las cuencas es contraintuitivo y puede asociarse directamente a la expansión de plantaciones forestales sobre suelo agrícola documentada en la región del Biobío por Aguayo et al. (2009). Las especies plantadas (*Pinus radiata* D. Don y *Eucalyptus spp*) y el manejo forestal (ciclos de rotación cortos, i.e., árboles en etapa de crecimiento con altas tasas de evapotranspiración) demandan una gran cantidad de agua y varios estudios recientes han demostrado que tienen un efecto muy significativo en la reducción de la humedad del suelo y el caudal base durante la estación seca a diferentes escalas espaciales ($\sim 1-100 \text{ km}^2$, Lara et al., 2009; Little et al., 2009; Huber et al., 2010). Si el incremento de biomasa verde observado corresponde mayoritariamente a plantaciones forestales, su creciente demanda de agua puede tener un efecto de gran escala sobre la hidrología e hidrogeología

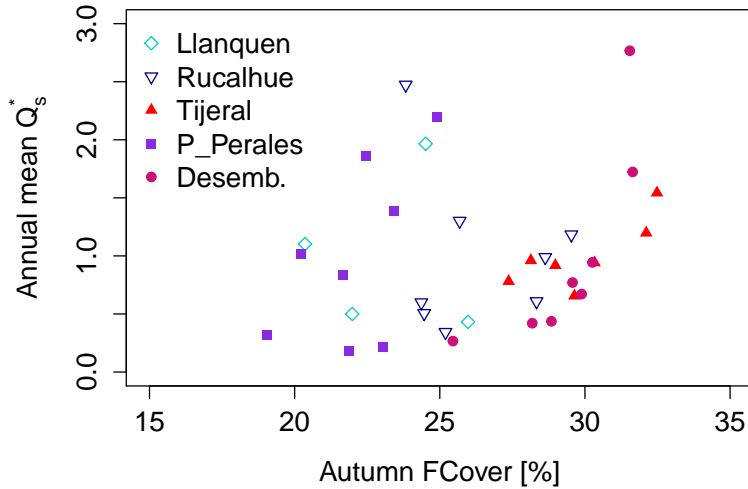


Figura 4.8: Diagrama de correlación entre el porcentaje de vegetación al comienzo del otoño y $\overline{Q_{s_a}}^*$. Los símbolos vacíos son de las dos estaciones con mayor vegetación nativa. Los símbolos sólidos tienen una mayor área de uso de suelo forestal y agrícola (Fig. 4.1).

regional. Recientes desarrollos metodológicos sobre imágenes LANDSAT (Braun et al., 2014) constituyen potentes herramientas para abordar las altas tasas de expansión de plantaciones forestales (e.g., Echeverría et al., 2006; Little et al., 2009). Ya que FCOVER parece seguir un patrón regular, posiblemente determinado por el tipo de vegetación específico de la cuenca, la serie de tiempo aquí presentada puede incorporarse a la elaboración de una cronología de alta resolución temporal de cambios de uso de suelo que permita cuantificar su impacto hidrológico e hidrogeológico.

El hecho de que los *peak* anuales de Q_s coincidan temporalmente con los mínimos de vegetación sugiere que la relación entre ambos parámetros es estrecha, pero no necesariamente hay una causalidad entre ellos, ya que los ciclos intra anuales de las especies caducifolias disminuyen el porcentaje de biomasa verde en el otoño e invierno sin que necesariamente disminuya la vegetación y aumente la conectividad. Por otra parte, el aumento en el porcentaje de vegetación de las figuras 4.3 a 4.7 claramente no ha disminuido el flujo de sedimentos. Por el contrario, la Fig. 4.8 muestra correlaciones de muy baja pendiente pero positivas entre el porcentaje de vegetación en otoño y $\overline{Q_{s_a}}^*$ en las tres de las cuencas con mayor uso de suelo forestal y agrícola.

A partir de lo anterior, es posible concluir que el porcentaje de vegetación verde por sí

sólo no es un buen parámetro para explicar la erosión de una cuenca en esta región. Un mismo rango de FCOVER agrupa diferentes tipos de vegetación y, por lo tanto, diferentes usos de suelo, en particular, bosques y plantaciones forestales, que tienen distintos efectos sobre la exportación de sedimentos (e.g., [Oyarzún et al., 2011](#)). En los bosques, las dinámicas biofísicas de los ecosistemas varían con las especies vegetales, modificando la distribución del agua disponible en las cuencas en el tiempo y en el espacio (e.g., [Lara et al., 2009](#)). Por lo tanto, el tipo de vegetación y el manejo antropológico del uso de suelo son determinantes en las tasas de meteorización y de producción de suelo en las laderas. En las plantaciones forestales el flujo de sedimentos depende mucho del manejo que se haga de ellas (e.g., [Mohr et al., 2014](#)), sin embargo, en todas ellas hay caminos forestales que conectan áreas desprovistas de vegetación (Fig. 4.9), que facilitan la conectividad entre las laderas y la red fluvial ([Mohr et al., 2013](#)) y que difícilmente son detectadas mediante FCOVER. Sin embargo, FCOVER muestra variaciones intra e inter anuales del total de vegetación verde, lo cual es una potencial herramienta para establecer variaciones de la vegetación en el tiempo si se utiliza con clasificaciones de uso de suelo.



Figura 4.9: Caminos forestales en cuenca del río Vergara (estación Tijeral). Vista en planta modificada de imagen de *google*.

El hecho de que el incremento en la vegetación no esté produciendo una disminución en el flujo anual de sedimentos suspendidos contradice el criterio usado en algunas aproximaciones cualitativas de la erosión, que proponen una *erosión no aparente* en todas las zonas que tienen vegetación, sin distinción del manejo forestal de ellas (e.g., [CIREN, 2010](#)).

Capítulo 5

Erosión de cuenca en el largo (ka) versus el corto (10 a) plazo en el río Biobío: Posibles controles

Proyecto de artículo: *Millennial versus decennial catchment erosion at the Biobío river: possible controls*

Resumen

Conocer la magnitud de la erosión en cuencas fluviales a escala de miles de años permite establecer los niveles de referencia con que ha operado el sistema geomorfológico. Estos niveles de referencia pueden usarse para ser comparados con la erosión de cuenca en períodos más recientes, de manera de constreñir las variaciones en el tiempo de los procesos que la controlan. A partir de concentración de ^{10}Be en arenas fluviales y concentraciones de sedimentos suspendidos en el río Biobío, se presentan tasas de erosión milenarias (0,01 a 0,17 mm/a) y decadales (0,005 a 0,04 mm/a) para varias subcuencas situadas en distintos contextos topográficos de Chile centro-sur. A partir de los resultados obtenidos se proponen cuatro posibles explicaciones para la distribución de la erosión observada y sus cambios en el tiempo.

5.1. Introducción

Los procesos involucrados en la producción y transporte de sedimentos en una cuenca fluvial ocurren a múltiples escalas de tiempo. El alzamiento o subsidencia en porciones de una cuenca y los cambios en la movilización de sedimentos inducidos por ciclos glaciares actúan a escalas de $10^4 - 10^6$ años (e.g., [Dosseto et al., 2010](#)). Otros procesos, como los terremotos e incendios forestales ocurren en escalas de segundos a años, teniendo intervalos de recurrencia cuya escala es de órdenes entre 10^1 y 10^3 años (e.g., [Comte y Pardo, 1991](#); [Abarzúa y Moreno, 2008](#)). Además, ciertos procesos pueden ser descritos como continuos y estables, como la meteorización y la esorrentía o el transporte de sedimentos en un río de lecho aluvial, mientras que otros son de naturaleza episódica. Por lo tanto, la distribución espacial de la erosión es variable en el tiempo y esta variabilidad depende de la contribución relativa de eventos moderados y estables versus los grandes y catastróficos. También depende de la capacidad del sistema geomorfológico de alcanzar cierto equilibrio luego de una perturbación sobre las condiciones climáticas o tectónicas (e.g., [Carretier et al., 2014](#)). Una vez conocida la distribución de la erosión es posible proponer e investigar qué factores la controlan (e.g., [Burbank et al., 2003](#); [Dadson et al., 2003](#)). Sin embargo, la tasa de erosión siempre es relativa a la escala específica de tiempo en la que se observa, la cual determina qué procesos están involucrados en su observación y cuales son los dominantes en términos de volumen de material exportado por las cuencas. Por ejemplo, las grandes diferencias en tasas de erosión que integran distintas escalas de tiempo entre 10^1 y 10^6 años en cuencas montañosas fueron interpretadas por [Kirchner et al. \(2001\)](#) como el resultado de un flujo sedimentario controlado por eventos episódicos y catastróficos.

Las actividades antropológicas tienen un efecto creciente sobre la movilización de sedimentos en la superficie de la tierra ([Hooke, 2000](#)), particularmente en zonas con altas tasas de cambio de uso de suelo, siendo notables contribuyentes a la exportación de sedimentos desde los continentes hacia los océanos ([Syvitsky y Milliman, 2007](#)). Una forma de comprender la influencia antropológica en la erosión es diferenciándola de un nivel natural a través la cuantificación de tasas de erosión largo plazo. Actualmente, es posible cuantificar este nivel de base de la erosión midiendo isótopos cosmogénicos en la arenas de los ríos (e.g., [von Blanckenburg, 2005](#)). Este método permite estimar una tasa de erosión integrada sobre un periodo de miles de años que puede compararse con cuantificaciones de la erosión de escalas más breves (e.g., [Hewawasam et al., 2003](#); [Vanacker et al., 2007](#); [Carretier et al., 2013](#)).

En Chile centro-sur el cambio de uso de suelo ha ocurrido a altas tasas desde hace $0,5 ka$

(Armesto et al., 2010; Lara et al., 2012). El efecto de algunos de estos cambios sobre la erosión ha sido cuantificado en una cuenca lacustre de $\sim 4,5 \text{ km}^2$ situada en el flanco oeste de la Cordillera de la Costa (Fig. 5): Cisternas y Araneda (2001) calcularon la tasa de sedimentación entre 1883 y 1996 en base a la geoquímica de un testigo de 20 cm (^{210}Pb y ^{137}Cs), su contenido en polen de *P. Radiata* y la susceptibilidad magnética. Sus resultados indican un notorio incremento en la sedimentación de minerales ferromagnesianos (más pesados y difíciles de movilizar) a partir de los años sesenta y una tendencia creciente a la sedimentación durante la segunda mitad del siglo XX. El hecho de que durante el mismo período no haya ocurrido un aumento de las precipitaciones, le proporcionaron a Cisternas y Araneda (2001) argumentos a favor de una causalidad entre el reemplazo de bosque nativo por plantaciones forestales y la erosión. Esto es posible ya que las prácticas forestales tienden a aumentar la conectividad en las laderas, facilitando la movilización de sedimentos.

En los capítulos anteriores de esta tesis se abordó la variabilidad en el tiempo del flujo sedimentario y los factores asociados sobre un período <30 años en la cuenca del Biobío, situada en una región húmeda y de baja variabilidad climática (si se compara con zonas áridas e hiperáridas del mismo margen andino, Carretier et al., 2013). Uno de los principales resultados es que el grueso del flujo sedimentario está dominado por eventos de mediana magnitud, tanto en las subcuencas de montaña como de piedemonte. Si se amplía el rango de tiempo de observación de la erosión a miles de años ¿cómo cambia la magnitud la erosión? Si esta cambia ¿puede una mayor contribución de eventos extremos, pero infrecuentes, explicar la distribución espacial de la erosión? Procesos como el uso antropológico del suelo en los últimos 500 años ¿pueden explicar similitudes o diferencias en la distribución de la erosión a distintas escalas temporales?

Para abordar estas interrogantes, en el presente capítulo se presentan tasas de erosión de cuenca obtenidas a partir de concentraciones de ^{10}Be en sedimentos fluviales (ε_{Be}), las cuales se comparan con tasas de erosión calculadas a partir de la descarga sedimentaria suspendida (ε_{Qs}). Además, debido a que algunos parámetros morfométricos pueden explicar el primer orden de la distribución de la erosión, observamos ε_{Be} en cuencas de similar tamaño y litología (Fig. 5.1), pero de diferentes pendientes promedio (Fig. 5.2). Como la distribución observada puede depender de la variabilidad climática y de cambios en la vegetación desde el Pleistoceno tardío, se proponen algunas perspectivas de investigación futuras para comprender mejor los procesos involucrados.

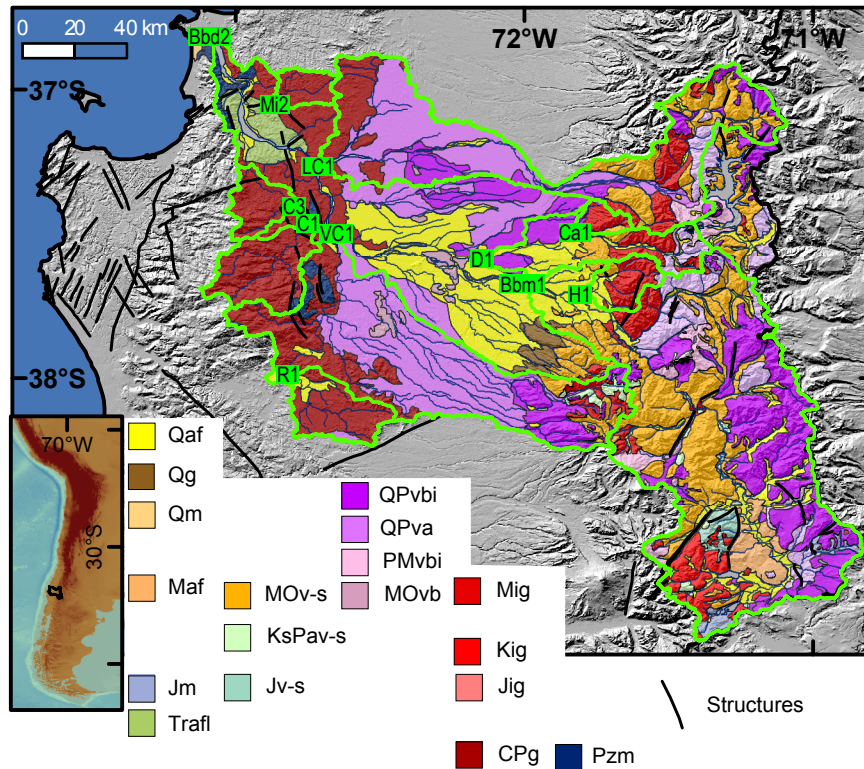


Figura 5.1: Ubicación y geología regional de la zona de estudio (modificado de [SERNAGEOMIN, 2002](#)). *Depósitos y rocas sedimentarias* Qaf: Depósitos fluviales, aluviales, coluviales y de remociones en masa cuaternarios; Qg: Depósitos morrénicos, fluvio-glaciares y glaci-fluviales; Qm: Depósitos litorales cuaternarios; Maf: Secuencias sedimentarias de abanicos aluviales y fluviales miocenas; Jm: Secuencias sedimentarias marinas litorales o de plataforma jurásicas; Trafl: Secuencias sedimentarias continentales aluviales, fluviales y lacustres triásicas superior; *Secuencias volcano-sedimentarias* MOV-s: Secuencias volcano-sedimentarias oligo-miocenas (Fm. Cura-Mallin); KsPav-s: Depósitos volcano-sedimentarios cretácico sup-paleógenos; Jv-s: Secuencias volcánicas continentales y marinas jurásicas; *Rocas volcánicas* QPvbi: Basaltos, andesitas basálticas y dacitas plio-cuaternarias; QPva: Depósitos de avalanchas volcánicas, volcánicos piroclásticos y riolitas plio-cuaternarios; PMvbi: Depósitos volcánicos piroclásticos, andesitas, andesitas basálticas y dacitas mio-pliocenas; MOvb: Brechas, depósitos volcánicos piroclásticos y basaltos oligo-miocenos; *Rocas intrusivas* Mig: Granitoides miocenos; Kig: Granitoides cretácicos; Jig: Gabros y granitoides jurásicos; CPg: Granitoides carbonífero-pérmicos; *Rocas metamórficas* Pzm: Complejo metamórfico silúrico?-carbonífero (pizarras, filitas, metareniscas) y asociación metasedimentaria devónico-carbonífera (metareniscas, filitas, marmol y chert).

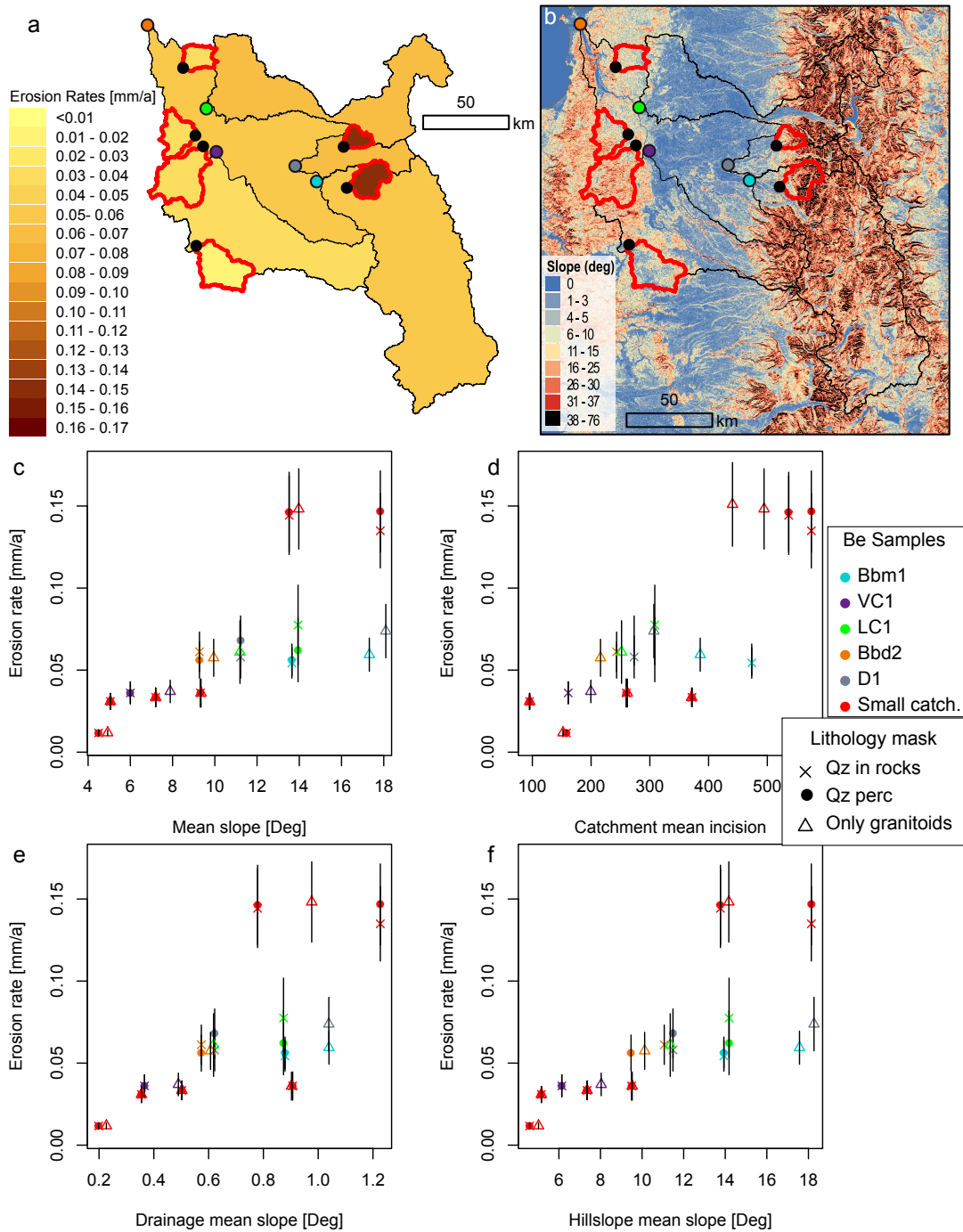


Figura 5.2: Tasas de erosión de cuenca y morfometría. (a) Distribución de las tasas de erosión de cuenca obtenidas para la máscara litológica 2. Las cuencas con contorno rojo son las que drenan principalmente rocas graníticas. (b) Distribución de pendientes en las cuencas estudiadas, calculadas desde el modelo de elevación SRTM. (c-f) Diagramas de correlación entre cuatro parámetros morfométricos y las tasas de erosión de largo plazo. Los símbolos distinguen los tres modelos de producción que usan distintas máscaras litológicas y los colores distinguen las cuencas que drenan principalmente rocas graníticas (rojo) y las que drenan áreas similares a las estaciones hidro-meteorológicas para las que se calcularon tasas de erosión de corto plazo.

5.2. Métodos

5.2.1. Isótopos cosmogénicos en el estudio de tasas de erosión integrada de cuenca

La radiación cósmica secundaria, generada por una cascada de reacciones entre la radiación cósmica y la atmósfera, produce isótopos cosmogénicos en los minerales terrestres (TCN, Lal, 1991) debido a la espalación de neutrones, la captura de muones negativos y las reacciones inducidas por muones rápidos (e.g., Gosse y Phillips, 2001). Los neutrones son partículas de alta energía, responsables de una alta producción de TCN, pero cuya acción se atenúa en pocos metros bajo la superficie, mientras que los muones son partículas de baja reacción con la materia y por tanto, baja producción, pero capaces de penetrar profundamente la superficie de la tierra y producir TCN durante largos períodos. Por lo tanto, la producción del isótopo en profundidad tiene asociado un largo de atenuación diferente para cada partícula (Λ_n , $\Lambda_{\mu s}$ y $\Lambda_{\mu f}[g/cm^2]$ para neutrones, muones negativos y muones rápidos, respectivamente) (e.g., Braucher et al., 2003).

La tasa de producción de TCN, $P[atomosg^{-1}a^{-1}]$ depende del flujo de radiación cósmica, la cual aumenta con la latitud, ya que el campo magnético terrestre la desvía hacia los polos (Lal, 1991; Gosse y Phillips, 2001), aumenta con la elevación, ya que disminuye la atenuación atmosférica (Lal, 1991; Stone, 2000) y disminuye con la sombra topográfica (e.g., Dunne et al., 1999).

Si se asume una radiación cósmica continua en el largo plazo, desde que un mineral terrestre comienza a recibirla, la concentración de sus isótopos cosmogénicos ($C[atomosg^{-1}]$) es función del tiempo y la tasa de erosión ($\varepsilon[mm/a]$) hasta alcanzar estabilidad isotópica. A partir de entonces, la concentración es inversamente proporcional a ε (Lal, 1991).

$$C = P/(\lambda + \rho\varepsilon/\Lambda) \quad (5.1)$$

donde $\rho = 2,6 gcm^{-3}$ es la densidad de las rocas silicatadas y λ es la constante de desintegración del isótopo. En esta aproximación, el largo plazo se define como un período $t \gg T_{eff}$, donde T_{eff} es el tiempo necesario para remover un largo de atenuación efectivo $Z^* = \Lambda_n/\rho \sim 60cm$ y es inversamente proporcional a ε .

A partir de la concentración de isótopos cosmogénicos en sedimentos fluviales, puede calcularse una aproximación a la tasa de erosión de cuenca (e.g., Brown et al., 1995; Granger et al., 1996; Schaller et al., 2001; von Blanckenburg, 2005) que asume que los minerales

presentes en los sedimentos constituyen un agregado de granos provenientes de toda el área aguas arriba de la estación de muestreo y que en las laderas de la cuenca se ha alcanzado estabilidad isotópica y, por lo tanto, se puede aplicar la ecuación 5.1.

En una cuenca en equilibrio, aunque esta sea grande, la adquisición de TCN en un clasto durante su transporte por el río es despreciable respecto a la concentración que fue adquirida por sus minerales durante su exhumación en las laderas. Si la cuenca está en agradación, los sedimentos en transporte adquieren cierta concentración de TCN en función creciente respecto a su tamaño de clastos (Carretier et al., 2009b). Por esto y para asegurar que la muestra de sedimentos constituye una buena mezcla de material proveniente de toda la cuenca y de distintos procesos de ladera, se utilizan arenas fluviales de tamaño de grano $0,5 - 1 \text{ mm}$ (Aguilar et al., 2014).

Al aplicar esta metodología, la definición implícita de la tasa de erosión de la cuenca es el volumen medio de material erodado por unidad de tiempo normalizado por el área de la cuenca que contribuye con sedimentos. Esta definición implica una simplificación del sistema geomorfológico a una unidad de superficie que se erosiona de manera continua en el tiempo. Esta aproximación se valida considerando una escala de tiempo que es mucho mayor que la recurrencia de los procesos de erosión en las laderas y no necesariamente implica que la erosión tiene que ser estable y uniforme en cada punto de la cuenca (Yanites et al., 2009).

Una de las suposiciones que suele asumirse en el cálculo de tasas de erosión de cuenca con TCN es que el mineral blanco (en este trabajo, cuarzo) se encuentra homogéneamente distribuido en las diferentes litologías de la cuenca y todas las litologías se erosionan en igual proporción (e.g., von Blanckenburg, 2005, y referencias ahí contenidas). Esta condición es difícil de encontrar en sistemas naturales. Pero si en el cálculo de P se ponderan los resultados de cada punto de la cuenca de acuerdo al porcentaje de cuarzo de su litología puede reducirse este sesgo, aunque si la distribución de la erosión se correlaciona con cambios en la litología, esta ponderación también puede aumentar el sesgo (Carretier et al., en revisión).

5.2.2. Estaciones de muestreo, preparación de muestras y análisis

En este trabajo se muestrearon arenas fluviales en 11 sitios ubicados dentro de la cuenca del Biobío (Fig. 5.1). Se escogieron estaciones de muestreo cuyas áreas drenadas pueden clasificarse en dos tipos (Fig. 5.2) (1) cuencas grandes ($\sim 1.000-24.000 \text{ km}^2$) cuya distribución es comparable con las áreas que drenan a las estaciones sedimentométricas de la DGA y (2)

cuencas pequeñas ($\sim 140\text{--}740 \text{ km}^2$) que drenan principalmente rocas graníticas y tienen áreas similares pero pendientes variables. Todas las cuencas tienen un área superior a 100 km^2 , permitiendo una adecuada representación de los procesos de ladera en cuencas cuya erosión puede estar controlada por deslizamientos (Yanites et al., 2009).

En cada estación de muestreo se tomaron *c.a.* 5 kg de arenas del lecho del río en diferentes zonas del río separadas por varios metros entre sí. En los casos en que no se consiguieron muestras secas, estas fueron secadas en hornos del EULA (Universidad de Concepción). Se separó la fracción 0.5-1 mm y se extrajeron los minerales magnéticos (Laboratorio de separación de minerales del Dpto. de Geología de la Universidad de Chile). La razón $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de los granos de cuarzo fue obtenida en el Cerege (Francia) usando el procedimiento descrito por von Blanckenburg et al. (1996) y calibrados con el material de referencia estándar 4325 del Instituto Nacional de Estándares y Tecnología (Francia) usando un valor asignado de $2,79 \pm 0,03 \times 10^{-11}$ (Nishiizumi et al., 2007).

La tasa de producción de ^{10}Be de cuenca fue calculada como el promedio de P obtenida en cada píxel del modelo digital de elevación SRTM usando el modelo de producción de Stone (2000). P fue ponderada por un factor de corrección por sombra topográfica entre 0 y 1 usando el método de Codilean (2006). Se utilizaron tres aproximaciones para disminuir el sesgo por variaciones litológicas en el contenido de cuarzo usando máscaras de acuerdo a la litología del mapa 1:1.000.000 (SERNAGEOMIN, 2002): máscara 1, considerando en igual proporción todas las litologías que contienen cuarzo, máscara 2, calculando la proporción relativa de cuarzo de cada píxel dada por $\chi_i / \sum_1^n \chi_i$, donde χ_i es el porcentaje de cuarzo en el píxel i y n es el número de píxeles (Safran et al., 2005) y máscara 3, considerando sólo rocas graníticas (tabla 5.1). Para la máscara 2 se utilizó la siguiente proporción de cuarzo por litología: rocas graníticas 25%, rocas volcánicas riolíticas 5%, rocas detríticas indiferenciadas 5%, ignimbritas y formación Cura-Mallin 2%, otras litologías 0% (equivalentes a las proporciones utilizadas por Carretier et al., 2013).

Una vez obtenidas las tasas de producción de cuenca, se calcularon las tasas de erosión considerando la componente muogénica (Carretier et al., 2014):

$$\varepsilon_{\text{Be}} = \frac{\Lambda_n f_n P}{\rho N} + \frac{\Lambda_{\mu s} f_{\mu s} P}{\rho N} + \frac{\Lambda_{\mu f} f_{\mu f} P}{\rho N} \quad (5.2)$$

Tabla 5.1: Ubicación de estaciones de muestreo y descripción de las tres máscaras litológicas utilizadas para el área drenada.

Sample	Lat	Lon	Catch. area [km ²]	Lithologic mask description	Catchment code	Mask area [km ²]
Bbd2	-36.82	-73.08	24195.2	Qz present in rocks (1-0)	Be_Bbd2_Qz	15992.2
				Qz in rocks (percent)	Be_Bbd2_QzPerc	15992.2
				Only granitoids	Be_Bbd2_Gr	6198.16
Bbm1	-37.67	-72.01	7615.77	Qz present in rocks (1-0)	Be_Bbm1_Qz	4238.01
				Qz in rocks (percent)	Be_Bbm1_QzPerc	4238.01
				Only granitoids	Be_Bbm1_Gr	941.657
C1	-37.47	-72.75	735.456	Qz present in rocks (1-0)	Be_C1_Qz	738.453
				Qz in rocks (percent)	Be_C1_QzPerc	738.453
				Only granitoids	Be_C1_Gr	726.999
C3	-37.41	-72.80	358.927	Qz present in rocks (1-0)	Be_C3_Qz	355.72
				Qz in rocks (percent)	Be_C3_QzPerc	355.72
				Only granitoids	Be_C3_Gr	357.08
D1	-37.59	-72.15	1098.15	Qz present in rocks (1-0)	Be_D1_Qz	733.058
				Qz in rocks (percent)	Be_D1_QzPerc	733.058
				Only granitoids	Be_D1_Gr	284.869
VC1	-37.50	-72.67	4397.21	Qz present in rocks (1-0)	Be_VC1_Qz	3842.55
				Qz in rocks (percent)	Be_VC1_QzPerc	3842.55
				Only granitoids	Be_VC1_Gr	1514.28
LC1*	-37.27	-72.72	4628.53	Qz present in rocks (1-0)	Be_LC1-L_Qz	1594.53
				Qz in rocks (percent)	Be_LC1-L_QzPerc	1594.53
				Only granitoids	Be_LC1-L_Gr	876.614
Ca1	-37.49	-71.82	144.293	Qz present in rocks (1-0)	Be_Ca1_Qz	141.118
				Qz in rocks (percent)	Be_Ca1_QzPerc	141.118
				Only granitoids	Be_Ca1_Gr	99.5652
R1	-37.99	-72.82	604.657	Qz present in rocks (1-0)	Be_R1_Qz	593.349
				Qz in rocks (percent)	Be_R1_QzPerc	593.349
				Only granitoids	Be_R1_Gr	487.555
H1	-37.71	-71.81	344.258	Qz present in rocks (1-0)	Be_H1_Qz	330.925
				Qz in rocks (percent)	Be_H1_QzPerc	330.925
				Only granitoids	Be_H1_Gr	234.001
Mi2	-37.05	-72.86	236.577	Qz present in rocks (1-0)	Be_Mi2_Qz	234.949
				Qz in rocks (percent)	Be_Mi2_QzPerc	234.949
				Only granitoids	Be_Mi2_Gr	235.086
Llanquén	-38.20	-71.30	2892.44	All	DGA_Ll	2892.44
Rucalhue	-37.71	-71.91	6795.42	All	DGA_R	6795.42
Tijeral	-37.73	-72.62	2363.91	All	DGA_T	2363.91
P.Perales	-37.23	-72.53	2622.15	All	DGA_PP	2622.15
Desemb.	-36.84	-73.09	22756.2	All	DGA_D	22756.2

*Laja lake and its tributaries excluded

donde $N[atomo/g]$ es la concentración medida de ^{10}Be por masa de cuarzo y $\Lambda_n = 160 \text{ g/cm}^2$, $f_n = 0,9785$, $\Lambda_{\mu s} = 1500 \text{ g/cm}^2$, $f_{\mu s} = 0,0015$, $\Lambda_{\mu f} = 5300 \text{ g/cm}^2$ y $f_{\mu f} = 0,0065$ son los largos de atenuación y proporciones de producción en superficie de neutrones, muones negativos y muones rápidos (Braucher et al., 2003). 1σ de incerteza es calculada propagando la incerteza analítica de N y 15% de incerteza asumida para la tasa de producción.

5.2.3. Tasas de erosión a partir de sedimentos suspendidos

Usando la misma metodología de Pepin et al. (2010), se calcularon tasas de erosión de cuenca a partir de los datos diarios de concentración de sedimentos suspendidos ($C_{si}[mg/l]$) y caudal ($Q_i[m^3/s]$) de las estaciones de la DGA indicadas en la Fig. 5.3, promediando la descarga diaria de sedimentos suspendidos $\overline{Q_s}[M/T] = \frac{1}{n} \sum_1^n Q_i \times C_{si}$, donde n es el número de registros previo a la construcción de las represas Pangué y Ralco (1996) para Desembocadura y Rucalhue y antes de la represa Rucúe (1998) para Puente Perales (tabla 2, Tolorza et al., 2014). La tasa de erosión de corto plazo (8-26 años) se calcula mediante la siguiente expresión:

$$\varepsilon_{Q_s} = \frac{\overline{Q_s}}{A\rho} \quad (5.3)$$

donde $A[km^2]$ es el área que drena a las estaciones de monitoreo situada aguas abajo la laguna de la Laja. Los datos de C_s con que se calcula estas tasas son superficiales y no necesariamente son representativos de la concentración total de la sección del río (ver descripción del muestreo en capítulos 1 y 2). Por otra parte, el lecho del río Biobío en su trayecto a través del piedemonte (aguas abajo de la estación Rucalhue) y buena parte del lecho del río Laja (estación Puente Perales) tienen abundantes barras en las que se almacenan sedimentos, que en el caso del río Laja tienen una alta componente de avalanchas volcánicas (Fig. 5.1). En condiciones de alto almacenamiento de sedimentos, el cálculo de tasas de erosión ha sido cuestionado (e.g., Warrick et al., 2014). Por estas razones, las tasas de erosión presentadas en este capítulo se consideran mínimas. A todas ellas se les ha asignado un error de 30% de su magnitud, que corresponde al error asociado a considerar sólo la fracción suspendida de material que abandona la cuenca (Dadson et al., 2003).

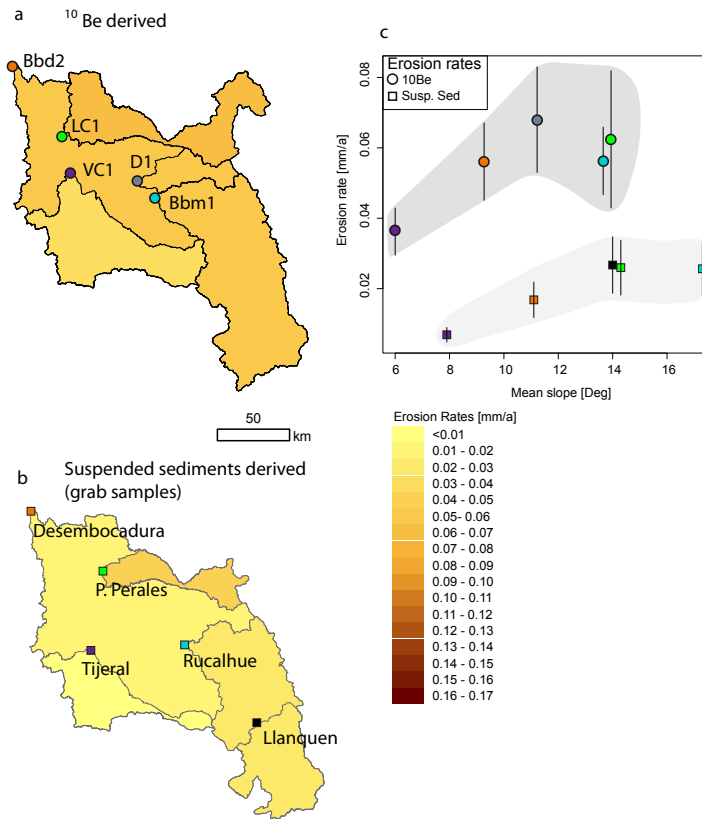


Figura 5.3: Comparación entre tasas de erosión de largo plazo y las derivadas de la descarga de sedimentos suspendidos. (a) Distribución espacial de las tasas de erosión de largo plazo. (b) Distribución espacial de las tasas de erosión de corto plazo. (c) Diagrama de correlación entre la pendiente promedio de las cuencas y las tasas de erosión obtenidas. Tanto los resultados de largo (^{10}Be) como de corto (sedimentos suspendidos) plazo tienen similar distribución respecto al gradiente topográfico promedio, pero la magnitud de la erosión de largo plazo es ~ 3 veces mayor.

5.2.4. Morfometría de las cuencas

A partir del modelo numérico de elevación SRTM de 90 m, se calcularon algunos parámetros morfométricos de las cuencas sobre las mismas áreas utilizadas para el cálculo de la erosión. En las cuencas de las estaciones de ^{10}Be se consideraron las áreas cuyas litologías contienen cuarzo para las máscaras 1 y 2 y las áreas de granitoides para la máscara 3. Para las cuencas de las estaciones de sedimentos suspendidos, se utilizó toda el área drenada aguas abajo de la laguna de Laja.

Las pendientes medias se calcularon promediando el valor de la pendiente sobre cada píxel de la cuenca, calculado en la dirección de máxima pendiente de los píxeles que lo rodean. La pendiente del drenaje (*drainage mean slope*) y la pendiente de las laderas (*hillslope mean*

gradient) fueron calculadas definiendo un área crítica de drenaje de $8,1 \text{ km}^2$. La incisión media de la cuenca se obtuvo a partir de la diferencia entre la topografía de la cuenca y una envolvente. Esta envolvente corresponde a una superficie obtenida mediante un *spline* de tensión a partir de la función de GRASS `s.surf.tps` (parámetro de tensión de 60). Las diferencias de elevación entre esa superficie y las elevaciones de la cuenca son promediadas y divididas por el área de las cuencas. El valor resultante tiene dimensiones de largo.

5.3. Resultados

A partir del modelo de producción en la cuenca y las concentraciones de ^{10}Be medidas, se obtuvieron tasas de erosión de cuenca entre $0,01$ y $0,17 \text{ mm/a}$. Los resultados de concentración de ^{10}Be , tasas de producción en las cuencas y tasas de erosión se resumen en la tabla 5.2. En la misma tabla se muestran las aproximaciones a la escala de tiempo mínimas requeridas para borrar un largo de atenuación, las cuales tienen valores variables entre 51 y 4 ka . Los resultados de tasas de erosión en el corto plazo tienen valores entre $0,005$ y $0,04 \text{ mm/a}$ y también se muestran en la tabla 5.2. Los resultados de morfometría de las cuencas están en la tabla 5.3.

La Fig. 5.2 muestra la distribución espacial de los resultados de tasas de erosión de largo plazo y su relación con los parámetros morfométricos calculados para sus cuencas. Los diagramas de dispersión entre parámetros morfométricos y la tasa de erosión muestran un consistente aumento de la tasa de erosión con todos los parámetros morfométricos calculados. Las diferencias entre los resultados usando distintas máscaras de litología sólo son significativas ($>10\%$) para LC1 y D1, que son las cuencas con mayor área de rocas volcánicas básicas. LC1 tiene diferencias de hasta 26% y D1 de hasta $21,5\%$.

La comparación entre las tasas de erosión obtenidas para el largo ($0,01$ a $0,17 \text{ mm/a}$) y el corto ($0,005$ a $0,04 \text{ mm/a}$) plazo se muestra en la Fig. 5.3. Los valores para la tasa de erosión derivada de ^{10}Be corresponden a la máscara 2. En su conjunto, los resultados de largo plazo son ~ 3 veces más grandes que los de corto plazo, aunque estos últimos son valores mínimos para la erosión.

Tabla 5.2: Concentraciones de ^{10}Be , tasas de producción de acuerdo a cada máscara de litología, tasas de erosión después de Braucher et al. (2003) y tasas de erosión presente derivadas de sedimentos suspendidos.

Sample	Catchment code	$^{10}\text{Be}/\text{Qz}$ [atoms/g]	$d^{10}\text{Be}/\text{Qz}$	Production rate [atoms/g/a]	Erosion rate [mm/a]	dE	Time scale [ka]**
Bbd2	Be_Bbd2_Qz	75957	9631	7.8404	0.061	0.012	9.8
	Be_Bbd2_QzPerc			7.1919	0.056	0.011	10.7
	Be_Bbd2_Gr			7.3683	0.057	0.011	10.4
Bbm1	Be_Bbm1_Qz	116638	9459	10.7132	0.054	0.009	11.0
	Be_Bbm1_QzPerc			11.0917	0.056	0.010	10.6
	Be_Bbm1_Gr			11.6841	0.059	0.010	10.1
C1	Be_C1_Qz	113680	20735	6.9231	0.036	0.009	16.6
	Be_C1_QzPerc			6.9113	0.036	0.009	16.7
	Be_C1_Gr			6.9062	0.036	0.009	16.7
C3	Be_C3_Qz	97896	8272	5.5171	0.033	0.006	18.0
	Be_C3_QzPerc			5.5174	0.033	0.006	18.0
	Be_C3_Gr			5.5096	0.033	0.006	18.0
D1	Be_D1_Qz	86277	14037	8.4370	0.058	0.013	10.4
	Be_D1_QzPerc			9.9041	0.068	0.015	8.8
	Be_D1_Gr			10.7506	0.074	0.016	8.1
VC1	Be_VC1_Qz	95900	10529	5.8492	0.036	0.007	16.6
	Be_VC1_QzPerc			5.8702	0.036	0.007	16.6
	Be_VC1_Gr			5.9911	0.037	0.007	16.2
LC1*	Be_LC1-L_Qz	89686	24690	10.2710	0.078	0.024	7.7
	Be_LC1-L_QzPerc			8.1659	0.062	0.020	9.6
	Be_LC1-L_Gr			7.9836	0.061	0.019	9.8
Ca1	Be_Ca1_Qz	35951	4280	8.7528	0.144	0.024	4.2
	Be_Ca1_QzPerc			8.8819	0.146	0.024	4.1
	Be_Ca1_Gr			8.9885	0.148	0.025	4.0
R1	Be_R1_Qz	252782	2506	4.9800	0.012	0.002	51.4
	Be_R1_QzPerc			5.0133	0.012	0.002	51.1
	Be_R1_Gr			5.0247	0.012	0.002	50.9
H1	Be_H1_Qz	41242	8226	9.3894	0.135	0.023	4.4
	Be_H1_QzPerc			10.2078	0.147	0.025	4.1
	Be_H1_Gr			10.5082	0.151	0.025	4.0
Mi2	Be_Mi2_Qz	93772	3172	4.8968	0.031	0.005	19.4
	Be_Mi2_QzPerc			4.8968	0.031	0.005	19.4
	Be_Mi2_Gr			4.8968	0.031	0.005	19.4
Llanquén	DGA_Ll	–	–	–	0.027	0.008	–
Rucalhue	DGA_R	–	–	–	0.026	0.008	–
Tijeral	DGA_T	–	–	–	0.007	0.002	–
P.Perales*	DGA_PP	–	–	–	0.026	0.008	–
Desemb.	DGA_D	–	–	–	0.017	0.005	–

*Laja lake and its tributaries excluded

**Using 0.6 m of absorption depth scale

Tabla 5.3: Morfometría de las cuencas calculada sobre máscaras de acuerdo a su litología.

Catchment code	Mean Elev. [m]	Elev. max [m]	Elev. min [m]	Mask mean slope [°]	Drainage slope [°]	Hillslope slope [°]	Mean incision [m]
Be_Bbd2_Qz	683.1	2529	7	9.3	0.6	11.1	243.44
Be_Bbd2_QzPerc	683.1	2529	7	9.3	0.6	9.5	243.44
Be_Bbd2_Gr	623.3	2564	7	9.9	0.6	10.1	216.04
Be_Bbm1_Qz	1152.0	2502	221	13.7	0.9	13.9	473.48
Be_Bbm1_QzPerc	1152.0	2502	221	13.7	0.9	13.9	473.48
Be_Bbm1_Gr	1281.6	2564	332	17.3	1.0	17.6	385.78
Be_C1_Qz	603.4	1385	68	9.3	0.9	9.5	259.97
Be_C1_QzPerc	603.4	1385	68	9.3	0.9	9.5	259.97
Be_C1_Gr	600.7	1385	68	9.3	0.9	9.5	261.74
Be_C3_Qz	339.4	943	80	7.2	0.5	7.4	371.76
Be_C3_QzPerc	339.4	943	80	7.2	0.5	7.4	371.76
Be_C3_Gr	340.5	943	80	7.2	0.5	7.4	371.06
Be_D1_Qz	833.6	2181	181	11.2	0.6	11.5	273.29
Be_D1_QzPerc	833.6	2181	181	11.2	0.6	11.5	273.29
Be_D1_Gr	1179.8	2181	496	18.1	1.0	18.3	306.87
Be_VC1_Qz	387.2	1851	53	6.0	0.4	6.1	161.12
Be_VC1_QzPerc	387.2	1851	53	6.0	0.4	6.1	161.12
Be_VC1_Gr	415.6	1803	55	7.9	0.5	8.0	199.60
Be_LC1-L_Qz	1007.7	2529	49	13.9	0.9	14.2	308.43
Be_LC1-L_QzPerc	1007.7	2529	49	13.9	0.9	14.2	308.43
Be_LC1-L_Gr	671.8	2402	49	11.2	0.6	11.4	251.88
Be_Ca1_Qz	914.4	1681	427	13.5	0.8	13.8	536.41
Be_Ca1_QzPerc	914.4	1681	427	13.5	0.8	13.8	536.41
Be_Ca1_Gr	952.1	1653	496	14.0	1.0	14.2	494.43
Be_R1_Qz	227.9	768	113	4.5	0.2	4.6	158.06
Be_R1_QzPerc	227.9	768	113	4.5	0.2	4.6	158.06
Be_R1_Gr	239.1	768	121	4.9	0.2	5.0	152.24
Be_H1_Qz	980.1	2016	297	17.8	1.2	18.1	574.95
Be_H1_QzPerc	980.1	2016	297	17.8	1.2	18.1	574.95
Be_H1_Gr	1152.1	2016	339	21.2	1.5	21.5	440.74
Be_Mi2_Qz	208.2	444	54	5.1	0.4	5.2	95.35
Be_Mi2_QzPerc	208.2	444	54	5.1	0.4	5.2	95.35
Be_Mi2_Gr	208.3	448	54	5.1	0.4	5.2	95.41
DGA_Ll	1465.1	2664	739	14.0	0.9	12.0	411.07
DGA_R	1382.8	3095	256	17.3	1.1	14.8	434.75
DGA_T	405.8	1773	63	7.9	0.4	6.6	187.75
DGA_PP	1020.7	3488	75	14.3	0.4	7.8	187.49
DGA_D	755.4	3506	5	11.1	0.6	8.9	229.61

5.4. Discusión

5.4.1. Variaciones temporales de la tasa de erosión

Al comparar los resultados de ε_{Be} y ε_{Qs} (Fig. 5.3) se observa una magnitud de la erosión ca. tres veces mayor en el largo que en el corto plazo. Aunque en la literatura existen diversos ejemplos que muestran una erosión mayor en el largo que en el corto plazo (e.g., [Kirchner et al., 2001](#); [Wittmann et al., 2011](#)), en cuencas altamente intervenidas situadas en zonas tropicales se han obtenido tasas menores en el largo plazo ([Hewawasam et al., 2003](#); [Vanacker et al., 2007](#)). En el caso de las cuencas estudiadas, cuatro posibles explicaciones para los resultados obtenidos son:

- La erosión a mayores escalas de tiempo es mayor, porque el flujo total de sedimentos está controlado por eventos poco frecuentes de gran magnitud ([Kirchner et al., 2001](#)). Sin embargo, [Tolorza et al. \(2014\)](#) muestran que la variabilidad del flujo sedimentario de estas cuencas es baja durante las últimas dos décadas y que el grueso de la erosión se concentra en eventos de mediana magnitud, mientras que los eventos menos frecuentes pero de gran magnitud no modifican en mayor medida el total del flujo sedimentario (Fig. 10, [Tolorza et al., 2014](#)). En cualquier caso, las dinámicas de flujo de sedimentos de los últimos 20 años posiblemente están controladas (1) por las bajas precipitaciones del último medio siglo ([Rubio-Alvarez y McPhee, 2010](#)) y (2) por el uso antropológico del suelo. Una erosión concentrada en los eventos de mediana magnitud puede ser consecuencia del manejo forestal, que facilita el establecimiento de conectividad entre las laderas y la red de drenaje, lo cual ha sido demostrado a escala de micro cuencas ($<0,1 \text{ km}^2$, [Mohr et al., 2014](#)). A escalas espaciales mayores se registra una tendencia al aumento de la erosión durante la segunda mitad del siglo XX ([Cisternas y Araneda, 2001](#)), pero bajo las mismas condiciones de bajas precipitaciones. Para testear la variabilidad en la erosión durante periodos más largos, es decir, si la erosión era controlada por eventos medianos en el pasado pre-antropológico, se pueden utilizar testigos de sedimentos que abarquen un plazo más amplio, como ([Abarzúa et al., 2014](#)).
- La erosión fue mayor en el pasado, en períodos más largos que los tiempos de referencia calculados para remover $1 \Lambda_n$ ($\sim 4 - 51 \text{ ka}$). En estas escalas de tiempo, grandes magnitudes de erosión pueden estar asociadas a procesos glaciares y periglaciares ocurridos durante el Pleistoceno Tardío hasta los 15 ka , que directamente erosionaron la Cordillera Principal y la parte alta de la Cordillera de Nahuelbuta y además limitaron el desarrollo de la vegetación, aunque la latitud del Biobío es parte del segmento con ma-

yor concentración de especies vegetales, entre los 36-40°S (Villagrán y Hinojosa, 1997). La posterior expansión de la vegetación en condiciones de deglaciación y postglaciación puede haber limitado algunos procesos de erosión, pero también aumentó la recurrencia de incendios forestales con el aumento de la temperatura (Moreno, 2004; Abarzúa y Moreno, 2008), lo cual también puede haber mantenido altas tasas de erosión.

- La erosión pudo haber sido mayor en un pasado reciente ($\sim 50 - 500$ años) durante un período que precedió al monitoreo de sedimentos suspendidos, alcanzando una magnitud lo suficientemente grande como para limitar la producción de sedimentos en las últimas décadas. La historia de uso de suelo de Chile centro-sur incluye una rápida deforestación desde la ocupación española, que se aceleró durante el siglo XIX con una coetánea expansión de suelos agrícolas fomentados por la demanda de cereales desde Estados Unidos durante la fiebre del oro. Cuando a fines del siglo XIX se abrió el comercio a través del Canal de Panamá, el mercado de cereales chileno colapsó y los suelos agrícolas fueron abandonados y sujetos a intensa erosión de suelo, que se convirtió en un serio problema nacional a principios del siglo XX (ver revisión en Armesto et al., 2010). Una vez ocurridos eventos de erosión de gran magnitud, se requiere tiempo para que el sistema geomorfológico recupere el equilibrio en la producción de suelo.
- Las tasas de erosión de corto plazo pueden estar subestimadas debido a que (1) las concentraciones suspendidas C_{si} son muestreadas en la superficie del río, por lo tanto, si no hay buena mezcla de la columna de agua, C_{si} puede representar una fracción de la concentración de sedimentos suspendidos total y/o (2) en el trayecto de los ríos por zonas de baja energía pueden almacenarse sedimentos, disminuyendo las tasas de erosión si los períodos en que se monitorea el río son menores que el tiempo de residencia de los sedimentos en el lecho del río. Esta característica puede acentuarse con algunas especies de árboles exóticos de rápido crecimiento que fueron introducidas durante el siglo XX, que crecen en las barras de los ríos inmovilizándolas por largos períodos (A. Andreoli, comunicación personal). Esto último es aplicable a las estaciones Desembocadura y Puente Perales. En el río Vergara (estación Tijeral), a pesar de su bajo gradiente topográfico, no se observan grandes volúmenes de barras aguas arriba de la estación Tijeral. Las estaciones Rucalhue y Llanquén son drenadas por cuencas de mayor pendiente regional y menores posibilidades de almacenar sedimentos. Su mayor turbulencia permite una concentración de sedimentos más homogénea en la columna de agua. Por lo menos para estos ríos, el almacenamiento temporal de sedimentos no parece poder explicar la menor tasa de erosión decadal. De cualquier manera, en el estado de los datos disponibles no se puede cuantificar la razón entre la concentración de sedimentos en superficie y la carga sedimentaria total. La carga de fondo tampoco es conocida y

además es difícil de medir (Turowski et al., 2010). La representatividad de la descarga sedimentaria superficial es un problema general que no solo afecta a los datos de la DGA, sino a muchas bases de datos en el mundo. En el caso del Biobío, para conocer mejor $\overline{Q_s}$ se requiere medir de manera más acuciosa C_{si} durante la estación completa de crecidas y en toda la columna de agua, por lo menos durante un período representativo del ciclo hidrológico anual. De esta manera se podrá obtener estimaciones más robustas de las tasas de erosión derivadas de flujos sedimentarios.

5.4.2. Variaciones espaciales de la erosión de largo plazo

Los resultados de ε_{Be} a través de la cuenca del Biobío crecen con los cuatro parámetros morfométricos estudiados (Fig. 5.2). Si sólo se consideran las cuencas pequeñas que drenan homogéneamente rocas graníticas, el resultado acentúa la diferencia entre las cuencas de baja a mediana pendiente promedio de la Cordillera de la Costa respecto a las cuencas de la Cordillera Principal. Las cuencas de la Cordillera de la Costa son parte del bloque de Arauco, que ha experimentado un importante y sostenido alzamiento desde hace ca. 4 *Ma* a tasas promedio de 0,2 *mm/a* (Fig. 8, Glodny et al., 2008; Melnick et al., 2009), produciendo perfiles de desequilibrio en los ríos (Rehak et al., 2008), rápida incisión (a tasas de 0,43 *mm/a*) e inversión de drenaje antes de los 80 *ka* (Rehak et al., 2010). Sin embargo, ε_{Be} en estas cuencas es al menos un orden de magnitud menor (<0,04 *mm/a*). Si bien las pendientes promedio de las cuencas son bajas, la cuenca de la muestra C1 tiene abundantes pendientes locales cercanas a 30°, y en respuesta a un rápido alzamiento podría esperarse una alta tasa de erosión de cuenca. La diferencia entre la tasa de erosión y el alzamiento muestran que la topografía no ha alcanzado un estado de estabilidad después del alzamiento.

La relación entre la pendiente de las laderas y ε_{Be} escala rápidamente para las cuencas graníticas cuando estas incluyen sectores de pendientes mayores a 38° (Fig. 5.2). Una posible explicación es el cambio del efecto de la vegetación sobre la estabilidad de ladera tras pasando cierto umbral. Por ejemplo, en los Andes ecuatoriales se ha encontrado que el umbral sobre el cual la capa orgánica produce inestabilidad de ladera es de 37,9° (Vorpahl et al., 2013). Sin embargo, es posible que estas cuencas no hayan tenido una cobertura densa de vegetación durante etapas de bajas temperaturas, como puede deducirse de Villagrán y Hinojosa (1997), aunque durante esos mismos períodos, las cuencas de la Cordillera Principal, situadas a mayor altura, probablemente fueron sometidas a procesos periglaciares más intensos.

5.5. Conclusiones

En el presente capítulo se ha presentado la distribución espacial de la erosión a escala de miles (0,01 a 0,17 mm/a) y decenas (0,005 a 0,04 mm/a) de años en varias subcuencas del río Biobío. Interpretar tasas de erosión a partir de concentraciones de ^{10}Be requiere realizar varias aproximaciones, que simplifican a las cuencas como una unidad espacial cuya erosión en el largo plazo se refleja en la concentración de TCN de los sedimentos que exporta. A pesar de las diversas aproximaciones realizadas y a la heterogeneidad de las cuencas estudiadas en cuanto a litología y área drenada, en este estudio todas las tasas de erosión calculadas con diferentes modelos de producción de acuerdo a la litología tienen resultados que son sistemáticamente más grandes que las tasas estimadas con medidas diarias de la descarga sedimentaria durante décadas. Ambos set de datos aumentan con la pendiente promedio, así como con otros parámetros morfométricos, lo que le da robustez a los resultados obtenidos. Las tasas obtenidas con ^{10}Be constituyen el primer nivel de referencia de largo plazo (miles de años) para la erosión de estas cuencas fluviales, cuyas diferencias con la erosión de corto plazo (decadales) pueden tener relación con (1) la historia pleistocena de glaciación y deglaciación y el aumento holoceno de la recurrencia de incendios forestales, (2) la historia reciente (~ 500 -50 años) de erosión de suelo, cuya magnitud pudo haber sido lo suficientemente severa como para limitar la producción de sedimentos en las décadas más recientes y/o (3) con una subestimación de la erosión decadal derivada del tipo de muestreo (superficial) o de procesos de sedimentación internos de las cuencas.

Capítulo 6

Discusión general y perspectivas

Las principales preguntas que motivaron el desarrollo de esta tesis tuvieron como objetivo ampliar el estado del arte respecto a temas específicos relacionados con la movilización de sedimentos y la erosión integrada de cuenca en ciertos ríos en particular, pero que pueden ser extrapolados a otros sistemas tanto naturales como modelados.

En primer lugar, se abordó la variabilidad espacial del efecto del enrutamiento del agua por distintos compartimientos hidrológicos sobre la exportación de sedimentos (capítulo 2). Los diagramas de correlación entre la descarga de agua Q y la descarga de sedimentos Q_s , frecuentemente utilizados en el estudio de flujo sedimentario en los ríos (e.g. Asselman, 2000; Syvitski et al., 2000; Yang et al., 2007; Hovius et al., 2011), suelen presentar una gran dispersión que es en parte producida por el retardo del agua retenida en diferentes compartimientos hidrológicos, lo cual produce histéresis; al comparar Q_s sólo con la porción de Q que tiene una corta residencia en la cuenca, llamado caudal directo Q_d , el efecto de histéresis puede reducirse (Andermann et al., 2012). Dado que los ciclos de transferencia de agua varían en el tiempo y son diferentes en las regiones montañosas y en los planos adyacentes **¿cómo varía la relación estacional entre Q y Q_s según el contexto topográfico (montaña–piedemonte)? Si hay variaciones ¿pueden ser explicadas por distintos enrutamientos del agua? ¿hay variaciones en la relación entre Q_d y Q_s según el contexto topográfico?** Los resultados obtenidos para las distintas subcuencas del río Biobío mostraron que hay histéresis estacional en la relación entre Q y Q_s en las cuencas de montaña pero no en el piedemonte, lo cual puede explicarse por las grandes variaciones estacionales en el volumen de agua almacenada subsuperficialmente y en forma de nieve que ocurren en las cuencas montañosas, lo cual no ocurre en el piedemonte. Dos resultados que fueron equivalentes tanto para las cuencas de montaña como en el piedemonte son (1) la relación

entre el agua que tiene una corta residencia en la cuenca, Q_d , y los sedimentos que moviliza, Q_s , además de no presentar histéresis estacional, presenta la misma escala casi lineal al ser ajustados a la ecuación $Q_s = a * Q_d^b$ (exponente b cercano a 1 con varios métodos diferentes de inversión) y (2) se observó la misma distribución de frecuencia-magnitud para el flujo de sedimentos normalizado por su promedio, la cual mostró que en estas cuencas la mayor parte del flujo total de sedimentos movilizado en las últimas décadas ha sido registrado en eventos de magnitud mediana. Estos dos resultados fueron interpretados como el producto de una erosión de cuenca dominada por la escorrentía superficial, tanto en la montaña como en el piedemonte.

El segundo proceso abordado (capítulo 3) fue la respuesta de la concentración de sedimentos suspendidos (C_s) ante la ocurrencia de un mega terremoto de subducción (terremoto del Maule, M_w 8,8). Este evento sísmico (el quinto en magnitud registrado con instrumental geofísico) tuvo varias repercusiones en los procesos superficiales que ya han sido estudiadas. El movimiento mecánico co-sísmico produjo alzamiento y subsidencia de la superficie (e.g. [Farías et al., 2010](#); ?). Perturbaciones en la circulación de fluidos desencadenadas por ondas sísmicas generaron alzas en los caudales de los ríos, que pueden haber sido producidos por la consolidación de materiales saturados en agua ([Mohr et al., 2012](#)) o por la expulsión de agua desde los suelos ([Mohr et al., 2015](#)). Además, se produjo subsidencia en el arco volcánico, posiblemente desencadenada por la migración lateral de fluidos hidrotermales ([Pritchard et al., 2013](#)). Las perturbaciones en la superficie pueden eventualmente haber modificado la organización de la red de drenaje. Además, las aceleraciones superficiales desencadenaron una serie de remociones en masa ([Escobar, 2013](#)), aunque los catastros de remociones en masa aún no cubren toda la zona de ruptura. En otras regiones del mundo se ha cuantificado la denudación neta producida por un terremoto durante períodos de varios años ([Dadson et al., 2004](#); [Hovius et al., 2011](#)) **¿Es posible aplicar la misma metodología en este evento? ¿cuál será la respuesta erosiva global de las cuencas fluviales afectadas por un mega-terremoto de subducción?** Al observar series de tiempo de C_s y Q para todas las estaciones con datos post-sísmicos de la zona de ruptura, no se observaron cambios significativos en la movilización de sedimentos inmediatamente después del terremoto. Sin embargo, se observaron máximos históricos puntuales en C_s (con duración de algunos días) dos años después del terremoto en estaciones cuyas áreas drenadas tienen baja densidad de vegetación. Los años posteriores al terremoto han sido secos, pero el año 2012 los *peak* de C_s están asociados a las precipitaciones más altas registradas después del terremoto, por lo cual podrían estar vinculadas con (1) la ocurrencia de deslizamientos en laderas que quedaron inestables después del terremoto o (2) el establecimiento de conectividad entre deslizamientos

ocurridos co-sísmicamente y la red de drenaje gracias a las mayores precipitaciones. Estos resultados muestran que el terremoto del Maule no ha tenido una respuesta erosiva de gran magnitud que pueda medirse a escala de tres años. Por lo tanto, la capacidad de un terremoto de desencadenar altas tasas de movilización de sedimentos no puede predecirse sólo a través de su magnitud.

El tercer factor que ejerce un control sobre la movilización de sedimentos que fue estudiado es la vegetación (capítulo 4). La vegetación, además de ser un factor determinante de la actividad biológica que ocurre en los suelos (Lucas, 2001), juega un papel fundamental en la modulación de la erosión física, aunque tiene efectos positivos como negativos sobre ella. Por una parte, puede disminuir la erosión protegiendo al suelo del impacto directo de las precipitaciones (Geddes y Dunkerley, 1999), sosteniendo los sedimentos disponibles en las laderas (DiBiase y Lamb, 2013) e incrementando la estabilidad de ladera (Wu, 2013). Sin embargo, sobre cierto umbral de pendiente, la presencia de una capa orgánica puede aumentar la inestabilidad de las laderas (Vorpahl et al., 2013). La vegetación es determinante en el establecimiento de conectividad, que es un factor clave para que puedan movilizarse sedimentos hacia a la red fluvial (Mohr et al., 2013). El manejo antropológico de la vegetación puede permitir que exista conectividad a través de caminos forestales, aunque se observe una vegetación densa **¿Es el porcentaje de vegetación verde un buen parámetro para analizar la erosión?** Los resultados obtenidos en este capítulo muestran que año a año existe coincidencia temporal entre los máximos anuales del flujo de sedimentos y los mínimos porcentajes de biomasa verde. El resultado interanual muestra que hay un aumento sostenido del porcentaje de vegetación, que no se ve reflejado en una disminución sostenida del flujo de sedimentos. El aumento interanual de la vegetación es contraintuitivo respecto a la tendencia decadal a una reducción de las precipitaciones y el caudales. Además, considerando las clasificaciones de tipo de uso de suelo disponibles, es posible proponer que la vegetación que está en aumento corresponde a plantaciones forestales. Para que este porcentaje de vegetación pueda ser usado de manera más precisa en el estudio de la erosión, debe considerarse también una clasificación del tipo de vegetación en las mismas cuencas.

Finalmente, en el capítulo 5 de esta tesis se cambió la escala temporal de observación de la erosión a miles de años, a través del análisis de concentraciones de ^{10}Be en sedimentos fluviales. Las tasas de erosión siempre son relativas a una escala específica de tiempo en la cual esta se observa. Tasas de erosión mayores al integrar períodos más largos han sido interpretadas como el resultado de una erosión controlada por eventos catastróficos e infrecuentes (Kirchner et al., 2001). Sin embargo, también han sido observadas tasas de erosión mayores a escala de décadas que a escalas mileniales (Hewawasam et al., 2003; Vanacker et al., 2007), las

cuales han sido directamente asociadas al uso antropológico del suelo. A lo largo del margen chileno, las tasas de erosión de cuencas situadas en las cabeceras de los ríos, que tienen altas pendientes y una menor intervención antropológica que los planos adyacentes, son mayores a escala milenial que decadal (Carretier et al., 2013, 2014), pero la diferencia decrece hacia el sur, en la medida que disminuye la variabilidad climática y la pendiente (Fig. 3, Carretier et al., 2013). En la cuenca del Biobío, las tasas de erosión decadales, que pueden aproximarse a partir de los sedimentos suspendidos analizados previamente son bajas, a pesar de la enorme intervención antropológica de las cuencas, que incluye una historia de intensa deforestación, principalmente en los últimos 200 años (Armesto et al., 2010; Lara et al., 2012). Al ampliar el rango de tiempo de observación de la erosión a miles de años **¿cómo cambia la magnitud la erosión? Si esta cambia ¿puede una mayor contribución de eventos extremos, pero infrecuentes, explicar la distribución espacial de la erosión? procesos cómo el uso antropológico del suelo en los últimos 500 años ¿pueden explicar similitudes o diferencias en la distribución de la erosión a distintas escalas temporales?** Los resultados de este capítulo muestran que las tasas de erosión de largo plazo son ca. tres veces mayores que en las últimas décadas. Aún cuando es posible que eventos infrecuentes (esto es, con un intervalo de recurrencia mayor que el período de medición de sedimentos suspendidos) puedan explicar las diferencias, la variabilidad en el flujo de sedimentos descrita en esta tesis es baja. Otras tres posibles explicaciones para este resultado son (1) que la erosión haya sido mayor sobre plazos geológicos debido a procesos glaciares y periglaciares ocurridos durante el último máximo glacial ($\sim 26 - 19 ka$) o al aumento de la recurrencia de incendios forestales que acompañó al incremento de las temperaturas holocenas (2) que la erosión haya sido mucho mayor en un pasado reciente, previo al inicio del monitoreo de los ríos, dejando las cuencas con limitada disponibilidad de sedimentos para transportar en las últimas décadas o (3) que las tasas de erosión decadales estén subestimadas por una baja representatividad de la magnitud total de sedimentos que abandona la cuenca o por procesos de sedimentación internos en las cuencas.

Los resultados obtenidos y las discusiones propuestas abren camino a nuevas interrogantes y a la formulación de futuras investigaciones que pueden ser desarrolladas a partir del trabajo que ha sido realizado hasta ahora y la integración de nuevas metodologías. En particular, sería interesante desarrollar los siguientes temas:

- Para seguir utilizando la base de datos sedimentométrica conociendo la incerteza real de C_s , es necesario realizar monitoreos en conjunto con la DGA durante al menos una temporada de crecidas completa. Una metodología de muestreo que permita incorporar variaciones en profundidad, como Lupker et al. (2011) permitiría además observar la

distribución de nutrientes en la columna de agua.

- En todas las investigaciones específicas desarrolladas se concluyó que la vegetación y el uso de suelo antropológico juegan un papel clave en la movilización de sedimentos observada para las últimas décadas. Las series de tiempo de C_s , Q_s y Q deben ser completadas con series de tiempo de uso de suelo con una mejor resolución temporal. En particular, sería interesante desarrollar series de tiempo de vegetación para las cuencas situadas en la Cordillera de la Costa que han tenido una mayor intervención en las últimas décadas, como Sauzal (Fig. 6.1). En esta estación se observan a escala interanual *peaks* en C_s , seguidos de períodos de alto Q que no tienen asociado un incremento consistente de la concentración. Este comportamiento podría estar condicionado por el uso de suelo y una limitación al suministro después de un proceso de erosión relacionado al uso de suelo. Los *peaks* en C_s también podrían estar asociados a la construcción de obras civiles. Para desarrollar series de tiempo de vegetación, se puede hacer uso de imágenes Landsat y metodologías que han sido bien descritas recientemente (Braun et al., 2014), las cuales se pueden automatizar en Grass. Además, usando Fcover, se podría observar su concordancia con el tipo de vegetación dominante en las cuencas para desarrollar mejor las series de tiempo.

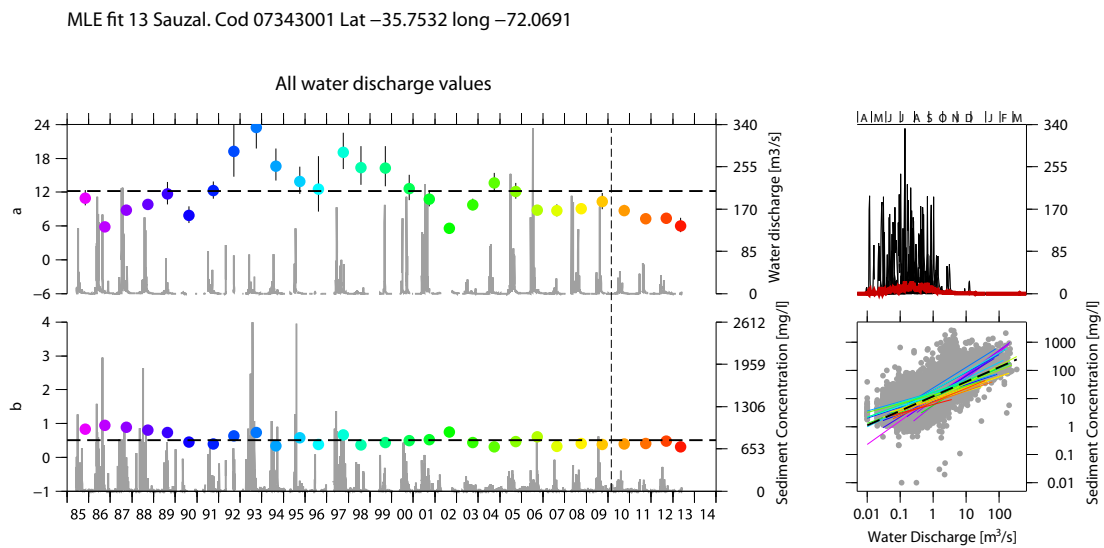


Figura 6.1: Serie de tiempo de descarga de agua y concentración de sementos en la estación Sauzal, ubicada en la Cordillera de la Costa de la región del Maule. Se ha superpuesto la serie de tiempo de los parámetros a y b de la inversión potencial (mediante optimización de mínimos cuadrados) de la ecuación $C_s = a * Q^b$. A la izquierda se muestra el hidrograma anual (abril-marzo) y el diagrama de dispersión entre Q y C_s . Notar que los años 1993 y 1995 tuvieron altas concentraciones a pesar de no ser años particularmente caudalosos. En el período posterior no hay grandes concentraciones en los años en que se observan los mayores *peak* de caudales.

- Las variaciones en la distribución de frecuencia-magnitud tanto del flujo de agua como del flujo de sedimentos pueden ser estudiadas en todas las cuencas con datos sedimentométricos disponibles y evaluar condicionantes como la conectividad, la forma de las cuencas o la pendiente. También completar el muestreo para isótopos cosmogénicos en las cuencas con datos sedimentométricos que todavía no tienen resultados de largo plazo, particularmente los de la Cordillera de la Costa.
- La alta dispersión en los diagramas de correlación entre Q y Q_s o C_s , además de la histéresis, pueden estar asociados a la ocurrencia de procesos estocásticos a través de las cuencas. Estos procesos pueden ser la ocurrencia de deslizamientos, caídas de roca, cosechas de madera, construcción de caminos forestales y otras posiblemente relacionadas al uso de suelo. Se podría incorporar una aproximación estocástica de rugosidad en las laderas y conectividad con la red de drenaje a un modelo numérico de evolución del paisaje, como CIDRE (Carretier et al., 2009a) que considere además el caudal directo en las laderas y el caudal total en el lecho del río. A esta aproximación numérica podría incorporarse diferentes escenarios de cambio de uso de suelo, para observar su posible efecto sobre la movilización de sedimentos. A esta aproximación también podría incorporarse flujo de nutrientes, para evaluar cambios en la erosión química.
- La observación preliminar de que existe un aumento de la vegetación verde en el mismo período en que la tendencia general es a una reducción de las precipitaciones y el caudal abre la inquietud de estimar el balance de agua de largo plazo de estas cuencas. Si existiesen datos de cuencas con medidas subsidiarias de Q , particularmente durante horarios nocturnos, podría realizarse *hidrología hacia atrás* (Kirchner, 2009). Aún sin datos horarios, sería interesante estimar tasas de evapotranspiración y cambios en el almacenamiento de agua en las cuencas desde el hidrograma.
- Para comprender mejor las tasas de erosión observadas a distintas escalas de tiempo, en particular para observar la variabilidad en el largo plazo de la erosión, puede recolectarse información publicada de sedimentos lacustres presentes en la Cordillera de la Costa desde la región del Maule hacia el sur y generar colaboración con investigadores que tienen testigos de lagos. En las mismas cuencas, pueden muestrearse sedimentos fluviales para conocer las tasas de erosión derivadas de ^{10}Be . Mediante el registro continuo de sedimentos lacustres pueden estudiarse los efectos de procesos antropológicos a escala de cientos y miles de años, los efectos de eventos sísmicos en particular, como el terremoto de Valdivia y el terremoto del Maule o la erosión asociada al ciclo sísmico completo, como Howarth et al. (2012).

Conclusión

A partir de las investigaciones realizadas en esta tesis de doctorado, es posible proponer que la contribución relativa de procesos superficiales y subsuperficiales en la exportación de sedimentos varía espacialmente a través de un sistema Montaña-Piedemonte, ya que la pendiente media de las cuencas es determinante en cuanto a (1) la variabilidad intra anual en la fracción del agua que circula cerca o a través de la superficie (Q_d), (2) el alza de flujo de sedimentos con posterioridad al sismo del Maule, que sólo fue observada en algunas cuencas de alta pendiente y (3) la distribución de la erosión de cuenca, tanto milenaria como decadal, que es mayor en las cuencas de mayor pendiente. Sin embargo, uno de los factores cuya variabilidad no depende tanto de la pendiente como de factores antropológicos, como el uso de suelo, es la conectividad establecida (o no establecida) a través de la vegetación. A continuación se detallan las principales conclusiones de resultados específicos de esta tesis:

- A través de un sistema Montaña-Piedemonte, una vez ocurrido un evento de precipitación, la ruta que sigue el agua tiene diferentes trayectos y tiempos de residencia. Para analizar la movilización de sedimentos en una cuenca fluvial, estas diferencias deben ser consideradas a través de un adecuado modelo hidrológico. La separación de la descarga de agua total en descarga directa y flujo basal permite analizar la movilización de sedimentos de la cuenca en función de la porción del agua que efectivamente contribuye a su movilización en las laderas, es decir, el agua que tiene una trayectoria cercana a la superficie y, por lo tanto, una corta residencia en la cuenca. Esta porción del caudal, la descarga directa, puede relacionarse directamente a la escorrentía superficial.

- La separación de la descarga de agua en el río Biobío permitió observar que la movilización de sedimentos tanto en la montaña como en el piedemonte escala en igual proporción respecto a la descarga directa. Además, similares diagramas de frecuencia-magnitud para la descarga sedimentaria normalizada por su promedio, muestran que el grueso de la movilización de sedimentos ocurre en eventos de mediana magnitud. A partir de lo anterior, se concluye que la movilización de sedimentos en esta cuenca está controlada por la escorrentía, lo cual

probablemente está controlado por un uso de suelo que facilita la conectividad entre las laderas y la red fluvial.

- A tres años de la ocurrencia del terremoto del Maule (M_w 8,8), la concentración de sedimentos suspendidos en los ríos situados a lo largo de la zona de ruptura no presentó un aumento significativo que permita diferenciarla de su variabilidad habitual en las últimas décadas, a excepción de eventos particulares ocurridos dos años después en cuencas alejadas de la zona de ruptura, pero con alta pendiente y bajo porcentaje de vegetación. Estos resultados muestran que no todos los grandes terremotos tienen asociada una respuesta erosiva inmediata.

- La relación entre la vegetación y la erosión es difícil de analizar, porque no siempre la cobertura vegetal reduce la movilización de sedimentos. Además, el manejo antropológico del uso de suelo permite que haya conectividad aún cuando hay vegetación presente, principalmente a través de caminos forestales. Aunque las series de tiempo intra anuales mostraron que la descarga sedimentaria ocurre siempre en momentos en que la vegetación verde presenta su mínimo anual, la tendencia interanual de aumento en la vegetación no muestra una disminución contemporánea del flujo de sedimentos. Para mejorar nuestra comprensión de los procesos relacionados, hay que conocer mejor cómo varía en el tiempo el uso de suelo.

- Los resultados de tasas de erosión de cuenca milenarias (0,01 a 0,17 mm/a) con consistentes con el análisis morfométrico del área fuente de los sedimentos muestreados. Las tasas de erosión decadales (0,005 a 0,04 mm/a) obtenidas a partir del flujo de sedimentos son ca. tres veces menores que en el largo plazo, pero se requiere conocer con mayor precisión el error asociado a su estimación para poder concluir respecto a esta diferencia. Las posibles explicaciones para una mayor erosión en el largo que en el corto plazo son (1) procesos glaciares y periglaciares en el Pleistoceno y/o mayor recurrencia de incendios forestales durante el Holoceno, (2) una gran magnitud de la erosión durante el período de conversión del bosque nativo en suelo agrícola y su posterior abandono, cuyo efecto puede significar limitación al suministro de sedimentos desde estas cuencas, hasta que el suelo vuelva a regenerarse y/o (3) una subestimación de la erosión decadal, debido al tipo de muestreo (superficial) o a procesos de sedimentación internos de las cuencas.

Capítulo 7

Bibliografía

- AALTO, R.; DUNNE, T. y GUYOT, J. (2006). «Geomorphic controls on Andean denudation rates». *The Journal of geology*, **114**(1), pp. 85–99. doi: 10.1086/498101.
<http://dx.doi.org/10.1086/498101>
- ABARZÚA, A. y MORENO, P. (2008). «Changing fire regimes in the temperate rainforest region of southern Chile over the last 16,000 yr». *Quaternary Research*, **69**(1), pp. 62 – 71. ISSN 0033-5894. doi: 10.1016/j.yqres.2007.09.004.
<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0033589407001317>
- ABARZÚA, A. M.; PINCHICURA, A. G.; JARPA, L.; MARTEL-CEA, A.; STERKEN, M.; VEGA, R. y PINO Q., M. (2014). «Environmental Responses to Climatic and Cultural Changes». En: *The Teleoscopic Polity*, volumen 38 de *Contributions To Global Historical Archaeology*, pp. 123–141. Springer International Publishing. ISBN 978-3-319-03127-9. doi: 10.1007/978-3-319-03128-6_6.
http://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-03128-6_6
- ACEITUNO, P. (1988). «On the Functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. Part I: Surface Climate». *Mon Weather Rev*, **116**(3), pp. 505–524. ISSN 0027-0644. doi: 10.1175/1520-0493(1988)116<0505:OTFOTS>2.0.CO;2.
[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1988\)116<0505:OTFOTS>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1988)116<0505:OTFOTS>2.0.CO;2)
- AGUAYO, M.; PAUCHARD, A.; AZOCAR, G. y PARRA, O. (2009). «Cambio del uso del suelo en el centro sur de Chile a fines del siglo XX: Entendiendo la dinamica espacial y temporal del paisaje». *Revista Chilena de Historia Natural*, **82**, pp. 361–374. doi: 10.4067/S0716-078X2009000300004.

<http://dx.doi.org/10.4067/S0716-078X2009000300004>

AGUILAR, G.; CARRETIER, S.; REGARD, V.; VASSALLO, R.; RIQUELME, R. y MARTINOD, J. (2014). «Grain size-dependent ^{10}Be concentrations in alluvial stream sediment of the Huasco Valley, a semi-arid Andes region». *Quaternary Geochronology*, **19(0)**, pp. 163 – 172. ISSN 1871-1014. doi: 10.1016/j.quageo.2013.01.011. Tracking the pace of Quaternary landscape change with cosmogenic nuclides.

<http://dx.doi.org/10.1016/j.quageo.2013.01.011>

ALTAMIMI, Z.; COLLILIEUX, X.; LEGRAND, J.; GARAYT, B. y BOUCHER, C. (2007). «ITRF2005: A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters». *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, **112(B9)**, pp. n/a–n/a. ISSN 2156-2202. doi: 10.1029/2007JB004949.

<http://dx.doi.org/10.1029/2007JB004949>

ANDERMANN, C.; CRAVE, A.; GLOAGUEN, R.; DAVY, P. y BONNET, S. (2012). «Connecting source and transport: Suspended sediments in the Nepal Himalayas». *Earth and Planetary Science Letters*, **351-352**, pp. 158–170. ISSN 0012-821X. doi: 10.1016/j.epsl.2012.06.059.

<http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2012.06.059>

ANSELMETTI, F. S.; HODELL, D. A.; ARIZTEGUI, D.; BRENNER, M. y ROSENMEIER, M. F. (2007). «Quantification of soil erosion rates related to ancient Maya deforestation». *Geology*, **35(10)**, pp. 915–918. doi: 10.1130/G23834A.1.

<http://geology.gsapubs.org/content/35/10/915.abstract>

ANTINAO, J. L. y GOSSE, J. (2009). «Large rockslides in the Southern Central Andes of Chile (32–34.5degS): Tectonic control and significance for Quaternary landscape evolution». *Geomorphology*, **104(3–4)**, pp. 117 – 133. ISSN 0169-555X. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.08.008>.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X08003590>

ARCADIS (2008). «Caudal ecológico y análisis de los requerimientos ambientales». Anexo 10 Estudio de Impacto Ambiental proyecto hidroeléctrico Alto Maipo.

ARMESTO, J.; MANUSCHEVICH, D.; MORA, A.; SMITH-RAMIREZ, C.; ROZZI, R.; ABARZUA, A. y MARQUET, P. (2010). «From the holocene to the anthropocene: a historical framework for land cover change in southwestern south america in the past 15,000 years». *Land Use Policy*, **27(2)**, pp. 148–160. ISSN 0264-8377. doi: 10.1016/j.landusepol.2009.07.006.

<http://dx.doi.org/10.1016/j.landusepol.2009.07.006>

- ASSELMAN, N. (2000). «Fitting and interpretation of sediment rating curves». *Journal of Hydrology*, **234(3–4)**, pp. 228 – 248. ISSN 0022-1694. doi: 10.1016/S0022-1694(00)00253-5.
[http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00253-5](http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00253-5)
- ASTROZA, M.; RUIZ, S. y ASTROZA, R. (2012). «Damage assessment and seismic intensity analysis of the 2010 (Mw 8.8) Maule earthquake». *Earthquake Spectra*, **28(S1)**, pp. S145–S164. doi: 10.1193/1.4000027.
<http://dx.doi.org/10.1193/1.4000027>
- BARET, F.; HAGOLLE, O.; GEIGER, B.; BICHERON, P.; MIRAS, B.; HUC, M.; BERTHELOT, B.; NIÑO, F.; WEISS, M.; SAMAIN, O.; ROUJEAN, J. L. y LEROY, M. (2007). «LAI, fAPAR and fCover CYCLOPES global products derived from VEGETATION: Part 1: Principles of the algorithm». *Remote Sensing of Environment*, **110(3)**, pp. 275 – 286. ISSN 0034-4257. doi: 10.1016/j.rse.2007.02.018.
<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425707000909>
- BARET, F.; WEISS, M.; LACAZE, R.; CAMACHO, F.; MAKHMARA, H.; PACHOLCZYK, P. y SMETS, B. (2013). «GEOV1: LAI and FAPAR essential climate variables and FCOVER global time series capitalizing over existing products. Part1: Principles of development and production». *Remote Sensing of Environment*, **137(0)**, pp. 299 – 309. ISSN 0034-4257. doi: 10.1016/j.rse.2012.12.027.
<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425713000813>
- BENSON, M. A. (1968). «Uniform Flood-Frequency Estimating Methods for Federal Agencies». *Water Resources Research*, **4(5)**, pp. 891–908. ISSN 1944-7973. doi: 10.1029/WR004i005p00891.
<http://dx.doi.org/10.1029/WR004i005p00891>
- BLISNIUK, P. M.; STERN, L. A.; CHAMBERLAIN, C. P.; IDLEMAN, B. y ZEITLER, P. K. (2005). «Climatic and ecologic changes during Miocene surface uplift in the Southern Patagonian Andes». *Earth and Planetary Science Letters*, **230**, pp. 125 – 142. ISSN 0012-821X. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2004.11.015>.
<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X04006971>
- BOROSCHEK, R. L.; CONTRERAS, V.; KWAK, D. Y. y STEWART, J. P. (2012). «Strong Ground Motion Attributes of the 2010 Mw 8.8 Maule, Chile, Earthquake». *Earthquake Spectra*, **28(S1)**, pp. S19–S38. ISSN 8755-2930. doi: 10.1193/1.4000045.
<http://dx.doi.org/10.1193/1.4000045>

BRAUCHER, R.; BROWN, E.; BOURLÈS, D. y COLIN, F. (2003). «In situ produced ^{10}Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons». *Earth and Planetary Science Letters*, **211**(3–4), pp. 251 – 258. ISSN 0012-821X. doi: 10.1016/S0012-821X(03)00205-X.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X0300205X>

BRAUN, A.; ROJAS, C.; ECHEVERRIA, C.; ROTTENSTEINER, F.; BAHR, H.-P.; NIEMEYER, J.; AGUAYO ARIAS, M.; KOSOV, S.; HINZ, S. y WEIDNER, U. (2014). «Design of a Spectral–Spatial Pattern Recognition Framework for Risk Assessments Using Landsat Data – A Case Study in Chile». *Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing, IEEE Journal of*, **7**(3), pp. 917–928. ISSN 1939-1404. doi: 10.1109/JSTARS.2013.2293421.

<http://dx.doi.org/10.1109/JSTARS.2013.2293421>

BROWN, E. T.; STALLARD, R. F.; LARSEN, M. C.; RAISBECK, G. M. y YIOU, F. (1995). «Denudation rates determined from the accumulation of in situ-produced be-10 in the luquillo experimental forest, puerto-rico». *Earth and Planetary Science Letters*, **129**(1-4), pp. 193–202. doi: 10.1016/0012-821X(94)00249-X.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0012821X9400249X>

BURBANK, D. W.; BLYTHE, A. E.; PUTKONEN, J.; PRATT-SITULA, B.; GABET, E.; OSKIN, M.; BARROS, A. y OJHA, T. P. (2003). «Decoupling of erosion and precipitation in the Himalayas». *Nature*, **426**(6967), pp. 652–655. doi: 10.1038/nature02187.

<http://dx.doi.org/10.1038/nature02187>

CARRETIER, S.; POISSON, B.; VASSALLO, R.; PEPIN, E. y FARÍAS, M. (2009a). «Tectonic interpretation of transient stage erosion rates at different spatial scales in an uplifting block». *Journal of Geophysical Research Earth Surface*, **114**. doi: 10.1029/2008JF001080.

<http://dx.doi.org/10.1029/2008JF001080>

CARRETIER, S.; REGARD, V. y SOUAL, C. (2009b). «Theoretical cosmogenic nuclide concentration in river bed load clasts: Does it depend on clast size?» *Quaternary Geochronology*, **4**(2), pp. 108–123. doi: 10.1016/j.quageo.2008.11.004.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1871101408000575>

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. y LAGANE, C. (2013). «Slope and climate variability control of erosion in the Andes of

- central Chile». *Geology*, **41(2)**, pp. 195–198. doi: 10.1130/G33735.1.
<http://dx.doi.org/10.1130/G33735.1>
- CARRETIER, S.; TOLORZA, V.; RODRÍGUEZ, M. P.; PEPIN, E.; AGUILAR, G.; REGARD, V.; MARTINOD, J.; RIQUELME, R.; BONNET, S.; BRICHAU, S.; HÉRAIL, G.; PINTO, L.; FARÍAS, M.; CHARRIER, R. y GUYOT, J. L. (2014). «Erosion in the Chilean Andes between 27°S and 39°S: tectonic, climatic and geomorphic control». *Geological Society, London, Special Publications*, **399**. doi: 10.1144/SP399.16.
<http://sp.lyellcollection.org/content/early/2014/04/08/SP399.16.abstract>
- CARRETIER, S. V. R.; VASSALLO, R.; MARTINOD, J.; CHRISTOPHOUL, F.; GAYER, E.; AUDIN, L. y LAGANE, C. (en revisión). «A note on ¹⁰Be-derived mean erosion rates in catchments with heterogeneous lithology. Examples from the western Central Andes». *Earth and Planetary Science Letters*.
- CHARRIER, R.; PINTO, L. y RODRÍGUEZ, M. P. (2007). «Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile». En: T. Moreno y W. Gibbons (Eds.), *The Geology of Chile*, pp. 21–114. The Geological Society, Londres.
- CHRISTIE, D.; BONINSEGNA, J.; CLEAVELAND, M.; LARA, A.; LE QUESNE, C.; MORALES, M.; MUDELSEE, M.; STAHL, D. y VILLALBA, R. (2011). «Aridity changes in the Temperate-Mediterranean transition of the Andes since ad 1346 reconstructed from tree-rings». *Climate Dynamics*, **36(7-8)**, pp. 1505–1521. ISSN 0930-7575. doi: 10.1007/s00382-009-0723-4.
<http://dx.doi.org/10.1007/s00382-009-0723-4>
- CIREN (2010). «Determinación de la erosión actual y potencial de los suelos de Chile, Síntesis de resultados región del Biobío».
<http://bibliotecadigital.ciren.cl/gsdlexterna/collect/bdirenci/index/assoc/HASH01f9.dir/PC14810.pdf>
- CISTERNAS, M. y ARANEDA, A. (2001). «Variaciones isotópicas (²¹⁰Pb, ¹³⁷Cs) antropológicas en el registro estratigráfico de un lago de la cordillera de Nahuelbuta, Chile». *Revista geológica de Chile*, **28**, pp. 105 – 115. ISSN 0716-0208. doi: 10.4067/S0716-02082001000100006.
http://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0716-02082001000100006&nrm=iso
- CODILEAN, A. T. (2006). «Calculation of the cosmogenic nuclide production topographic

- shielding scaling factor for large areas using DEMs». *Earth Surface Processes and Landforms*, **31(6)**, pp. 785–794. ISSN 1096-9837. doi: 10.1002/esp.1336.
<http://dx.doi.org/10.1002/esp.1336>
- COMTE, D. y PARDO, M. (1991). «Reappraisal of great historical earthquakes in the northern Chile and southern Peru seismic gaps». *Natural Hazards*, **4(1)**, pp. 23–44. ISSN 0921-030X. doi: 10.1007/BF00126557.
<http://dx.doi.org/10.1007/BF00126557>
- CORTÉS, G.; VARGAS, X. y MCPHEE, J. (2011). «Climatic sensitivity of streamflow timing in the extratropical western Andes Cordillera». *Journal of Hydrology*, **405(1–2)**, pp. 93–109. ISSN 0022-1694. doi: 10.1016/j.jhydrol.2011.05.013.
<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169411003234>
- CRAVE, A. y DAVY, P. (2001). «A stochastic “precipiton” model for simulating erosion/sedimentation dynamics». *Computers & Geosciences*, **27(7)**, pp. 815 – 827. ISSN 0098-3004. doi: [http://dx.doi.org/10.1016/S0098-3004\(00\)00167-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0098-3004(00)00167-9).
<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0098300400001679>
- DADSON, S. J.; HOVIUS, N.; CHEN, H.; DADE, W. B.; LIN, J. C.; HSU, M. L.; LIN, C. W.; HORNG, M. J.; CHEN, T. C.; MILLIMAN, J. y STARK, C. P. (2004). «Earthquake-triggered increase in sediment delivery from an active mountain belt». *Geology*, **32(8)**, pp. 733–736. doi: 10.1130/G20639.1.
<http://dx.doi.org/10.1130/G20639.1>
- DADSON, S. J.; HOVIUS, N.; CHEN, H. G.; DADE, W. B.; HSIEH, M. L.; WILLETT, S. D.; HU, J. C.; HORNG, M. J.; CHEN, M. C.; STARK, C. P.; LAGUE, D. y LIN, J. C. (2003). «Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen». *Nature*, **426(6967)**, pp. 648–651. doi: 10.1038/nature02150.
<http://dx.doi.org/10.1038/nature02150>
- DAVY, P. (1993). «On the frequency-length distribution of the San Andreas Fault System». *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, **98(B7)**, pp. 12141–12151. ISSN 2156-2202. doi: 10.1029/93JB00372.
<http://dx.doi.org/10.1029/93JB00372>
- DGA (1991). *Manual basico para instruccion de hidromensores*. Direccion General de Aguas. Departamento de Hidrologia. Laboratorio hidrologico.

DGA (2012). *Estudio Hidrogeológico Cuenca Biobío. Informe final y planos*. volumen I. Realizado por Aquaterra Ingenieros limitada para el Ministerio de Obras Públicas, Gobierno de Chile. S. I. T. N°258, Santiago.

<http://documentos.dga.cl/SUB5433v1.pdf>

DI BIASE, R. A. y LAMB, M. P. (2013). «Vegetation and wildfire controls on sediment yield in bedrock landscapes». *Geophysical Research Letters*, **40(6)**, pp. 1093–1097. ISSN 1944-8007. doi: 10.1002/grl.50277.

<http://dx.doi.org/10.1002/grl.50277>

DIETRICH, W. E. y PERRON, J. T. (2006). «The search for a topographic signature of life». *Nature*, **439(7075)**, pp. 411–418. ISSN 0028-0836. doi: 10.1038/nature04452. 10.1038/nature04452.

<http://dx.doi.org/10.1038/nature04452>

DIXON, H. J.; MURPHY, M. D.; SPARKS, S. J.; CHÁVEZ, R.; NARANJO, J. A.; DUNKLEY, P. N.; YOUNG, S. R.; GILBERT, J. S. y PRINGLE, M. R. (1999). «The geology of Nevados de Chillán volcano, Chile». *Revista geológica de Chile*, **26**, pp. 227 – 253. ISSN 0716-0208. doi: 10.4067/S0716-02081999000200006.

http://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0716-02081999000200006&nrm=iso

DOS SANTOS PINHEIRO, G.; POITRASSON, F.; SONDAG, F.; VIEIRA, L. C. y PIMENTEL, M. M. (2013). «Iron isotope composition of the suspended matter along depth and lateral profiles in the Amazon River and its tributaries». *Journal of South American Earth Sciences*, **44(0)**, pp. 35 – 44. ISSN 0895-9811. doi: 10.1016/j.jsames.2012.08.001. Hydrology, Geochemistry and Dynamic of South American Great River Systems.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981112001071>

DOSSETO, A.; HESSE, P. P.; MAHER, K.; FRYIRS, K. y TURNER, S. (2010). «Climatic and vegetation control on sediment dynamics during the last glacial cycle». *Geology*, **38(5)**, pp. 395–398. doi: 10.1130/G30708.1.

<http://dx.doi.org/10.1130/G30708.1>

DUNNE, J.; ELMORE, D. y MUZIKAR, P. (1999). «Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces». *Geomorphology*, **27(1–2)**, pp. 3 – 11. ISSN 0169-555X. doi: 10.1016/S0169-555X(98)00086-5.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X98000865>

EAGLESON, P. S. (1978). «Climate, soil, and vegetation: 2. The distribution of annual precipitation derived from observed storm sequences». *Water Resources Research*, **14**(5), pp. 713–721. ISSN 1944-7973. doi: 10.1029/WR014i005p00713.

<http://dx.doi.org/10.1029/WR014i005p00713>

ECHEVERRÍA, C.; COOMES, D.; SALAS, J.; REY-BENAYAS, J.; LARA, A. y NEWTON, A. (2006). «Rapid deforestation and fragmentation of Chilean Temperate Forests». *Biological Conservation*, **130**(4), pp. 481–494. ISSN 0006-3207. doi: 10.1016/j.biocon.2006.01.017.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0006320706000358>

EICHNER, J.; KANTELHARDT, J.; BUNDE, A. y HAVLIN, S. (2011). «The Statistics of Return Intervals, Maxima, and Centennial Events Under the Influence of Long-Term Correlations». En: Jurgen Kropp y Hans-Joachim Schellnhuber (Eds.), *In Extremis*, pp. 2–43. Springer Berlin Heidelberg. ISBN 978-3-642-14862-0. doi: 10.1007/978-3-642-14863-7_1.

http://dx.doi.org/10.1007/978-3-642-14863-7_1

ELGUETA, S. y RUBIO, X. (1991). «Estratigrafía del terciario del sector occidental de la Depresión Central entre los 37gr y 38gr S, Chile». En: *Resúmenes expandidos VI Congreso Geológico Chileno*, .

ENCINAS, A.; FINGER, K. L.; NIELSEN, S. N.; LAVENU, A.; BUATOIS, L. A.; PETERSON, D. E. y ROUX, J. P. L. (2008). «Rapid and major coastal subsidence during the late Miocene in south-central Chile». *Journal of South American Earth Sciences*, **25**(2), pp. 157 – 175. ISSN 0895-9811. doi: 10.1016/j.jsames.2007.07.001.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981107000879>

ERIKSON, I. y HÖGSTEDT, J. (2004). *Landslide hazard assessment and landslide precipitation relationship in Valparaíso, central Chile*. Tesis doctoral, M. Sc. Thesis, Geography Department, Göteborg University, Göteborg.

http://www.gvc.gu.se/digitalAssets/1347/1347946_b428.pdf

ESCOBAR, P. (2013). *Inventario de remociones en masa desencadenadas por el sismo del 27 de febrero de 2010 en Chile Central*. Tesina o Proyecto, Departamento de Geología, Universidad de Chile.

<http://tesis.uchile.cl/handle/2250/115454>

FARÍAS, M.; CHARRIER, R.; CARRETIER, S.; MARTINOD, J.; FOCK, A.; CAMPBELL, D.;

- CÁCERES, J. y COMTE, D. (2008). «Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of central Chile (33deg-35deg S)». *Tectonics*, **27(1)**, p. 22. doi: 10.1029/2006TC002046.
<http://dx.doi.org/10.1029/2006TC002046>
- FARÍAS, M.; COMTE, D.; ROECKER, S.; CARRIZO, D. y PARDO, M. (2011). «Crustal extensional faulting triggered by the 2010 Chilean earthquake: The Pichilemu Seismic Sequence». *Tectonics*, **30(6)**, pp. n/a–n/a. ISSN 1944-9194. doi: 10.1029/2011TC002888.
<http://dx.doi.org/10.1029/2011TC002888>
- FARÍAS, M.; VARGAS, G.; TASSARA, A.; CARRETIER, S.; BAIZE, S.; MELNICK, D. y BATAILLE, K. (2010). «Land-Level Changes Produced by the Mw 8.8 2010 Chilean Earthquake». *Science*, **329(5994)**, p. 916. doi: 10.1126/science.1192094.
<http://www.sciencemag.org/content/329/5994/916.abstract>
- FCFM (2008). «Estudio Sedimentológico en el río Maipo». Anexo 20 Estudio de Impacto ambiental del proyecto hidroeléctrico Alto Maipo. Grupo de investigación en transporte y flujos ambientales, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.
- FRYIRS, K. (2013). «(Dis)Connectivity in catchment sediment cascades: a fresh look at the sediment delivery problem». *Earth Surface Processes and Landforms*, **38(1)**, pp. 30–46. ISSN 1096-9837. doi: 10.1002/esp.3242.
<http://dx.doi.org/10.1002/esp.3242>
- FULLER, C. W.; WILLETT, S. D.; HOVIUS, N. y SLINGERLAND, R. (2003). «Erosion rates for Taiwan mountain basins: New Determinations from Suspended Sediment Records and a Stochastic Model of Their Temporal Variation». *The Journal of Geology*, **111(1)**, pp. pp. 71–87. ISSN 00221376. doi: 10.1086/344665.
<http://doi.org/10.1086/344665>
- GARCÍA, A.; JORDE, K.; E. HABIT, E.; CAAMAÑO, D. y PARRA, O. (2011). «Downstream environmental effects of dam operations: Changes in habitat quality for native fish species». *River Research and Applications*, **27(3)**, pp. 312–327. ISSN 1535-1467. doi: 10.1002/rra.1358.
<http://dx.doi.org/10.1002/rra.1358>
- GARREAUD, R. (2007). «Precipitation and circulation covariability in the extratropics». *Journal of Climate*, **20(18)**, pp. 4789–4797. doi: 10.1175/JCLI4257.1.
<http://dx.doi.org/10.1175/JCLI4257.1>

- GARREAUD, R. y ACEITUNO, P. (2007). «Atmospheric Circulation and Climatic Variability». En: AR Orme TT Veblen, KR Young (Ed.), *The Physical Geography of South America*, Oxford University Press.
- GARREAUD, R. D. (2009). «The Andes climate and weather». *Advances in Geosciences*, **22**, pp. 3–11. doi: 10.5194/adgeo-22-3-2009.
<http://www.adv-geosci.net/22/3/2009/>
- GEDDES, N. y DUNKERLEY, D. (1999). «The influence of organic litter on the erosive effects of raindrops and of gravity drops released from desert shrubs». *CATENA*, **36(4)**, pp. 303 – 313. ISSN 0341-8162. doi: 10.1016/S0341-8162(99)00050-8.
[http://dx.doi.org/10.1016/S0341-8162\(99\)00050-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0341-8162(99)00050-8)
- GLODNY, J.; GRAFE, K.; ECHTLER, H. y ROSENAU, M. (2008). «Mesozoic to Quaternary continental margin dynamics in South-Central Chile (36-42 degrees S): the apatite and zircon fission track perspective». *International Journal of Earth Sciences*, **97(6)**, pp. 1271–1291. doi: 10.1007/s00531-007-0203-1.
<http://dx.doi.org/10.1007/s00531-007-0203-1>
- GONZÁLEZ-FERRÁN, O. (1995). *Volcanes de Chile*. Instituto Geográfico Militar, Chile.
- GORUM, T.; KORUP, O.; VAN WESTEN, C. J.; VAN DER MEIJDE, M.; XU, C. y VAN DER MEER, F. D. (2014). «Why so few? Landslides triggered by the 2002 Denali earthquake, Alaska». *Quaternary Science Reviews*, **95(0)**, pp. 80 – 94. ISSN 0277-3791. doi: 10.1016/j.quascirev.2014.04.032.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.04.032>
- GOSSE, J. C. y PHILLIPS, F. M. (2001). «Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application». *Quaternary Science Reviews*, **20(14)**, pp. 1475–1560. doi: 10.1016/S0277-3791(00)00171-2.
[http://dx.doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00171-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00171-2)
- GRANGER, D. E.; KIRCHNER, J. W. y FINKEL, R. (1996). «Spatially averaged long-term erosion rates measured from in situ-produced cosmogenic nuclides in alluvial sediment». *Journal of Geology*, **104(3)**, pp. 249–257.
<http://www.jstor.org/stable/30068190>
- GUTENBERG, B. y RICHTER, C. F. (1956). «Earthquake magnitude, intensity, energy, and acceleration: (Second paper)». *Bulletin of the Seismological Society of America*, **46(2)**,

pp. 105–145.

<http://www.bssaonline.org/content/46/2/105.abstract>

HERVÉ, F.; F., V., FAUNDEZ; CALDERÓN, M.; MASSONNE, H. J. y WILLNER, A. (2007). «Metamorphic and plutonic basement complexes». En: T. Moreno y W. Gibbons (Eds.), *The Geology of Chile*, The Geological Society, Londres.

HEWAWASAM, T.; VON BLANCKENBURG, F.; SCHALLER, M. y KUBIK, P. (2003). «Increase of human over natural erosion rates in tropical highlands constrained by cosmogenic nuclides». *Geology*, **31(7)**, pp. 597–600. doi: 10.1130/0091-7613(2003)031<0597:IOHONE>2.0.CO;2.

<http://geology.gsapubs.org/content/31/7/597.abstract>

HOOKE, R. L. (2000). «On the history of humans as geomorphic agents». *Geology*, **28(9)**, pp. 843–846. doi: 10.1130/0091-7613(2000)28<843:OTHOHA>2.0.CO;2.

<http://geology.gsapubs.org/content/28/9/843.abstract>

HOVIUS, N.; MEUNIER, P.; LIN, C. W.; CHEN, H.; CHEN, Y. G.; DADSON, S.; HORNG, M.-J. y LINES, M. (2011). «Prolonged seismically induced erosion and the mass balance of a large earthquake». *Earth and Planetary Science Letters*, **304(3-4)**, pp. 347–355. doi: 10.1016/j.epsl.2011.02.005.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X11000768>

HOVIUS, N. (1998). «Controls on sediment supply by large rivers». En: *Relative Role of Eustasy, Climate, and Tectonism in Continental Rocks*, volumen 59, pp. 2–16. SEPM (Society for Sedimentary Geology). doi: 10.2110/pec.98.59.0002.

<http://sp.sepmonline.org/content/sepspecpub/sepsprre/1/SEC1>

HOVIUS, N.; STARK, C. P. y ALLEN, P. A. (1997). «Sediment flux from a mountain belt derived by landslide mapping». *Geology*, **25(3)**, pp. 231–234. doi: 10.1130/0091-7613(1997)025<0231:SFFAMB>2.3.CO;2.

<http://geology.gsapubs.org/content/25/3/231.abstract>

HOVIUS, N.; STARK, C. P.; HAO-TSU, C. y JIUN-CHUAN, L. (2000). «Supply and Removal of Sediment in a Landslide-Dominated Mountain Belt: Central Range, Taiwan». *The Journal of Geology*, **108**, pp. 73–89. doi: 10.1086/314387.

<http://www.jstor.org/stable/10.1086/314387>

HOWARD, A. D. (1994). «A Detachment-Limited Model of Drainage Basin Evolution». *Water*

- Resources Research*, **30(7)**, pp. 2261–2285. doi: 10.1029/94WR00757.
<http://dx.doi.org/10.1029/94WR00757>
- HOWARTH, J. D.; FITZSIMONS, S. J.; NORRIS, R. J. y JACOBSEN, G. E. (2012). «Lake sediments record cycles of sediment flux driven by large earthquakes on the Alpine fault, New Zealand». *Geology*, **40(12)**, pp. 1091–1094. doi: 10.1130/G33486.1.
<http://geology.gsapubs.org/content/40/12/1091.abstract>
- HUBER, A. y IROUME, A. (2001). «Variability of annual rainfall partitioning for different sites and forest covers in Chile». *Journal of Hydrology*, **248(1-4)**, pp. 78–92. doi: 10.1016/S0022-1694(01)00394-8.
[http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00394-8](http://dx.doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00394-8)
- HUBER, A.; IROUMÉ, A.; MOHR, C. y FRÈNE, C. (2010). «Effect of *Pinus radiata* and *Eucalyptus globulus* plantations on water resource in the Coastal Range of Biobio region, Chile». *Bosque*, **31(3)**, pp. 219–230. ISSN 0304-8799. doi: 10.4067/S0717-92002010000300006.
<http://dx.doi.org/10.4067/S0717-92002010000300006>
- IRIARTE, S. y AGUIRRE, I. (2004). «Vulnerabilidad a la contaminación de los acuíferos de la región del Biobío». Servicio Nacional de Geología y Minería, 25 p., 1 mapa en 2 hojas, escala 1:250000.
- KEEFER, D. (1994). «The importance of earthquake-induced landslides to long-term slope erosion and slope-failure hazards in seismically active regions». *Geomorphology*, **10(1–4)**, pp. 265 – 284. ISSN 0169-555X. doi: 10.1016/0169-555X(94)90021-3.
<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0169555X94900213>
- KEEFER, D. K. (1984). «Landslides caused by earthquakes». *Geological Society of America Bulletin*, **95(4)**, pp. 406–421. doi: 10.1130/0016-7606(1984)95<406:LCBE>2.0.CO;2.
<http://gsabulletin.gsapubs.org/content/95/4/406.abstract>
- KIRCHNER, J. W. (2009). «Catchments as simple dynamical systems: Catchment characterization, rainfall-runoff modeling, and doing hydrology backward». *Water Resources Research*, **45(2)**, pp. n/a–n/a. ISSN 1944-7973. doi: 10.1029/2008WR006912.
<http://dx.doi.org/10.1029/2008WR006912>
- KIRCHNER, J. W.; FINKEL, R. C.; RIEBE, C. S.; GRANGER, D. E.; CLAYTON, J. L.; KING, J. G. y MEGAHAN, W. F. (2001). «Mountain erosion over 10 yr, 10 k.y., and 10 m.y. time scales». *Geology*, **29(7)**, pp. 591–594. doi: 10.1130/0091-7613(2001)029<0591:

MEOYKY>2.0.CO;2.

<http://geology.gsapubs.org/content/29/7/591.abstract>

KORUP, O. (2005). «Large landslides and their effect on sediment flux in South Westland, New Zealand». *Earth Surface Processes and Landforms*, **30(3)**, pp. 305–323. ISSN 1096-9837. doi: 10.1002/esp.1143.

<http://dx.doi.org/10.1002/esp.1143>

LAGUE, D. (2014). «The stream power river incision model: evidence, theory and beyond». *Earth Surface Processes and Landforms*, **39(1)**, pp. 38–61. ISSN 1096-9837. doi: 10.1002/esp.3462.

<http://dx.doi.org/10.1002/esp.3462>

LAGUE, D.; HOVIUS, N. y DAVY, P. (2005). «Discharge, discharge variability, and the bedrock channel profile». *Journal of Geophysical Research Earth Surface*, **110(F4)**, F04006. ISSN 2156-2202. doi: 10.1029/2004JF000259.

<http://dx.doi.org/10.1029/2004JF000259>

LAL, D. (1991). «Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models». *Earth and Planetary Science Letters*, **104(2–4)**, pp. 424 – 439. ISSN 0012-821X. doi: 10.1016/0012-821X(91)90220-C.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0012821X9190220C>

LAMB, M. P.; LEVINA, M.; DI BIASE, R. A. y FULLER, B. M. (2013). «Sediment storage by vegetation in steep bedrock landscapes: Theory, experiments, and implications for postfire sediment yield». *Journal of Geophysical Research Earth Surface*, **118(2)**, pp. 1147–1160. ISSN 2169-9011. doi: 10.1002/jgrf.20058.

<http://dx.doi.org/10.1002/jgrf.20058>

LARA, A.; LITTLE, C.; URRUTIA, R.; MCPHEE, J.; ÁLVAREZ GARRETÓN, C.; OYARZÚN, C.; SOTO, D.; DONOSO, P.; NAHUELHUAL, L.; PINO, M. y ARISMENDI, I. (2009). «Assessment of ecosystem services as an opportunity for the conservation and management of native forests in Chile». *Forest Ecology and Management*, **258(4)**, pp. 415 – 424. ISSN 0378-1127. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.foreco.2009.01.004>. Old forests, new management: the conservation and use of old-growth forests in the 21st century.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0378112709000036>

LARA, A.; SOLARI, M. E.; PRIETO, M. y PEÑA (2012). «Reconstrucción de la cobertura de la vegetación y uso del suelo hacia 1550 y sus cambios a 2007 en la ecorregión de los

- bosques valdivianos lluviosos de Chile (35 - 43 30 deg S)». *Bosque (Valdivia)*, **33**, pp. 13–23. ISSN 0717-9200. doi: 10.4067/S0717-92002012000100002.
<http://dx.doi.org/10.4067/S0717-92002012000100002>
- LEGRAND, D.; BARRIENTOS, S.; BATAILLE, K.; CEMBRANO, J. y PAVEZ, A. (2011). «The fluid-driven tectonic swarm of Aysen Fjord, Chile (2007) associated with two earthquakes (Mw=6.1 and Mw=6.2) within the Liquiñe-Ofqui Fault Zone». *Continental Shelf Research*, **31(3–4)**, pp. 154 – 161. ISSN 0278-4343. doi: 10.1016/j.csr.2010.05.008. Fjord Oceanography of the Chilean Patagonia.
<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0278434310001743>
- LINARES, E.; OSTERA, H. A. y MAS, L. C. (1999). «Cronología potasio-argón del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue, Provincia del Neuquén». *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **3**, pp. 240–247.
- LITTLE, C.; LARA, A.; MCPHEE, J. y URRUTIA, R. (2009). «Revealing the impact of forest exotic plantations on water yield in large scale watersheds in South-Central Chile». *Journal of Hydrology*, **374(1–2)**, pp. 162–170. ISSN 0022-1694. doi: 10.1016/j.jhydrol.2009.06.011.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.06.011>
- LUCAS, Y. (2001). «The role of plants in controlling rates and products of weathering: importance of biological pumping». *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **29(1)**, pp. 135–163. doi: 10.1146/annurev.earth.29.1.135.
<http://dx.doi.org/10.1146/annurev.earth.29.1.135>
- LUCE, C. H. y BLACK, T. A. (1999). «Sediment production from forest roads in western Oregon». *Water Resources Research*, **35(8)**, pp. 2561–2570. ISSN 1944-7973. doi: 10.1029/1999WR900135.
<http://dx.doi.org/10.1029/1999WR900135>
- LUPKER, M.; FRANCE-LANORD, C.; LAVÉ, J.; BOUCHEZ, J.; GALY, V.; MÉTIVIER, F.; GAILLARDET, J.; LARTIGES, B. y MUGNIER, J.-L. (2011). «A Rouse-based method to integrate the chemical composition of river sediments: Application to the Ganga basin». *Journal of Geophysical Research Earth Surface*, **116(F4)**, pp. n/a–n/a. ISSN 2156-2202. doi: 10.1029/2010JF001947.
<http://dx.doi.org/10.1029/2010JF001947>
- MALAMUD, B. D.; TURCOTTE, D. L.; GUZZETTI, F. y REICHENBACH, P. (2004a). «Landslide inventories and their statistical properties». *Earth Surface Processes and Landforms*,

29(6), pp. 687–711. ISSN 1096-9837. doi: 10.1002/esp.1064.

<http://dx.doi.org/10.1002/esp.1064>

MALAMUD, B. D.; TURCOTTE, D. L.; GUZZETTI, F. y REICHENBACH, P. (2004b). «Landslides, earthquakes, and erosion». *Earth and Planetary Science Letters*, **229(1–2)**, pp. 45 – 59. ISSN 0012-821X. doi: 10.1016/j.epsl.2004.10.018.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X0400617X>

MELNICK, D.; BOOKHAGEN, B.; STRECKER, M. R. y ECHTLER, H. P. (2009). «Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco peninsula, Chile». *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, **114**. doi: 10.1029/2008JB005788.

<http://dx.doi.org/10.1029/2008JB005788>

MELNICK, D.; BOOKHAGEN, B.; ECHTLER, H. P. y STRECKER, M. R. (2006). «Coastal deformation and great subduction earthquakes, Isla Santa María, Chile (37°S)». *Geological Society of America Bulletin*, **118(11-12)**, pp. 1463–1480. doi: 10.1130/B25865.1.

<http://gsabulletin.gsapubs.org/content/118/11-12/1463.abstract>

MELNICK, D.; CISTERNAS, M.; MORENO, M. y NORAMBUENA, R. (2012a). «Estimating coseismic coastal uplift with an intertidal mussel: calibration for the 2010 Maule Chile earthquake (Mw=8.8)». *Quaternary Science Reviews*, **42(0)**, pp. 29 – 42. ISSN 0277-3791. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.03.012>.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S027737911200131X>

MELNICK, D. y ECHTLER, H. P. (2006). «Inversion of forearc basins in south-central Chile caused by rapid glacial age trench fill». *Geology*, **34(9)**, pp. 709–712. doi: 10.1130/G22440.1.

<http://geology.gsapubs.org/content/34/9/709.abstract>

MELNICK, D.; MORENO, M.; MOTAGH, M.; CISTERNAS, M. y WESSON, R. L. (2012b). «Splay fault slip during the Mw 8.8 2010 Maule Chile earthquake». *Geology*, **40(3)**, pp. 251–254. doi: 10.1130/G32712.1.

<http://geology.gsapubs.org/content/40/3/251.abstract>

MEUNIER, P.; HOVIUS, N. y HAINES, A. J. (2007). «Regional patterns of earthquake-triggered landslides and their relation to ground motion». *Geophysical Research Letters*, **34(20)**, pp. n/a–n/a. ISSN 1944-8007. doi: 10.1029/2007GL031337.

<http://dx.doi.org/10.1029/2007GL031337>

- MEUNIER, P.; HOVIUS, N. y HAINES, J. A. (2008). «Topographic site effects and the location of earthquake induced landslides». *Earth and Planetary Science Letters*, **275(3–4)**, pp. 221 – 232. ISSN 0012-821X. doi: 10.1016/j.epsl.2008.07.020.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2008.07.020>
- MILLER, A. (1976). «The Climate of Chile». En: W. Schwerdtfeger (Ed.), *Climates of Central and South America*, volumen 12 de *World Survey of Climatology*, pp. 113–145. Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York.
- MILLIMAN, J. D. y SYVITSKI, J. P. M. (1992). «Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers». *Journal of Geology*, **100(5)**, pp. 525–544. doi: 10.1086/629606.
<http://dx.doi.org/10.1086/629606>
- MILLY, P. C. D.; BETANCOURT, J.; FALKENMARK, M.; HIRSCH, R. M.; KUNDZEWICZ, Z. W.; LETTENMAIER, D. P. y STOUFFER, R. J. (2008). «Stationarity Is Dead: Whither Water Management?» *Science*, **319(5863)**, pp. 573–574. doi: 10.1126/science.1151915.
<http://www.sciencemag.org/content/319/5863/573.short>
- MOHR, C. H.; COPPUS, R.; IROUME, A.; HUBER, A. y BRONSTERT, A. (2013). «Runoff generation and soil erosion processes after clear cutting». *Journal of Geophysical Research Earth Surface*. ISSN 2169-9011. doi: 10.1002/jgrf.20047.
<http://dx.doi.org/10.1002/jgrf.20047>
- MOHR, C. H.; MONTGOMERY, D. R.; HUBER, A.; BRONSTERT, A. y IROUME, A. (2012). «Streamflow response in small upland catchments in the Chilean coastal range to the MW 8.8 Maule earthquake on 27 February 2010». *Journal of Geophysical Research Earth Surface*, **117(F2)**, F02032. ISSN 2156-2202. doi: 10.1029/2011JF002138.
<http://dx.doi.org/10.1029/2011JF002138>
- MOHR, C. H.; ZIMMERMANN, A.; KORUP, O.; IROUMÉ, A.; FRANCKE, T. y BRONSTERT, A. (2014). «Seasonal logging, process response, and geomorphic work». *Earth Surface Dynamics*, **2(1)**, pp. 117–125. doi: 10.5194/esurf-2-117-2014.
<http://www.earth-surf-dynam.net/2/117/2014/>
- MOHR, C. H.; MANGA, M.; WANG, C.-Y.; KIRCHNER, J. W. y BRONSTERT, A. (2015). «Shaking water out of soil». *Geology*, **43(3)**, pp. 207–210. doi: 10.1130/G36261.1.
<http://geology.gsapubs.org/content/43/3/207.abstract>

- MOLNAR, P. (2003). «Geomorphology - Nature, nurture and landscape». *Nature*, **426(6967)**, pp. 612–614. doi: 10.1038/426612a.
<http://www.nature.com/nature/journal/v426/n6967/full/426612a.html>
- MOLNAR, P. y ENGLAND, P. (1990). «Late cenozoic uplift of mountain-ranges and global climate change - chicken or egg». *Nature*, **346(6279)**, pp. 29–34. doi: 10.1038/346029a0.
<http://dx.doi.org/10.1038/346029a0>
- MOLNAR, P.; ANDERSON, R. S.; KIER, G. y ROSE, J. (2006). «Relationships among probability distributions of stream discharges in floods, climate, bed load transport, and river incision». *Journal of Geophysical Research Earth Surface*, **111(F2)**, pp. n/a–n/a. ISSN 2156-2202. doi: 10.1029/2005JF000310.
<http://dx.doi.org/10.1029/2005JF000310>
- MONTGOMERY, D. R. y MANGA, M. (2003). «Streamflow and Water Well Responses to Earthquakes». *Science*, **300(5628)**, pp. 2047–2049. doi: 10.1126/science.1082980.
<http://dx.doi.org/10.1126/science.1082980>
- MOREHEAD, M. D.; SYVITSKI, J. P.; HUTTON, E. W. y PECKHAM, S. D. (2003). «Modeling the temporal variability in the flux of sediment from ungauged river basins». *Global Planet Change*, **39(1–2)**, pp. 95 – 110. ISSN 0921-8181. doi: 10.1016/S0921-8181(03)00019-5.
[http://dx.doi.org/10.1016/S0921-8181\(03\)00019-5](http://dx.doi.org/10.1016/S0921-8181(03)00019-5)
- MORENO, H.; LAHSEN, A. y THIELE, J., R. AND VARELA (1984). «Estudio del Volcán Callaqui. Geología del Área del Volcán Callaqui, Escala 1 : 50.000.».
- MORENO, H.; NARANJO, J. y POLANCO, E. (Inédita). «Geología del complejo volcánico Lonquimay-Tolhuaca. Regiones de La Araucanía y del BioBío. Carta geológica de Chile, Serie geología básica, escala 1:50.000.».
- MORENO, M.; MELNICK, D.; ROSENAU, M.; BAEZ, J.; KLOTZ, J.; ONCKEN, O.; TASSARA, A.; CHEN, J.; BATAILLE, K.; BEVIS, M.; SOCQUET, A.; BOLTE, J.; VIGNY, C.; BROOKS, B.; RYDER, I.; GRUND, V.; SMALLEY, B.; CARRIZO, D.; BARTSCH, M. y HASE, H. (2012). «Toward understanding tectonic control on the Mw 8.8 2010 Maule Chile earthquake». *Earth and Planetary Science Letters*, **321-322(0)**, pp. 152 – 165. ISSN 0012-821X. doi: 10.1016/j.epsl.2012.01.006.
<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X12000167>
- MORENO, P. I. (2004). «Millennial-scale climate variability in northwest Patagonia over the

last 15,000 yr». *Journal of Quaternary Science*, **19(1)**, pp. 35–47. ISSN 1099-1417. doi: 10.1002/jqs.813.

<http://dx.doi.org/10.1002/jqs.813>

MOYA, S.; SEPÚLVEDA, S.; SEREY, A.; MONTALVA, G.; YUGSI, F.; ORÓSTEGUI, P.; GARCÍA, M.; QUIROZ, J. y PASTÉN, C. (en prensa). «Geomorphological and geotechnical analysis of landslides induced by the Maule earthquake 2010 in the Arauco Peninsula, Chile». En: *XV Congreso Panamericano de Mecánica de suelos e Ingeniería Geotécnica*, Buenos Aires.

MUÑOZ, A. (2012). *Multi-century tree-growth variability and streamflow reconstructions in the Chilean Mediterranean-Temperate (35-42 deg S) transition*. Tesis doctoral, Faculty of Forestry Sciences and Natural Resources, Universidad Austral De Chile, Valdivia, Chile.

MUÑOZ, M. (2011). «Sistema geotermal asociado al volcán Sierra Nevada: estudio geoquímico de aguas y gases termales». Memoria de Título. Departamento de Geología, Universidad de Chile.

<http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/104245>

NARANJO, J. y MORENO, H. (2005). «Geología del volcán Llaima, región de La Araucanía, Carta Geológica de Chile, serie geología básica. No. 88, escala 1:50.000».

NARANJO, J.; MORENO, H.; EMPARAN, C. y MURPHY, M. (1993). «Volcanismo explosivo reciente en la caldera del volcán Sollipulli, Andes del Sur (39 gr S)». *Revista Geológica de Chile*, **20(2)**, pp. 167–191.

<http://www.andangeology.equipu.cl/index.php/revista1/article/viewFile/1534/1785>

NIELSEN, S. N. (2005). «The Triassic Santa Juana Formation at the lower Biobío River, south central Chile». *Journal of South American Earth Sciences*, **19(4)**, pp. 547 – 562. ISSN 0895-9811. doi: 10.1016/j.jsames.2005.06.002.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981105000854>

NISHIZUMI, K.; IMAMURA, M.; CAFFEE, M. W.; SOUTON, J. R.; FINKEL, R. C. y MCANINCH, J. (2007). «Absolute calibration of 10Be AMS standards». *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, **258(2)**, pp. 403 – 413. ISSN 0168-583X. doi: 10.1016/j.nimb.2007.01.297.

<http://dx.doi.org/10.1016/j.nimb.2007.01.297>

- OYARZÚN, C.; ARACENA, C.; RUTHERFORD, P.; GODOY, R. y DESCHRIJVER, A. (2007). «Effects of land use conversion from native forests to exotic plantations on nitrogen and phosphorus retention in catchments of southern Chile». *Water Air and Soil Pollution*, **179(1-4)**, pp. 341–350. doi: 10.1007/s11270-006-9237-4.
<http://dx.doi.org/10.1007/s11270-006-9237-4>
- OYARZUN, C. E. y PEÑA, L. (1995). «Soil erosion and overland flow in forested areas with pine plantations at coastal mountain range, central Chile». *Hydrological Processes*, **9(1)**, pp. 111–118. ISSN 1099-1085. doi: 10.1002/hyp.3360090110.
<http://dx.doi.org/10.1002/hyp.3360090110>
- OYARZÚN, C. E.; FRÊNE, C.; LACRAMPE, G.; HUBER, A. y HERVÉ, P. (2011). «Propiedades hidrológicas del suelo y exportación de sedimentos en dos microcuencas de la Cordillera de la Costa en el sur de Chile con diferente cobertura vegetal». *Bosque (Valdivia)*, **32**, pp. 10 – 19. ISSN 0717-9200. doi: 10.4067/S0717-92002011000100002.
http://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0717-92002011000100002&nrm=iso
- PEPIN, E.; CARRETIER, S.; GUYOT, J. L. y ESCOBAR, F. (2010). «Specific suspended sediment yields of the Andean rivers of Chile and their relationship to climate, slope and vegetation». *Hydrological Sciences Journal*, **55(7)**, pp. 1190–1205. doi: 10.1080/02626667.2010.512868.
<http://dx.doi.org/10.1080/02626667.2010.512868>
- PIZARRO, J.; VERGARA, P.; MORALES, J.; RODRÍGUEZ, J. y VILA, I. (2014). «Influence of land use and climate on the load of suspended solids in catchments of Andean rivers». *Environmental Monitoring and Assessment*, **186(2)**, pp. 835–843. ISSN 0167-6369. doi: 10.1007/s10661-013-3420-z.
<http://dx.doi.org/10.1007/s10661-013-3420-z>
- PRITCHARD, M. E.; JAY, J. A.; ARON, F.; HENDERSON, S. T. y LARA, L. E. (2013). «Subsidence at southern Andes volcanoes induced by the 2010 Maule, Chile earthquake». *Nature Geosci*, **6(8)**, p. 632–636. ISSN 1752-0894. doi: 10.1038/ngeo185510.1038/ngeo1855.
<http://www.nature.com/ngeo/journal/v6/n8/abs/ngeo1855.html#supplementary-information>
- RAYMO, M. E. y RUDDIMAN, W. F. (1992). «Tectonic forcing of late Cenozoic climate». *Nature*, **359(6391)**, pp. 117–122. doi: 10.1038/359117a0. 10.1038/359117a0.

<http://dx.doi.org/10.1038/359117a0>

REHAK, K.; STRECKER, M. R. y ECHTLER, H. P. (2008). «Morphotectonic segmentation of an active forearc, 37 degrees-41 degrees S, Chile». *Geomorphology*, **94(1-2)**, pp. 98–116. doi: 10.1016/j.geomorph.2007.05.002.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X07002279>

REHAK, K.; NIEDERMANN, S.; PREUSSER, F.; STRECKER, M. R. y ECHTLER, H. P. (2010). «Late Pleistocene landscape evolution in south-central Chile constrained by luminescence and stable cosmogenic nuclide dating». *Geological Society of America Bulletin*, **122(7-8)**, pp. 1235–1247. doi: 10.1130/B26545.1.

<http://gsabulletin.gsapubs.org/content/122/7-8/1235.abstract>

REINERS, P. W. y BRANDON, M. T. (2006). «Using thermochronology to understand orogenic erosion». *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **34(1)**, pp. 419–466. doi: 10.1146/annurev.earth.34.031405.125202.

<http://dx.doi.org/10.1146/annurev.earth.34.031405.125202>

REINERS, P. W.; EHLERS, T. A.; MITCHELL, S. G. y MONTGOMERY, D. R. (2003). «Coupled spatial variations in precipitation and long-term erosion rates across the Washington Cascades». *Nature*, **426(6967)**, pp. 645–647. doi: 10.1038/nature02111.

<http://dx.doi.org/10.1038/nature02111>

ROCKSTROM, J.; STEFFEN, W.; NOONE, K.; PERSSON, A.; CHAPIN, F. S.; LAMBIN, E. F.; LENTON, T. M.; SCHEFFER, M.; FOLKE, C.; SCHELLNHUBER, H. J.; NYKVIST, B.; DE WIT, C. A.; HUGHES, T.; VAN DER LEEUW, S.; RODHE, H.; SORLIN, S.; SNYDER, P. K.; COSTANZA, R.; SVEDIN, U.; FALKENMARK, M.; KARLBERG, L.; CORELL, R. W.; FABRY, V. J.; HANSEN, J.; WALKER, B.; LIVERMAN, D.; RICHARDSON, K.; CRUTZEN, P. y FOLEY, J. A. (2009). «A safe operating space for humanity». *Nature*, **461(7263)**, pp. 472–475. ISSN 0028-0836. doi: 10.1038/461472a. 10.1038/461472a.

<http://dx.doi.org/10.1038/461472a>

RODRÍGUEZ, C.; BOMMER, J. y CHANDLER, R. (1999). «Earthquake-induced landslides: 1980–1997». *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, **18(5)**, pp. 325 – 346. ISSN 0267-7261. doi: 10.1016/S0267-7261(99)00012-3.

[http://dx.doi.org/10.1016/S0267-7261\(99\)00012-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0267-7261(99)00012-3)

ROJAS-VERA, E.; FOLGUERA, A.; VALCARCE, G. Z.; BOTTESI, G. y RAMOS, V. A. (2014). «Structure and development of the Andean system between 36 and 39deg S». *Journal of*

Geodynamics, **73(0)**, pp. 34 – 52. ISSN 0264-3707. doi: 10.1016/j.jog.2013.09.001.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0264370713001336>

RUBIO-ALVAREZ, E. y MCPHEE, J. (2010). «Patterns of spatial and temporal variability in streamflow records in south central Chile in the period 1952-2003». *Water Resources Research*, **46(5)**. ISSN 1944-7973. doi: 10.1029/2009WR007982.

<http://dx.doi.org/10.1029/2009WR007982>

SAFRAN, E. B.; BIERMAN, P. R.; AALTO, R.; DUNNE, T.; WHIPPLE, K. X. y CAFFEE, M. (2005). «Erosion rates driven by channel network incision in the Bolivian Andes». *Earth Surface Processes and Landforms*, **30(8)**, pp. 1007–1024. ISSN 1096-9837. doi: 10.1002/esp.1259.

<http://dx.doi.org/10.1002/esp.1259>

SANHUEZA, K.; LOPEZ, R. A. y VIDAL, F. (2007). «Recopilacion y analisis de datos sedimentometricos de la cuenca del Maipo». En: *XVII Congreso Chileno de Hidraulica*, .

SARAGONI, S. y RUIZ, S. (2012). «Implicaciones y nuevos desafíos de diseño sísmico de los acelerogramas del terremoto de 2010». En: *M_w = 8,8 Terremoto en Chile. 27 de febrero de 2010*, Departamento Ingeniería Civil, Universidad de Chile.

SCHALLER, M.; VON BLANCKENBURG, F.; HOVIUS, N. y KUBIK, P. W. (2001). «Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments». *Earth and Planetary Science Letters*, **188(3-4)**, pp. 441–458. doi: 10.1016/S0012-821X(01)00320-X.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X0100320X>

SCHULLER, P.; WALLING, D.; IROUMÉ, A.; QUILODRÁN, C.; CASTILLO, A. y NAVAS, A. (2013). «Using ¹³⁷Cs and ²¹⁰Pbex and other sediment source fingerprints to document suspended sediment sources in small forested catchments in south-central Chile». *Journal of Environmental Radioactivity*, **124(0)**, pp. 147 – 159. ISSN 0265-931X. doi: 10.1016/j.jenvrad.2013.05.002.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0265931X13001148>

SEPÚLVEDA, S.; MURPHY, W. y PETLEY, D. (2005a). «Topographic controls on coseismic rock slides during the 1999 Chi-Chi earthquake, Taiwan». *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, **38(2)**, pp. 189–196. doi: 10.1144/1470-9236/04-062.

<http://qjgeh.lyellcollection.org/content/38/2/189.abstract>

- SEPÚLVEDA, S. A.; ASTROZA, M.; KAUSEL, E.; CAMPOS, J.; CASAS, E. A.; REBOLLEDO, S. y VERDUGO, R. (2008). «New Findings on the 1958 Las Melosas Earthquake Sequence, Central Chile: Implications for Seismic Hazard Related to Shallow Crustal Earthquakes in Subduction Zones». *Journal of Earthquake Engineering*, **12(3)**, pp. 432–455. doi: 10.1080/13632460701512951.
<http://dx.doi.org/10.1080/13632460701512951>
- SEPÚLVEDA, S. A.; MURPHY, W.; JIBSON, R. W. y PETLEY, D. N. (2005b). «Seismically induced rock slope failures resulting from topographic amplification of strong ground motions: The case of Pacoima Canyon, California». *Engineering Geology*, **80(3–4)**, pp. 336 – 348. ISSN 0013-7952. doi: 10.1016/j.enggeo.2005.07.004.
<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0013795205001523>
- SEPÚLVEDA, S. A.; SEREY, A.; LARA, M.; PAVEZ, A. y REBOLLEDO, S. (2010). «Landslides induced by the April 2007 Aysén Fjord earthquake, Chilean Patagonia». *Landslides*, **7(4)**, pp. 483–492. ISSN 1612-510X. doi: 10.1007/s10346-010-0203-2.
<http://dx.doi.org/10.1007/s10346-010-0203-2>
- SEPÚLVEDA, S.; MOREIRAS, S.; LARA, M. y ALFARO, A. (2015). «Debris flows in the Andean ranges of central Chile and Argentina triggered by 2013 summer storms: characteristics and consequences». *Landslides*, **12(1)**, pp. 115–133. ISSN 1612-510X. doi: 10.1007/s10346-014-0539-0.
<http://dx.doi.org/10.1007/s10346-014-0539-0>
- SERNAGEOMIN (2002). «Mapa Geológico de Chile, Escala 1:1.000.000». Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 75.
- SMITH, J. C.; GALY, A.; HOVIUS, N.; TYE, A. M.; TUROWSKI, J. M. y SCHLEPPI, P. (2013). «Runoff-driven export of particulate organic carbon from soil in temperate forested uplands». *Earth and Planetary Science Letters*, **365**, pp. 198 – 208. ISSN 0012-821X. doi: 10.1016/j.epsl.2013.01.027.
<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X13000447>
- SOLAR, W. (1999). *Manual de terreno y centros de filtrado*. Direccion General de Aguas. Departamento de Hidrologia. Laboratorio hidrologico.
<http://documentos.dga.cl/SED4939.pdf>
- SPIKINGS, R.; DUNGAN, M.; FOEKEN, J.; CARTER, A.; PAGE, L. y STUART, F. (2008). «Tectonic response of the central Chilean margin (35–38gradS) to the collision and sub-

- duction of heterogeneous oceanic crust: a thermochronological study». *Journal of the Geological Society*, **165(5)**, pp. 941–953. doi: 10.1144/0016-76492007-115.
<http://jgs.lyellcollection.org/content/165/5/941.abstract>
- STARK, C. P. y GUZZETTI, F. (2009). «Landslide rupture and the probability distribution of mobilized debris volumes». *Journal of Geophysical Research Earth Surface*, **114(F2)**, pp. n/a–n/a. ISSN 2156-2202. doi: 10.1029/2008JF001008.
<http://dx.doi.org/10.1029/2008JF001008>
- STARK, C. P. y HOVIUS, N. (2001). «The characterization of landslide size distributions». *Geophysical Research Letters*, **28(6)**, pp. 1091–1094. ISSN 1944-8007. doi: 10.1029/2000GL008527.
<http://dx.doi.org/10.1029/2000GL008527>
- STONE, J. O. (2000). «Air pressure and cosmogenic isotope production». *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, **105(B10)**, pp. 23753–23759. ISSN 2156-2202. doi: 10.1029/2000JB900181.
<http://dx.doi.org/10.1029/2000JB900181>
- SUMMERFIELD, M. A. y HULTON, N. J. (1994). «Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins». *Journal of Geophysical Research Solid Earth*, **99(B7)**, pp. 13871–13883. ISSN 2156-2202. doi: 10.1029/94JB00715.
<http://dx.doi.org/10.1029/94JB00715>
- SYVITSKI, J. P.; MOREHEAD, M. D.; BAHR, D. B. y MULDER, T. (2000). «Estimating fluvial sediment transport: The rating parameters». *Water Resources Research*, **36(9)**, pp. 2747–2760. ISSN 1944-7973. doi: 10.1029/2000WR900133.
<http://dx.doi.org/10.1029/2000WR900133>
- SYVITSKI, J. P. M.; VOROSMARTY, C. J.; KETTNER, A. J. y GREEN, P. (2005). «Impact of Humans on the Flux of Terrestrial Sediment to the Global Coastal Ocean». *Science*, **308(5720)**, pp. 376–380. doi: 10.1126/science.1109454.
<http://www.sciencemag.org/content/308/5720/376.abstract>
- SYVITSKY, J. y MILLIMAN, J. (2007). «Geology, Geography, and Humans Battle for Dominance over the Delivery of Fluvial Sediment to the Coastal Ocean». *The Journal of Geology*, **115**, pp. 1–19. doi: 10.1086/509246.
<http://dx.doi.org/10.1086/509246>

- THIELE, R.; MORENO, H.; ELGUETA, S.; LAHSEN, A.; REBOLLEDO, S. y PETIT-BREUILH, M. E. (1998). «Evolución geológico-geomorfológica cuaternaria del tramo superior del valle del río Laja». *Revista geológica de Chile*, **25**, pp. 229 – 253. ISSN 0716-0208.
http://www.scielo.cl/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0716-02081998000200007&nrm=iso
- TOLORZA, V.; CARRETIER, S.; ANDERMANN, C.; ORTEGA-CULACIATI, F.; PINTO, L. y MARDONES, M. (2014). «Contrasting mountain and piedmont dynamics of sediment discharge associated with groundwater storage variation in the Biobío River». *Journal of Geophysical Research Earth Surface*. ISSN 2169-9011. doi: 10.1002/2014JF003105.
<http://dx.doi.org/10.1002/2014JF003105>
- TUCKER, G. E. y BRAS, R. L. (2000). «A stochastic approach to modeling the role of rainfall variability in drainage basin evolution». *Water Resources Research*, **36(7)**, pp. 1953–1964. ISSN 1944-7973. doi: 10.1029/2000WR900065.
<http://dx.doi.org/10.1029/2000WR900065>
- TUCKER, G. E. (2004). «Drainage basin sensitivity to tectonic and climatic forcing: implications of a stochastic model for the role of entrainment and erosion thresholds». *Earth Surface Processes and Landforms*, **29(2)**, pp. 185–205. ISSN 1096-9837. doi: 10.1002/esp.1020.
<http://dx.doi.org/10.1002/esp.1020>
- TUCKER, G. E. y SLINGERLAND, R. (1997). «Drainage basin responses to climate change». *Water Resources Research*, **33(8)**, pp. 2031–2047. ISSN 1944-7973. doi: 10.1029/97WR00409.
<http://dx.doi.org/10.1029/97WR00409>
- TURCOTTE, D. y GREENE, L. (1993). «A scale-invariant approach to flood-frequency analysis». *Stochastic Hydrology and Hydraulics*, **7(1)**, pp. 33–40. ISSN 0931-1955. doi: 10.1007/BF01581565.
<http://dx.doi.org/10.1007/BF01581565>
- TUROWSKI, J.; RICKENMANN, D. y DADSON, S. (2010). «The partitioning of the total sediment load of a river into suspended load and bedload: a review of empirical data». *Sedimentology*, **57(4)**, pp. 1126–1146. ISSN 1365-3091. doi: 10.1111/j.1365-3091.2009.01140.x.
<http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3091.2009.01140.x>
- VANACKER, V.; VON BLANCKENBURG, F.; GOVERS, G.; MOLINA, A.; POESEN, J.; DEC-

- KERS, J. y KUBIK, P. (2007). «Restoring dense vegetation can slow mountain erosion to near natural benchmark levels». *Geology*, **35**(4), pp. 303–306.
- VIALE, M. y GARREAUD, R. (2014). «Summer Precipitation Events over the Western Slope of the Subtropical Andes». *Mon Weather Rev*, **142**(3), pp. 1074–1092. ISSN 0027-0644. doi: 10.1175/MWR-D-13-00259.1.
<http://dx.doi.org/10.1175/MWR-D-13-00259.1>
- VIGNY, C.; SOCQUET, A.; PEYRAT, S.; RUEGG, J.-C.; MÉTOIS, M.; MADARIAGA, R.; MORVAN, S.; LANCIERI, M.; LACASSIN, R.; CAMPOS, J.; CARRIZO, D.; BEJAR-PIZARRO, M.; BARRIENTOS, S.; ARMIJO, R.; ARANDA, C.; VALDERAS-BERMEJO, M.-C.; ORTEGA, I.; BONDOUX, F.; BAIZE, S.; LYON-CAEN, H.; PAVEZ, A.; VILOTTE, J. P.; BEVIS, M.; BROOKS, B.; SMALLEY, R.; PARRA, H.; BAEZ, J.-C.; BLANCO, M.; CIMBARO, S. y KENDRICK, E. (2011). «The 2010 Mw 8.8 Maule Megathrust Earthquake of Central Chile, Monitored by GPS». *Science*, **332**(6036), pp. 1417–1421. doi: 10.1126/science.1204132.
<http://www.sciencemag.org/content/332/6036/1417.abstract>
- VILLAGRÁN, C. y HINOJOSA, L. F. (1997). «Historia de los bosques del sur de Sudamérica, II: Análisis fitogeográfico». *Revista Chilena de Historia Natural*, **70**(2), pp. 1–267.
<http://rchn.biologiachile.cl/es/contents/1997v70n2.php>
- VON BLANCKENBURG, F.; BELSHAW, N. y O'NIONS, R. (1996). «Separation of ^9Be and cosmogenic ^{10}Be from environmental materials and SIMS isotope dilution analysis». *Chemical Geology*, **129**(1–2), pp. 93 – 99. ISSN 0009-2541. doi: 10.1016/0009-2541(95)00157-3.
[http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541\(95\)00157-3](http://dx.doi.org/10.1016/0009-2541(95)00157-3)
- VON BLANCKENBURG, F. (2005). «The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment». *Earth and Planetary Science Letters*, **237**(3–4), pp. 462–479. ISSN 0012-821X. doi: 10.1016/j.epsl.2005.06.030.
<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0012821X05004139>
- VON BLANCKENBURG, F. y WILLENBRING, J. K. (2014). «Cosmogenic Nuclides: Dates and Rates of Earth-Surface Change». *Elements*, **10**(5), pp. 341–346. doi: 10.2113/gselements.10.5.341.
<http://elements.geoscienceworld.org/content/10/5/341.abstract>
- VORPAHL, P.; DISLICH, C.; ELSENBEER, H.; MÄRKER, M. y SCHRÖDER, B. (2013). «Biotic controls on shallow translational landslides». *Earth Surface Processes and Landforms*, **38**(2), pp. 198–212. ISSN 1096-9837. doi: 10.1002/esp.3320.

<http://dx.doi.org/10.1002/esp.3320>

WALLING, D. (2006). «Human impact on land-ocean sediment transfer by the world's rivers». *Geomorphology*, **79(3-4)**, pp. 192–216. ISSN 0169-555X. doi: 10.1016/j.geomorph.2006.06.019.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X06002510>

WARRICK, J.; MILLIMAN, J.; WALLING, D.; WASSON, R.; SYVITSKI, J. y AALTO, R. (2014). «Earth is (mostly) flat: Apportionment of the flux of continental sediment over millennial time scales: COMMENT». *Geology*, **42(1)**, p. e316. doi: 10.1130/G34846C.1.

<http://geology.gsapubs.org/content/42/1/e316.short>

WHIPPLE, K. (2009). «The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts». *Nature Geoscience*, **2**, pp. 97–104. doi: 10.1038/ngeo413.

<http://www.nature.com/ngeo/journal/v2/n2/full/ngeo413.html>

WILLETT, S. D. (1999). «Orogeny and orography: The effects of erosion on the structure of mountain belts». *Journal of Geophysical Research*, **104(B12)**, pp. 28957–28981. doi: 10.1029/1999JB900248.

<http://dx.doi.org/10.1029/1999JB900248>

WITTMANN, H.; VON BLANCKENBURG, F.; GUYOT, J.; LARAQUE, A.; BERNAL, C. y KUBIK, P. (2011). «Sediment production and transport from in situ-produced cosmogenic ¹⁰Be and river loads in the Napo River basin, an upper Amazon tributary of Ecuador and Peru». *Journal of South American Earth Sciences*, **31(1)**, pp. 45 – 53. ISSN 0895-9811. doi: 10.1016/j.jsames.2010.09.004.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981110000866>

WOLMAN, M. G. y MILLER, J. P. (1960). «Magnitude and Frequency of Forces in Geomorphic Processes». *The Journal of Geology*, **68(1)**, pp. 54–74. ISSN 00221376.

<http://www.jstor.org/stable/30058255>

WU, T. H. (2013). «Root reinforcement of soil: review of analytical models, test results, and applications to design». *Canadian Geotechnical Journal*, **50(3)**, pp. 259–274. doi: 10.1139/cgj-2012-0160.

<http://dx.doi.org/10.1139/cgj-2012-0160>

WULF, H.; BOOKHAGEN, B. y SCHERLER, D. (2012). «Climatic and geologic controls on suspended sediment flux in the Sutlej River Valley, western Himalaya». *Hydrology and*

Earth System Sciences, **16(7)**, pp. 2193–2217. doi: 10.5194/hess-16-2193-2012.

<http://www.hydrol-earth-syst-sci.net/16/2193/2012/>

YANG, G.; CHEN, Z.; YU, F.; WANG, Z.; ZHAO, Y. y WANG, Z. (2007). «Sediment rating parameters and their implications: Yangtze River, China». *Geomorphology*, **85(3–4)**, pp. 166–175. ISSN 0169-555X. doi: 10.1016/j.geomorph.2006.03.016.

<http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.03.016>

YANITES, B. J.; TUCKER, G. E. y ANDERSON, R. S. (2009). «Numerical and analytical models of cosmogenic radionuclide dynamics in landslide-dominated drainage basins». *Journal of Geophysical Research Earth Surface*, **114(F1)**, pp. n/a–n/a. ISSN 2156-2202. doi: 10.1029/2008JF001088.

<http://dx.doi.org/10.1029/2008JF001088>

Apéndice

Apéndice A

Tabla de abreviaciones

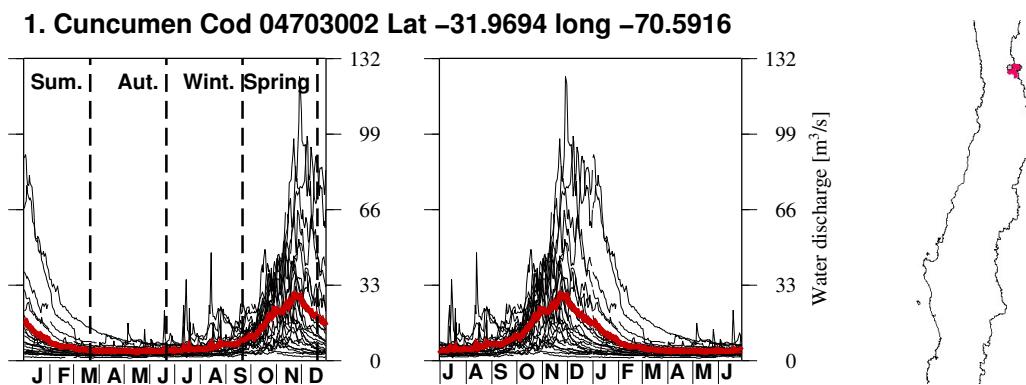
Parametro	Unidades	Descripción
C_s	M/L ³	Concentración de sedimentos suspendidos
Q	L ³ /T	Caudal. Descarga de agua total
Q_s	M/T	Descarga de sedimentos suspendidos
pdf	-	Función de densidad de probabilidad
α (Cap. 1)	-	Exponente regresión potencial de pdf
k	-	Coefficiente de variabilidad ($k = \alpha + 1$)
Q^*	-	Caudal normalizado por su promedio
Q_s^*	-	Descarga sedimentaria suspendida normalizado por su promedio
QI	L ³ /T	Caudal de base de datos integrada
QR	L ³ /T	Caudal de base de datos rutinaria
\overline{QI}	L ³ /T	Promedio de caudal de base de datos integrada
\overline{QR}^*	L ³ /T	Promedio de caudal de base de datos rutinaria sólo en días de aforo
\overline{QR}^{**}	L ³ /T	Promedio de todos los datos de caudal de base de datos rutinaria
QI^{**}	-	Caudal de base de datos integrada normalizado por \overline{QR}^{**}
$Q_s I$	M/T	Q_s de base de datos integrada
$Q_s R$	M/T	Q_s de base de datos rutinaria
$\overline{Q_s I}$	M/T	Promedio de Q_s de base de datos integrada
$\overline{Q_s R}^*$	M/T	Promedio de Q_s de base de datos rutinaria sólo en días de aforo
$\overline{Q_s R}^{**}$	L ³	Promedio de todos los datos de Q_s de base de datos rutinaria
$Q_s I^{**}$	-	Q_s de base de datos integrada normalizado por $\overline{Q_s R}^{**}$
CI	M/L ³	C_s de base de datos integrada
CR	M/L ³	C_s de base de datos rutinaria
\overline{CI}	M/T	Promedio de C_s de base de datos integrada
\overline{CR}^*	M/T	Promedio de C_s de base de datos rutinaria sólo en días de aforo
\overline{CR}^{**}	M/L ³	Promedio de todos los datos de C_s de base de datos rutinaria

Parametro	Unidades	Descripción
α (Cap. 2)	-	Exponential recession constant of water discharge
BFI_{max}	-	Long-term ratio between the baseflow and the total discharge
Q_d	L^3/T	Direct water discharge
Q_b	L^3/T	Baseflow
$dryQ_b$	L^3/T	Baseflow when $Q_d=0$
Q_{sd}	M/T	Suspended sediment flux when $Q_d > 0$
$dryQ_s$	M/T	Suspended sediment flux when $Q_d=0$
Q_{sout}	M/T	Mean suspended sediment flux at the river mouth
Q_{sin}	M/T	Mean suspended sediment flux at a sub-catchment

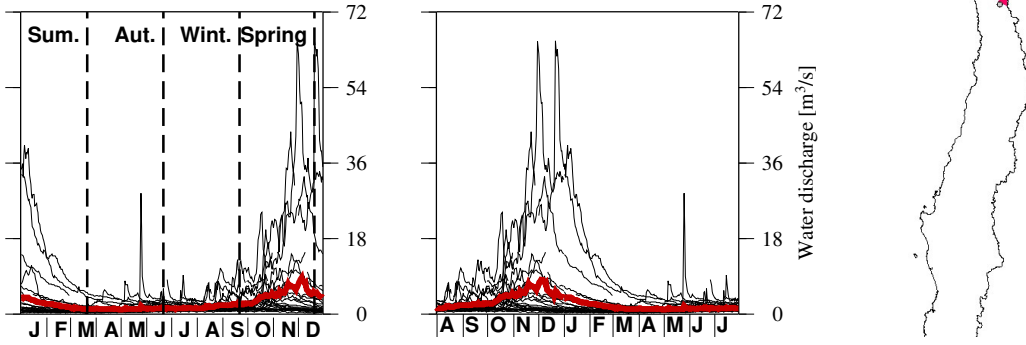
Apéndice B

Definición de años hidrológicos para estaciones analizadas en el capítulo 3

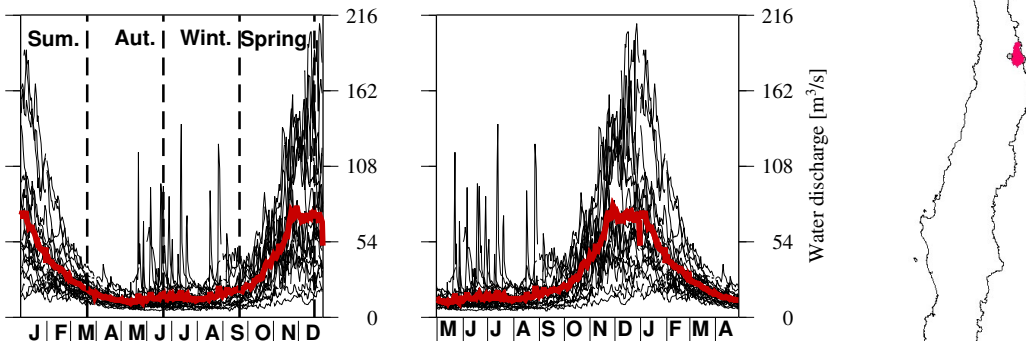
A continuación se muestran los hidrogramas anuales de las 33 estaciones analizadas en el capítulo 3. Para toda la base de datos entre los años 1985 y 2014, se ha superpuesto la serie de tiempo de caudal [m^3/s] en base a su día juliano y en rojo se destaca el promedio interanual para cada día. A la izquierda se muestra el diagrama en año calendario. Para cada una de las estaciones se ha definido un inicio y fin del año hidrológico, de manera de agrupar los datos de caudal y concentración de sedimentos suspendidos que pertenecen al mismo ciclo de crecida intra anual. Cada año hidrológico se muestra en los diagramas de la derecha. También se muestra el área drenada cada cuenca.



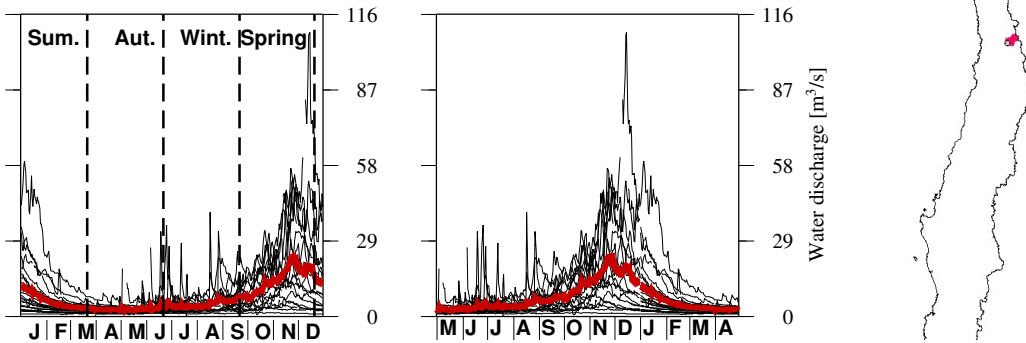
2. Las_Burras Cod 04721001 Lat -31.5103 long -70.8147



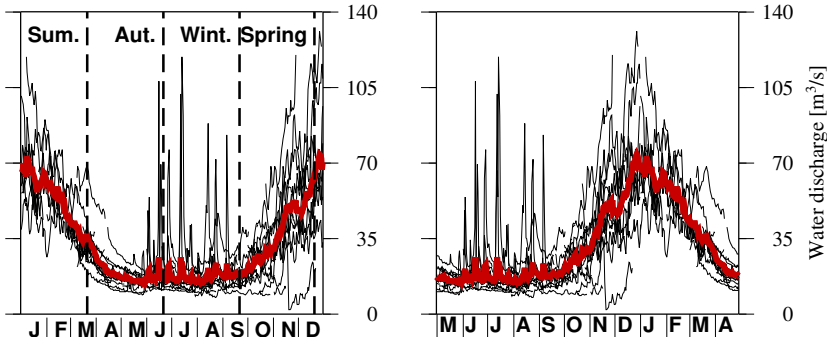
3. Chacabucito Cod 05410002 Lat -32.8475 long -70.5095



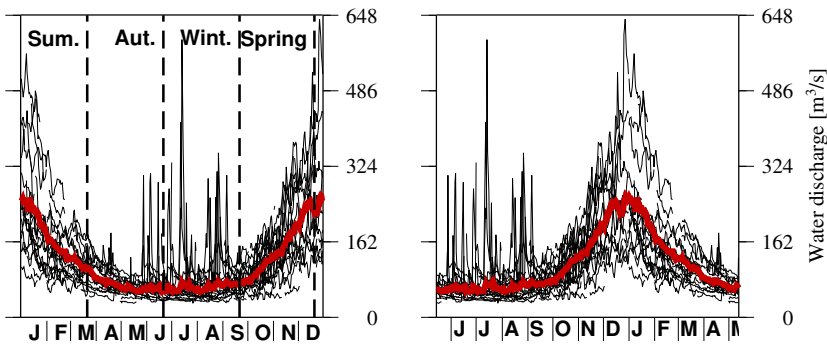
4. Resg._los_patos Cod 05414001 Lat -32.5037 long -70.5823



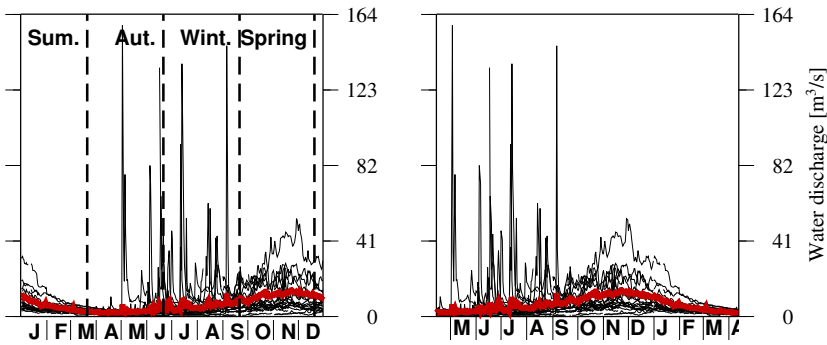
5. Col. A.J.R.Maipo Cod 05707002 Lat -33.5908 long -70.3692



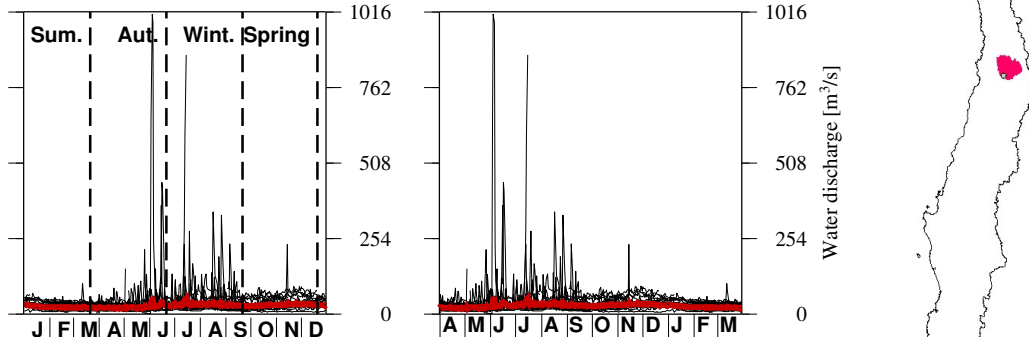
6. El Manzano Cod 05710001 Lat -33.5973 long -70.3813



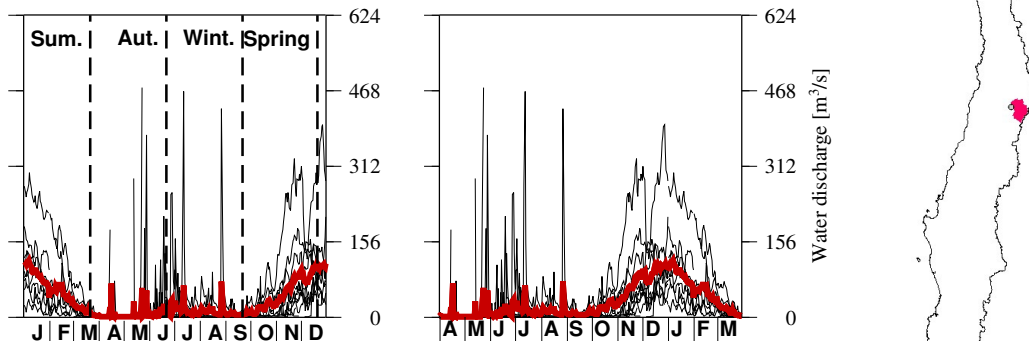
7. Los Almendros Cod 05722002 Lat -33.3706 long -70.4476



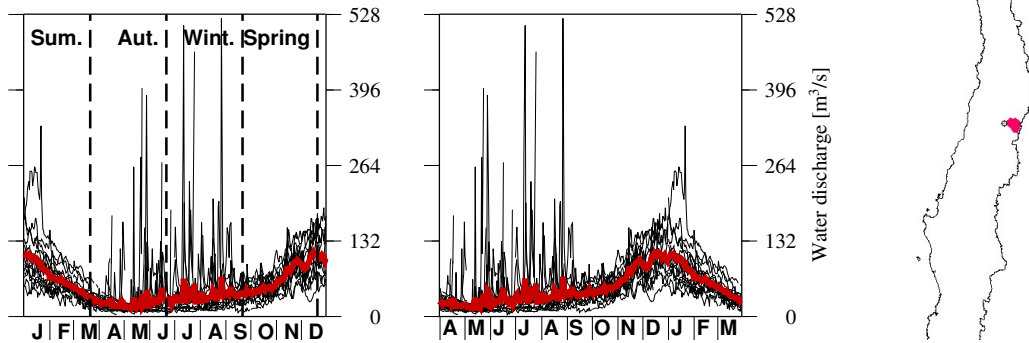
8. Rinc._de_Maipu Cod 05737002 Lat -33.4981 long -70.8194



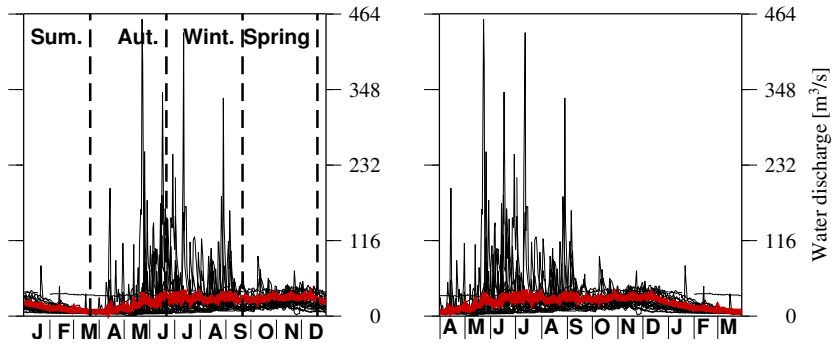
9. Pte.T._de_Cauquenes Cod 06008005 Lat -34.2533 long -70.5689



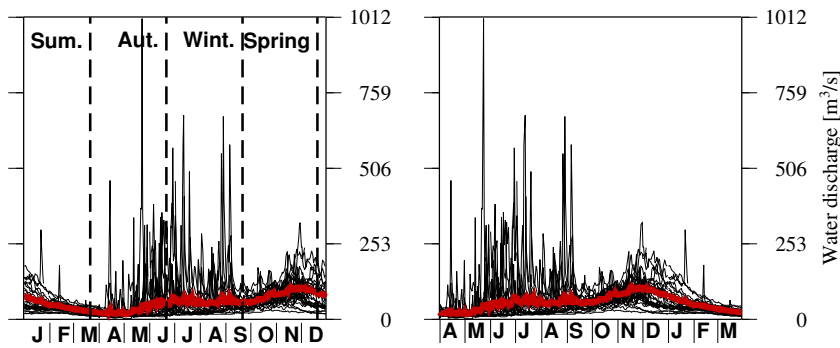
10. Bajo_los_Briones Cod 06028001 Lat -34.7175 long -70.8258



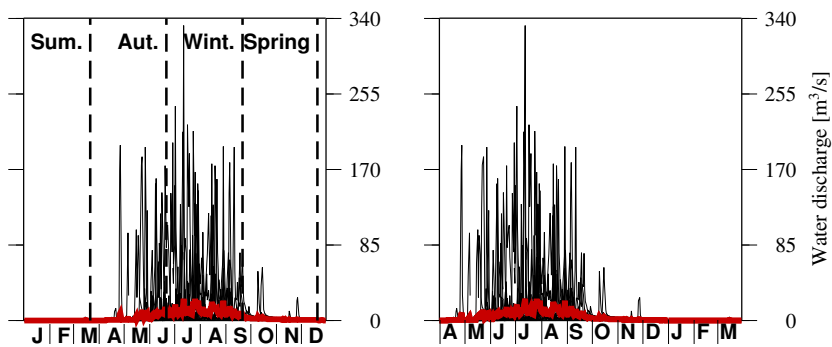
11. Los_Quenes Cod 07103001 Lat -35.0016 long -70.8117



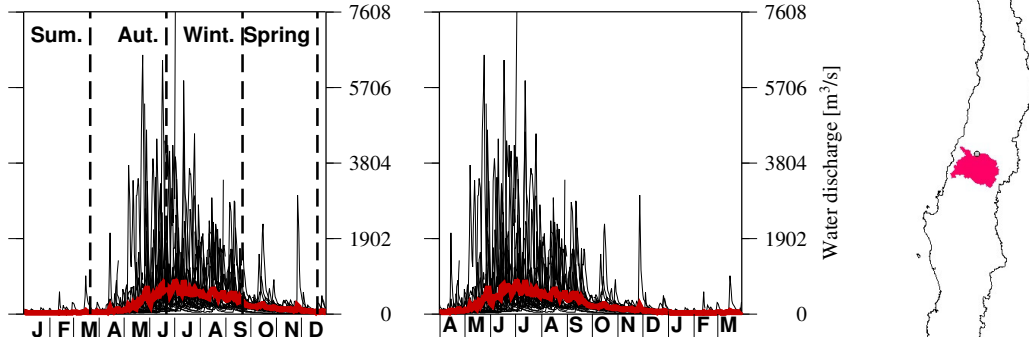
12. Teno_D.J.R.Claro Cod 07104002 Lat -34.9968 long -70.8231



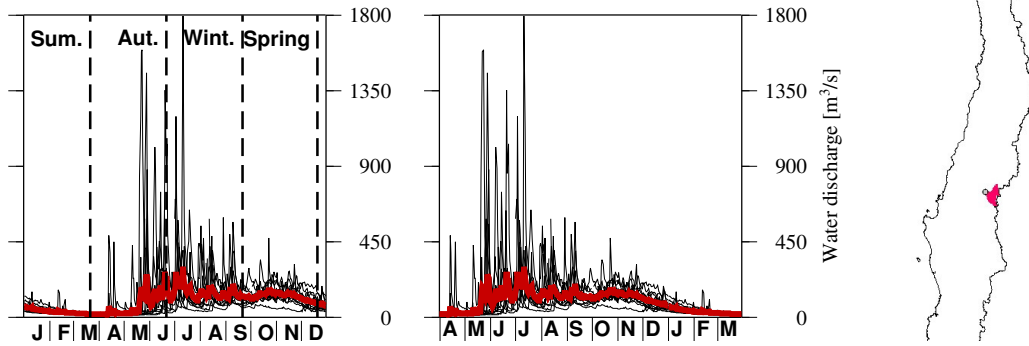
13. Sauzal Cod 07343001 Lat -35.7532 long -72.0691



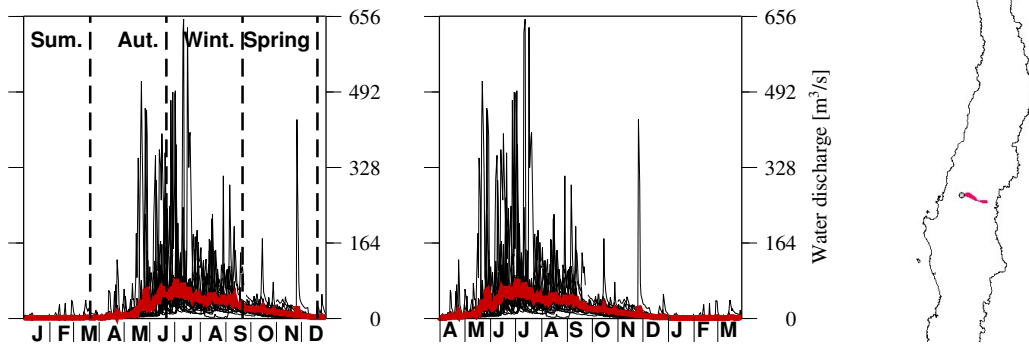
14. Las_Brisas Cod 07359001 Lat -35.6169 long -71.7674



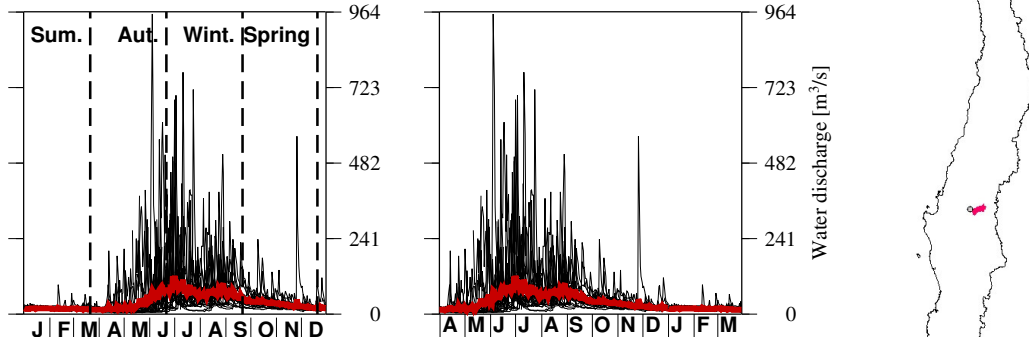
15. San_Fabian_2 Cod 08106002 Lat -36.5846 long -71.5251



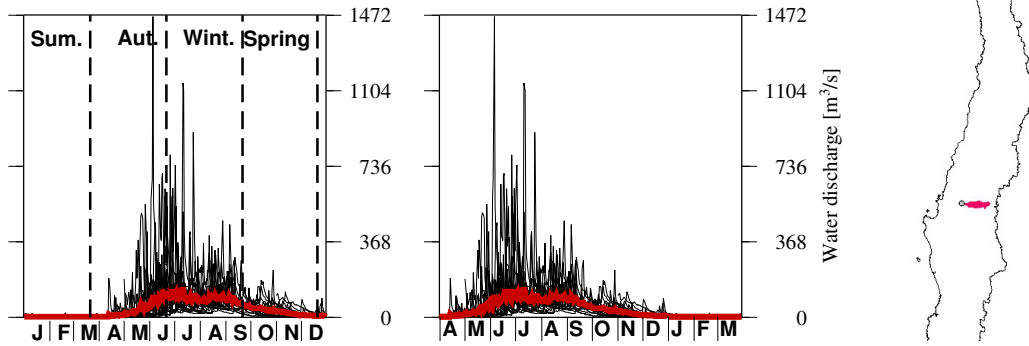
16. Cam._a_Confluencia Cod 08117005 Lat -36.6123 long -72.3260



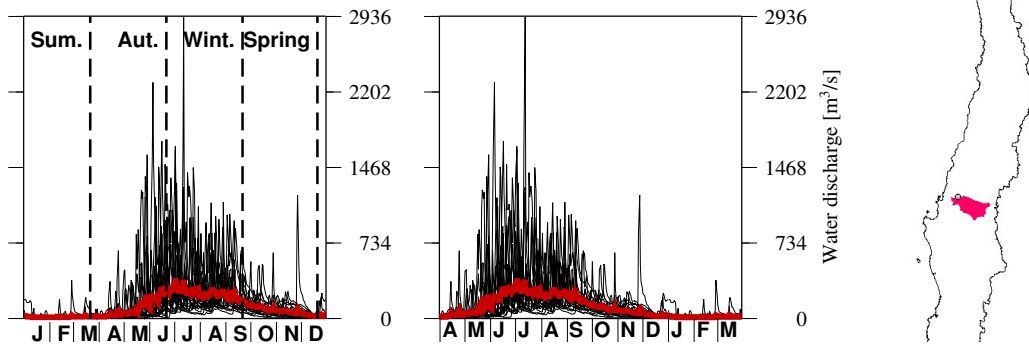
17. Cholguan Cod 08123001 Lat -37.1576 long -72.0684



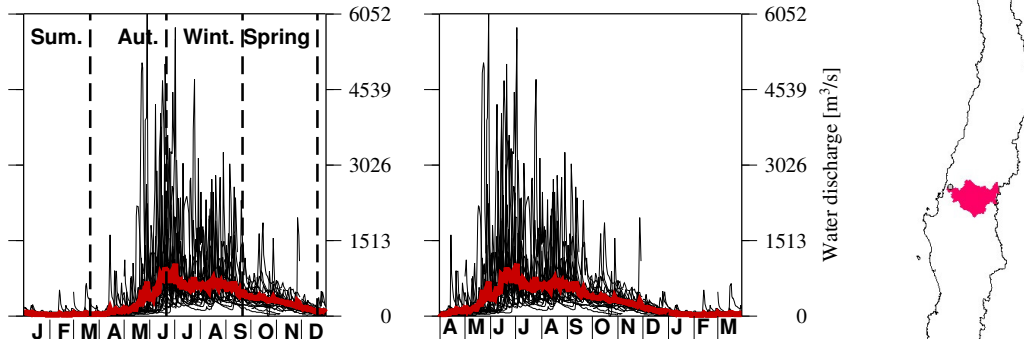
18. Diguillin_Long. Cod 08132001 Lat -36.8667 long -72.3255



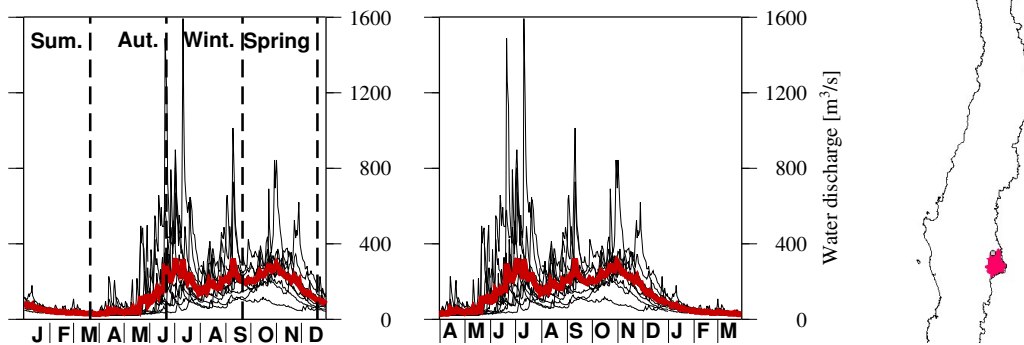
19. Balsa_Nueva_Aldea Cod 08135002 Lat -36.6532 long -72.4524



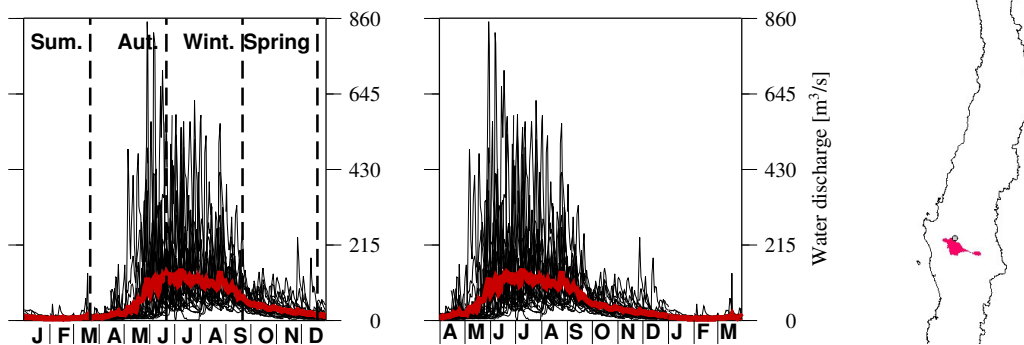
20. Coelemu Cod 08141001 Lat -36.4634 long -72.6936



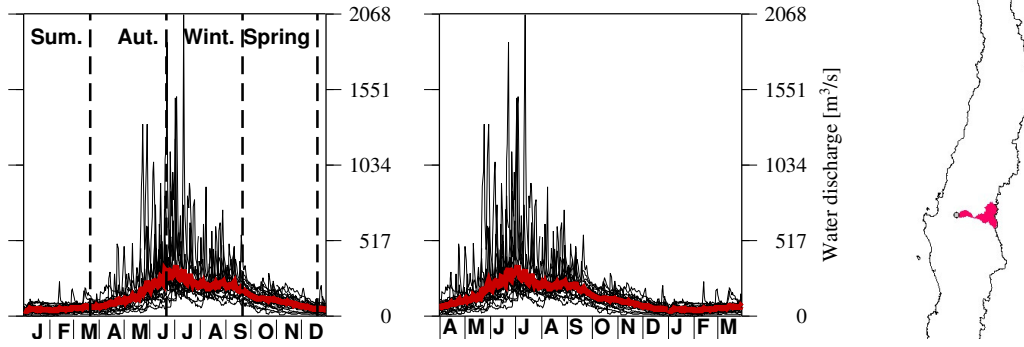
21. Llanquén Cod 08307002 Lat -38.2007 long -71.2988



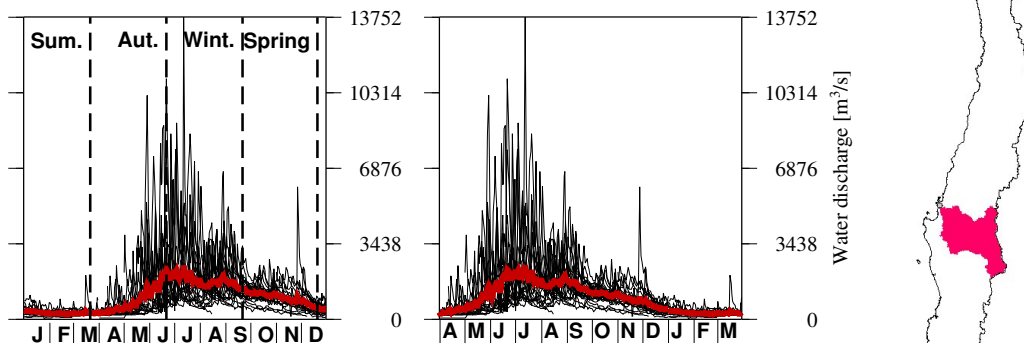
22. Tijeral Cod 08358001 Lat -37.7331 long -72.6214



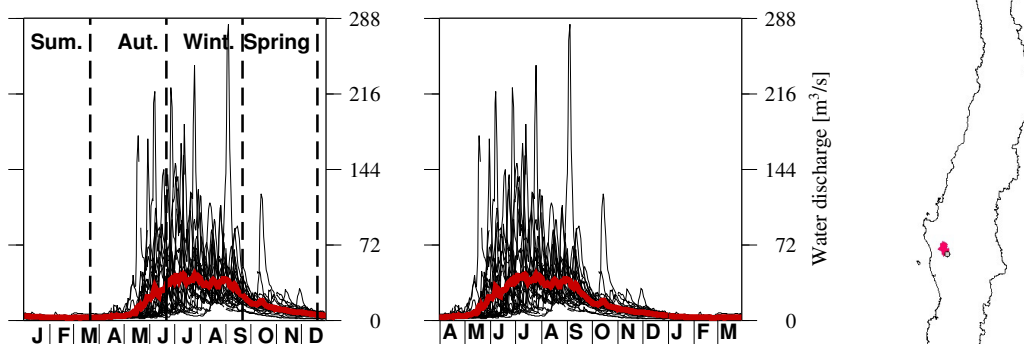
23. P._Perales Cod 08383001 Lat -37.2331 long -72.5364



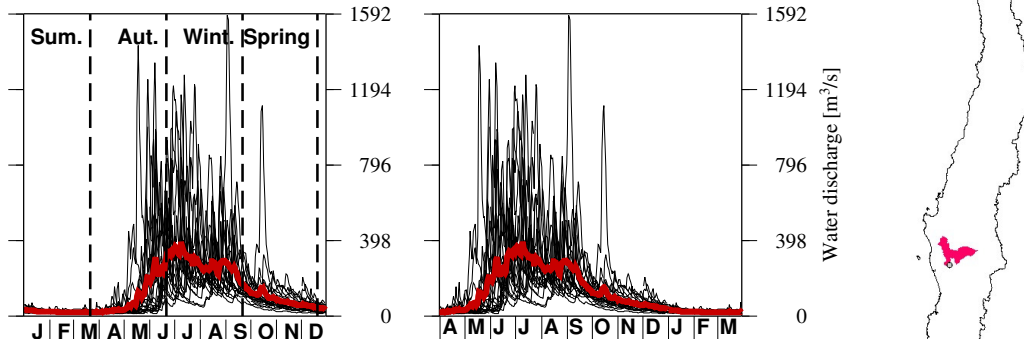
24. Desemb. Cod 08394001 Lat -36.8366 long -73.0858



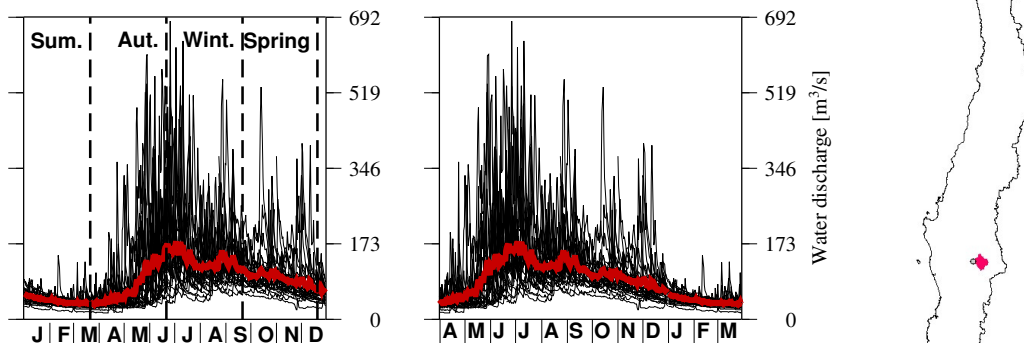
25. Lumaco Cod 09102001 Lat -38.1660 long -72.9001



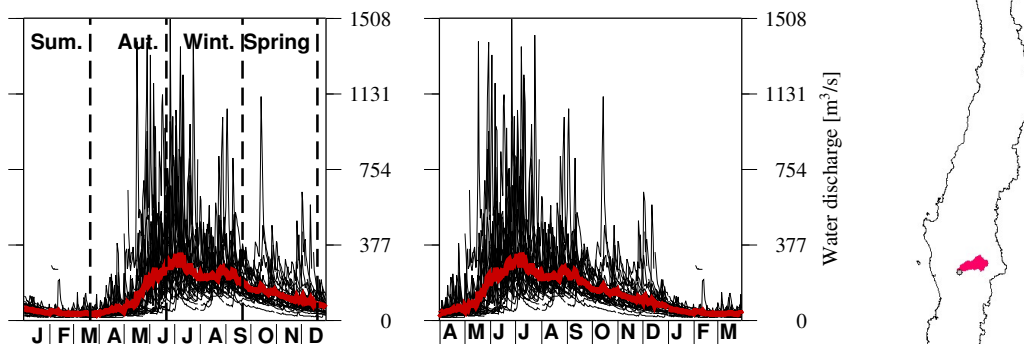
26. Cholchol Cod 09116001 Lat -38.6071 long -72.8469



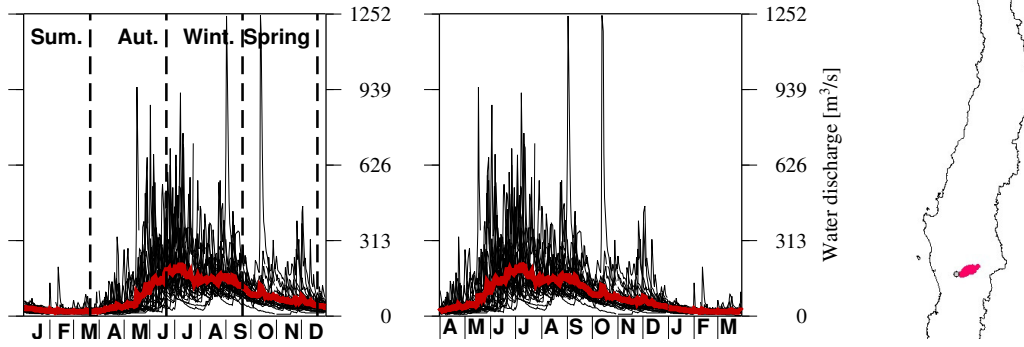
27. RariRuca Cod 09123001 Lat -38.4301 long -72.0045



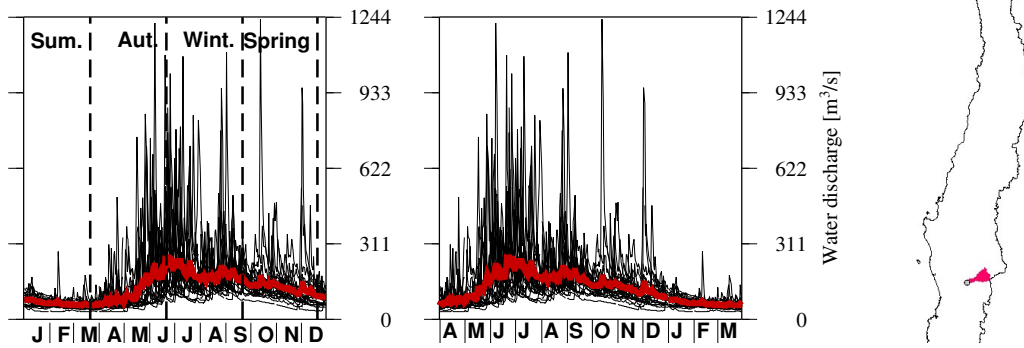
28. Cajon Cod 09129002 Lat -38.6859 long -72.5027



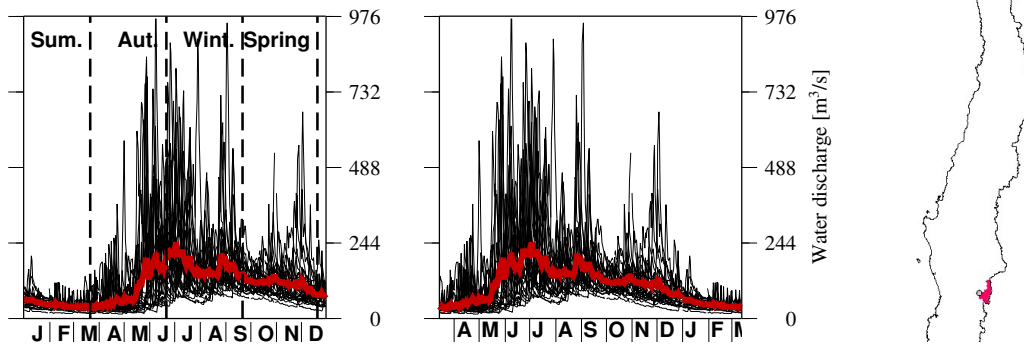
29. Quepe Cod 09135001 Lat -38.8626 long -72.5981



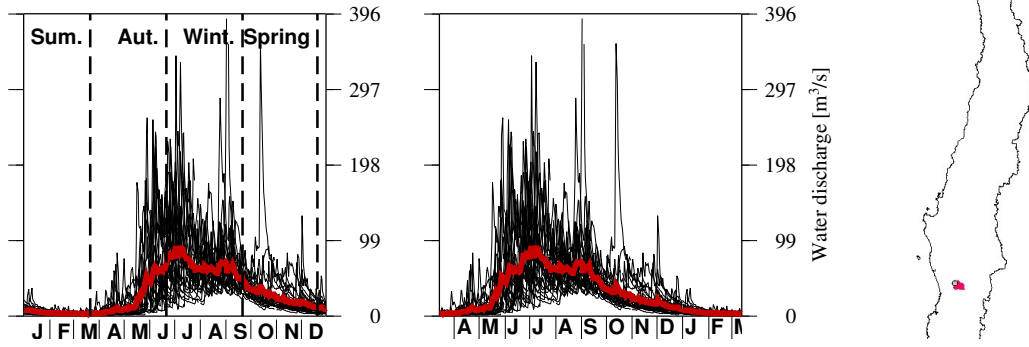
30. Los_Laureles Cod 09404001 Lat -39.0069 long -72.2292



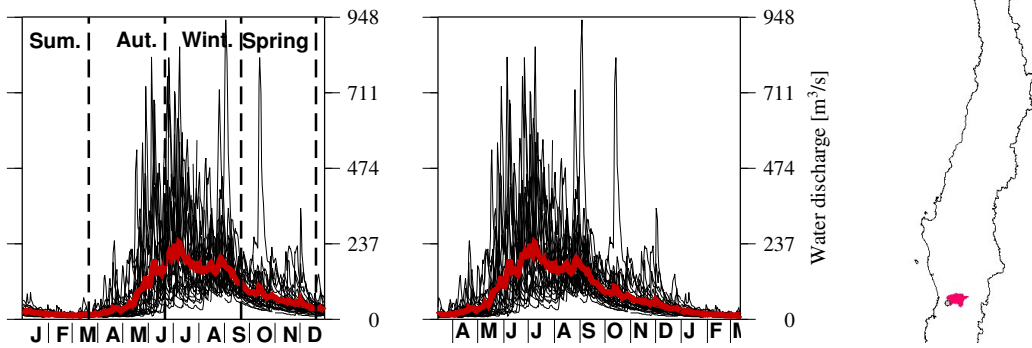
31. Trancura_A.R.Llafq. Cod 09414001 Lat -39.3315 long -71.8192



32. Gorbea Cod 09434001 Lat -39.1180 long -72.6779



33. Rucaco Cod 10134001 Lat -39.5534 long -72.9010



Apéndice C

Artículo de coautoría

Erosion in the Chilean Andes between 27°S and 39°S: tectonic, climatic and geomorphic control

S. CARRETIER^{1*}, V. TOLORZA², M. P. RODRÍGUEZ², E. PEPIN¹, G. AGUILAR³,
V. REGARD¹, J. MARTINOD¹, R. RIQUELME⁴, S. BONNET¹, S. BRICHAU¹, G. HÉRAIL¹,
L. PINTO², M. FARIÁS², R. CHARRIER^{2,5} & J. L. GUYOT¹

¹*Geosciences Environnement Toulouse, OMP, UPS, CNRS, IRD, Université de Toulouse, France*

²*Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile*

³*Advanced Mining Technology Center, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas,
Universidad de Chile, Santiago, Chile*

⁴*Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas,
Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile*

⁵*Universidad Andres Bello, Santiago, Chile*

*Corresponding author (e-mail: sebastien.carretier@get-obs-mip.fr)

Abstract: The effect of mean precipitation rate on erosion is debated. Three hypotheses may explain why the current erosion rate and runoff may be spatially uncorrelated: (1) the topography has reached a steady state for which the erosion rate pattern is determined by the uplift rate pattern; (2) the erosion rate only depends weakly on runoff; or (3) the studied catchments are experiencing different transient adjustments to uplift or to climate variations. In the Chilean Andes, between 27°S and 39°S, the mean annual runoff rates increase southwards from 0.01 to 2.6 m a⁻¹ but the catchment averaged rates of decadal erosion (suspended sediment) and millennial erosion (¹⁰Be in river sand) peak at *c.* 0.25 mm a⁻¹ for runoff *c.* 0.5 m a⁻¹ and then decrease while runoff keeps increasing. Erosion rates increase non-linearly with the slope and weakly with the square root of the runoff. However, sediments trapped in the subduction trench suggest a correlation between the current runoff pattern and erosion over millions of years. The third hypothesis above may explain these different erosion rate patterns; the patterns seem consistent with, although not limited to, a model where the relief and erosion rate have first increased and then decreased in response to a period of uplift, at rates controlled by the mean precipitation rate.

To what extent does the mean precipitation rate or tectonic uplift rate control the erosion rate in mountain ranges? Recent models suggest that climate, through its effect on erosion, plays a determinant role in localizing deformation, and in controlling mountain elevation and uplift rate (Whipple 2009). In addition, variations in palaeoerosion rates (Charreau *et al.* 2011) and in palaeosedimentation rates (e.g. Metivier *et al.* 1999; Clift 2006; Uba *et al.* 2007) potentially record variations in the mean precipitation rate (Castelltort & van den Driessche 2003). The role of climate in driving mountain erosion has become a central question in tectonics, geomorphology and sedimentology (Allen 2008).

Because it is difficult to reconstruct the evolution of the erosion rate in mountains over 100 ka to Ma, the evolution of the sediment outflux from mountain ranges has been studied using numerical and physical modeling (e.g. Kooi & Beaumont 1994; Tucker & Slingerland 1996; Bonnet & Crave 2003; Whipple & Meade 2006; Stolar *et al.* 2007). A

tectonic uplift is predicted to generate erosion, the amplitude of which varies according to a timescale called the response time (Kooi & Beaumont 1996; Whipple 2009). The response time is thought to be modulated by climatic conditions (Bonnet & Crave 2003; Stolar *et al.* 2006; Whipple & Meade 2006; Tucker & vanderBeek 2013). Consequently, the relationship between erosion and precipitation rates is predicted to depend on the timescale over which the erosion rate is analysed. In the simplest ideal case of non-glaciated mountain ranges where the uplift is held constant, the cumulative erosion at a given time (the time integral of the erosion rate since the onset of the uplift) is greater where the climate is wetter simply because the response time is less and the slopes are smaller in this case (Bonnet & Crave 2003). In some circumstances, decadal or millennial erosion rates can be greater where the climate is drier. This is predicted when the drainage network grows slowly, leading to steep hillslopes, deep valleys (high fluvial relief or

mean incision), and high catchment mean erosion rates exceeding the uplift rate (Carretier *et al.* 2009). In the case of a topography responding to a pulse of uplift, the erosion response is predicted to first increase and then to decrease, as illustrated by Figure 1 (e.g. Kooi & Beaumont 1996). While the mean erosion rate of a dry catchment reaches its maximum, the erosion rate of a wetter catchment may already be decreasing because its response time is shorter. This is another situation where the current erosion rate of a dry catchment may be greater than a wet catchment (e.g. Barnes & Peltier 2006). Recent studies document that catchment mean erosion rates increase non-linearly with slope, so that high transient slopes in dry catchments can lead to high erosion rates (e.g. Binnie *et al.* 2007; Roering *et al.* 2007; Carretier *et al.* 2013). A decadal or millennial catchment mean erosion rate may not depend significantly on the precipitation rate once the topography has reached a steady state,

either because the erosion rate balances the rock uplift rate (Burbank *et al.* 2003), or because the slopes and erosion decrease to near zero in declining reliefs (Frankel & Pazzaglia 2006). In both cases, differences in precipitation rates have been compensated by differences in hillslope angle or river width (e.g. Riebe *et al.* 2001; Burbank *et al.* 2003; von Blanckenburg *et al.* 2004; Stolar *et al.* 2007). Finally, the absence of a correlation between the catchment mean erosion rate and the mean precipitation rate may also be explained by a weak relationship between both parameters. This has been suggested by a correlation analysis between the suspended sediment yields in rivers and the mean precipitation rates or runoff (e.g. Dadson *et al.* 2003; Aalto *et al.* 2006; Syvitsky & Milliman 2007; Pepin *et al.* 2010). The influence of other erosion controls such as the mean slope, lithology or vegetation may be stronger (e.g. Summerfield & Hulton 1994).

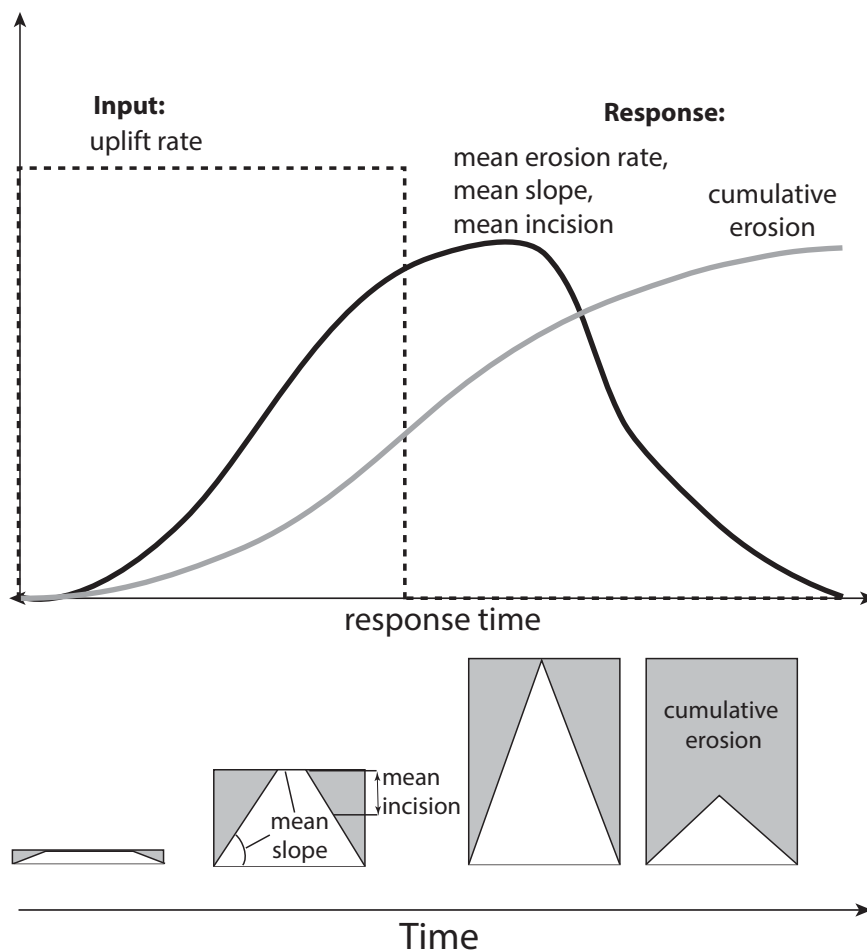


Fig. 1. Conceptual model of the co-evolution of the hillslope gradient (mean slope), mean incision, cumulative erosion and current erosion rate of an initial surface in response to an uplift. The time needed by erosion and relief to reach a maximum defines a response time. We hypothesize that the studied Andean catchments of Central Chile correspond to different steps of this evolution, for which the response time depends on the mean annual precipitation rate.

EROSION IN THE CHILEAN ANDES

In this paper, we analyse the catchment mean decadal and millennial erosion rates for central Chile (but include two sites in Argentina) between 27° and 39°S with respect to the long-term evolution of the topography over Ma. These data include previously published catchment mean decadal and millennial erosion rates (Pepin *et al.* 2010, 2013; Aguilar *et al.* 2014; Carretier *et al.* 2013) and new data in the Biobío catchment (37–39°S). Along this range, the precipitation rate increases from north to south, with a catchment mean annual runoff ranging between 0.01 and 2.6 m a⁻¹ (Pepin *et al.* 2010). The topography also shows significant variations (Rehak *et al.* 2010). Decadal and millennial erosion rates are anticorrelated to mean runoff south of 32°S (Pepin *et al.* 2010; Carretier *et al.* 2013). We discuss the three explanations cited above for this anticorrelation, namely, that the topography and erosion have reached a steady state controlled by a spatially variable uplift rate, that the functional relationship between the mean erosion rate and the mean runoff is weak, and that the studied catchments are experiencing different evolutions after an uplift period that occurred Ma ago. In the latter case, we hypothesize that the mean precipitation rate may have controlled the erosion response time of these catchments, and thus the pattern of the decadal and millennial erosion rates. This region may provide a space-to-time conversion framework that permits the analysis of erosion response to uplift under different climates.

In order to analyse the functional relationship between the erosion rate and other parameters, we explore the correlation between the decadal and millennial erosion rates, vegetation, runoff, lithology and topographic parameters. Then we compare the north–south pattern of these erosion rates with cumulative erosion estimates over Ma and with structural and thermochronological data in order to explore the possibility that the erosion pattern mimics the uplift rate pattern or that it corresponds to different stages of the erosion response to ancient uplift.

Methodology

In order to document the north–south pattern of decadal erosion, we used the average annual flux of suspended sediment leaving the mountain front at the gauging stations of the Chilean Dirección General de Aguas (DGA, www.dga.cl) located at the foot of the main Cordillera, and previously published in Pepin *et al.* (2010). These fluxes represent a low estimate of the total sediment flux because the bedload has not been quantified. The station records span periods of 3–42 years (Table 1). The mean annual water discharge (m³ a⁻¹) at each gauging station was calculated by Pepin *et al.* (2010) by

averaging the daily water discharge over the measurement period. The mean annual runoff (m a⁻¹) was calculated by dividing the mean annual water discharge by the catchment area (Pepin *et al.* 2010).

The mean annual sediment discharge at each station was calculated by Pepin *et al.* (2010), by averaging the daily suspended sediment discharge over the measurement period. The mean annual catchment erosion rates were obtained by dividing the mean annual sediment discharge by a rock density of 2700 kg m⁻³ and by the catchment area determined from the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) digital elevation model. For the Rucalhue station in the Biobío River (37–39°S), affected by the building of the Pangué Dam in 1996, two mean annual erosion rates and corresponding geomorphic parameters were recalculated. One set of values corresponds to the pre-dam period and the other to the post-dam period (excluding the area above the dam: see Table 1). For the Puente Perales station in the Lara River, new data between December 2006 and August 2010 were added, which decrease the mean erosion rate calculated by Pepin *et al.* (2010) by 8%. For this catchment, geomorphic parameters were calculated without considering the area that is above the natural lakes. The uncertainties affecting the mean annual erosion rates include hourly variations in the sediment concentration, variable and unknown proportions of bedload, periods with missing data, and the potential differences between the survey practices. These uncertainties are difficult to estimate and may vary from one station to another. A global 1 σ of $\pm 5\%$ for mean runoff and of $\pm 30\%$ for sediment discharge was assumed by Pepin *et al.* (2010).

In order to estimate the millennial erosion rates, we used the ¹⁰Be concentrations published by Carretier *et al.* (2013), two samples published by Pepin *et al.* (2013) from the Las Tunas catchment in Argentina and two new samples in the Biobío catchment in the south of the zone studied by Carretier *et al.* (2013) (Table 2). For the new Biobío data, the area used for the following calculation excludes the area above natural lakes of glacial origin. These data correspond to the ¹⁰Be concentration analyses of river sand quartz sampled at the outlet of 15 catchments (Fig. 1). From these concentrations, the mean catchment erosion rates were calculated following the same procedure, assuming that the ¹⁰Be concentration has reached a steady state on the hillslopes, and allowing the use of a model linking the mean ¹⁰Be concentration with the mean catchment erosion rate, modified from the initial models given by Brown *et al.* (1995) and Granger *et al.* (1996) (Table 3). In this model, a catchment mean ¹⁰Be concentration production rate P (atoms g⁻¹ a⁻¹) is calculated by averaging the surface ¹⁰Be production rate of each catchment

Table 1. Data corresponding to catchments with suspended sediment measurements (from Pepin et al. (2010))

River	Station	Lat.(°)	Long.(°)	Elev. asl (m)	Lat. centroid catch.(°)	Long. centroid catch.(°)	Period	Nb. of records	Catch. area (km ²)	Granitoids area (km ²)	Mean elev. (m)	Hillslope gradient (m m ⁻¹)	Catch. incision (m)	Green veget. cover (% area)	Runoff (m a ⁻¹)	Eros. rate (mm a ⁻¹)
Jorquera	Vertedero	-28.04	-69.96	1250	-27.75	-69.47	1967-2006	11017	4169	664	3790	0.30	559	1.20	6.30E-03	1.70E-03
Pulido	Vertedero	-28.09	-69.94	1310	-28.20	-69.68	1967-2006	11374	2018	1041	3567	0.37	598	1.50	2.50E-02	4.60E-03
Huasco	Algodones	-28.73	-70.50	600	-29.10	-70.12	1994-2006	4519	7189	3585	3396	0.41	711	1.40	3.50E-02	4.00E-03
Turbio	Huanta	-29.84	-70.39	1195	-29.99	-70.12	1972-1986	4462	2787	989	3619	0.43	766	1.00	6.90E-02	1.10E-02
Claro	Montegr ^{de}	-30.09	-70.49	1120	-30.28	-70.36	1972-1986	4439	1249	1010	3332	0.45	854	1.70	8.80E-02	8.50E-04
Hurtado	Angostura de Pangué	-30.44	-71.00	485	-30.45	-70.58	1967-2006	10419	1876	712	2501	0.36	621	2.40	5.40E-02	5.20E-03
Grande	Puntilla San Juan	-30.71	-70.92	420	-30.88	-70.58	1964-2006	10471	3541	1538	2476	0.40	607	3.40	9.50E-02	1.20E-02
Cogoti	Embalse Cogoti	-31.03	-71.04	670	-31.17	-70.80	1967-2006	7804	741	206	2094	0.34	707	4.00	1.00E-01	1.10E-02
Illapel	Las Burras	-31.51	-70.81	1079	-31.43	-70.67	1965-2006	12301	608	607	3130	0.39	658	1.70	1.40E-01	2.90E-03
Choapa	Salamanca	-31.81	-70.93	500	-31.85	-70.67	1974-1986	2973	2228	604	2622	0.38	682	3.70	2.20E-01	2.80E-02
Putendo	Resguardo Los Patos	-32.50	-70.58	1218	-32.43	-70.43	1966-2006	12803	964	108	2868	0.40	686	2.50	2.70E-01	4.30E-02
Colorado	Colorado	-32.86	-70.41	1062	-32.66	-70.27	1965-1994	8045	834	93	3253	0.44	739	2.10	4.00E-01	8.70E-02
Aconcagua	Rio Blanco	-32.91	-70.30	1420	-32.96	-70.18	1966-1998	5204	890	73	3428	0.53	894	1.60	8.00E-01	1.10E-01
Maipo	El Manzano	-33.59	-70.38	850	-33.81	-70.13	1965-2006	11645	4863	239	3185	0.48	898	2.20	7.40E-01	2.40E-01
Cachapoal	Puente Termas de Cauquene	-34.25	-70.57	700	-34.33	-70.31	2003-2006	1299	2472	175	2627	0.45	746	4.10	5.40E-01	1.70E-01
Tinguiriri	Bajo Los Briones	-34.71	-70.82	518	-34.77	-70.49	1989-2006	4042	1449	231	2537	0.43	735	5.80	1.20E + 00	1.80E-01
Teno	D.J. Claro	-34.99	-70.82	900	-35.04	-70.59	1976-2006	10383	1208	49	2191	0.44	645	7.70	1.60E + 00	1.20E-01
Claro	Los Quenes	-35.00	-70.81	900	-35.15	-70.72	1977-2006	9754	354	15	1856	0.42	832	10.70	2.10E + 00	1.00E-01
Nuble	San Fabien 2	-36.58	-71.52	420	-36.68	-71.23	1985-2006	5353	1630	286	1620	0.38	541	15.40	2.10E + 00	2.80E-02
Laja*	Puente Perales	-37.23	-72.54	65	-37.28	-71.66	1988-2010	6389	2622	519	1021	0.24	397	24.70	1.70E + 00	2.50E-02
Bio Bio*	Rucalhue	-37.71	-71.90	245	-37.93	-71.47	1985-1995	2460	6795	505	1383	0.26	435	16.90	1.80E + 00	2.60E-02
Bio Bio*	Rucalhue	-37.71	-71.90	245	-37.93	-71.47	1996-2006	5271	1818	429	1210	0.32	439	23.90	1.80E + 00	9.50E-02
Cautin	Rari Ruca	-38.43	-72.00	400	-38.49	-71.41	1985-2006	6666	1291	43	1153	0.23	391	24.90	2.20E + 00	4.10E-02
Trancura	A.J. Rio Llafenco	-39.33	-71.82	386	-39.32	-71.55	1985-2006	6544	1365	513	1141	0.31	477	25.80	2.60E + 00	1.80E-02

*Recalculated.

EROSION IN THE CHILEAN ANDES

Table 2. Data corresponding to ^{10}Be samples

Sample	Lat. (°)	Long. (°)	Mass of quartz (g)	$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$	$\pm 1\sigma$	^9Be (atoms g^{-1})	^{10}Be (atoms g^{-1})	$\pm 1\sigma$
SAN1*	-27.20	-69.92	44.83	1.91E-12	2.80E-13	2.41E + 19	1.03E + 06	1.54E + 05
HUA12*	-28.60	-70.73	49.52	1.24E-12	3.60E-14	2.39E + 19	5.99E + 05	2.50E + 04
HUA10*	-28.70	-70.55	37.35	1.08E-12	3.03E-14	2.03E + 19	5.89E + 05	1.66E + 04
HUA7*	-28.80	-70.46	16.71	6.91E-13	4.43E-14	2.01E + 19	8.33E + 05	5.35E + 04
HUA1*	-28.99	-70.28	34.25	8.08E-13	2.28E-14	2.04E + 19	4.80E + 05	1.36E + 04
ELK1*	-29.85	-70.49	41.98	3.09E-13	3.97E-14	2.40E + 19	1.77E + 05	2.33E + 04
HUR1*	-30.31	-70.73	23.22	6.85E-13	4.46E-14	2.01E + 19	5.93E + 05	3.86E + 04
CHO0823S*	-31.60	-71.40	15.45	1.67E-13	6.98E-15	2.03E + 19	2.18E + 05	9.45E + 03
ILL1*	-31.60	-71.11	18.87	4.36E-13	1.24E-14	2.04E + 19	4.69E + 05	1.35E + 04
CHO0820*	-31.66	-71.22	21.78	2.54E-13	1.16E-14	2.03E + 19	2.35E + 05	1.08E + 04
CHO0822S*	-31.66	-71.30	35.38	3.47E-13	9.91E-15	2.03E + 19	1.98E + 05	5.80E + 03
CHO1*	-31.69	-71.27	23.02	2.22E-13	7.52E-15	2.04E + 19	1.96E + 05	6.71E + 03
ACO1*	-32.83	-70.54	40.11	1.72E-13	2.13E-14	2.36E + 19	1.01E + 05	2.92E + 03
MAI1*	-33.58	-70.44	38.32	1.66E-13	9.46E-15	2.02E + 19	8.70E + 04	5.01E + 03
CAC1*	-34.21	-70.53	46.83	1.79E-13	2.03E-14	2.39E + 19	9.14E + 04	1.07E + 04
TIN1*	-34.68	-70.87	32.58	1.60E-13	8.42E-15	2.03E + 19	9.94E + 04	5.28E + 03
TEN1*	-34.99	-70.86	0.47	2.82E-15	8.91E-16	2.05E + 19	7.33E + 04	4.81E + 04
LON1*	-35.18	-71.12	1.02	4.37E-15	1.26E-15	2.03E + 19	6.44E + 04	2.91E + 04
MAU1*	-35.73	-71.02	44.54	2.40E-13	2.65E-14	2.40E + 19	1.29E + 05	1.48E + 04
DI-1 [†]	-37.59	-72.15	22.68	9.52E-14	1.55E-14	2.06E + 19	8.63E + 04	1.40E + 04
Bbm1-2 [†]	-37.67	-72.01	20.33	1.16E-13	1.62E-14	2.05E + 19	1.17E + 05	9.46E + 03
CLA2 [‡]	-33.28	-69.55	26.51	1.47E-13	1.33E-14	2.06E + 19	1.14E + 05	1.00E + 04
CLA4 [‡]	-33.29	-69.48	19.56	1.16E-13	1.35E-14	2.05E + 19	1.22E + 05	1.40E + 04

*From Carretier *et al.* (2013).[†]This study.[‡]From Pepin *et al.* (2013).

pixel using the production model of Stone (2000), and a sea-level high-elevation production rate of 4.5 atoms g^{-1} (Balco *et al.* 2008). The production rate at each pixel was multiplied by an estimate of the topographic shielding factor ranging between 0 and 1 using the method of Codilean (2006), and by the relative proportion of quartz in the underlying lithology in order to limit the bias due to lithological variations (Safran *et al.* 2005). This relative proportion is given by $\chi_i / \sum_1^n \chi_i$ where χ_i is the percentage of quartz in the lithology of pixel i and n is the number of pixels (Safran *et al.* 2005). Catchment lithologies were obtained from the 1:1 000 000 geological maps of Chile, from which an estimate of the proportion of quartz minerals was determined, as follows: granitoid rocks, 25%; rhyolitic volcanic rocks, 5%; undifferentiated detritic rocks, 5%; ignimbrites, 2%; other lithologies, 0%. We also calculated the mean surface ^{10}Be production rate without correcting for the quartz content ('Ptotal' in Table 3), and the relative difference is 15% on average. Then, the mean catchment erosion rates ε [L/T] were calculated using the following equation:

$$\varepsilon = \frac{\Lambda_n f_n P}{\rho [^{10}\text{Be}]} + \frac{\Lambda_{\mu s} f_{\mu s} P}{\rho [^{10}\text{Be}]} + \frac{\Lambda_{\mu f} f_{\mu f} P}{\rho [^{10}\text{Be}]} \quad (1)$$

where $\rho = 2700 \text{ kg m}^{-3}$; $\Lambda_n = 160 \text{ g cm}^2$, $\Lambda_{\mu s} = 1500 \text{ g cm}^2$, and $\Lambda_{\mu f} = 5300 \text{ g cm}^2$ are the effective apparent attenuation lengths for neutrons, negative muons, and fast muons, respectively; and $f_n = 0.9785$, $f_{\mu f} = 0.0015$ and $f_{\mu s} = 0.0065$ (Braucher *et al.* 2003). The 1σ uncertainty for the erosion rates were calculated by propagating the analytical uncertainty of the ^{10}Be concentration and a 15% uncertainty assumed for the production rate (Table 2). Note that erosion rates of Carretier *et al.* (2013) were recalculated by adding the effect of fast muons, which leads to erosion rates *c.* 10% lower.

The calculated mean erosion rate applies for a time period, or integration time. The integration time depends inversely on the calculated erosion rate and reaches several thousands to tens of thousands of years in this study. It is defined as the time necessary to erode 0.6 m, a value close to the neutron mean free path in rocks.

In order to calculate the topographic parameters, we used the SRTM digital elevation model. The mean hillslope gradient corresponds to the average of the slopes calculated in the steepest direction, excluding pixels from the drainage network. The network is defined for the drainage area above a critical drainage area of 8.1 km^2 . This area was chosen via a visual inspection to exclude the

pixels of deep valleys. Other slope calculations were investigated by Carretier *et al.* (2013) (Data Repository) and show a difference of less than 10%. The catchment mean incision is obtained by calculating a tensile surface draped over the divide of a catchment (s.surf.tps function of GRASS with a tension parameter of 60). The elevation differences between this surface and the catchment elevations are averaged and divided by the catchment area. The resulting value has the dimension of a length that we call the mean incision. In the simplest case of a block uplift with relicts of the uplifted peneplain (e.g. Walcek & Hoke 2012), the mean incision is an estimate of the volume of sediment eroded below the envelope surface normalized by the catchment area. The studied catchments probably do not correspond to this simple situation. The mean incision is the same as the R_{va} index used by Frankel & Pazzaglia (2006), except for the details regarding the calculation of the envelope surface (by selecting divide pixels around the local maximum in a circular moving window with a 5 km radius in their case). These authors proposed R_{va} as a key metric to quantify the morphological differences between growing and decaying reliefs (see fig. 9 in Frankel & Pazzaglia (2006)). A plateau incised by canyons corresponds to a small mean incision value (a large part of the surface is not incised), a topography with a dendritic river network and deep valleys has a large mean incision value, and a topography with a dendritic network of shallow valleys has a small mean incision value.

The percentage of green vegetation cover FCOVER is derived from the VEGETATION sensor aboard SPOT4 and SPOT5, providing a spatial resolution of approximately 1.15 km (Baret *et al.* 2007). The CYCLOPES products and associated detailed documentation are available at <http://postel.mediasfrance.org>. We used data from December 2003 in order to minimize the snow cover (summer).

The geology underlying the studied catchment is mainly composed of granitoid rocks and volcano-detritic rocks. We hypothesize that these two categories erode differently. Carretier *et al.* (2013) found an inverse relationship between the erosion rates and the proportion of granitoid rocks. We re-analysed this relationship, adding new data from Pepin *et al.* (2013) and from the Biobío basin. The proportion of area occupied by granitoid rocks was quantified in each catchment using the 1:1 000 000 geological map of Chile (Carretier *et al.* 2013).

Patterns of erosion rates and control factors

In this section we combine the erosion rates obtained from data published in previous studies (Pepin *et al.* 2010; Carretier *et al.* 2013; Pepin

et al. 2013), with two new ^{10}Be concentrations and recalculated decadal erosion rates in the Biobío catchment. Then we evaluate the scaling relationship between the catchment mean erosion rate and runoff, and other parameters.

Figure 2 displays maps of decadal and millennial erosion rates. Millennial erosion rates calculated by Walcek & Hoke (2012) for three catchments of the Argentine Precordillera are also shown for comparison, bearing in mind that these catchments are two to three orders of magnitude smaller than the others. The erosion rates vary between $0.17 \pm 0.05 \text{ } 10^{-2} \text{ mm a}^{-1}$ and $0.32 \pm 0.06 \text{ mm a}^{-1}$. The ^{10}Be -derived erosion rate is at its maximum near $33\text{--}34^\circ\text{S}$ (c. 0.25 mm a^{-1} in Chile and c. 0.3 mm a^{-1} in Argentina), in a region where the catchments are steep, the precipitation rates are moderate (at the transition between the arid north and wet south in Chile and between the arid south and wet north in Argentina), and the vegetation cover is low. Antinao & Gosse (2009) obtained similar values (c. 0.3 mm a^{-1}) in the Chilean Maipo valley at these latitudes from the analysis of rockslides produced by short-term (20-year) seismicity. In Chile, this peak corresponds to catchments where the proportion of granitic rocks is the lowest. The other rocks are mainly volcano-detritic rocks, which suggests that these rocks may be eroded more easily. Although this lithological control on erosion is possible, it is difficult to prove here, as already pointed out by Carretier *et al.* (2013): the sector with small granitoid areas corresponds to a steep zone where the precipitation rates increase sharply. Another argument seems to moderate the lithological effect (Fig. 3): the maximum millennial erosion-rate value occurs for two catchments (33°S) sharing the same high mean hillslope gradient (c. 0.5 m m^{-1}) but with different lithologies that are mostly volcanic on the western side and mainly granitic or gneissic on the eastern side (Polanski 1963). The hillslope gradient seems to exert a primary control: the erosion rates increase non-linearly when the mean hillslope gradient is close to a critical slope of 0.53 m m^{-1} (Fig. 4), as noted by Carretier *et al.* (2013) and Walcek & Hoke (2012) in this region or nearby, and confirming previous observations in other mountain ranges (Montgomery & Brandon 2002; Binnie *et al.* 2007; Roering *et al.* 2007; Ouimet *et al.* 2009; DiBiase *et al.* 2010; DiBiase & Whipple 2011).

The new millennial erosion rate values in the south are similar to the decadal erosion rates (Fig. 2). This similarity extends to a wetter region as per the observations made by Carretier *et al.* (2013), and further suggests that the contribution of rare and unrecorded extreme hydrological events to erosion (Kirchner *et al.* 2001) decreases

EROSION IN THE CHILEAN ANDES

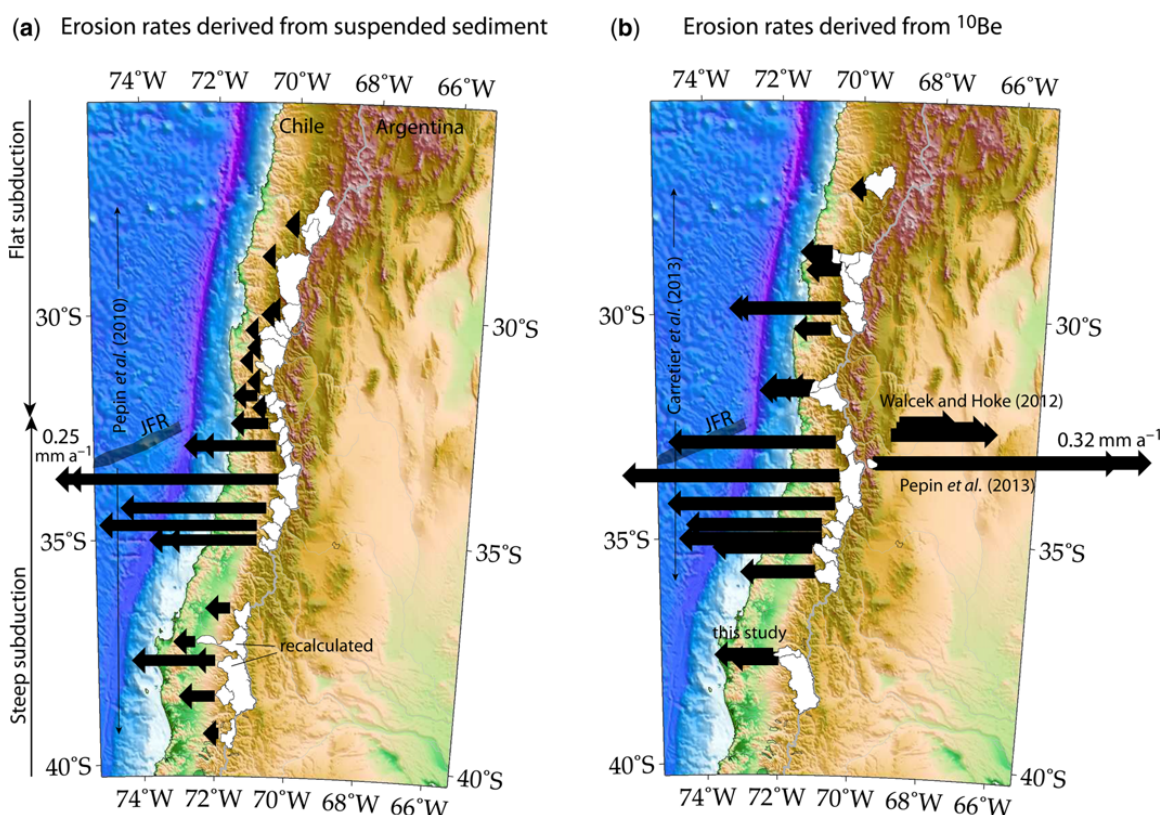


Fig. 2. (a) Decadal catchment erosion rates derived from suspended sediment at gauging stations (from Pepin *et al.* (2010) except for the two rates recalculated here). Note the same scale in A and B indicated by the maximum value. Studied catchments are in white. JFR is Juan Fernandez Ridge. (b) Millennial catchment mean erosion rates derived from ^{10}Be concentrations of river sand (data source indicated on the graph). The data for three erosion rates given by Walcek & Hoke (2012), corresponding to actively incising catchments (mean upstream slopes between 0.27 and 0.38 m m^{-1}), are shown for comparison. Note that these catchments are two to three orders of magnitude smaller than the other catchments, and hence are not visible.

toward wetter climates (see discussion in Carretier *et al.* (2013)).

The vegetation is significantly correlated with runoff, so that the effect of the former is difficult to establish. The increase of vegetation cover may contribute to the erosion rate decrease to the south of 34°S, by stabilizing the hillslopes. As suggested by Langbein & Schumm (1958), erosion may increase with precipitation rate until the vegetation cover begins to protect the hillslopes from erosion, implying a decrease in erosion rate while precipitation rates continue to increase.

In order to analyse the scaling relationship between the erosion rates and some possible controls including the catchment mean annual runoff, we carried out a multivariate analysis of variance, assuming a model for erosion rates E and selecting the control parameters: the mean hillslope gradient (HSlope), the runoff, and a lithological parameter represented by the ratio between the granitoids area and the catchment area $\text{Area}_g/\text{Area}$. The

assumed model combines a non-linear function of the mean hillslope gradient, and power laws of the other parameters:

$$E = C \frac{\text{HSlope}}{1 - (\text{HSlope}/S_c)^2} \text{Runof} f^\alpha \left(\frac{\text{Area}_g}{\text{Area}} \right)^\beta \quad (2)$$

where C is a constant. As an alternative to the power law function for the slope or relief used in other analyses (e.g. Aalto *et al.* 2006; Syvitsky & Milliman 2007), we introduced a mean hillslope gradient function suggested by the hillslope erosion model presented by Roering *et al.* (1999), where S_c is a critical slope equal here to 0.53 m m^{-1} (Fig. 4). The power law function for runoff is suggested by the analysis of a large suspended sediment yield database (e.g. Syvitsky & Milliman 2007). In order to carry out the analysis of variance, we moved the slope term to the left-hand side and

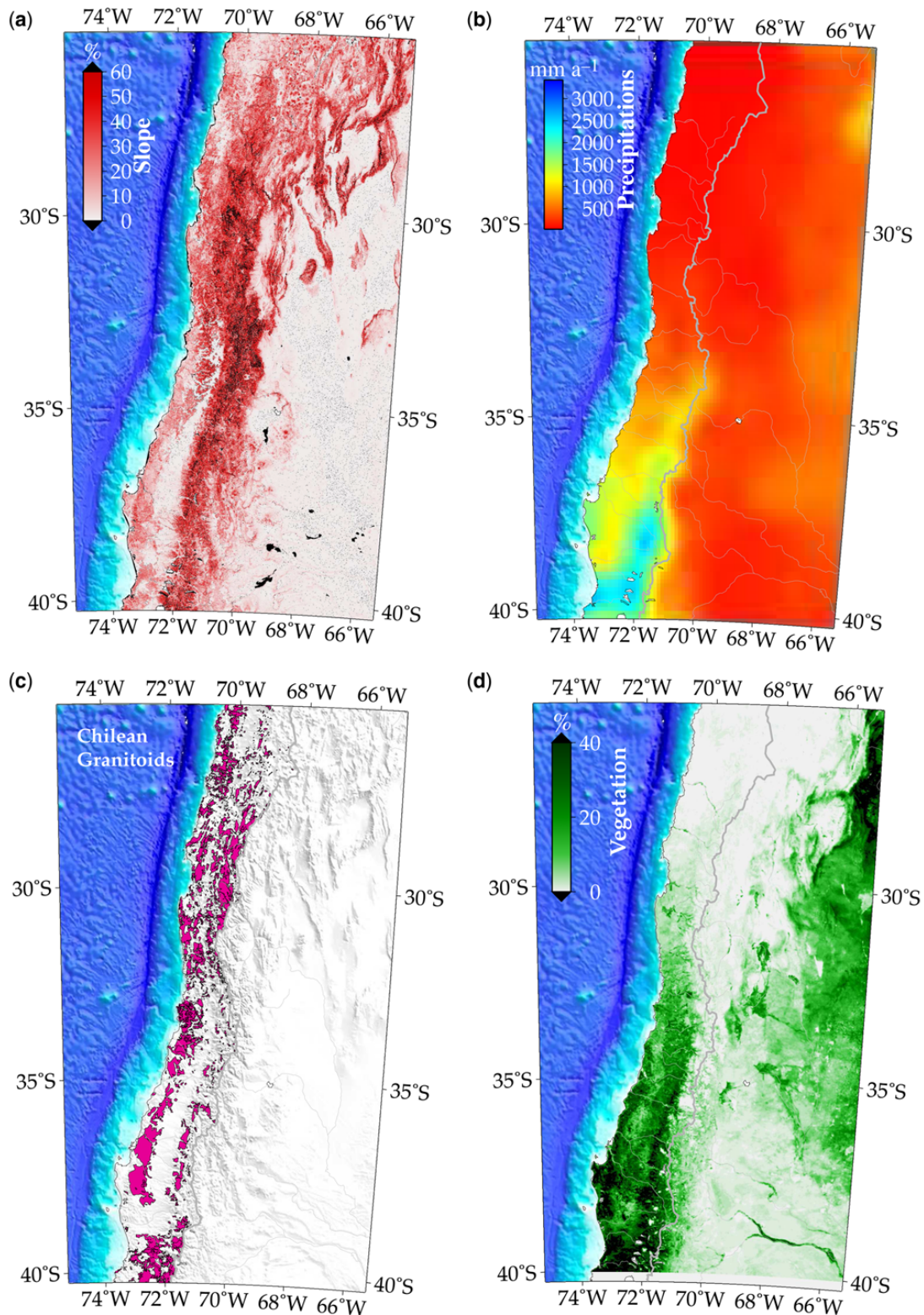


Fig. 3. (a) Local steepest-descent slope (%) from the SRTM digital elevation model. The maximum catchment mean slopes are located near 33°–34°S. (b) Mean annual precipitation rates from Matsuura & Willmott (2011) world database with a resolution of 0.5°, interpolated with a resolution of 0.1° here. (c) Granitoids from the 1:1 000 000 geological map of Chile. (d) Percentage of green vegetation cover from the FCOVER index (Baret *et al.* 2007). Data from December 2003 are shown here.

EROSION IN THE CHILEAN ANDES

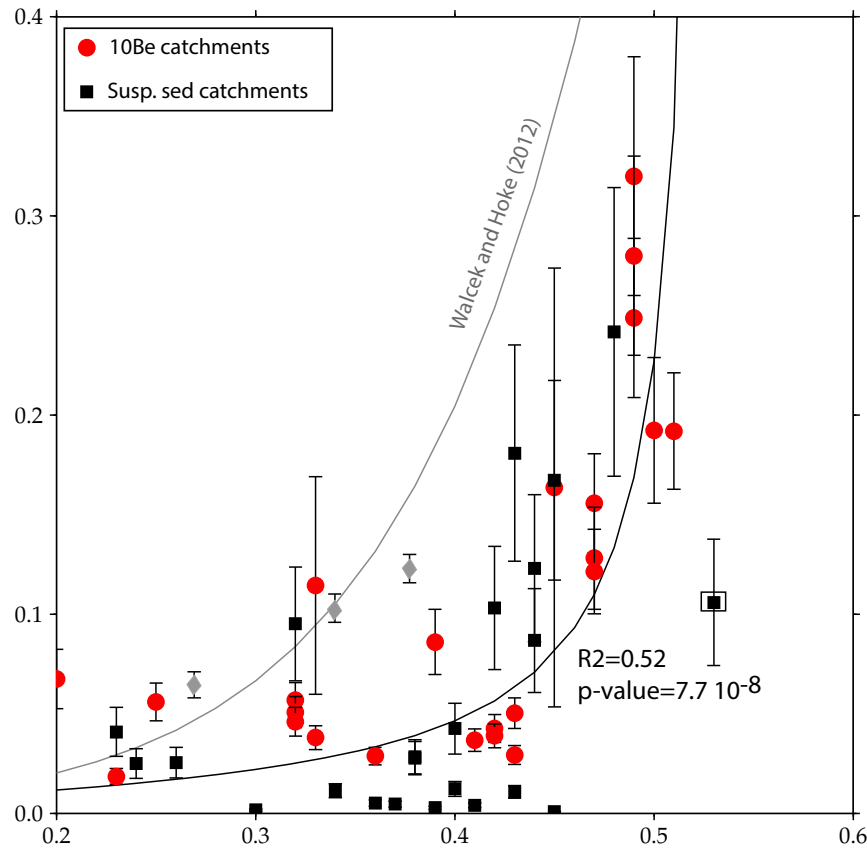


Fig. 4. Erosion rate v. mean catchment slope. The solid line is a model on the form erosion rate α (Slope/ $1 - (\text{Slope}/S_c)^2$) with $S_c = 0.53$. R^2 and p -value apply to squares and circles but do not consider the point with the slope equal to S_c (surrounded by a square). Millennial erosion rates of three small catchments studied by Walcek & Hoke (2012) (grey diamonds) and their erosion-slope model are plotted for comparison. These catchments are two to three orders of magnitude smaller than the other ones.

take the logarithm of this modified equation:

$$\ln \left[\frac{E \text{Slope}}{1 - (E \text{Slope}/S_c)^2} \right] = \ln(C) + \alpha \ln(\text{Runoff}) + \beta \ln \left(\frac{\text{Area}_g}{\text{Area}} \right). \quad (3)$$

A regression analysis was then carried out using the decadal erosion rates on the one hand, and the millennial erosion rates on the other hand, for E . The data of Walcek & Hoke (2012), which correspond to much smaller catchments, are not included in this analysis. In both cases, the results indicate cases in which only $\ln(C)$ ($\ln(C) = -4.14 \pm 0.58$, p -value = $2.9E-7$ for the decadal erosion rates and $\ln(C) = 0.9 \pm 0.4$, p -value = 0.04 for the millennial erosion rates) and $\ln(\text{Runoff})$ ($\alpha = 0.57 \pm 0.14$, p -value = $6.0E-4$ for the decadal erosion rates and $\alpha = 0.50 \pm 0.08$, p -value = $7.6E-6$ for the millennial erosion rates) were significant predictors of the left-hand side of the modified equation. The logarithm $\text{Area}_g/\text{Area}$ was not a significant

predictor in either case ($\beta = -0.52 \pm 0.26$, p -value = 0.06 for the decadal erosion rates and $\beta = 0.03 \pm 0.16$, p -value = 0.82 for the millennial erosion rates). The overall model fit was $R^2 = 0.65$ for the decadal erosion rates and $R^2 = 0.77$ for the millennial erosion rates. This model suggests that the control of runoff on the erosion rates is weaker (less-than-linear dependence with $\text{Runoff}^{0.5}$) than the control of slope, which is consistent with other databases (e.g. Aalto *et al.* 2006; Syvitsky & Milliman 2007).

Comparison with geological features

Figure 5 displays the latitudinal variations of some parameters: the thickness of sediment in the trench (drawn schematically after Bangs & Cande (1997)), runoff, the catchment mean incision, the erosion rates (a square for the decadal erosion rates; a circle for the millennial erosion rates; the numbers are shown as an integration time in ka), and a crustal profile based on the mean elevation of the

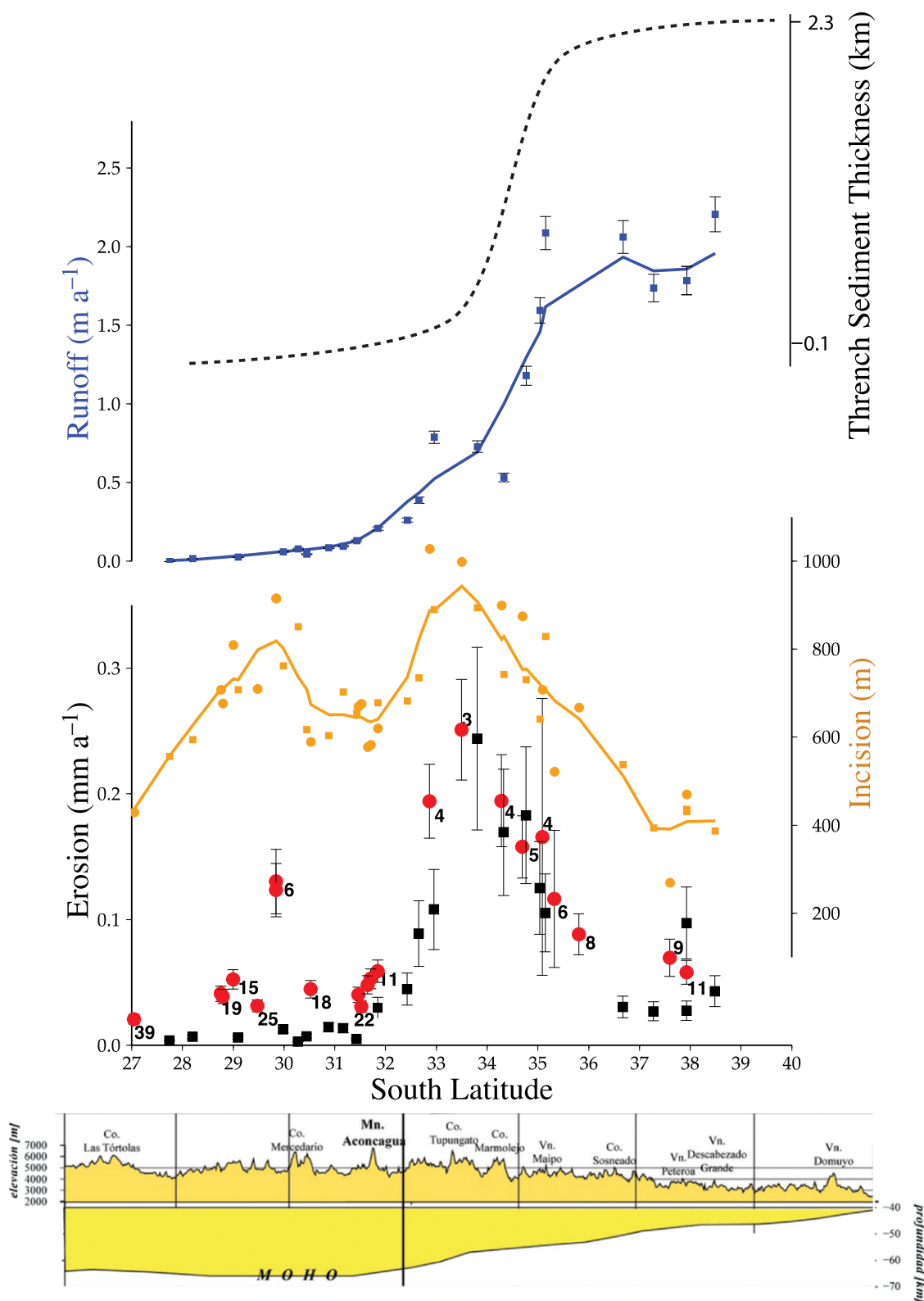


Fig. 5. From top to bottom: schematic sediment thickness in the trench after Bangs & Cande (1997), runoff, mean catchment incision, decadal (squares) and millennial (circles) erosion rates, crustal section after Tassara *et al.* (2006) (from Fariás (2007)). Between 37° and 38°S, the millennial erosion rates are new data and the decadal erosion rates were recalculated from Pepin *et al.* (2010) to account for new measurements between 2006 and 2010 (Puente Perales station, Table 1) and for the periods before and after the dams were built (Rucalhue station).

EROSION IN THE CHILEAN ANDES

Cordillera and on the Moho depth after Tassara *et al.* (2006). A striking observation is that the erosion rates peak at the inflection point for the runoff and crustal thickness near 34°S, and then decrease southwards, whereas the thickness of the sediment accumulated in the trench, representing a cumulative erosion over a timescale much longer than thousands of years, follows the southward runoff increase. The erosion rates are strongly correlated with the mean catchment incision and with mean catchment slope.

Discussion

Previous results have shown a weak relationship between the decadal and millennial erosion rates with the mean annual runoff. Is this observation sufficient to explain that the pattern of mean erosion rates and mean annual runoff are uncorrelated to the south of 33°S? Does this imply that the mean precipitation rate has a minor effect on the topographic evolution over Ma? In the following, we investigate three hypotheses that could explain the difference between the decadal, millennial and longer timescale erosion rates and the mean annual runoff, replacing these data in a temporal frame of several Ma (Fig. 6). We define three sectors which may correspond to different evolutionary stages of erosion in response to a Mio-Pliocene surface uplift (Fig. 6): the northern sector corresponds to latitudes between 27° and 33°S, the central sector between 33° and 34°S and the southern sector between 35° and 39°S.

Hypothesis 1: The topography has reached a dynamic equilibrium between the erosion rate and the rock uplift rate, so that the decadal and millennial erosion rates reflect the spatial differences in the rock uplift rates (Fig. 6a). The crustal thickness and the mean elevation decrease southwards (Fig. 5). If the tenfold increase in the erosion rates between the north and central sectors represents differences in the uplift rates, we would expect a southward increase in both the topography of the range and in the crustal thickness. The mean annual runoff increase between the north and central sectors seems too small to explain the observed decrease in crustal thickness. Alternatively, the decrease in the crustal thickness and in the erosion rate to the south of 34°S may be consistent with a decrease in the uplift rate. At these latitudes, a southward decrease of Neogene shortening and shortening rate of the upper crust is observed in Argentina (Giambiagi *et al.* 2012). According to Arriagada *et al.* (2013), this decrease in the Neogene shortening is consistent with the change in the palaeomagnetic rotation angle that they observe between the north and south of 33°S. Both observations

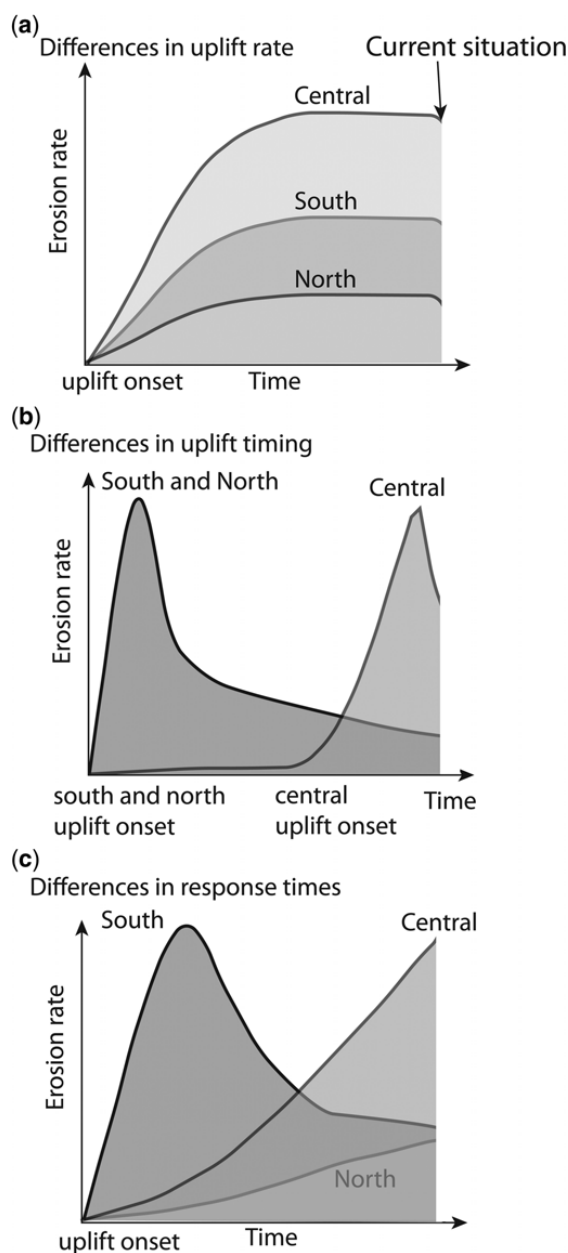


Fig. 6. Three hypotheses were investigated to explain the patterns in Figure 5. The north refers to latitudes between 27° and 33°S, the centre to latitudes between 33° and 35°S and the south to latitudes between 35° and 39°S. (a) In hypothesis 1, the Andes reached a dynamic equilibrium with different uplift rates, yielding different erosion rates. (b) In hypothesis 2, uplift occurred more recently in the centre than to the north and south, so that erosion rates are higher in the centre. (c) In hypothesis 3, uplift occurred at the same period but the difference in the precipitation rates brought the topography to different evolution stages, determining the differences in the erosion rate.

may be consistent with a southward decrease in the rock uplift rate on the Chilean side. This possibility requires additional thermochronological data to be

Table 3. Data corresponding to catchments with ^{10}Be samples

Sample	Lat. centroid catch. (°)	Long. centroid catch. (°)	Catch. area (km ²)	Granitoid area (km ²)	Hillslope gradient (m m ⁻¹)	Mean catch. incision (m)	Green veget. cover (% of area)	Runoff (m a ⁻¹)	P (atoms g ⁻¹ a ⁻¹)	Ptotal (atoms g ⁻¹ a ⁻¹)	(^{10}Be) Eros. rate (mm a ⁻¹)	$\pm 1\sigma$	Integr. time (ka)
SAN1*	-27.05	-69.60	3788	335	0.23	433	2.1	1.58E-02	32.5	30.8	1.9E-02	3.9E-03	39
HUA12*	-28.80	-70.24	7834	3735	0.41	680	3.8	3.47E-02	37.4	37.7	3.7E-02	5.7E-03	20
HUA10*	-28.76	-70.13	7245	3567	0.42	711	3.8	3.47E-02	39	40	3.9E-02	6.0E-03	19
HUA7*	-29.48	-70.20	2914	1193	0.43	713	3.5	3.47E-02	41.5	42.6	2.9E-02	4.8E-03	25
HUA1*	-29.00	-70.09	3176	1886	0.43	813	3.6	3.47E-02	41	43.9	5.0E-02	7.7E-03	15
ELK2*	-29.85	-70.19	2921	1172	0.47	919	2.7	6.94E-02	38.6	45.8	1.2E-01	2.1E-02	6
ELK1*	-29.85	-70.19	2921	1172	0.47	919	2.7	6.94E-02	38.6	45.8	1.3E-01	2.6E-02	6
HUR1*	-30.53	-70.37	1119	521	0.42	593	4.1	5.36E-02	42.9	37.2	4.3E-02	7.0E-03	18
CHO0823S*	-31.65	-70.95	5998	2129	0.32	581	12.8	7.57E-02	17	20.2	4.6E-02	7.2E-03	13
ILL1*	-31.53	-70.79	1231	360	0.36	679	10.8	7.57E-02	22.9	24.7	2.9E-02	4.4E-03	22
CHO0820*	-31.47	-70.88	1985	725	0.33	673	11	7.57E-02	15.2	18.7	3.8E-02	6.0E-03	13
CHO0822S*	-31.71	-70.90	5903	2119	0.32	586	12.8	7.57E-02	17.2	20.4	5.1E-02	7.8E-03	12
CHO1*	-31.85	-70.83	3757	1310	0.32	623	13.4	6.62E-02	18.9	21.9	5.7E-02	8.8E-03	11
ACO1*	-32.87	-70.28	2123	218	0.51	1031	7.3	5.14E-01	33	37	1.9E-01	2.9E-02	4
MAI1*	-33.50	-70.14	4935	247	0.49	1002	6.9	7.38E-01	36.8	39.9	2.5E-01	4.0E-02	3
CAC1*	-34.29	-70.26	2163	168	0.50	903	7.7	5.42E-01	29.9	30.6	1.9E-01	3.7E-02	4
TIN1*	-34.70	-70.51	1465	240	0.47	878	16.2	1.19E+00	26.3	27.5	1.6E-01	2.5E-02	5
TEN1*	-35.09	-70.61	1225	66	0.45	711	20.7	1.61E+00	20.4	19.9	1.6E-01	1.1E-01	4
LON1*	-35.33	-70.73	1789	77	0.33	525	32.5	1.90E+00	12.5	17.3	1.1E-01	5.5E-02	6
MAU1*	-35.81	-70.68	2693	508	0.39	671	16.6	1.90E+00	18.9	21.8	8.6E-02	1.6E-02	8
D1-1 [†]	-37.60	-71.60	1099	285	0.20	273	69	1.79E+00	9.9	8.4	6.8E-02	1.5E-02	9
Bbm1-2 [‡]	-37.93	-71.47	7616	942	0.25	473	43	1.79E+00	11.1	10.7	5.6E-02	9.5E-03	11
CLA2 [§]	-33.25	-69.60	258	258	0.49	678	1.8	Not avail.	58.1	58.1	3.2E-01	6.0E-02	2
CLA4 [§]	-33.27	-69.50	311	311	0.49	672	2.8	Not avail.	53.7	53.7	2.8E-01	5.0E-02	2

*From Carretier *et al.* (2013).[†]This study.[‡]From Pepin *et al.* (2013).Runoff refers to the nearest gauging station. P is the catchment mean ^{10}Be production rate corrected for differences in lithologies. Erosion rates are calculated using P (recalculated from Carretier *et al.* (2013), adding the effect of fast muons which leads to erosion rates c. 10% lower). Ptotal is the catchment mean ^{10}Be production rate without correcting for lithology, given for comparison.

EROSION IN THE CHILEAN ANDES

tested. Nevertheless, the following arguments contradict a near-dynamic equilibrium between uplift and erosion.

Between 27° and 33°S on the western side of the Andes, there are remnants of palaeosurfaces (Mortimer 1973; Farías *et al.* 2008; Riquelme *et al.* 2008; Bissig *et al.* 2002; Bissig & Riquelme 2009; Rehak *et al.* 2010; Aguilar *et al.* 2011) showing that the topography is transient and thus has not reached a dynamic equilibrium. In particular, this is the case where the erosion rate is the highest, near 33°S (Farías *et al.* 2008). This precludes interpretation of erosion rates in terms of uplift rates in the north and central sectors. North of 24°S, outside the studied area, Barnes & Ehlers (2009) and Jordan *et al.* (2010) concluded that the Neogene surface uplift of the western central Andes has been rather progressive. In contrast, several authors have argued that uplift has been discontinuous between 27° and 33°S. In the extreme north sector, Bissig *et al.* (2002) and Bissig & Riquelme (2009) proposed a renewed uplift in the late Miocene based on supergene copper mineralization ages. Between 29° and 32°S, apatite fission-track (AFT) and (U–Th)/He-apatite thermochronological data indicate a progressive exhumation, but with a main cooling event between 20 Ma and 15 Ma (Cembrano *et al.* 2003; Rodríguez *et al.* 2012a, Rodríguez *et al.* in review), which may be associated with the tectonic inversion of the Abanico basin (Charrier *et al.* 2007) during the same period further to the south. Another cooling event occurred at *c.* 8 Ma in the north sector (Rodríguez *et al.* 2012a). In the central sector, Farías *et al.* (2008) proposed that rock and surface uplifts have not been continuous and have mainly occurred between *c.* 10 and 4.6 Ma near 33°S in the main Cordillera (see also Makshev *et al.* (2009)), although some uplift may have occurred earlier during the tectonic inversion of the Abanico basin (Charrier *et al.* 2007) and during the Pleistocene (Lavenue & Cembrano 2008; Armijo *et al.* 2010).

Hypothesis 2: Uplift did not occur at the same time along the studied area, implying that the decadal and millennial erosion rates reflect different stages of the topographic evolution, with a minor influence from the mean annual precipitation rate (Fig. 6b). As mentioned above, surface uplift between 29° and 32°S seems to pre-date the main surface uplift that affected the Chilean Andes near Santiago (33–34°S) (Farías *et al.* 2008). Nevertheless, the similar, post *c.* 10 Ma uplift event identified near 29°S (Bissig *et al.* 2002), around 31°S (Rodríguez *et al.* 2012a; Rodríguez *et al.* in review) and near 33–34°S (Farías *et al.* 2008) shows some synchronism in the north and central sectors. This event might be consistent with the southward migration of the flat-slab segment associated with the Juan

Fernandez Ridge (Fig. 2) that reached its current position 10 Ma ago (Yañez *et al.* 2002, and references therein). The proximity of the southern edge of the flat slab and the decadal and millennial erosion-rate peak suggest an influence of the southward migration of the flat slab. This would also be consistent with the idea that the subduction of oceanic plateaus drives some rock uplift in the Cordillera (Martinod *et al.* 2010), but which has not occurred in the southern sectors. However, a post-10 Ma uplift is also proposed for the north of Chile and south of Peru, not influenced by the flat slab, which suggests another cause (e.g. Garcia & Hérail 2005; Thouret *et al.* 2007; Schildgen *et al.* 2009; Rodríguez *et al.* in review). Because the topographic response time to uplift is of the order of Ma in this sector, as shown (for Chile) by Farías *et al.* (2008) and (for the Argentine Precordillera) by Walcek & Hoke (2012), then the mean erosion rate may have just reached the peak illustrated in Figure 1. Between 35° and 38°S, the AFT data provided by Spikings *et al.* (2008) suggest that a first tectonic exhumation event occurred between 18 and 15 Ma. As in the northern sector, this event may be associated with the tectonic inversion of the Abanico basin (Charrier *et al.* 2007). The large erosion rate observed near 33° and 34°S may thus reflect a younger uplift pulse and a rapid erosion response (due to higher slopes) compared to an older uplift to the north of 32°S and to the south of 35°S. However, an older uplift in the southern sector is not clearly established. Although exhumation or provenance data between 32° and 39°S are sparse, they suggest that the main exhumation associated with the tectonics and erosion occurred between *c.* 10 and 3 Ma in the Santiago region (Farías *et al.* 2008; Makshev *et al.* 2009; Rodríguez *et al.* 2012a, b), and around 8 to 5 Ma between 35° and 38°S (Spikings *et al.* 2008), with a large range of AFT and (U–Th)/He ages between 20 and 6 Ma. This is synchronous with, or slightly after, the peak of the upper-crust deformation in the Argentina slope (15–7 Ma, Giambiagi *et al.* 2012). Consequently, differences in the timing of the uplift do not seem to explain the erosion rate pattern between 32° and 39°S.

Hypothesis 3: A period of surface uplift occurred in the Mio-Pliocene and the mean precipitation rate controlled the erosion response time. Modern erosion rates correspond to different stages of the topographic evolution (Fig. 6c). In this hypothesis, the short-term erosion pattern (decadal or millennial) reflects different stages of humped erosion curves such as those displayed in Figure 1. It is assumed that the erosion response time is shorter under a wetter climate: the catchments in the northern sector correspond to the growing stage of topography and the erosion rate

(moderate-to-high incision and slope but low erosion rate); those in the central part have reached the erosion rate peak (high incision, slope and erosion rate); while those in the southern sector are in the decreasing stage (low incision, slope and erosion rate). Latitudinal variations in the incision and erosion rates are consistent with this model (Fig. 5). Large slope variations are expected during the topographic adjustment shown in Figure 1. The strong correlation of the erosion rate with the slope and the weaker correlation with the runoff, as suggested by the correlation analysis, implies that the erosion rate should vary significantly during this slope adjustment (Fig. 5). Across the entire dataset, there is also a good correlation between the mean catchment slope and the mean catchment incision, which is consistent with the evolution model shown in Figure 1. Although the uplift of the northern sector may have occurred earlier than in the central and southern sectors, the topography seems less evolved. The northern catchments present large remnants of perched Miocene palaeosurfaces (Bissig *et al.* 2002; Aguilar *et al.* 2011; Rodríguez *et al.* 2014). The averaged erosion rate calculated from the incision of these surfaces is similar to the millennial and decadal erosion rates, which is consistent with a slow increase in the erosion rate and a long response time of erosion to surface uplift (Aguilar *et al.* 2011, 2014). In the central sector, Fariás *et al.* (2008) showed that the retreating river incision, driven by the 10 to 4.6 Ma uplift, reached the catchment head in the Pleistocene. This situation corresponds to the peak in Figure 1 and, as expected, the largest erosion rates are located in these catchments. Finally, this explanation requires that the total erosion (exhumation) over millions of years is higher in the southern sector than in the central and northern sectors (illustrated by the grey surface below the curves in Fig. 6c). Thermochronological data are lacking to verify this point, in particular between 33° and 39°S (see the data presented by Spikings *et al.* (2008)). Nevertheless, the volume of sediment trapped in the trench clearly increases southwards (Bangs & Cande 1997), with a sharp gradient in the central sector (Fig. 5). Although the age of the sediment is not well constrained, the larger volume of sediment deposited in the south strongly suggests that there has been more cumulative erosion in the south than in the north. The increase in the sedimentation rate in the trench of the southern sector from the Pliocene (Melnick & Echtler 2006), leading to *c.* 1.5 km of sediment thickness, is consistent with a rapid erosion response after the Mio-Pliocene rock uplift of the southern sector. The increase in glacial erosion from 6 Ma, as suggested by Melnick & Echtler 2006, may be responsible for this rapid

erosion response. In addition, the thermochronological ages given by Thomson *et al.* (2010) at 38° to 39°S (the southernmost extremity of the region covered by our data) are mainly distributed between 1 and 5 Ma for U–Th/He on apatite and between 1 and 15 Ma for AFTs. These Mio-Pliocene ages suggest an exhumation associated with an uplift pulse. The young ages between 1 and 5 Ma suggest much higher erosion rates than those determined with ¹⁰Be, the former being probably associated with glacial erosion (Thomson *et al.* 2010) and consistent with Pliocene trench sediment. It is possible that the succession of glacial and interglacial periods rendered the erosion rate highly variable during the Plio-Pleistocene, so that the decadal and millennial erosion rate represents a ‘pause’ in this evolution at these latitudes. Alternatively, this apparent inconsistency between the Plio-Pleistocene thermochronological ages and the low ¹⁰Be-derived erosion rates may be consistent with a rapid response to uplift in the Plio-Pleistocene enhanced by glacial erosion, and then a rapid decrease in the erosion rate leading to low millennial and modern erosion rates.

Finally, these three hypotheses correspond to end-member models and are not mutually exclusive. It remains possible that differences in the response time (hypothesis 3) is the main explanation for the difference between the northern and central sectors, whereas a difference in the magnitude (hypothesis 1) and the timing of the uplift (hypothesis 2) accentuates the differences between the central and southern sectors. Yet, only hypothesis 3 seems to be consistent with the available information. Future exhumation and structural data as well as dating of palaeosurfaces should help to clarify the relative weight of the other hypotheses.

Conclusion

The decadal and millennial erosion patterns between 27° and 39°S span two orders of magnitude and do not fit the current precipitation rate pattern, which increases monotonically southwards. The erosion pattern is well correlated and increases non-linearly with the mean slope or the mean incision pattern and scales with the square root of the mean annual runoff. In contrast, sediment trapped in the subduction trench suggests a correlation between the current runoff pattern and erosion over Ma. The differences between these erosion patterns and the runoff pattern may be explained by a simple model of growing and relaxing topography after a period of Mio-Pliocene surface uplift, whose response time is controlled by the mean annual precipitation rates. According to this model, catchments in the north may be in the growing stage

EROSION IN THE CHILEAN ANDES

(low erosion rate), the catchment in the central sector may have reached its peak (high erosion rate), and the southern catchments may be in the relaxing phase (low erosion rate). Differences in the timing and magnitude of the uplift may also play a role but more exhumation and structural data are needed to evaluate their influence, in particular between 33° and 39°S. Overall, this contribution suggests that even if the modern erosion rate is decoupled from the precipitation rate, climate may still play a fundamental role in the cumulative erosion of a mountain range by accelerating the erosion response to uplift.

This study was funded by the Agence Nationale pour la Recherche (#ANR-06-JCJC0100) and Institut de Recherche pour le Développement. It is also a contribution to the IGCP-UNESCO 586-Y Project awarded to L. Pinto (Universidad de Chile) and L. Giambiagi (CONICET, Argentina), to the FONDECYT projects #11085022 and #1120272 to the Laboratoire Mixte International COPEDIM. We thank G. Hoke and O. Korup for detailed reviews, although we alone are responsible for any errors or misconceptions.

References

- AALTO, R., DUNNE, T. & GUYOT, J. 2006. Geomorphic controls on Andean denudation rates. *The Journal of Geology*, **114**, 85–99.
- AGUILAR, G., RIQUELME, R., MARTINOD, J., DARROZES, J. & MAIRE, E. 2011. Variability in erosion rates related to the state of landscape transience in the semi-arid Chilean Andes. *Earth Surface Processes and Landforms*, **36**, 1736–1748, <http://dx.doi.org/10.1002/esp.2194>
- AGUILAR, G., CARRETIER, S., REGARD, V., VASSALLO, R., RIQUELME, R. & MARTINOD, J. 2014. Grain size-dependent ¹⁰Be concentrations in alluvial stream sediment of the Huasco Valley, a semi-arid Andes region. *Quaternary Geochronology*, **19**, 163–172. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quageo.2013.01.011>
- ALLEN, P. 2008. Time scales of tectonic landscapes and their sediment routing systems. In: GALLAGHER, K., JONES, S. J. & WAINWRIGHT, J. (eds) *Landscape Evolution: Denudation, Climate and Tectonics Over Different Time and Space Scales*. Geological Society, London, Special Publications, **296**, 7–28.
- ANTINAO, J. & GOSSE, J. 2009. Large rockslides in the Southern Central Andes of Chile (32–34.5°S): tectonic control and significance for Quaternary landscape evolution. *Geomorphology*, **104**, 117–133.
- ARMIJO, R., RAULD, R. ET AL. 2010. The West Andean Thrust, the San Ramon Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile. *Tectonics*, **29**, 10.1029/2008TC002427
- ARRIAGADA, C., FERRANDO, R., CORDOVA, L., MORATA, D. & ROPERCH, P. 2013. The Maipo orocline: a first scale structural feature in the Miocene to Recent geodynamics evolution in the central Chilean Andes. *Andean Geology*, **40**, 419–437.
- BALCO, G., STONE, J., LIFTON, N. & DUNAI, T. 2008. A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from Be and Al measurements. *Quaternary Geochronology*, **3**, 174–195.
- BANGS, J. & CANDE, S. 1997. Episodic development of a convergent margin inferred from structures and processes along the southern Chile margin. *Tectonics*, **16**, 489–503.
- BARET, F., HAGOLLE, O. ET AL. 2007. LAI, fAPAR and fCover CYCLOPES global products derived from VEGETATION. *Remote Sensing of Environment*, **110**, 305–315, <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2007.02.018>
- BARNES, J. & EHLERS, T. 2009. End member models for Andean Plateau uplift. *Earth and Planetary Science Letters*, **97**, 105–132, <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.08.003>
- BARNES, J. & PELLETIER, J. 2006. Latitudinal variation of denudation in the evolution of the Bolivian Andes. *American Journal of Science*, **506**, 1–31.
- BINNIE, S. A., PHILLIPS, W. M., SUMMERFIELD, M. A. & FIFIELD, L. K. 2007. Tectonic uplift, threshold hillslopes, and denudation rates in a developing mountain range. *Geology*, **35**, 743–746.
- BISSIG, T. & RIQUELME, R. 2009. Contrasting landscape evolution and development of supergene enrichment in the El Salvador porphyry Cu and Potrerillos-El Hueso Cu-Au districts, northern Chile. In: TITLEY, S. (ed.) *Supergene Environments, Processes and Products*. Society of Economic Geologists, Special Publication, **14**, 59–68.
- BISSIG, T., CLARK, A., LEE, J. & HODGSON, C. 2002. Miocene landscape evolution and geomorphologic controls on epithermal processes in the El Indio-Pascua Au-Ag-Cu belt, Chile and Argentina. *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, **97**, 971–996.
- BONNET, S. & CRAVE, A. 2003. Landscape response to climate change: insights from experimental modeling and implications for tectonic versus climatic uplift of topography. *Geology*, **31**, 123–126, [http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0123:LRTCCI>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0123:LRTCCI>2.0.CO;2)
- BRAUCHER, R., BROWN, E., BOURLÈS, D. & COLIN, F. 2003. In situ produced Be measurements at great depths: implications for production rates by fast muons. *Earth and Planetary Science Letters*, **211**, 251–258, [http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X\(03\)00205-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0012-821X(03)00205-X)
- BROWN, E. T., STALLARD, R. F., LARSEN, M. C., RAISEBECK, G. M. & YIOU, F. 1995. Denudation rates determined from the accumulation of in situ-produced Be in the Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico. *Earth and Planetary Science Letters*, **129**, 193–202.
- BURBANK, D., BLYTHE, A. ET AL. 2003. Decoupling of erosion and precipitation in the Himalayas. *Nature*, **426**, 652–655.
- CARRETIER, S., POISSON, B., VASSALLO, R., PEPIN, E. & FARIAS, M. 2009. Tectonic interpretation of erosion rates at different spatial scales in an uplifting block. *Journal of Geophysical Research*, **114**, F02003, <http://dx.doi.org/10.1029/2008JF001080>

- CARRETIER, S., REGARD, V. ET AL. 2013. Slope and climate variability control of erosion in the Andes of central Chile. *Geology*, **41**, 195–198, <http://dx.doi.org/10.1130/G33735.1>
- CASTELLTORT, S. & VAN DEN DRIESSCHE, J. 2003. How plausible are high-frequency sediment supply-driven cycles in the stratigraphic record? *Sedimentary Geology*, **157**, 3–13, [http://dx.doi.org/10.1016/S0037-0738\(03\)00066-6](http://dx.doi.org/10.1016/S0037-0738(03)00066-6)
- CEMBRANO, J., ZENTILLI, M., GRIST, A. & NEZ, G. Y. 2003. Nuevas edades de trazas de fisión para Chile Central (30°–40°): implicancias en el Alzamiento y exhumación de Los Andes desde el Cretácico. In: *Abstracts of the 10th Chilean Geological Congress*. Universidad de Concepción 6–10 de Octubre 2003.
- CHARREAU, J., BLARD, P. ET AL. 2011. Paleo-erosion rates in Central Asia since 9 Ma: a transient increase at the onset of Quaternary glaciations? *Earth and Planetary Science Letters*, **304**, 85–92, <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2011.01.018>
- CHARRIER, R., PINTO, L. & RODRÍGUEZ, M. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile. In: MORENO, T. & GIBBONS, W. (eds) *Geology of Chile*. Geological Society, London, 21–116.
- CLIFT, P. 2006. Controls on the erosion of Cenozoic Asia and the flux of clastic sediment to the ocean. *Geology*, **241**, 571–580, <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2005.11.02>
- CODILEAN, A. 2006. Calculation of the cosmogenic nuclide production topographic shielding scaling factor for large areas using DEMs. *Earth Surface Processes and Landforms*, **31**, 785–794, <http://dx.doi.org/10.1002/esp.1336>
- DADSON, S. J., HOVIUS, N. ET AL. 2003. Links between erosion, runoff, variability and seismicity in the Taiwan orogeny. *Nature*, **426**, 648–651.
- DI BIASE, R. & WHIPPLE, K. 2011. The influence of erosion thresholds and runoff variability on the relationships among topography, climate, and erosion rate. *Journal of Geophysical Research*, **116**, F04036, <http://dx.doi.org/10.1029/2011JF002095>
- DI BIASE, R., WHIPPLE, K., HEIMSATH, A. & OUMET, W. 2010. Landscape form and millennial erosion rates in the San Gabriel Mountains, CA. *Earth and Planetary Science Letters*, **289**, 134–144, <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2009.10.036>
- FARÍAS, M. 2007. *Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile Central durante el Neógeno*. PhD thesis, Universidad de Chile/Université de Toulouse.
- FARÍAS, M., CHARRIER, ET AL. 2008. Late Miocene high and rapid surface uplift and its erosional response in the Andes of Central Chile (33–35°S). *Tectonics*, **27**, TC1005, <http://dx.doi.org/10.1029/2006TC002046>
- FRANKEL, K. L. & PAZZAGLIA, F. J. 2006. Mountain fronts, base-level fall, and landscape evolution: insights from the southern Rocky Mountains. In: WILLET, D., HOVIUS, N., BRANDON, M. & FISHER, D. (eds) *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution*. Geological Society of America, Special Paper, **398**, 419–434, [http://dx.doi.org/10.1130/2006.2398\(26\)](http://dx.doi.org/10.1130/2006.2398(26))
- GARCIA, M. & HÉRAIL, G. 2005. Fault-related folding, drainage network evolution and valley incision during the Neogene in the Andean Precordillera of Northern Chile. *Geomorphology*, **65**, 279–300, <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.09.007>
- GIAMBIAGI, L., MESCUA, J., BECHIS, F., TASSARA, A. & HOKE, G. 2012. Thrust belts of the southern Central Andes: along-strike variations in shortening, topography, crustal geometry, and denudation. *Geological Society of American Bulletin*, **124**, 1339–1351, <http://dx.doi.org/10.1130/B30609.1>
- GRANGER, D., KIRCHER, J. & FINKEL, R. 1996. Spatially averaged long-term erosion rates measured from in situ-produced cosmogenic nuclides in alluvial sediment. *The Journal of Geology*, **104**, 249–257.
- JORDAN, T., NESTER, P., BLANCO, N., HOKE, G., DÁVILA, F. & TOMLINSON, A. 2010. Uplift of the Altiplano Puna plateau: a view from the west. *Tectonics*, **29**, TC5007, <http://dx.doi.org/10.1029/2010TC002661>
- KIRCHNER, J. W., FINKEL, R., RIEBE, C., GRANGER, D., CLAYTON, J., KING, J. & MEGAHAN, W. 2001. Mountain erosion over 10-year, 10000-year, and 10000 000-year timescales. *Geology*, **29**, 591–594.
- KOOI, H. & BEAUMONT, C. 1994. Escarpment evolution on high-elevation rifted margins: insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection, and reaction. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 12 191–12 209.
- KOOI, H. & BEAUMONT, C. 1996. Large-scale geomorphology: classical concepts reconfigured and integrated with contemporary ideas via surface processes model. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 3361–3386.
- LANGBEIN, W. & SCHUMM, S. 1958. Yield of sediment in relation to mean annual precipitation. *Transactions of the American Geophysical Union*, **39**, 1076–1084.
- LAVENU, A. & CEMBRANO, J. 2008. Deformación compressiva cuaternaria en la Cordillera Principal de Chile central (Cajón del Maipo, este de Santiago). *Revista Geológica de Chile*, **35**, 233–252.
- MAKSAEV, V., MUNIZAGA, F., ZENTILLI, M. & CHARRIER, R. 2009. Fission track thermochronology of Neogene plutons in the Principal Andean Cordillera of central Chile (33–35°S): implications for tectonic evolution and porphyry Cu–Mo mineralization. *Andean Geology*, **36**, 153–171.
- MARTINOD, J., HUSSON, L., ROPERCH, P., GUILLAUME, B. & ESPURT, N. 2010. Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, **299**, 299–309, <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2010.09.010>
- MATSUURA, K. & WILLMOTT, C. J. 2011. http://climate.geog.udel.edu/climate/html_pages/download.html
- MELNICK, D. & ECHTLER, M. 2006. Inversion of forearc basins in south-central Chile caused by rapid glacial age trench fill. *Geology*, **34**, 709–712.
- METIVIER, F., GAUDEMER, Y., TAPPONNIER, P. & KLEIN, M. 1999. Mass accumulation rates in Asia during the Cenozoic. *Geophysical Journal International*, **137**, 280–318, <http://dx.doi.org/10.1046/j.1365-246X.1999.00802.x>
- 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.
- MORTIMER, C. 1973. The Cenozoic history of the southern Atacama Desert. *Journal of the Geological Society, London*, **129**, 505–526.

EROSION IN THE CHILEAN ANDES

- OUMET, W. B., WHIPPLE, K. X. & GRANGER, D. E. 2009. Beyond threshold hillslopes: channel adjustment to base-level fall in tectonically active mountain ranges. *Geology*, **37**, 579–582, <http://dx.doi.org/10.1130/G30013A.1>
- PEPIN, E., CARRETIER, S., GUYOT, J. & ESCOBAR, F. 2010. Specific suspended sediment yields of the Andean rivers of Chile and their relationship to climate, slope and vegetation. *Hydrological Sciences Journal*, **55**, 1190–1205, <http://dx.doi.org/10.1080/02626667.2010.512868>
- PEPIN, E., CARRETIER, S. *ET AL.* 2013. Pleistocene landscape entrenchment: a geomorphological mountain to foreland field case, the Las Tunas system, Argentina. *Basin Research*, **25**, 1–25, <http://dx.doi.org/10.1111/bre.12019>
- POLANSKI, J. 1963. Estratigrafía neotectónica y geomorfología del pleistoceno pedemontano entre los ríos diamante y mendoza, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, **17**, 127–349.
- REHAK, K., BOOKHAGEN, B., STRECKER, M. & ECHTLER, H. P. 2010. The topographic imprint of a transient climate episode: the western Andean flank between 15.5 and 41.5°S. *Earth Surface Processes and Landforms*, **35**, 1516–1534, <http://dx.doi.org/10.1002/esp.1992>
- RIEBE, C., KIRCHNER, J., GRANGER, D. & FINKEL, R. 2001. Minimal climatic control on erosion rates in the Sierra Nevada, California. *Geology*, **29**, 447–450, ISI:000168445700018
- RIQUELME, R., DARROZES, J., MAIRE, E., HÉRAIL, G. & SOULA, J. C. 2008. Long-term denudation rates from the Central Andes (Chile) estimated from a digital elevation model using the black top hat function and inverse distance weighting: implications for the Neogene climate of the Atacama Desert. *Revista Geológica de Chile*, **35**, 105–121.
- RODRÍGUEZ, M., CHARRIER, R., BRICHAU, S. & CARRETIER, S. 2012a. Thermochronometric constraints for Cenozoic exhumation in north central Chile (29°S–32°S), *In: Abstracts of the XII Chilean Geological Congress, Antofagasta*, 5–9 August 2012.
- RODRÍGUEZ, M., PINTO, L. & ENCINAS, A. 2012b. Cenozoic erosion in the Andean forearc in Central Chile (33–34°S): sediment provenance inferred by heavy mineral studies. *Geological Society of America, Special Papers*, **487**, 141–162, [http://dx.doi.org/10.1130/2012.2487\(09\)](http://dx.doi.org/10.1130/2012.2487(09))
- RODRÍGUEZ, M. *ET AL.* in review. Thermochronometric constraints on the development of the Andean topographic front in north central Chile (28.5–32°S). *Tectonics*.
- RODRÍGUEZ, M. P., AGUILAR, G., URRESTY, C. & CHARRIER, R. 2014. Neogene landscape evolution in the Andes of north-central Chile between 28 and 32°S: interplay between tectonic and erosional processes. *In: SEPÚLVEDA, S. A., GIAMBIAGI, L. B., MOREIRAS, S. M., PINTO, L., TUNIK, M., HOKE, G. D. & FARIAS, M.* (eds) *Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina*. Geological Society, London, Special Publications, **399**. First published online April 4, 2014, <http://dx.doi.org/10.1144/SP399.15>
- ROERING, J. J., KIRCHNER, J. W. & DIETRICH, W. E. 1999. Evidence for nonlinear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology. *Water Resources Research*, **35**, 853–870.
- ROERING, J. J., PERRON, J. T. & KIRCHNER, J. W. 2007. Functional relationships between denudation and hillslope form and relief. *Earth and Planetary Science Letters*, **264**, 245–258, <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2007.09.035>
- SAFRAN, E., BIERMAN, P., AALTO, R., DUNNE, T., WHIPPLE, K. & CAFFEE, M. 2005. Erosion rates driven by channel network incision in the Bolivian Andes. *Earth Surface Processes and Landforms*, **30**, 1007–1024.
- SCHILDGEN, T., HODGES, K., WHIPPLE, K., PRINGLE, M., VAN SOEST, M. & CORNELL, K. 2009. Late Cenozoic structural and tectonic development of the western margin of the central Andean Plateau in southwest Peru. *Tectonics*, **28**, TC4007.
- SPIKINGS, R., DUNGAN, M., FOEKEN, J., CARTER, A., PAGE, L. & STUART, F. 2008. Tectonic response of the central Chilean margin (35–38°S) to the collision and subduction of heterogeneous oceanic crust: a thermochronological study. *Journal of the Geological Society, London*, **165**, 941–953.
- STOLAR, D. B., WILLETT, S. D. & ROE, G. H. 2006. Climatic and tectonic forcing of a critical orogen. *In: WILLETT, S. D., HOVIUS, N., BRANDON, M. T. & FISHER, D. M.* (eds) *Tectonics, Climate, and Landscape Evolution*. Geological Society of America Special Paper, **398**, 241–250, [http://dx.doi.org/10.1130/2006.2398\(14\)](http://dx.doi.org/10.1130/2006.2398(14))
- STOLAR, D., ROE, G. & WILLETT, S. 2007. Controls on the patterns of topography and erosion rate in a critical orogeny. *Journal of Geophysical Research*, **112**, F04002.
- STONE, J. 2000. Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 23753–23759, ISI: 000089895700027
- SUMMERFIELD, M. A. & HULTON, N. J. 1994. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, **99**, 13 871–13 883.
- SYVITSKY, J. & MILLIMAN, J. 2007. Geology, geography, and humans battle for dominance over the delivery of fluvial sediment to the coastal ocean. *The Journal of Geology*, 115.
- TASSARA, A., GOTZE, H., SCHMIDT, S. & HACKNEY, R. 2006. Three-dimensional density model of the Nazca plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research*, **111**, B09404, <http://dx.doi.org/10.1029/2005JB003976>
- THOMSON, S., BRANDON, M., TOMKIN, J., REINERS, P., VÁSQUEZ, C. & WILSON, N. 2010. Glaciation as a destructive and constructive control on mountain building. *Nature*, **467**, 313–317, <http://dx.doi.org/10.1038/nature09365>
- THOURET, J. C., WÖRNER, G., GUNNELL, Y., SINGER, B., ZHANG, X. & SOURLOT, T. 2007. Geochronologic and stratigraphic constraints on canyon incision and Miocene uplift of the Central Andes in Peru. *Earth and Planetary Science Letters*, **263**, 151–166.
- TUCKER, G. & SLINGERLAND, R. 1996. Predicting sediment flux from fold and thrust belts. *Basin Research*, **8**, 329–349.
- TUCKER, G. & VANDERBEEK, P. 2013. A model for post-orogenic development of a mountain range and its

- foreland. *Basin Research*, **24**, 241–259, <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-2117.2012.00559.x>
- UBA, C., STRECKER, M. & SCHMITT, A. 2007. Increased sediment accumulation rates and climatic forcing in the central Andes during the late Miocene. *Geology*, **35**, 979–982.
- VON BLANCKENBURG, F., HEWAWASAM, T. & KUBIK, P. 2004. Cosmogenic nuclide evidence for low weathering and denudation in the wet, tropical highlands of Sri Lanka. *Journal of Geophysical Research*, **109**, F03008, ISI: 000224573800001
- WALCEK, A. & HOKE, G. 2012. Surface uplift and erosion of the southernmost Argentine Precordillera. *Geomorphology*, **153–154**, 156–168.
- WHIPPLE, K. X. 2009. The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts. *Nature Geoscience*, **2**, 97–104, <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo413>
- WHIPPLE, K. & MEADE, B. 2006. Orogen response to changes in climatic and tectonic forcing. *Earth and Planetary Science Letters*, **243**, 218–228, <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2005.12.022>
- YAÑEZ, G., CEMBRANO, J., PARDO, M., RANERO, C. & SELLES, D. 2002. The Challenger-Juan Fernandez-Maipo major tectonic transition of the Nazca-Andean subduction system at 33–34°S: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences*, **15**, 23–38, [http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00004-4](http://dx.doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00004-4)