



Análisis multi-proxy paleoambiental y modelización de registros sedimentarios fluviales en los Alpes Suizos

Rui Filipe Ferreira de Carvalho



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement 3.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento 3.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution 3.0. Spain License.**



Universitat de Barcelona

Análisis multi-proxy paleoambiental y modelización de registros sedimentarios fluviales en los Alpes Suizos

RUI FILIPE FERREIRA DE CARVALHO

Barcelona, 2014



Facultat de Geografia i Història

Departament de Geografia Física i Anàlisi Geogràfica Regional

PROGRAMA DE DOCTORADO: GEOGRAFÍA, PLANIFICACIÓN TERRITORIAL
Y GESTIÓN AMBIENTAL

TESIS DOCTORAL

**Análisis *multi-proxy* paleoambiental y
modelización de registros sedimentarios
fluviales en los Alpes Suizos**

Memoria presentada por
Rui Filipe Ferreira de Carvalho
para optar al grado de Doctor

Director y tutor de la tesis:

**Dr. Lothar Schulte
Universitat de Barcelona**

Barcelona, septiembre de 2014

Fotografía de portada: Vista sobre el valle Hasli inferior, con el lago Brienz al fondo, tomada desde Planplatten. Fotografía cedida por *Buelipix*.

Esta tesis doctoral ha sido realizada en el ámbito del grupo de investigación Fluvalps, del departamento de Geografia Física i Anàlisi Geogràfica Regional de la Universitat de Barcelona. El trabajo ha sido financiado por la beca FPI (Formación Personal Investigador) del Ministerio de Innovación y Ciencia (BES-2007-15653), por el Programa ICREA Acadèmia 2011 (Premiado: Dr. Lothar Schulte) y por los proyectos Fluvalps 3000 (CGL2006-0111), Fluvalps Plus (CGL2009-06951/BTE), Fluvalps Iberia (CGL2013-43716-R) y Fluvalps – PaleoRisk (2014SGR507).

**Dedico esta tesis a mis padres.
Sin su esfuerzo y dedicación este
trabajo no hubiera sido posible.**

Intentar terminar, nunca permanecer en la duda.
Nada es tan difícil como la búsqueda de lo que será descubierto.

R. Herrick, "Hespérides"

AGRADECIMIENTOS

A pesar del carácter individual inherente a la elaboración de una tesis doctoral, su realización no hubiera sido posible sin la colaboración, orientación y apoyo de varias personas. Pretendo aquí expresar mi profundo agradecimiento a quienes me han ayudado a lo largo de todos estos años de investigación.

En primer lugar, quiero mostrar mi agradecimiento al Dr. Lothar Schulte, mi director de tesis y mentor. Le agradezco la confianza, la orientación, las discusiones científicas y la disponibilidad que siempre me ha ofrecido. No olvidaré tampoco el apoyo que me ha dado, desde el lejano año de 2006 cuando empecé mi colaboración con el proyecto Fluvalps, tanto a nivel académico como a nivel de financiación, becas y contratos. Recuerdo con especial cariño las campañas de trabajo de campo en los Alpes, donde siempre nos ha brindado su humor y buena disposición. Muchas gracias por haber creído en mí y por ayudarme en este largo viaje.

De la Universidad de Berna me gustaría agradecer principalmente al Dr. Heinz Veit toda la ayuda prestada durante las estancias realizadas y durante las campañas de trabajo de campo. Su disponibilidad y hospitalidad son dignas de elogio y han facilitado mucho mi trabajo de investigación. Quiero dar las gracias también a todos los colaboradores del grupo de Palão- Geoökologie, especialmente al Dr. Jan-Hendrik May, al Dr. Umberto Lombardo, a la Dra. Anna Plotzki y a Alexandra Heer.

Agradezco la posibilidad de realizar los análisis geoquímicos y sedimentarios en el laboratorio de Fluorescencia de Rayos X de los Serveis Científicotècnics de la Universitat de Barcelona, bajo la orientación de Elisenda Seguí; en el laboratorio de Geografía de la Universidad de Berna, bajo la orientación de la Dra. Daniela Fischer; en el laboratorio de Geología del Instituto Tecnológico Federal de Zúrich (ETHZ), bajo la orientación de la Dra. Stefanie Wirth; y en el Centro de Investigación de Ciencias Medioambientales Marinas (MARUM) de la Universidad de Bremen, bajo la orientación de la Dra. Ursula Röhl y la Dra. Vera Lukies.

Agradezco a la Dra. Johanna Lomax de la Universidad de Giessen el apoyo que siempre me ha dado en el trabajo de campo y la total disponibilidad que siempre me ha ofrecido.

Quiero expresar mi agradecimiento al Dr. Stanley Trimble de la Universidad de California, Los Ángeles, por el interés en mi trabajo y por abrirme nuevos horizontes en el campo de la modelización y los balances sedimentarios.

Agradezco al Dr. Francesc Burjachs de la Universidad Rovira i Virgili las valiosas aportaciones sobre la variabilidad paleoambiental de los fondos de valle alpinos.

Del departamento de Geografia Física i Anàlisi Geogràfica Regional me gustaría dar las gracias especialmente al Dr. Xavier Úbeda, que siempre me ha apoyado. Sus consejos, ánimos y comprensión han marcado estos años de trabajo. Muchas gracias por abrirme las puertas del Laboratorio de Geografía Física y por toda la ayuda en los análisis geoquímicos realizados en este trabajo. También me gustaría mostrar mi agradecimiento al Dr. Antonio Gómez Ortiz por su amabilidad y colaboración dentro del Grup de Recerca de Paisatge i Paleoambients a la Muntanya Mediterrània, al Profesor Ferran Salvador por su disponibilidad y por haber sido una fuente de datos inagotable, y a la Dra. Montserrat Salvà por su apoyo.

De la Universidad de Lisboa quiero mostrar mi gratitud al fallecido Dr. António de Brum Ferreira, a la Dra. Denise de Brum Ferreira y al Dr. Gonçalo Vieira por despertar en mí el interés por la Geografía Física. Agradezco también al Dr. António Lopes y al Dr. Jorge Rocha por haberme motivado a trabajar en el campo de los SIG y la teledetección.

Agradezco enormemente a Jaime Llorca su ayuda incondicional, las largas horas de discusión, la aportación de ideas constructivas a este trabajo y las revisiones finales realizadas en la presente tesis.

Agradezco a Marta Baró la colaboración en el análisis geoquímico y cronoestratigráfico y la ayuda en el trabajo de campo. Gracias también a Justino Losada por sus comentarios constructivos e ideas. Mi gratitud a Juan Carlos Peña por el apoyo incansable desde mi primera campaña de trabajo de campo en septiembre de 2007. También agradezco a Benedita Santos su ayuda en los trabajos de laboratorio y el ánimo y comprensión que siempre me ha transmitido.

También me gustaría expresar mi gratitud a los restantes compañeros de trabajo que han colaborado en el trabajo de campo y en los diversos análisis de laboratorio. Ellos son: Ignacio Moreno, Bruno Simões, João Penilo, Maura Coca, Elena Rallo, Magdalena Fuentealba, Natalia Martin, Carlos Sánchez y Xavier Maté.

A todos los amigos con quien he tenido la suerte de compartir estos últimos años y que han hecho de Barcelona mi casa, mi profundo agradecimiento, especialmente a Edinson Pacheco, Kateřina Říhová, Óliver Meseguer, Marina Hernández, Nicole Selamé, Yadur González, Jorge Gando, Lluís Frago, Marcos Francos, Pablo Sarricolea, Pilar Leal, Carlos Pérez, Jorge Andrés Riera, Francisco de la Barrera, Andrés Cadena y Andrés Yara.

Tampoco puedo dejar de agradecer a mis amigos de Portugal, que siempre me han contagiado su buena disposición y alegría. Gracias a Paulo Santos, Gonçalo Archer de Carvalho, Fernando Gomes, Vera Escudeiro, Francisco Fraústo, Helder Vasconcelos y Gabriel Queiroz. Me gustaría hacer una mención especial a Ana Cardoso, por el apoyo que me ha dado y las valiosas sugerencias para la presente tesis.

Agradezco a Marta Gallego las revisiones lingüísticas y la fuerza que me ha transmitido en la recta final de la tesis.

Por último, aunque no por ello menos importante, quiero agradecer a mi familia, que a pesar de estar lejos siempre me ha dado ánimos para seguir adelante y concluir la tesis. Agradezco especialmente a mis padrinos Adão Ferreira y Maria Caetano toda la fuerza que me han transmitido; y a mis primos Ângelo Octavio Ferreira y Jacinta Luisa Ferreira todos los buenos momentos que hemos pasado juntos y el coraje que me han transmitido. Mi enorme agradecimiento a mi hermana Silvia Carvalho y a mis padres, Abilio Carvalho y Aida Ferreira, a quienes dedico este trabajo. Gracias a ellos esta tesis es una realidad. No puedo dejar de expresar mi profunda admiración por el esfuerzo y dedicación de mis padres para que yo pudiera llegar a terminar esta tesis. Solo me resta pensar que al finalizar esta etapa de mi vida les estoy rindiendo un humilde homenaje, demostrando que el esfuerzo y la esperanza depositados en mí han valido la pena.

Rui Filipe Ferreira de Carvalho,

Barcelona, 29 de septiembre de 2014

Resumen

El estudio de sistemas fluviales mediante el análisis de testigos sedimentarios supone una oportunidad singular para comprender los patrones espaciales y temporales que rigen la dinámica de la agradación fluvial bajo la influencia de diferentes fuerzas motrices, como son la variabilidad climática o las actividades humanas. Los abanicos aluviales y deltas de los principales valles alpinos de modelado glaciar son importantes cubetas sedimentarias (Hinderer, 2001), que proporcionan registros sedimentarios de alta resolución por ser entornos relativamente estables (Schulte *et al.*, 2008, 2009a).

Este trabajo se centra en el análisis de la dinámica sedimentaria de llanuras deltaicas en los Alpes Berneses. En el valle del bajo Hasli se ha aplicado un análisis *multi-proxy* que incidió principalmente en el estudio de la dinámica fluvial del pasado, concretamente en los últimos 2500 años, lo que permitió el análisis de las interacciones del sistema fluvial con la variabilidad climática y con los cambios de usos del suelo. Los análisis realizados incluyen un estudio cronoestratigráfico y geoquímico de testigos sedimentarios. Con respecto a la modelización de la agradación sedimentaria y la estimación de la erosión del suelo y el transporte de materiales en cuencas tributarias de pequeña dimensión, se ha incorporado en el presente estudio la cuenca del río Lütschine.

Los registros geoquímicos del delta del río Aare permiten identificar dos grupos de elementos principales, uno que engloba el OC y metales como el Cu, Zn y Pb, que se asocian con los horizontes orgánicos, y otro donde se agrupan los elementos químicos de materiales asociados a minerales de aluminosilicatos. Se ha identificado una posible respuesta de la dinámica fluvial a la variabilidad climática: se distinguen periodos marcados por un aumento del aporte sedimentario, asociados a fases climáticas frías; así como la mayor incidencia de formación de suelos ricos en materia orgánica en periodos cálidos. La realización de un índice de concentración de metales ha permitido encontrar evidencias que podrían indicar fases de actividad minera durante el Periodo Romano y la Edad Media Temprana, así como un incremento generalizado en la Época Moderna.

La modelización de la agradación en las llanuras deltaicas del Aare y del Lütschine ha mostrado que existe una relación directa entre las diferencias en las tasas de sedimentación de cada testigo sedimentario y el ambiente sedimentario en el que

se inscribe cada uno de ellos. Esta diferenciación se explica por la cercanía al canal y la interacción entre los canales y las llanuras aluviales; por la capacidad de transporte fluvial (responsable de un gradiente granodecreciente entre el ápice y las áreas distales del delta); por los aportes laterales de afluentes (conos aluviales, flujos de derrubios) y/o por los cambios del aporte de materiales de la cuenca según las condiciones ambientales. Las tasas de sedimentación se asocian a ambientes sedimentarios específicos: las depresiones interdistributarias se caracterizan por tener tasas de sedimentación más bajas, mientras que en las áreas proximales del delta o las más cercanas al canal se registran tasas elevadas.

El análisis del volumen de material depositado y su distribución temporal en los deltas del Aare y del Lüttschine indica la inexistencia de un incremento significativo de los sedimentos acumulados en los últimos 1000 años, periodo marcado por una fuerte intervención humana. Se estima que el principal motivo es la eficiente gestión hidrológica desarrollada por las comunidades locales, que han conseguido, a partir de medidas de mitigación estructurales (*levées*), que la mayor parte de los sedimentos transportados por los ríos Aare y Lüttschine sea transferida directamente hacia el lago Brienz. Estudios recientes confirman esta teoría, indicando mayores tasas de sedimentación en las áreas subacuáticas (Anselmetti *et al.*, 2007) y la progradación de ambos deltas (Schulte *et al.*, 2009a).

Se ha efectuado un primer avance para intentar cuantificar la erosión y el transporte fluvial, mediante el modelo RUSLE y WaTEM/SEDEM, en cuencas tributarias de las llanuras deltaicas del Aare y del Lüttschine. Los resultados obtenidos muestran algunas incoherencias en relación a la realidad geomorfológica, ya que son incapaces de explicar la elevada variabilidad de los procesos erosivos y de transporte en entornos alpinos. Sin embargo, los datos obtenidos evalúan la aplicabilidad del modelo RUSLE en ámbitos alpinos, así como el análisis de la influencia del coeficiente de erosión y la importancia de los diferentes usos del suelo en la erosión potencial del suelo.

Los resultados de la presente tesis contribuyen no sólo al conocimiento de la dinámica fluvial y de la evolución de los deltas en los Alpes durante el Holoceno tardío, sino también a mostrar las potencialidades, límites e incertidumbres del análisis de la dinámica sedimentaria en sistemas fluviales alpinos.

Abstract

The study of fluvial systems by means of sediment cores is one of the most interesting approaches to understand the spatial and temporal pattern of river dynamics under the influence of different driving forces such as climate variability and human activities. Alluvial fans and deltas from mountain environments influenced by Pleistocene glacier modeling are major sediment sinks (Hinderer, 2001). They also provide a unique opportunity to study the dynamics of fluvial aggradation (Schulte et al., 2008, 2009a), because of the existence of high-resolution sedimentary records that result from relatively stable sedimentation environments.

This work focuses on the analysis of the sedimentary dynamics of delta plains from the Bernese Alps. In the lower Hasli valley a multi-proxy paleoenvironmental analysis of fluvial and alluvial sediments was conducted, allowing the reconstruction of the interactions of climate variability in river systems and changes in land use. The research combines stratigraphical and geochemical analysis of sediment cores. With regard to modeling of sediment aggradation and estimation of soil erosion and transport in tributary watersheds of delta plains, data from the Lütshine catchment was integrated.

The results of the geochemical analysis from the Aare delta plain sediments showed two main tendencies of aggradation during the past 2500 years, the first that encompasses the OC and metal anomalies such as Cu, Zn and Pb associated with the organic horizons and a second trend where chemical elements like Si, Al or Ti are associated with aluminosilicate minerals. Trends in fluvial aggradation were related to environmental changes: periods of increased sediment aggradation are associated with cold climatic phases, whereas organic rich soil formation occurred during warmer periods. The performance of a metal anomaly index provided evidences for phases of mining activity during the Roman Period and the Early Middle Ages, as well as a general increase of metal concentration during the Modern Era.

The modeling of aggradation in the Aare and Lütshine delta plains has shown that there is a direct relationship between sedimentation rates at the core sites and the surrounding fluvial environment. This differentiation is explained by: the existence of nearby channels and interaction between channels and floodplains basins; by river transport capacity (responsible for an upward grain size gradient between the apex and distal parts of the delta); the tributary sediment contribution such as alluvial fans,

debris flows and avalanches; and the discharge and sediment supply controlled by environmental or climatic changes.

The volume and temporal distribution of aggradation in delta plains indicates the absence of a significant increase of accumulation during the last 1000 years, despite strong human intervention. The main reason for the slight decrease of sedimentation may be due to an efficient water management by local communities, that were able to implement structural mitigation measures in river channels (embankment) that bypass the majority of transported sediments towards Lake Brienz. Recent studies confirm this hypothesis, indicating higher sedimentation rates in the subaqueous portion of both deltas (Anselmetti et al., 2007) and progradation of delta lobes (Schulte et al., 2009a).

A first approach was made in the quantification of erosion and river transport in tributary watersheds of the Aare and Lütschine delta plains. The results indicate some inconsistencies in relation to the geomorphological landforms, since they are unable to explain the high variability of erosion and transport in alpine sedimentary environments. However, the data obtained evaluate the applicability of RUSLE model in mountain regions and allowed the analysis of erosion coefficient and land use importance on the estimation of potential soil erosion.

The results of this thesis contribute not only to the knowledge of river dynamics and evolution of alpine deltas during the late Holocene, but also demonstrate the potentials, limitations and uncertainties of methodologies for the study of alpine aggradation and fluvial dynamics.

ÍNDICE

Resumen	XV
Abstract	XIX
1 Introducción y objetivos	1
1.1 Introducción	3
1.2 Objetivos	5
1.3 Estructura de la tesis	6
2 Estado de la cuestión	11
2.1 Agradación y dinámica fluvial	13
2.2 Deltas alpinos	16
2.3 Variabilidad climática en el Holoceno	18
2.4 Dinámica sedimentaria durante el Holoceno	23
2.5 Estudio de la sedimentación fluvial en los Alpes	25
2.6 Análisis del paleoclima en los Alpes	27
2.7 <i>Sediment budgets</i> y modelización sedimentaria	30
3 Área de estudio	35
3.1 Los Alpes Berneses	37
3.2 Las cuencas de los ríos Aare y Lütschine	39
3.2.1 Climatología	42
3.2.2 Geología	45
3.2.3 Procesos fluviales y formación de los deltas	48
3.2.4 Geomorfología	57
3.2.4.1 Dinámica de vertientes	59
3.2.5 Dinámica fluvial	61
3.2.5.1 Intervenciones hidráulicas	63
3.2.5.2 Glaciares	66

4 Metodología	71
4.1 Trabajo de campo	73
4.2 Preparación de los testigos sedimentarios	78
4.3 Determinación del contenido de carbono orgánico y de carbonatos	79
4.4 Fluorescencia de rayos-X	85
4.5 Granulometría	88
4.6 Susceptibilidad magnética	88
4.7 Análisis de anomalías de metales	89
4.8 Geocronología	90
4.9 Análisis factorial	91
4.10 Modelización de la agradación en las llanuras deltaicas	92
4.10.1 Modelización del espesor y volumen de sedimentos acumulados desde la última glaciación	92
4.10.2 Modelización de la agradación en el Holoceno tardío	95
4.10.3 Modelización de los aportes laterales en las llanuras deltaicas	97
5 Análisis paleoambiental de sedimentos fluviales	103
5.1 Testigos sedimentarios	105
5.2 Cronología de los sedimentos	107
5.3 Análisis litoestratigráfico	112
5.4 Geoquímica de los sedimentos fluviales	118
5.4.1 Análisis de fluorescencia de rayos-X convencional	119
5.4.2 Influencia de procesos hidromorfos	122
5.4.3 Análisis sedimentario	125
5.4.4 Tendencias sedimentarias	131
5.4.5 Análisis factorial	136
5.5 Interpretación paleoambiental de los registros sedimentarios	142
5.5.1 Paleoclima	142
5.5.2 Paleoinundaciones	147
5.5.3 Intervención humana en el medio natural	154
6 Modelización espacio-temporal de la agradación de sedimentos	163
6.1 El análisis de la acumulación de sedimentos	165
6.2 Modelización de los sedimentos acumulados durante el Holoceno	166
6.3 Acumulación de sedimentos en los últimos 2500 años	168

6.3.1 Ambientes de acumulación	168
6.4 Tasas de sedimentación	169
6.4.1 Llanura deltaica del Aare	174
6.4.2 Llanura deltaica del Lütschine	177
6.5 Distribución espacial de las tasas de sedimentación	178
6.6 Volumen de sedimentos acumulados en los últimos 2500 años	183
6.7 Relación entre tasas de sedimentación y variabilidad fluvial	188
6.8 Elementos forzadores de la variabilidad sedimentaria	189
6.9 Aportes laterales	194
6.10 Incertidumbres y errores de los modelos de agradación	196
7 Avance de una modelización de la erosión y el transporte fluvial: resultados preliminares y límites metodológicos	203
7.1 Modelización de la erosión en pequeñas cuencas tributarias	205
7.2 Cuantificación de la erosión y el transporte fluvial	208
7.2.1 El modelo RUSLE	208
7.2.2 El modelo WaTEM/SEDEM	209
7.3 Adecuación y límites de los modelos RUSLE/WaTEM-SEDEM aplicados a relieves alpinos	217
8 Consideraciones finales	223
9 Conclusions	231
Referencias bibliográficas	237

Lista de acrónimos

¹⁴C	<i>Isótopo radiactivo del carbono</i>
AD	<i>Anno Dómini</i>
AGNPS	<i>Agricultural Non-Point Source Pollution Model</i> (Modelo de Fuentes de Contaminación en Parcelas Agrícolas)
ANSWERS	<i>Areal Non-Point Source Watershed Environment Response Simulation</i> (Simulación de Flujos de Superficie y Respuesta Ambiental de Cuencas Hidrográficas)
BP	<i>Before Present</i> (Antes del Presente)
CGM	<i>Centimeter - Gram - Second</i> (Centímetro - Gramo - Segundo)
DTM	<i>Digital Terrain Model</i> (Modelo Digital del Terreno)
ELA	<i>Equilibrium Line Altitude</i> (Línea de Equilibrio Altitudinal)
EPM	<i>Erosion Potential Method</i> (Método de Erosión Potencial)
ERT	<i>Electrical resistivity tomography</i> (Tomografía de Resistividad Eléctrica)
GPR	<i>Ground Penetrating Radar</i> (Radar de Penetración Terrestre)
GPS	<i>Global Positioning System</i> (Sistema de Posicionamiento Global)
LGM	<i>Last Glacial Maximum</i> (Último Máximo Glacial)
LIA	<i>Little Ice Age</i> (Pequeña Edad de Hielo)
LiDAR	<i>Light Detection And Ranging</i> (Detección de Distancia por Láser)
LOI	<i>Loss On Ignition</i> (Pérdida por Combustión)
MS	<i>Magnetic Susceptibility</i> (Susceptibilidad Magnética)
NAO	<i>North Atlantic Oscillation</i> (Oscilación del Atlántico Norte)
OC	<i>Organic Carbon</i> (Carbono Orgánico)
OSL	<i>Optically Stimulated Luminescence</i> (Luminiscencia Ópticamente Estimulada)
PESERA	<i>Pan-European Soil Erosion Risk Assessment</i> (Evaluación Pan-Europea de Riesgo de Erosión de Suelos)
RABD	<i>Relative Absorption Band Depth</i> (Profundidad de Absorción Relativa de Bandas Espectrales)
SEDEM	<i>Sediment Delivery Model</i> (Modelo de Flujos de Sedimento)
SIG	<i>Sistema de Información Geográfica</i>
TC	<i>Total Counts</i> (Conteos totales)
TOC	<i>Total Organic Carbon</i> (Carbono Orgánico Total)
TL	<i>Thermoluminescence</i> (Termoluminiscencia)
USLE	<i>Universal Soil Loss Equation</i> (Ecuación Universal de Pérdida de Suelo)
RUSLE	<i>Revised Universal Soil Loss Equation</i> (Ecuación Universal Revisada de Pérdida de Suelo)
WaTEM	<i>Water and Tillage Erosion Model</i> (Modelo de Erosión Hídrica y Agrícola)
WEA	<i>Wasser- und Energiewirtschaftsamt des Kanton Bern</i> (Oficina de Administración del Agua y de la Energía del Cantón de Berna)
XRF	<i>X-Ray Fluorescence</i> (Fluorescencia de Rayos-X)

Lista de Figuras

Figura 1.1 – Concepto y bases de datos utilizados en el modelo de acumulación de sedimentos.	7
Figura 2.1 – Modelo simplificado de la evolución de una llanura de inundación.	15
Figura 2.2 – Variabilidad climática durante el Holoceno.	20
Figura 2.3 – Análisis de la variabilidad climática en la Pequeña Edad del Hielo.	21
Figura 2.4 – Evolución paleoclimática de los Alpes en los últimos 2500 años	23
Figura 2.5 – Estimación cualitativa de la erosión y sedimentación en la cuenca superior del río Don (SW Rusia).	25
Figura 3.1 – DTM de los Alpes y delimitación de los Alpes Suizos.	37
Figura 3.2 – La cuenca del río Rin.	38
Figura 3.3 – Contextualización del área de estudio en el territorio suizo.	39
Figura 3.4 – Las cuencas de los ríos Aare y Lütschine.	40
Figura 3.5 – Principales localidades y puntos de referencia del área de estudio.	41
Figura 3.6 – Precipitación media anual del área de estudio.	42
Figura 3.7 – Comparación de la cubierta nival de invierno y verano en la región de los Alpes suizos.	43
Figura 3.8 – Temperaturas medias del mes más frío (enero) y más cálido (julio) del área de estudio.	44
Figura 3.9 – Principales unidades litológicas del área de estudio.	45
Figura 3.10 – Corte geológico de la cuenca del Lütschine.	46
Figura 3.11 – Geometría sedimentaria de un delta de tipo Gilbert.	49
Figura 3.12 – Principales elementos geomorfológicos de la llanura deltaica del Aare.	50
Figura 3.13 – Principales tipos de sedimentación subacuática y distribución de los mecanismos de transporte y deposición en el lago Brienz.	51
Figura 3.14 – Principales tipos de sedimentos presentes en la llanura deltaica del Aare.	54
Figura 3.15 – Principales estructuras fluviales (paleocanales) de la llanura deltaica del Lütschine.	56
Figura 3.16 – Vista de un corte en el sector central de la llanura deltaica del Lütschine.	56
Figura 3.17 – Abanicos aluviales del entorno de Guttannen.	60
Figura 3.18 – Ejemplos de inestabilidad de vertientes en el área contigua al glaciar Unterer Grindelwald.	60
Figura 3.19 – Red hidrográfica y principales glaciares de la cuenca del Aare.	62
Figura 3.20 – Red hidrográfica y principales glaciares de la cuenca del Lütschine.	62
Figura 3.21 – Área inundada en el evento de agosto de 2005 en la llanura deltaica del Aare.	63
Figura 3.22 – Área inundada en el evento de agosto de 2005 en la llanura deltaica del Lütschine.	63

Figura 3.23 – Principales embalses hidroeléctricos de la cuenca superior del Aare.	65
Figura 3.24 – Mapas históricos de la desembocadura del río Lutshine en el Lago Brienz.	66
Figura 3.25 – Variaciones cumulativas de la extensión del glaciar Unterer Grindelwald desde 1800 hasta la actualidad.	67
Figura 3.26 – Secuencia de fotografías que muestran el retroceso del glaciar Unterer Grindelwald.	68
Figura 3.27 – Litografía de una escena posterior a un evento de inundación (<i>outburst flood</i>) del glaciar Unterer Greindelwald en el año de 1842.	69
Figura 4.1 – Material de sondeo utilizado.	76
Figura 4.2 – Sondeo en el valle Hasli con un martillo de percusión y una sonda Pürckhauer.	76
Figura 4.3 – Extracción de testigos sedimentarios en una sonda cerrada, mediante un sistema de extracción hidráulico.	77
Figura 4.4 – Ejemplo de testigos sedimentarios en sondas abiertas.	77
Figura 4.5 – Localización de los testigos sedimentarios en el valle Hasli inferior.	78
Figura 4.6 – Localización de los testigos sedimentarios en el abanico deltaico del Lütchine.	78
Figura 4.7 – Comparación entre dos métodos de determinación de OC para los testigos sedimentarios AA-2 y AA-5.	83
Figura 4.8 – Comparación entre dos métodos de determinación de OC para el testigo sedimentario AA-2.	85
Figura 4.9 – Esquema de un Espectrómetro de Fluorescencia de rayos-X.	86
Figura 4.10 – Detalle del detector de Escaneo de rayos-X.	86
Figura 4.11 – Localización de los perfiles transversales utilizados para la modelización morfométrica.	93
Figura 4.12 – Modelización del espesor y volumen de sedimentos acumulados desde la última glaciación.	94
Figura 4.13 – Esquema ejemplificativo del cálculo de la acumulación de sedimentos en fondos de valle.	96
Figura 5.1 – Localización de los testigos sedimentarios y perfiles topográficos transversales de los lugares de sondeo.	106
Figura 5.2 – Distribución de las edades calibradas obtenidas a partir de dataciones de ^{14}C en los tres testigos sedimentarios analizados.	107
Figura 5.3 – Relación entre la profundidad y la edad de los sedimentos (de acuerdo con las edades calibradas obtenidas por las dataciones de ^{14}C).	111
Figura 5.4 – Esquema general de la arquitectura sedimentaria del delta del Aare en el valle Hasli inferior.	112
Figura 5.5 – Litoestratigrafía del registro sedimentario AA-2.	113
Figura 5.6 – Litoestratigrafía del registro sedimentario AA-5.	116
Figura 5.7 – Litoestratigrafía del registro sedimentario AA-6.	117

Figura 5.8 – Reconstrucción de paleocanales en el sector central de llanura deltaica del Aare.	118
Figura 5.9 – Geoquímica de los sedimentos fluviales del testigo AA-2 (0-600 cm de profundidad).	122
Figura 5.10 – Concentraciones de Calcio (Ca) en los tres testigos analizados.	123
Figura 5.11 – Geoquímica del testigo sedimentario AA2.	126
Figura 5.12 – Geoquímica del testigo sedimentario AA-5.	128
Figura 5.13 – Geoquímica del testigo sedimentario AA-6.	130
Figura 5.14 – Relación entre la litología y los principales elementos químicos (obtenidos por el escaneo de XRF).	135
Figura 5.15 – Análisis factorial entre los elementos inorgánicos principales y los elementos orgánicos (OC) de los testigos analizados.	138
Figura 5.16 – Relación entre las curvas de los dos principales factores explicativos de la varianza de la geoquímica del testigo AA-2 con las características litológicas de los diferentes horizontes sedimentarios.	139
Figura 5.17 – Relación entre las curvas de los dos principales factores explicativos de la varianza de la geoquímica del testigo AA-5 con las características litológicas de los diferentes horizontes sedimentarios.	140
Figura 5.18 – Relación entre las curvas de los dos principales factores explicativos de la varianza de la geoquímica del testigo AA-6 con las características litológicas de los diferentes horizontes sedimentarios.	141
Figura 5.19 – Relación entre <i>proxies</i> paleoclimáticos de los Alpes.	145
Figura 5.20 – Relación entre el testigo AA-5 y <i>proxies</i> paleoclimáticos globales.	147
Figura 5.21 – Relación entre la granulometría del testigo sedimentario AA-5 con varios <i>proxies</i> climáticos.	151
Figura 5.22 – Comparación entre <i>proxies</i> de paleoinundaciones.	153
Figura 5.23 – Determinación de anomalías de metales del testigo AA-2.	155
Figura 5.24 – Determinación de anomalías de metales del testigo AA-5.	156
Figura 5.25 – Determinación de anomalías de metales del testigo AA-6.	157
Figura 5.26 – Índice de anomalías positivas de metales basado en la identificación de picos de Pb, Zn y Cu de registros sedimentarios del valle Hasli.	159
Figura 6.1 – Modelización del espesor de sedimentos fluviales acumulados en el valle Hasli.	167
Figura 6.2 – Litología del testigo AA-10, del delta del Aare.	171
Figura 6.3 – Modelos geocronológicos de los registros sedimentarios analizados.	172
Figura 6.4 – Características geomorfológicas del valle Hasli Inferior y reconstrucción de los paleocanales de la llanura deltaica del Aare.	176
Figura 6.5 – Relación entre el promedio de las tasas de sedimentación y la distancia al lago Brienz de los registros sedimentarios analizados.	178
Figura 6.6 – Perfiles longitudinales de las llanuras deltaicas del Aare y del Lüttschine.	179

Figura 6.7 – Distribución espacial de las tasas de sedimentación en el valle Hasli durante los últimos 2500 años.	181
Figura 6.8 – Distribución espacial de las tasas de sedimentación en el abanico deltaico del Lüttschine durante los últimos 2500 años.	182
Figura 6.9 – Modelización de las paleosuperficies del valle Hasli en intervalos de 500 años.	183
Figura 6.10 – Modelización de las paleosuperficies del abanico deltaico del Lüttschine en intervalos de 500 años.	183
Figura 6.11 – Distribución temporal del volumen de sedimentos acumulados en las llanuras deltaicas del Aare y del Lüttschine durante los últimos 2500 años.	184
Figura 6.12 – Perfil longitudinal del valle Hasli con las isócronas de los sedimentos acumulados.	185
Figura 6.13 – Perfil longitudinal del abanico deltaico del Lüttschine con las isócronas de los sedimentos acumulados.	185
Figura 6.14 – Dibujo de inicios del siglo XIX que representa la presa del canal del Aare que conecta los lagos Brienz y Thun, junto a Interlaken.	192
Figura 6.15 – Localización del deslizamiento de Balm en el valle Hasli.	195
Figura 6.16 – El deslizamiento de Balm y localización de los testigos sedimentarios utilizados para el análisis cronoestratigráfico.	196
Figura 6.17 – Cronoestratigrafía de los materiales del deslizamiento de Balm.	196
Figura 7.1 – Abanicos aluviales de la llanura deltaica del río Lüttschine y sus respectivas cuencas de drenaje.	207
Figura 7.2 – Abanicos aluviales de la llanura deltaica del río Aare y sus respectivas cuencas de drenaje (límite en rojo).	207
Figura 7.3 – Distribución de los principales usos del suelo de las cuencas tributarias de las llanuras deltaicas del Aare y del Lüttschine.	208
Figura 7.4 – Cantidad anual de sedimentos erosionados (ton a^{-1}) en los principales tributarios de la llanura deltaica del río Lüttschine.	210
Figura 7.5 – Cantidad anual de sedimentos erosionados (ton a^{-1}) en los principales tributarios de la llanura deltaica del río Aare (valle Hasli inferior).	210
Figura 7.6 – Distribución de la erosión del suelo en la cuenca del Lammbach.	211
Figura 7.7 – Distribución de la erosión del suelo en la cuenca del Houetabach.	212
Figura 7.8 – Relación entre los diferentes aportes sedimentarios de la cuenca superior del Aare.	216
Figura 7.9 – Relación entre la cuenca de drenaje de los principales tributarios de las llanuras deltaicas del Aare y del Lüttschine y la estimación de la producción de sedimentos a partir del modelo RUSLE.	217
Figura 7.10 – Comparación entre la cantidad anual de sedimentos exportados en los principales tributarios de las llanuras deltaicas del Aare y del Lüttschine.	219
Figura 7.11 – Relación entre el área de los abanicos de los tributarios del Aare y del Lüttschine con su respectiva área de drenaje.	220

Lista de tablas

Tabla 2.1 – Resumen de las principales características de los tres principales ambientes deltaicos encontrados en los Alpes.	17
Tabla 3.1 – Descripción y caracterización de las principales unidades geológicas presentes en el área de estudio.	47
Tabla 4.1 – Testigos sedimentarios empleados en este trabajo.	75
Tabla 4.2 – Clasificación de la susceptibilidad del suelo a la erosión.	99
Tabla 4.3 – Valores atribuidos al factor K.	100
Tabla 5.1 – Dataciones por radiocarbono de muestras del valle Hasli.	108
Tabla 5.2 – Dataciones por radiocarbono de muestras del valle Hasli.	109
Tabla 5.3 – Promedio y desviación estándar de los elementos mayoritarios de 41 muestras del testigo AA-2.	120
Tabla 5.4 – Coeficientes de correlación entre el método XRF convencional y el método de escaneo de XRF.	121
Tabla 5.5 – Altitud en metros snm de los lugares de sondeo y nivel mínimo y máximo del acuífero en los mismos.	124
Tabla 5.6 – Principales horizontes orgánicos del testigo AA-5.	150
Tabla 6.1 – Tasas de sedimentación de las llanuras deltaicas del Aare y del Lütschine.	173
Tabla 7.1 – Resultados de las modelizaciones de erosión y transporte de sedimentos en los principales tributarios de las llanuras deltaicas del Aare y del Lütschine.	214

1 Introducción y objetivos

1.1 Introducción

La dinámica fluvial en áreas de montaña está determinada en gran parte por diversos agentes naturales (Schulte et al., 2009a) entre los cuales la variabilidad climática es uno de los más importantes. La respuesta de los sistemas fluviales de montaña a esta variabilidad es relativamente rápida, lo que indica que las regiones de montaña son particularmente sensibles a los cambios ambientales. La influencia del clima en los sistemas fluviales se refleja por ejemplo en cambios en la frecuencia de eventos de inundación o en modificaciones del flujo sedimentario. Los cambios en la cubierta vegetal o en los usos del suelo también repercuten en la dinámica fluvial y se asocian en la actualidad a un aumento de la presión antrópica en los sistemas naturales.

Durante los últimos milenios el hombre ha modificado la dinámica natural de los sistemas fluviales del continente Europeo (Dollar, 2004). El aumento progresivo de la ocupación humana ha causado la necesidad de la ocupación de espacios cada vez más amplios del territorio, produciendo de este modo una degradación de los espacios naturales y un aumento de la exposición a los riesgos naturales (Beniston, 2007). En Europa una de las áreas de montaña más afectada por esta ocupación ha sido la cordillera de los Alpes, principalmente los fondos de valle alpinos (EEA, 2010). El hombre siempre ha luchado para adaptarse a estos espacios, con el fin de permitir una mejor habitabilidad o productividad agrícola. Los impactos en los fondos de valle se deben no solamente a su ocupación intensiva, emprendida de forma significativa y continuada a partir del Periodo Medieval (Vischer, 1989), sino también a la interconectividad entre cambios de usos del suelo y dinámica fluvial (Allan, 2004). Por todo ello, uno de los retos principales, aunque difícilmente alcanzable, consiste en conocer las repercusiones e impactos directos e indirectos asociados a la ocupación humana, así como las medidas favorecedoras de un funcionamiento adecuado del sistema fluvial (Uehlinger *et al.*, 2009).

El estudio del funcionamiento de los sistemas fluviales y la explicación de los fenómenos de acumulación y erosión se basan en el análisis del mayor número de parámetros posibles, responsables de definir las entradas y salidas de flujos, material y energía. La erosión, transporte y acumulación de sedimentos fluviales dependen por un lado de variables externas (p.e. clima e impactos humanos) y por otro lado de la

configuración interna del sistema (Houben *et al.*, 2006). Con un conjunto de variables tan diversas, como la configuración litológica de la cuenca, la pendiente, diferentes tasas de erosión del suelo, diferentes procesos de transporte y acumulación de sedimentos, aumento y retroceso de la extensión glaciaria, etc. es conveniente el uso de un enfoque interdisciplinar, aplicando diferentes metodologías que abarquen la dinámica actual (obtenida principalmente por datos instrumentales) y la dinámica pasada (inferida a partir de *proxies*).

En este trabajo se ha aplicado un análisis *multi-proxy* que se ha centrado principalmente en la dinámica fluvial del pasado, posibilitando así el estudio de las interacciones del sistema fluvial con la variabilidad climática o con los cambios de usos del suelo. El enfoque del presente trabajo propone herramientas para la posible evaluación del impacto humano, la mitigación de riesgos naturales y la gestión hidrológica (Dollar, 2004). Se considera también que los resultados generados pueden aportar información que sirva como *input data* para gestionar la zona de inundación de forma más precisa.

El área de estudio se encuentra en la región de los Alpes Berneses, situada en el sector oeste de la Cordillera Alpina. Se han analizado la cuenca superior del río Aare y la cuenca del río Lütschine. Este trabajo se centra en el estudio de la dinámica pasada a partir de testigos sedimentarios fluviales. A pesar de la existencia de posibles discontinuidades en las secuencias de agradación fluvial, estos registros sedimentarios pueden aportar información continua sobre cambios ambientales terrestres, tanto en el régimen hidrológico, como en los usos del suelo (Schulte *et al.*, 2008). Los principales métodos utilizados comprenden un estudio litoestratigráfico de sedimentos, un análisis cronoestratigráfico de testigos sedimentarios, un análisis geoquímico de sedimentos fluviales, una modelización del volumen de sedimentos y una estimación de la producción y transporte de sedimentos a partir de una modelización basada en variables físicas que influyen en el funcionamiento del sistema fluvial.

La ubicación y elección del área estudiada se relaciona con el ámbito de estudio del grupo de investigación Fluvalps, que se centra principalmente en el análisis de la variabilidad paleoambiental en sistemas fluviales alpinos, concretamente en los Alpes Berneses. La elección del área de estudio se justifica también por la existencia de

excelentes registros sedimentarios, la abundancia de fuentes de información y de estudios previos realizados en temáticas relacionadas con procesos sedimentarios en deltas y lagos alpinos (Sturm y Matter, 1978; Adams *et al.*, 2001; Anselmetti *et al.*, 2007; Stewart *et al.*, 2011) y por tratarse de un área con una dinámica particular, influida por procesos glaciares y periglaciares, marcada por una ocupación humana intensiva. Estas características proporcionan en un principio una oportunidad única de estudiar la dinámica de los procesos fluviales alpinos, entender su evolución y la influencia de la variabilidad climática y del hombre.

1.2 Objetivos

El presente trabajo pretende estudiar la dinámica fluvial de cuencas alpinas a partir de análisis sedimentológicos y de la modelización de la agradación sedimentaria en fondos de valle. Se pretende identificar la respuesta del sistema fluvial a la variabilidad climática y a los cambios introducidos por el hombre durante el Holoceno tardío, concretamente durante los últimos 2500 años. El análisis se centrará en la comprensión del modo de funcionamiento de cuencas alpinas a partir del estudio de los cambios en la dinámica fluvial y de la agradación de sedimentos. El reto principal enlaza así con un análisis de la influencia del clima en la dinámica fluvial, de la importancia de las intervenciones antrópicas en áreas de alta montaña y el conocimiento de la dinámica sedimentaria en llanuras deltaicas alpinas.

Uno de los objetivos principales de este trabajo consiste en la identificación de las tendencias de la dinámica sedimentaria que se han producido como respuesta a la variabilidad climática en los últimos 2500 años. Estas tendencias se pueden identificar, por ejemplo, en cambios en la procedencia de los materiales, diferencias en la granulometría, formación de turba o de suelos con alto contenido en materia orgánica y en cambios en la frecuencia de niveles de inundación. Los análisis realizados se basan por un lado en la caracterización litoestratigráfica, geoquímica y geocronológica de testigos sedimentarios y por otro en la correlación de *proxies* sedimentarios con series de *proxies* paleoclimáticos de referencia.

Otro de los objetivos se relaciona con la cuantificación de los sedimentos acumulados en las llanuras deltaicas del Aare y del Lütschine. Se pretende calcular el volumen de sedimentos acumulados en los últimos 2500 años e identificar las

diferencias de agradación en ambientes sedimentarios como las depresiones interdistributarias, *levées* y canales. Para alcanzar este objetivo se realiza una modelización geoestadística de testigos sedimentarios y una caracterización espacial de las tasas de sedimentación en las llanuras deltaicas.

El análisis del aporte sedimentario de los tributarios laterales a las llanuras deltaicas tiene gran importancia a la hora de diferenciar la contribución de cada sector de la cuenca a la agradación en la llanura deltaica. Se pretende cuantificar este aporte sedimentario mediante el uso de una metodología de análisis geoespacial y verificar la aplicabilidad de un modelo de erosión y transporte de sedimentos desarrollado en regiones con poca pendiente (Bélgica, Países Bajos y República Checa) en áreas de montaña, donde el relieve y el grado de complejidad geológica y geomorfológica es mucho más elevado.

1.3 Estructura de la tesis

Considerando los objetivos descritos, se integran el estudio de testigos sedimentarios con análisis de laboratorio y modelización geoestadística y geoespacial. Los análisis realizados incluyen un estudio pormenorizado de los sedimentos fluviales en los fondos de valle. Su ejecución está basado en el estudio de las características geoquímicas y litológicas de sondeos en profundidad realizados en las llanuras deltaicas del área de estudio. Se realiza una diferenciación de los horizontes estratigráficos identificados y se comparan los resultados obtenidos con variables externas, como el clima o los usos del suelo, con el fin de entender cuáles son las influencias de estas variables en los cambios identificados.

Los análisis cronoestratigráficos se realizan mediante dataciones por radiocarbono (^{14}C), obtenidas a partir de muestras ricas en materia orgánica. Las dataciones sirven de base para la identificación e interpretación de las fases de sedimentación y también aportan un conocimiento sobre las dinámicas y cambios del sistema fluvial.

Se realiza también un estudio de la agradación en las cuencas anteriormente mencionadas, englobando todos los testigos sedimentarios obtenidos en ambas llanuras deltaicas. Este análisis se centra en la modelización del volumen de sedimentos acumulados en los últimos 2500 años a partir de estimaciones

geoestadísticas. La Figura 1.1 muestra el concepto del modelo del cálculo de volúmenes. Los tres componentes principales de dicho análisis son: el análisis de testigos sedimentarios, la geocronología de los sedimentos y la modelización geoestadística de la agradación de sedimentos. Las estimaciones realizadas en este trabajo se basan en variadas fuentes de información y la aplicación de diferentes métodos, entre los que se incluyen la descripción litoestratigráfica de testigos sedimentarios, análisis geoquímicos, realización de dataciones por radiocarbono y elaboración de un modelo cronológico y modelización en SIG de los sedimentos acumulados. La Figura 1.1 muestra la integración de los diferentes métodos y bases de datos, incluyendo la combinación de datos de campo (testigos sedimentarios y cartografía geomorfológica) con herramientas geoestadísticas en entorno SIG, que incorporan el procesamiento de un modelo digital del terreno (obtenido por instrumentos LiDAR).

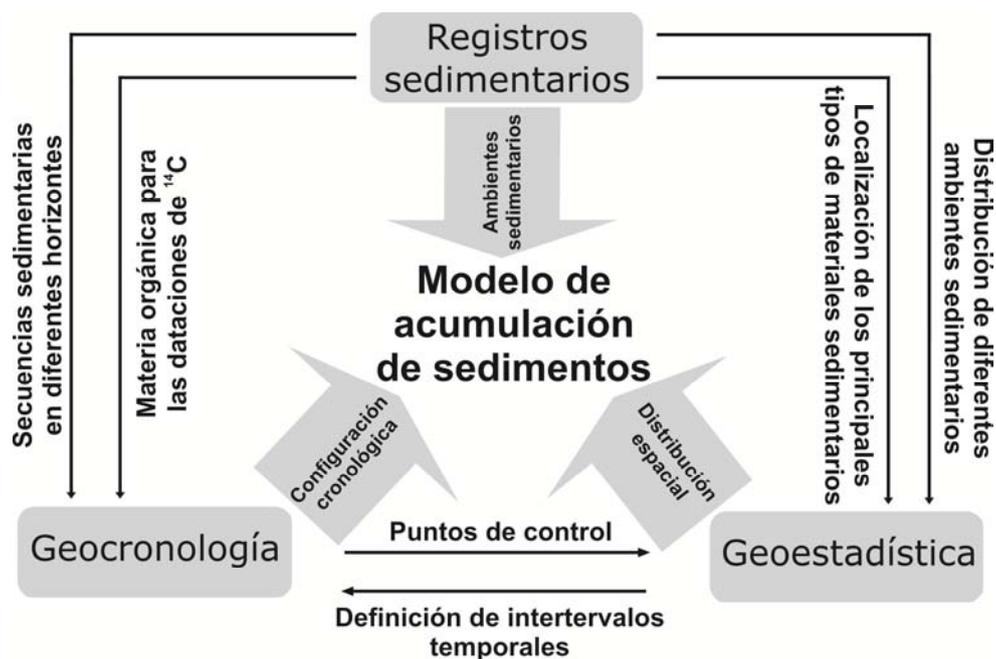


Figura 1.1 - Concepto y bases de datos utilizados para la elaboración del modelo de acumulación de sedimentos (Capítulo 6).

Por último, se efectúa un estudio de la erosión y el transporte fluvial en los principales tributarios de las llanuras deltaicas del Aare y Lüttschine. Este apartado se basa en una modelización geoespacial de variables físicas de cada cuenca (climatología, hidrología, litología, pendiente, etc.) y de los usos del suelo. La

modelización de la erosión y el transporte de sedimentos constituye un primer avance metodológico, realizado con el fin de comprobar la aplicabilidad y los principales errores de este tipo de modelización en ambientes de alta montaña. Se pretende desarrollar este tipo de análisis en futuros trabajos de investigación para, de este modo, obtener una estimación del aporte sedimentario de cuencas tributarias a las llanuras deltaicas en estudio. Este tipo de modelización tiene el valor añadido de contribuir para el conocimiento de la importancia del aporte sedimentario de pequeñas cuencas tributarias en las llanuras deltaicas del área de estudio y ayudar a la elaboración de un *sediment budget* de cuencas alpinas de dimensión media.

El presente trabajo se organiza en ocho apartados estructurados de acuerdo con los principales objetivos de estudio referidos anteriormente. En el Capítulo 2 se expone el estado de la cuestión del ámbito en estudio. Se inicia con una breve descripción teórica de las principales formas de modelado abordadas y una introducción a la variabilidad climática y la evolución de la ocupación humana del área de estudio. Se presentan a continuación las principales aportaciones científicas en el ámbito del estudio de los procesos fluviales y los fenómenos de erosión y sedimentación cuaternaria bajo la influencia de la interacción hombre-medio natural. Además, se describen los avances en el análisis de flujos de sedimentos, la estimación de tasas de sedimentación y la modelización de volúmenes.

La caracterización del área de estudio se desarrolla en el Capítulo 3. Se analizan de forma sucinta los componentes climáticos, litológicos y geomorfológicos de las dos cuencas estudiadas.

En el Capítulo 4 se explican los principales abordajes metodológicos aplicados en el trabajo de investigación, incluyendo el análisis paleoambiental de sedimentos fluviales y la modelización de la acumulación de sedimentos en el Holoceno tardío. Se detallan las bases de datos, los *proxies* y las metodologías utilizadas.

En el Capítulo 5 se exponen los resultados y la discusión del análisis paleoambiental de la llanura deltaica del río Aare durante los últimos 2500 años. Se elabora una caracterización litológica de los sondeos realizados en la llanura deltaica y se detalla la cronología de los sedimentos obtenida a través de dataciones de radiocarbono. También se presentan las principales conclusiones obtenidas de los análisis geoquímicos en relación a la intervención humana, la actividad minera pasada

y los impactos de la variabilidad climática en el sistema fluvial.

El Capítulo 6 trata sobre la modelización de la agradación ocurrida en las llanuras deltaicas del Aare y del Lüttschine en los últimos 2500 años. Se incluye un estudio de la distribución espacio temporal de las tasas de sedimentación y se presentan los resultados y discusión de los modelos de volumen de sedimentos acumulados en este periodo.

El Capítulo 7 estudia los procesos actuales de erosión y transporte fluvial en las principales cuencas tributarias de las llanuras deltaicas de los ríos Aare y Lüttschine. Se desarrolla un análisis de los sedimentos transportados por estos tributarios y se contextualiza en el ámbito de la agradación de la llanura deltaica.

Por último, en el Capítulo 8 se exponen las conclusiones principales derivadas de los resultados obtenidos en los capítulos 5, 6 y 7.

2 Estado de la cuestión

2.1 Agradación y dinámica fluvial

En el presente trabajo se analiza los sedimentos acumulados en dos llanuras deltaicas de los Alpes Berneses. La dinámica fluvial observada en estas áreas se relaciona con la de una llanura de inundación, lo que hace necesario resaltar en primer lugar la importancia de estas áreas de acumulación en el estudio de la sedimentación y la dinámica fluvial, así como destacar las aportaciones científicas más importantes dentro de este ámbito.

Los depósitos fluviales constituyen un testigo de la dinámica fluvial pasada. Su análisis permite determinar cambios en los procesos de acumulación, identificar eventos de *cut and fill* y detectar migraciones de canales (Thorndycraft *et al.*, 2008). La interpretación litoestratigráfica de las distintas unidades sedimentarias contribuye también para reconocer diferentes ciclos de sedimentación y variaciones en la granulometría, los cuales pueden estar relacionados con efectos a largo plazo en la dinámica sedimentaria, influida por la variabilidad climática o tectónica (Masek *et al.*, 1994; Avouac y Burov, 1996). Existen, sin embargo, limitaciones a tener en cuenta en la utilización de registros sedimentarios fluviales. La actividad fluvial frecuentemente presenta discontinuidades temporales, lo que imposibilita su utilización como geoarchivos de alta resolución. Las discontinuidades se explican en gran parte por la ocurrencia de fases erosivas, que pueden estar controladas por cambios del nivel base de erosión (Ahnert, 1970; Pinet y Souriau, 1988) o de la estructura y distribución de canales de drenaje (Evans, 1986; Carvalho y Schulte, 2013).

Se encuentran ejemplos de series sedimentarias continuas principalmente en sedimentos lacustres o marinos, donde se constata una acumulación cíclica y constante. El carácter fragmentado de la acumulación fluvial dificulta su interpretación y la utilización de métodos normalizados de análisis en series sedimentarias continuas (Benito *et al.*, 2004). No obstante, Schulte *et al.* (2004, 2008, 2009a) muestran que algunos ambientes de sedimentación fluvial (p.e. cuencas interdistributarias) pueden presentar series sedimentarias altamente resolutivas, al menos en periodos de tiempo específicos. Este hecho enfatiza la importancia del análisis de sedimentos fluviales en llanuras de inundación, donde se ha comprobado la posibilidad de elaborar una reconstrucción paleoambiental de alta resolución (Schulte *et al.*, 2008, 2009a, 2009b).

Las áreas de acumulación fluvial más importantes son las llanuras de inundación y los deltas (Arche, 1992). Las secuencias sedimentarias encontradas en estos ambientes están condicionadas por el aporte sedimentario que llega a estas áreas de acumulación, lo cual depende de varios factores físicos del área de drenaje, como son la capacidad de transporte fluvial, la pendiente y la presencia de vegetación (Brown, 2006) y de factores climáticos, como la cantidad de precipitación o deshielo (Rogler y Schwertmann, 1981; Thorndycraft y Benito, 2006). Los eventos de inundación y la proximidad al canal principal son otros factores importantes en los procesos de sedimentación que tienen lugar en llanuras de inundación y deltas (Brown *et al.*, 2001).

La Figura 2.1 muestra de forma simplificada la distribución de las principales facies sedimentarias existentes en una llanura de inundación y su relación con el contexto geomorfológico. Se aprecia que la evolución sedimentaria se encuentra altamente relacionada con diferentes facies de acumulación. En las facies de canal, asociadas principalmente con una mayor dinámica fluvial, predomina la acumulación de gravas y arenas gruesas; en los *levées* y depósitos de *crevasse splay* (delta de baja energía perpendicular al *levée* de un canal roto por inundación) dominan las arenas; y en las depresiones interdistributarias se encuentran principalmente depósitos de limos y arcillas.

En algunos casos puede producirse el desarrollo de horizontes orgánicos en las depresiones interdistributarias. Estos horizontes pueden evolucionar hacia turbas minerotróficas, influidas principalmente por el flujo de agua y los solubles provenientes de la escorrentía superficial y del acuífero. Estos horizontes turbosos se caracterizan por la descomposición incompleta de restos orgánicos, debido en gran parte a la presencia de condiciones anaeróbicas (Verhoeven, 1986). La compactación de los horizontes de turba tiende a su vez a favorecer procesos de subsidencia que refuerzan el desarrollo de áreas deprimidas, con la presencia de agua estancada, facilitando de este modo la inexistencia de oxígeno y contribuyendo a que el material orgánico producido por la cubierta vegetal circundante no sea transportado por la escorrentía superficial, quedando de esta forma acumulado en horizontes turbosos.

La acumulación en los fondos de valle se caracteriza por la existencia de diferentes facies sedimentarias, con una importante conexión entre el tipo de carga transportada y la forma y ubicación del canal (Knighton, 1998). Factores como el

gradiente, la granulometría de los sedimentos transportados o el tipo de carga dominante (en suspensión, de fondo o mixta) condicionan el tipo de agradación (Friend, 1983). En los fondos de valle analizados en este trabajo se producen depósitos de transporte por carga mixta (Vale, 1994; Schulte *et al.*, 2009a; Llorca *et al.*, 2012; Carvalho y Schulte, 2013; Hinderer *et al.*, 2013) y en condiciones naturales dominan los canales meandriformes (Yang, 1971; Tooth *et al.*, 2002). También se ha identificado la formación de canales de tipo *braided* en llanuras proglaciares o en zonas donde el aporte sedimentario se ve incrementado por canales tributarios y el gradiente de la llanura aluvial es más bajo (Hinderer, 2012).

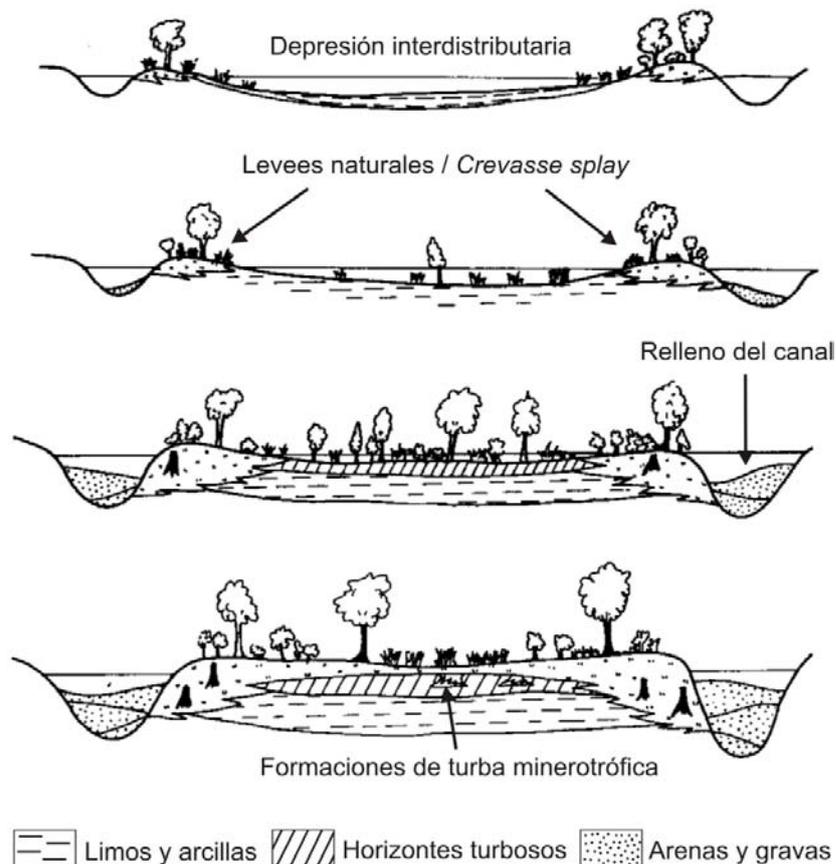


Figura 2.1 - Modelo simplificado de la evolución de una llanura de inundación y los principales horizontes litoestratigráficos presentes. Modificado de Jacob, 1973.

La mayoría de los trabajos que han analizado la dinámica fluvial de los ríos alpinos en el Holoceno tardío describen un entorno fluvial poco influido por el hombre, excepto en últimos 700-500 años (Vischer, 2003; Pfister, 2003). La arquitectura sedimentaria del área de estudio se identifica principalmente por secuencias sedimentarias influenciadas por mantos de arroyada (*sheet flood*) o por cinturones de

canales móviles. Sin embargo, en la actualidad prácticamente la totalidad de los canales fluviales en los principales valles alpinos se encuentran canalizados (Vischer, 2003; Finger *et al.*, 2006), lo que condiciona en gran parte la agradación en las llanuras aluviales.

2.2 Deltas alpinos

Un delta puede ser genéricamente definido como un depósito de sedimentos alimentado por un sistema fluvial, que se forma en la margen de un cuerpo de agua permanente (Nemec, 1990). La clasificación de los sistemas deltaicos puede ser, no obstante, bastante diversa dependiendo del enfoque y criterio de clasificación (Coleman y Wright, 1975; Galloway, 1975; Orton, 1988; Nemec, 1990). La Tabla 2.1 compara y describe los tres tipos de deltas más comunes: 1) deltas de tipo Gilbert (Gilbert, 1890); 2) abanicos deltaicos, *fan deltas*, (Ethridge y Wescott, 1984; Chough *et al.*, 1988); y 3) deltas de tipo *braided* (McPherson *et al.*, 1987). Esta clasificación hace referencia a la fuente y el tipo de sedimentos acumulados, si bien es necesario considerar también el entorno fisiográfico, la litología y la dinámica fluvial, que condicionan la configuración de la mayoría de los deltas.

Gran parte de los sistemas deltaicos de los Alpes se desarrollan en los lagos perialpinos y la mayoría presenta una forma alargada que se encuentra condicionada por la topografía de los valles de sobreexcavación glaciaria (Adams *et al.*, 2001). La última glaciación ha tenido un papel importante en la erosión y sobreexcavación de estos valles y también en el arrastre (parcial) de los depósitos cuaternarios anteriores a la última glaciación (Krayss y Keller, 1996). A pesar de que en la base de muchos de estos deltas pueden existir depósitos anteriores a la glaciación würmiense (Finckh y Kelts, 1976), la mayor parte de la acumulación corresponde al periodo Tardiglaciario y al presente interglaciario (Hinderer, 2001). Los lagos perialpinos tienen un papel fundamental en la dinámica sedimentaria, ya que muchos de ellos constituyen una cubeta sedimentaria prácticamente perfecta (Hinderer, 2001).

Los ambientes deltaicos más comunes en los Alpes son los deltas de tipo Gilbert, los abanicos deltaicos y los deltas de tipo *braided*. La Tabla 2.1 resume las principales características encontradas en estos tres ambientes deltaicos. Los sistemas deltaicos más frecuentes en las márgenes de los lagos perialpinos son los deltas de tipo Gilbert,

que también constituyen la forma de acumulación de mayor volumen en estas cuencas alpinas (Adams *et al.*, 2001). También se observa la formación de abanicos deltaicos en márgenes de lagos y abanicos aluviales en la desembocadura de pequeños tributarios, pero su aporte sedimentario es manifiestamente inferior a los anteriores. En llanuras fluvio-glaciares, actualmente marcadas por el deshielo glacial, son frecuentes los deltas de tipo *braided*, normalmente de dimensiones reducidas.

Tabla 2.1

Resumen de las principales características de los tres principales ambientes deltaicos encontrados en los Alpes. Modificado de McPherson *et al.* (1987).

Características		Delta de tipo Gilbert	Abanico deltaico	Delta de tipo <i>braided</i>
Tectónica		Activa y pasiva.	Activa (sinorogénica).	Activa y pasiva.
Contexto fisiográfico		Llanuras aluviales; Frentes lacustres; Llanuras fluvio-glaciares.	Laderas de los lagos; Frentes lacustres.	Llanuras fluvio-glaciares; Lagos proglaciares.
Ambientes y procesos sedimentarios	Superficie	Flujos de corriente (confinados y no confinados); Canales y paleocanales.	Flujos gravitatorios; <i>Debris flows</i> ; Flujo de barro (<i>mudflow</i>); Deslizamientos; Flujos de transición; Flujos de corriente (confinados y no confinados); Mantos de arroyada.	Flujos de corriente; Canales <i>braided</i> .
	Subacuático	Ambiente lacustre; Flujos de densidad y flujos gravitatorios; Sedimentos en suspensión.		
Facies		<i>Topset</i> (limos y arenas) <i>Foreset</i> (arenas y gravas) <i>Bottomset</i> (limos, arcillas).	Alternancia de facies de gravas, arenas y finos.	Gravas, arenas gruesas y limos.
Tamaño máximo de sedimentos		Cantos rodados principalmente en las facies de <i>foreset</i> .	Cantos rodados.	Gravas.
Perfil superficial		Pendiente moderada.	Pendiente pronunciada.	Pendiente baja.
Continuidad lateral		Baja.	Baja.	Moderada-elevada.
Geometría y dimensiones		En cuña y lenticular; decenas km ² o menos.	En cuña y lenticular; decenas km ² o menos.	Lamina de sedimentos; decenas km ² o menos.
Ejemplos de los Alpes Berneses		Desembocadura del río Aare en el lago Brienz.	Abanicos deltaicos de los ríos Lombach y Lütschine.	Delta proglacial del Unteraargletscher.

2.3 Variabilidad climática en el Holoceno

El inicio del Holoceno se asocia normalmente con el ascenso brusco de temperaturas registrado al final de la fase fría del Dryas reciente, hace aproximadamente 11.500 años ^{14}C BP (Meese *et al.*, 1997; von Grafenstein *et al.*, 1999; Hughen *et al.*, 2000). Junto con el aumento de la temperatura a nivel global se produce la recesión de las masas de hielo que cubrían grandes extensiones del norte de Europa, norte de Asia y Norteamérica. A pesar de este aumento de temperaturas, el clima del Holoceno también se caracteriza por una elevada variabilidad climática (Anklin *et al.*, 1993; Figura 2.2), registrando varias fases climáticas frías (Mayewski *et al.*, 2004), aunque mucho menos extremas que en el Último Máximo Glacial (LGM). Los *proxies* climáticos de la Figura 2.2 identifican algunas de estas fases frías en el Hemisferio Norte. De estos periodos fríos, los más extensos y generalizados tienen lugar aproximadamente entre 9000-8000, 6000-5000, 3500-2500, 950-100 cal. BP (Alley *et al.*, 1997; Grove, 2001, Mayewski *et al.*, 2004; Holzhauser *et al.*, 2005). Asociadas a los periodos fríos se registran varias fases de avance de los glaciares alpinos (Denton y Karlén, 1973) y un incremento de los *westerlies* sobre el Atlántico Norte (Meeker y Mayewski, 2002), lo que supuso un impacto considerable sobre la precipitación en los Alpes y el régimen hidrológico alpino.

Los glaciares alpinos tuvieron su mayor fase de retroceso durante el Tardiglacial, aunque fueron interrumpidos por una sucesión de fases de avance (estadios fríos de *Gschnitz*, *Clavadel/Senders*, *Daun* y *Egesen*) que terminaron aproximadamente al final del Dryas reciente (Hantke y Wagner, 2005). Después de este periodo se registraron en los glaciares varias fases de avance (Ivy-Ochs *et al.*, 2009; Holzhauser *et al.*, 2005) y de retroceso (Joerin *et al.*, 2006; Hormes *et al.*, 1998, 2001), lo que indica una respuesta sincronizada con la variabilidad climática del Holoceno (Oerlemans, 2005; Figura 2.2), aunque en la mayoría de los casos con un retraso de varias décadas (20-60 años; Joerin *et al.*, 2006).

Ivy-Ochs *et al.* (2009) señalan que la extensión de los glaciares durante el Holoceno nunca superó significativamente a la constatada en la Pequeña Edad del Hielo (LIA), sin embargo esta extensión no fue comparable a la verificada en el LGM (Florineth, 1998; Kelly *et al.*, 2004). El inicio del Holoceno supuso también un cambio en la dinámica sedimentaria, caracterizado por la agradación en valles y cubetas de

sobreexcavación anteriormente ocupadas por glaciares (Hinderer, 2001).

La correlación existente entre la dinámica glacial alpina, descrita anteriormente, y la variabilidad climática holocena es un buen indicador de la sensibilidad ambiental de esta región (Chapron *et al.*, 2002; Blass *et al.*, 2005; Magny *et al.*, 2011). Esta variabilidad climática podría estar condicionada por variables globales como la actividad solar (Magny, 1993; Mayewski *et al.*, 2004; Bard y Frank, 2006), la circulación termohalina (Rahmstorf, 2006), la actividad volcánica (Frank *et al.*, 2007; Peng *et al.*, 2010), etc. Entre estas variables globales destaca el papel de la actividad solar. La comparación entre *proxies* de ^{10}Be y $\Delta^{14}\text{C}$ (indicadores de la variabilidad solar) con *proxies* paleoclimáticos demuestra una elevada correlación en las principales variaciones en el Holoceno (Bray, 1971; Denton y Karlén, 1973; Stuiver y Braziunas, 1993; O'Brien *et al.*, 1995; Karlén y Kuylenstierna, 1996; Bard *et al.*, 2000; Beer, 2000; Bond *et al.*, 2001; Mayewski *et al.*, 2004). A escala regional, el clima de los Alpes está bastante influido por la oscilación del Atlántico Norte (NAO), que induce cambios significativos en las temperaturas y la precipitación (Beniston y Jungo, 2002). La topografía es otro factor de gran influencia en el clima en los Alpes, al condicionar la circulación de las masas de aire (Horton *et al.*, 2012).

El paleoclima de los últimos 2500 años (periodo en el cual se enmarca el presente trabajo) registró importantes variaciones climáticas en los Alpes. Estas variaciones están controladas por una compleja red de sistemas y factores de forzamiento externo (Hartmann *et al.*, 2013), aunque, como se ha señalado anteriormente, la variabilidad climática del Holoceno presenta una estrecha relación con la actividad solar (Stuiver *et al.*, 1997). La Figura 2.3 evidencia la correlación entre la actividad solar y el clima de los últimos 600 años. *Proxies* de la actividad solar como el número de manchas solares (Figura 2.3d) y la concentración de ^{10}Be (Figura 2.3c) indican el dominio de fases de actividad solar mínima entre AD 1400 y 1850, periodo en el cual se enmarca la Pequeña Edad del Hielo (LIA). Nótese también la estrecha relación entre los ciclos magnéticos solares y la variabilidad de la temperatura en los últimos 300 años, lo que indica la importancia de estos ciclos en fluctuaciones climáticas decadales (Delaygue y Bard, 2010).

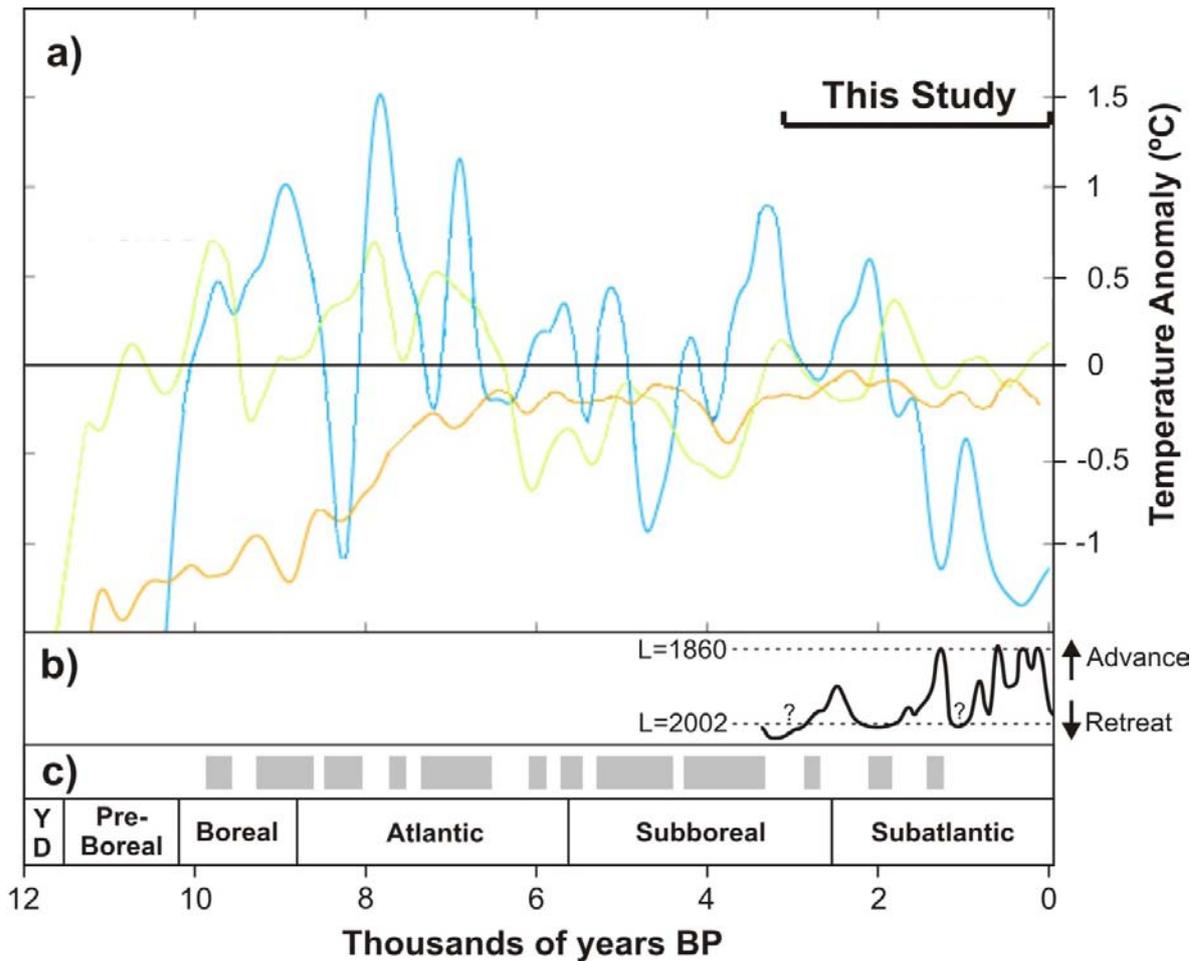


Figura 2.2 – Variabilidad climática durante el Holoceno. a) Anomalías de temperatura con respecto a la media del siglo XX. La curva azul representa el registro del testigo de hielo GISP2 en Groenlandia (Meese, 1994); la curva verde señala la temperatura superficial del océano en el Atlántico Norte (Lea *et al.*, 2003); y la curva naranja es la interpretación de la temperatura en Europa a partir de datos de distribución de polen (Davis *et al.*, 2003); b) Variación de la extensión del glaciar Aletsch (Holzhauser *et al.*, 2005). Las líneas discontinuas indican la extensión comparable al año AD 2002 (L=2002) y la extensión durante la Pequeña Edad del Hielo (L=1860); c) Periodos de deshielo de los glaciares alpinos durante los últimos 10000 años (Joerin *et al.*, 2006). YD: Younger Dryas; This Study: periodo analizado en el presente trabajo.

Los principales periodos climáticos cálidos registrados en los últimos 2500 años consisten en el Óptimo Climático Romano y el Periodo Cálido Medieval (Burga *et al.*, 1997; Esper *et al.*, 2005). Los periodos fríos más destacados son en el Avance glaciar Sub-Atlántico (Göschonen I), el Avance Glaciar del Periodo Medieval Temprano y la LIA (Zoller, 1977, Büntgen *et al.*, 2011). La Figura 2.4 incluye cuatro *proxies* paleoclimáticos de los Alpes que presentan una buena correlación con estos periodos climáticos, indicando las principales tendencias en el Holoceno Tardío con respecto a la temperatura (Figura 2.4a), la cubierta vegetal (Figura 2.4b), la dinámica glaciar y sedimentaria (Figuras 2.4c y d).

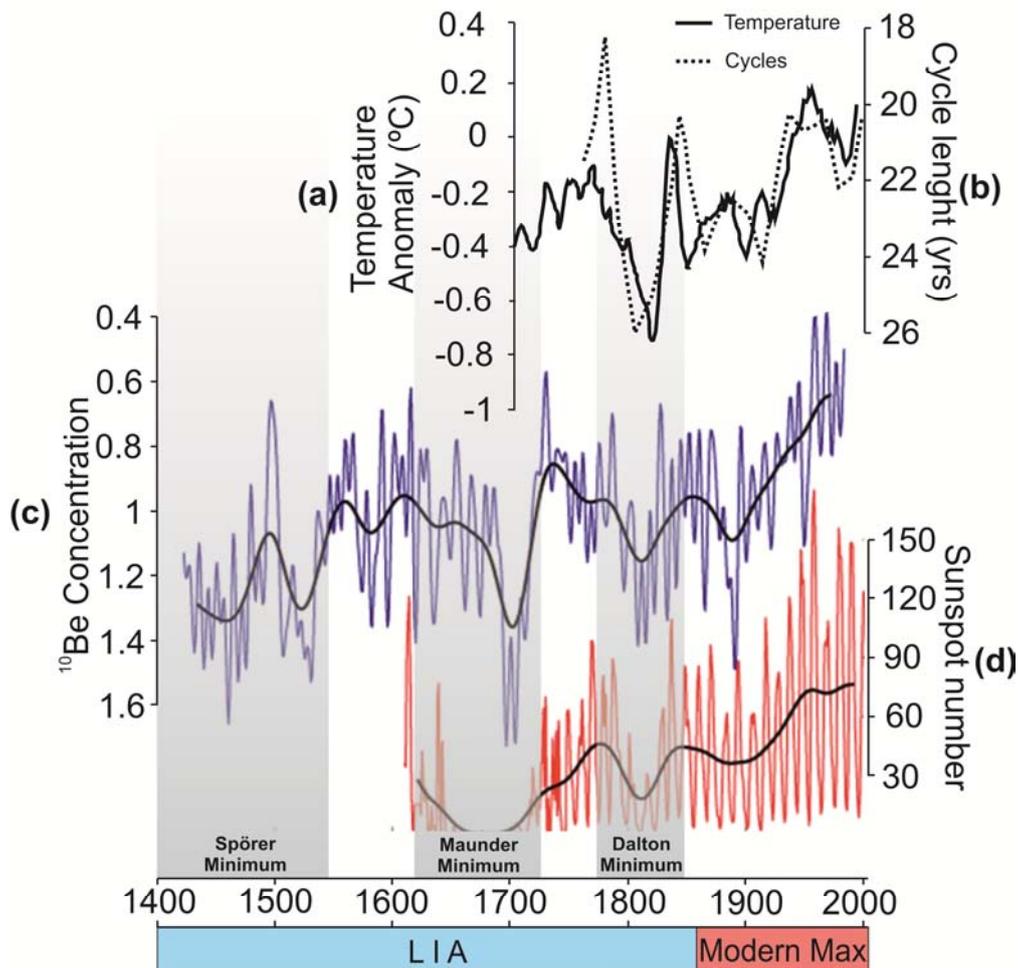


Figura 2.3 - Análisis de la variabilidad climática en la Pequeña Edad del Hielo (LIA) a partir de (a) anomalías de temperatura en el Hemisferio Norte (en relación a la media del siglo XX) y su conexión con (b) los ciclos magnéticos solares (Baliunas y Soon, 1995); (c) el *proxy* paleo climático de concentración de ^{10}Be (Beer *et al.*, 1994) y (d) el número de manchas solares (Hoyt y Schatten, 1998). El número de manchas solares ha sido reconstruido a partir de documentos históricos. La concentración de ^{10}Be ha sido medida a partir de capas anuales de un testigo de hielo de Groenlandia (*Dye-3 Ice Core*).

El periodo Göschenen I (2830-2270 años BP) se caracteriza por temperaturas medias en general inferiores a la actual y una influencia atlántica en el clima (Zoller, 1977). Se observa una disminución de la concentración de polen arbóreo (Tinner y Theurillat, 2003) y un avance de los principales glaciares (Holzhauser, 1997).

En el Óptimo Climático Romano (2270-1400 años BP) se observa un aumento de las temperaturas y una fase climática húmeda (Roos-Barraclough *et al.*, 2004). Este aumento ha provocado una ampliación de la extensión de las áreas de bosque, identificada mediante el aumento del porcentaje de polen de arbóreo (Tinner y Theurillat, 2003). También se produjo una disminución de la extensión de los glaciares (Joerin *et al.*, 2006). Schmidt y Kamenik (2007) sugieren que en este periodo se

registró una temperatura media en los meses de primavera igual o superior a la actual. Estas tendencias fueron más pronunciadas entre los años 200 BC y AD 100 (Roos-Barraclough *et al.*, 2004).

El Avance Glaciar del Periodo Medieval Temprano (1400-1050 años BP) fue un periodo frío breve que se caracterizó principalmente por una fase de avance generalizada de los principales glaciares suizos (Holzhauser *et al.*, 2005). También es remarcable una disminución de la cubierta vegetal arbórea durante este periodo (Schulte *et al.*, 2009a).

El Periodo Cálido Medieval (1050-670 años BP) se caracterizó por temperaturas medias anuales iguales o superiores a la actualidad (Büntgen *et al.*, 2011). Schmidt y Kamenik (2007) señalan como posible causa de este calentamiento el debilitamiento de la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), lo que puede haber contribuido a la existencia de otoños más cálidos y a la influencia de un clima más continental en los Alpes.

Durante la LIA (670-100 años BP) destaca el dominio de inviernos en general más fríos que en la actualidad (Luterbacher *et al.*, 2004). En el centro de Europa, las temperaturas medias en invierno fueron cerca de 0,5 °C más bajas que las registradas durante el siglo XX (Luterbacher *et al.*, 2004). Asociadas al descenso de temperaturas se verifican varias fases de avance de los glaciares suizos. Los periodos más importantes de estos avances se tienen lugar en los siglos XIV, XVII y XIX (Grove, 2001). Rumsby y Macklin (1996) sugieren también un incremento de la actividad fluvial al inicio y final de la LIA (AD 1280-1550 / AD 1750-1850). Cabe destacar, además, una importante recesión de las áreas de bosque alpino, influida en gran parte por la intervención humana (Tinner y Theurillat, 2003).

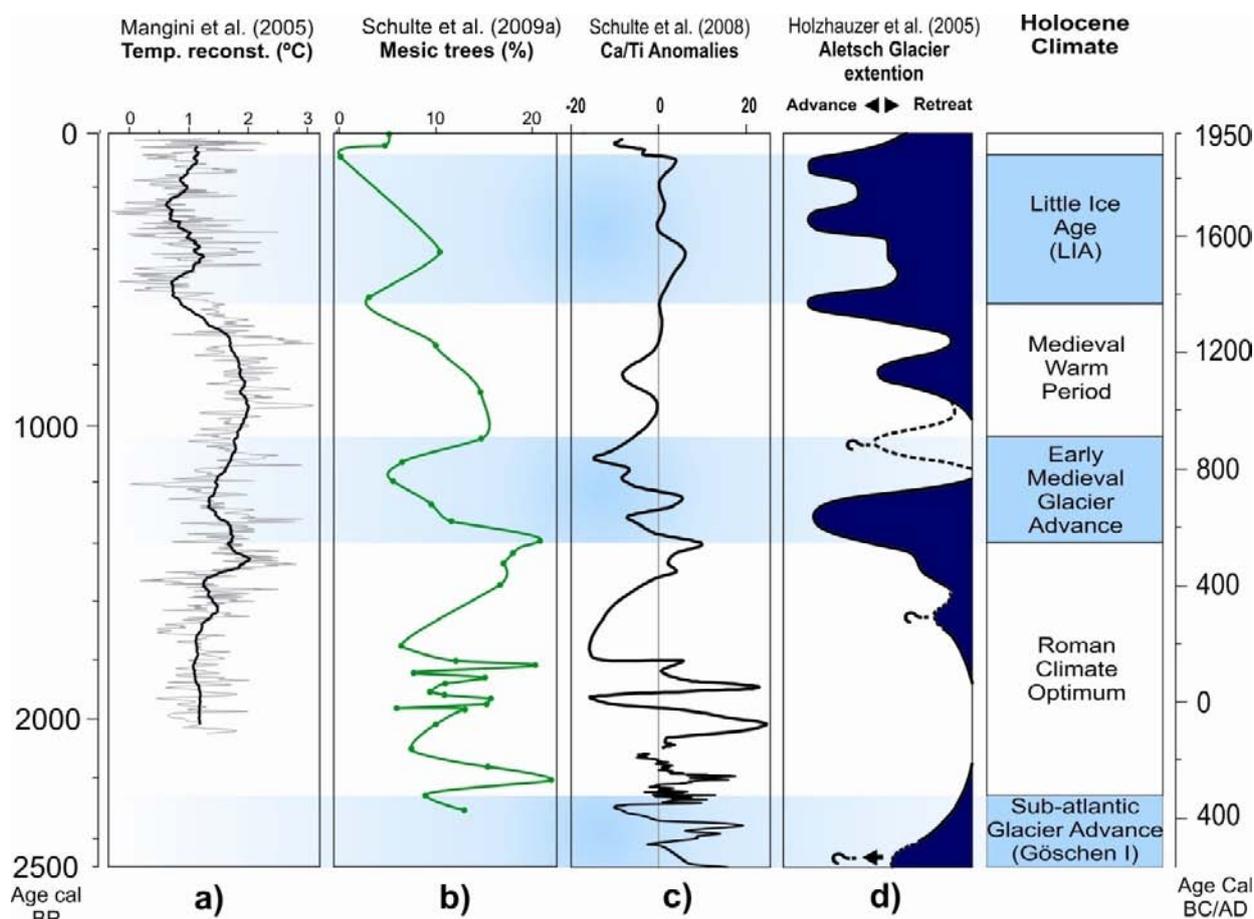


Figura 2.4 – Evolución paleoclimática de los Alpes en los últimos 2500 años: a) Reconstrucción de la temperatura a partir del análisis de isótopos de oxígeno en estalagmitas de la cueva de *Spannagel*, Alpes austriacos (Mangini *et al.*, 2005); b) Concentración de polen de especies arbóreas méxicas en el abanico deltaico del río Lütshine, *core* IN-2 (Schulte *et al.*, 2009a); c) Concentración de polen de especies arbóreas en sedimentos del lago Lengi Egga, Alpes suizos (Tinner y Theurillat, 2003); d) Estimación de la extensión de los glaciares suizos con respecto a la extensión de AD 1850 (Maisch *et al.*, 2000). Periodos climáticos del Holoceno Tardío según Zoller (1977) y Holzhauser *et al.* (2005).

2.4 Dinámica sedimentaria durante el Holoceno

La dinámica sedimentaria del Holoceno en el centro de Europa está relativamente bien estudiada (p.e. Zolitschka, 1998; Tebbens *et al.*, 1999; Starkel, 2002; Bridgland *et al.*, 2004; Arnaud *et al.*, 2005; Erkens *et al.*, 2006; Schulte *et al.*, 2009a). Varios trabajos sugieren que existe una relación entre la variabilidad climática y la dinámica sedimentaria (Litt *et al.*, 2003; Schirmer *et al.*, 2005; Macklin *et al.*, 2006; Schulte *et al.*, 2009b). Algunos estudios relacionan la variabilidad climática con la ocurrencia de inundaciones o cambios en la frecuencia de las mismas (Starkel, 2002; Schulte *et al.*, 2008 y 2014; Thorndycraft y Benito, 2006). La influencia de otros factores como la cubierta vegetal y los usos del suelo también ha sido documentada (Asselman *et al.*, 2003; Houben *et al.*, 2006; Hoffmann, 2007), indicando repercusiones en la dinámica de las fases de incisión y agradación fluvial.

Aparte de las influencias climáticas, la dinámica fluvial también ha sido ampliamente modificada por las actividades humanas (Gregory, 2006; James y Marcus, 2006). Schirmer *et al.* (2005) señalan que en la cuenca intermedia del Rin se ha producido una amplificación de las fases de acumulación fluvial por influencia de las actividades humanas, remontándose dichas influencias al Neolítico. Además de los estudios que exponen los efectos de las actividades humanas en el aumento de los flujos sedimentarios (Bork *et al.*, 1998; Houben *et al.*, 2006; Erkens *et al.*, 2006), hay también referencias a intervenciones antrópicas que han causado la disminución del aporte sedimentario fluvial (Gregory, 2006 y referencias incluidas en el artículo). Los efectos indirectos de la actividad humana, como los cambios de usos del suelo derivados de la explotación agrícola, han llevado a un aumento de la erosión del suelo en varios puntos del continente europeo (Bork y Lang, 2003; Erkens, 2009). Estos impactos se han notado principalmente en los últimos siglos (Walling y Webb, 1996).

De modo general, se puede resumir la dinámica sedimentaria del Holoceno en tres grandes periodos: el periodo Tardiglacial, el Óptimo Climático Holoceno Temprano y el periodo que abarca los últimos 500 años, identificado como el de máxima actividad agrícola y forestal (Hinderer, 2001). Sidorchuk y Golosov (2003) han analizado la dinámica sedimentaria en estos tres periodos en la cuenca del río Don (sudeste de Rusia). Las principales tendencias sedimentarias de este río pueden ser equiparables a las registradas en los ríos del centro de Europa (ver Figura 2.5) y muestran la existencia de erosión en prácticamente todos los dominios del sistema fluvial durante el Tardiglacial. Se produce una estabilización de estos procesos durante el Óptimo Climático del Holoceno, con la ocurrencia de importantes fases de sedimentación en *gullies* y pequeños valles fluviales. Por último, durante el periodo reciente, marcado por la intensificación de la actividad agrícola, se observa un incremento de la erosión en las vertientes y un aumento de la formación de *gullies*, teniendo lugar la transferencia de sedimentos a los valles intermedios de la cuenca.

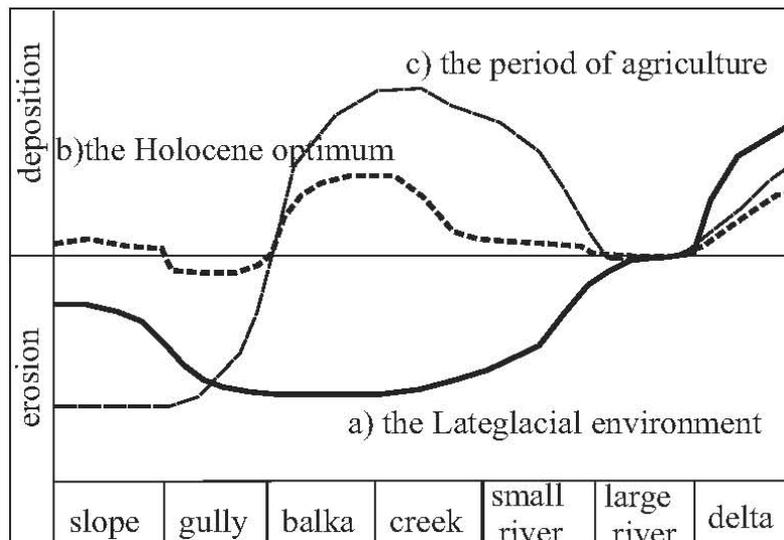


Figura 2.5 - Estimación cualitativa de la erosión y sedimentación en la cuenca superior del río Don (SW Rusia). a) Tardiglacial (línea negra gruesa); b) Óptimo Climático Holoceno (línea discontinua); c) Periodo reciente de mayor actividad agrícola (línea negra fina). Sidorchuk y Golosov, 2003.

2.5 Estudio de la sedimentación fluvial en los Alpes

El presente trabajo se ha visto beneficiado por el conocimiento y experiencia adquiridos por el grupo de investigación FluvAlps en los Alpes Berneses. La actividad realizada por este grupo se inició con los análisis de registros sedimentarios y polínicos del río Lütshine realizados por el Dr. Lothar Schulte en 2001. Estos análisis permitieron conocer la arquitectura sedimentaria de un área distal de la llanura deltaica del Lütshine y relacionar los registros obtenidos con la variabilidad climática (Schulte, *et al.*, 2005). Entre 2006 y 2009 con el Proyecto FluvAlps 3000 (CGL2006-0111) se alcanza un conocimiento más completo del control climático sobre los sistemas fluviales alpinos y de las respuestas del sistema fluvial a los impactos antrópicos (Schulte *et al.*, 2009a). En el Proyecto FluvAlps Plus (CGL2009-06951/BTE), realizado entre 2010 y 2012, se utilizó un abordaje multidisciplinar para el estudio de los sistemas fluviales alpinos. Uno de sus principales resultados fue la obtención de registros paleoclimáticos de alta resolución de varios ambientes fluviales de los Alpes Berneses. Se logró asimismo identificar y catalogar la ocurrencia de inundaciones extremas y medianas en el pasado y se alcanzó a observar una correlación entre la dinámica fluvial y distintas fuerzas de control externas (p.e. variabilidad solar y cambios de usos del suelo). Actualmente el grupo sigue investigando los sistemas fluviales alpinos mediante el Programa ICREA Acadèmia, trabajando en la elaboración

de un registro paleoclimático de referencia regional, en la modelización de la agradación en fondos de valle y llanuras deltaicas y en el análisis de la frecuencia de inundaciones históricas y de la influencia de la circulación atmosférica sobre las mismas.

Las principales contribuciones sobre el estudio de sedimentos y procesos fluviales en los Alpes durante el Holoceno provienen de los Alpes Báváros (Schrott *et al.*, 2002, 2003; Jerz *et al.*, 2000), del Tirol Austriaco (Geitner, 1999; Patzelt, 1994, 2008; Veit, 1988), del Valle de Engadina (Burga *et al.*, 1997) y de los Alpes Berneses (Schulte *et al.*, 2004, 2008, 2009a). Los referidos trabajos incluyen el estudio de abanicos deltaicos (Burga *et al.*, 1997), deltas (Schulte *et al.*, 2009b), abanicos aluviales (Patzelt, 1994) y los fondos de valle (Schrott *et al.*, 2003). Es también relevante el trabajo elaborado por Hinderer (2001), que consiste en un análisis general de la acumulación y denudación en los Alpes, cuyo foco es la cuantificación de los volúmenes de sedimentos, y la estimación de tasas de denudación y sedimentación de los principales valles de los Alpes desde el Último Máximo Glacial (LGM).

Respecto al análisis de la acumulación de sedimentos en lagos alpinos destacan los trabajos realizados por Schmidt *et al.* (2002), Blass *et al.* (2005), Arnaud *et al.* (2005), Stewart *et al.* (2011), Dehnert *et al.* (2012). Algunos de los lagos analizados contienen información sobre la dinámica fluvial y registran eventos de paleoinundaciones (Debret *et al.*, 2010). Stewart *et al.* (2011) lograron identificar ocho paleoinundaciones desde 3400 BP, a partir de depósitos de turbiditas del lago Silvaplana (Valle de Engadina). En el lago Brienz, Sturm y Matter (1978), Adams *et al.* (2001), Anselmetti *et al.* (2007) y Girardclos *et al.* (2007) estudiaron los procesos de sedimentación de los deltas de los ríos Aare y Lütschine, especialmente su evolución reciente y la evaluación de los impactos de las intervenciones hidráulicas en la dinámica sedimentaria y fluvial.

En relación con los trabajos realizados en el ámbito de los procesos de acumulación y las formas de acumulación de sedimentos es importante referirse a la investigación realizada por Schrott *et al.* (2003) en una pequeña cuenca alpina situada en los Alpes Báváros. En este estudio analizan distintas formas de acumulación de sedimentos fluviales, teniendo en cuenta sus características geomorfológicas y la dinámica de los flujos de sedimentos. Los autores estudian las formas de acumulación

dominantes en la cuenca y los principales medios de transporte de sedimentos (canales de avalanchas, *debris flows* y llanuras de inundación). También calculan el volumen de sedimentos acumulados a través de la combinación de la aplicación de funciones polinomiales en cortes transversales de los valles del área estudiada, prospecciones geofísicas (refracción sísmica y sondeos en profundidad) y modelización 3D de los sedimentos acumulados. Establecen así una relación entre las características físicas de la cuenca (forma de los valles, relieve) con la evolución geomorfológica y su relación con el proceso de sedimentación.

Por último, cabe resaltar la disponibilidad de una extensa base de datos de sondeos de los Servicios Geológicos del Cantón de Berna (WEA) sobre los fondos de valle de los Alpes Berneses (Valle, 1994). La información existente ha sido de gran utilidad para la caracterización del área de estudio y para el conocimiento de la geología de las llanuras deltaicas de la presente tesis. Los informes de los sondeos presentan información sobre las características geológicas e hidrológicas de los valles en estudio y contienen también cartografía detallada de la dinámica y geoquímica de los acuíferos (realizada a partir de mediciones en pozos de control).

2.6 Análisis del paleoclima en los Alpes

En el análisis del paleoclima se utilizan *proxies* de distinta procedencia que normalmente tienen una correlación elevada con la variabilidad climática o alguna relación con periodos climáticos del pasado (Bradley, 1999). Los Alpes cuentan con un número extenso de trabajos centrados en la reconstrucción paleoclimática. Destacan los trabajos basados en *proxies* polínicos (Bodmer *et al.*, 1976; Tinner *et al.*, 2005; Magny *et al.*, 2011); dendrocronología (Frank y Esper, 2005; Nicolussi, 2009; Büntgen *et al.*, 2011); análisis de sedimentos lacustres (Koinig *et al.*, 2003; Arnaud *et al.*, 2005 y 2012; Blass *et al.*, 2005; Brauer *et al.*, 2008; Girardclos *et al.*, 2007; Debret *et al.*, 2010); glaciología (Hormes *et al.*, 2001; Joerin *et al.*, 2008; Zumbühl *et al.*, 2008); análisis de espeleotemas (Mangini *et al.*, 2005) y fuentes documentales históricas (Luterbacher *et al.*, 2004; Casty *et al.*, 2005; Schmocker-Fackel y Naef, 2010). Además de los *proxies* referidos, también se han utilizado sedimentos fluviales como *proxy data* (Schulte *et al.*, 2004, 2008, 2009a, 2009b).

El análisis de *proxies* paleoclimáticos de origen fluvial en el ámbito de la presente tesis posee una especial importancia. La utilización de sedimentos fluviales en el análisis del paleoclima puede ser muy útil para establecer conexiones entre la dinámica fluvial y el clima. Además, aporta información sobre la ocurrencia de paleoinundaciones, los cambios en la dinámica de agradación/incisión en los fondos de valle o sobre la movilidad lateral de los canales fluviales en una llanura de inundación.

La reconstrucción paleoambiental a partir de sedimentos fluviales depende en gran parte de la continuidad sedimentaria y de la cronología. Los principales aportes de la caracterización geocronológica son: 1) estimar las edades máximas de un suelo; 2) caracterizar la actividad de eventos de inundación y 3) calcular tasas de sedimentación (Lewin *et al.*, 2005; Chiverrell *et al.*, 2008). La determinación de la cronología de sedimentos fluviales se obtiene principalmente a partir de métodos radioisotópicos, como la medición de la desintegración de isótopos de ^{14}C , K/Ar o U/Pb. El análisis de nucleidos cosmogénicos, como el ^{10}Be , ^{26}Al o el ^{36}Cl se ha tornado en un importante método para determinar la edad de los sedimentos fluviales y para la estimación de tasas de erosión (Bierman y Nichols, 2004; Cockburn y Summerfield, 2004). Además de estos métodos, el análisis de dosimetría de radiación en minerales (principalmente cuarzo y feldespato), en el que destacan la termoluminiscencia (TL) y la luminiscencia óptica estimulada (OSL), han proporcionado importantes avances en la cronología de sedimentos fluviales (Huntley *et al.*, 1985; Duller, 2004; Wintle y Murray, 2006). La utilización de uno o de una combinación de varios métodos de datación permite conocer la geocronología de los testigos sedimentarios, posibilitando su utilización como *proxies* paleoambientales.

En el área de los Alpes Berneses cabe destacar los trabajos realizados por Schulte *et al.* (2008; 2009a; 2009b; 2012) en el ámbito del grupo de investigación Fluvalps (Proyectos de investigación CGL2006-0111 y CGL2009-06951/BTE; Programa ICREA Acadèmia 2011). El grupo realizó estudios en las cuencas de los ríos Lütschine, Lombach, Aare, Kander y Sarner. Los trabajos realizados incluyen el análisis del paleoclima, las paleoinundaciones y los riesgos asociados mediante un enfoque multidisciplinar, proveniente de campos de conocimiento tan diversos como la geomorfología, palinología, hidrología, arqueología, etc.

Los resultados obtenidos por Schulte *et al.* (2005, 2009a, 2012) muestran que los testigos sedimentarios fluviales registran las variaciones de la dinámica sedimentaria (producción, transferencia y acumulación) bajo la influencia de diversos factores climáticos, pero también debido a cambios en los usos del suelo y la gestión hidráulica (Schulte *et al.*, 2009a; Vischer, 1989, 2003). Además, se ha podido identificar la ocurrencia de paleoinundaciones, deslizamientos o flujos de derrubios (Schulte *et al.*, 2008, 2009a, 2009b). Estos estudios han demostrado el carácter excepcional de algunos registros sedimentarios de los ríos Lütshine, Lombach y Aare localizados en áreas de llanura deltaica con agradación continua y altamente resolutive.

Los principales avances científicos obtenidos por Schulte *et al.* (2004, 2008, 2009a, 2012) radican en la utilización de testigos sedimentarios de origen fluvial como *proxies* paleoclimáticos, basados en la geoquímica de los sedimentos, el análisis de la granulometría, registros polínicos, y la determinación de horizontes de inundaciones y de pulsos de agradación. En el ámbito Alpino estudios anteriores ya habían podido establecer relaciones entre la dinámica sedimentaria y la influencia climática (Burga *et al.*, 1997; Patzelt, 1994; Veit, 1988), pero el aporte novedoso ha sido el incremento de la resolución temporal de estos *proxies* sedimentarios (Schulte *et al.*, 2004, 2008, 2009a, 2014) y la utilización de un abordaje multidisciplinar. Los primeros resultados obtenidos en la llanura deltaica del Lütshine cuentan con registros con resolución pluridecadal (Schulte *et al.*, 2009a, 2009b). A partir de estos primeros resultados se ha podido establecer una teleconexión con *proxies* paleoclimáticos locales y regionales, como la dinámica glacial (Holzhauer *et al.*, 2005); el ^{14}C (Reimer *et al.*, 2004), el ^{18}O (Stuiver *et al.*, 1997), el ^{10}Be (Beer *et al.*, 1994), el NAO *index* (Kodera, 2003; Peña y Schulte, 2014). Los resultados posteriores (proyecto FluvAlps Plus: CGL2009-06951/BTE) han permitido incrementar la resolución temporal y obtener *proxies* paleoclimáticos con resolución decadal o intradecadal (Schulte *et al.*, 2012, 2014). Se han llevado a cabo análisis espectrales de estos *proxies*, revelando frecuencias temporales de 65, 80, 105 y 210 años, que apuntan a una correlación con los ciclos solares de Gleissberg y Suess. Asimismo, se ha podido establecer una relación entre los ciclos de agradación en las llanuras deltaicas del Aare y Lütshine, los eventos de inundaciones históricas y la dinámica del Atlántico Norte (Schulte *et al.*, 2008; Peña y Schulte, 2014, Peña *et al.*, en prensa).

2.7 *Sediment budgets* y modelización sedimentaria

El estudio de las tasas de sedimentación y el volumen y la distribución de sedimentos acumulados en el Holoceno es clave para entender los patrones espaciales y temporales de la agradación fluvial, así como para el cálculo de tasas de denudación en áreas alpinas, bajo el forzamiento de factores internos y externos. En este sentido, el trabajo de Church y Slaymaker (1989) destaca la importancia de la estimación cuantitativa de la agradación de sedimentos en fondos de valle y deltas para la comprensión de la evolución del relieve y la definición del modelado de los procesos geomorfológicos.

Durante la última década un número creciente de estudios se ha centrado en el cálculo de tasas de erosión en cuencas pequeñas que han estado sometidas a cambios drásticos en los procesos sedimentarios debido al incremento de la actividad agrícola (Trimble, 1999, 2009; Rommens *et al.*, 2005). Otros estudios han enfocado su análisis a los flujos de sedimentos y el estudio de la agradación en tramos intermedios de cuencas de tamaño medio (Schrott *et al.*, 2003; Otto *et al.*, 2008). Ha habido también importantes aportaciones en relación con el cálculo del balance sedimentario (*sediment budget*) en sistemas fluviales de grandes dimensiones (Kesel *et al.*, 1992; Erkens *et al.*, 2006, 2008; Hoffmann *et al.*, 2008).

La elaboración de modelos sedimentarios *source-to-sink* puede depender de varios tipos de *inputs*. Los más ampliamente utilizados incluyen el análisis litoestratigráfico de testigos sedimentarios obtenidos mediante sondeos y zanjas de excavación (Berendsen y Stouthamer, 2001). Este método tiene un margen de error bajo para la reconstrucción de procesos locales, pero es mucho menos preciso en lo que concierne a la variabilidad lateral de las unidades sedimentarias (Brown *et al.*, 2009).

En este ámbito, el enfoque en series temporales largas (> 1000 años) es especialmente importante para el estudio de los procesos de erosión y agradación debido a los problemas de subestimación surgidos por el uso de métodos instrumentales cuantitativos. Métodos como las mediciones de la concentración de sedimentos en suspensión pueden subestimar enormemente la transferencia de sedimentos, debido a que tienen en cuenta periodos temporales muy cortos. Champagnac *et al.* (2009) señalan que, para el análisis de la agradación de sedimentos,

la utilización de series temporales cortas, por ejemplo de 30 años, limita la variabilidad de los resultados obtenidos, por la imposibilidad de incluir variaciones de baja frecuencia. Sin embargo, la utilización de estas series es muy eficaz para el análisis del transporte de sedimentos en eventos extremos, como por ejemplo el aporte sedimentario en eventos de inundaciones de gran magnitud (Arnaud-Fassetta *et al.*, 2005).

El *sediment budget* desarrollado por Erkens (2009) constituye en la actualidad uno de los modelos punteros en términos de complejidad y resolución. El modelo se basa en una extensa base de datos compuesta por más de 200.000 testigos sedimentarios, DTM de alta resolución, y un modelo cronológico basado en dataciones de radiocarbono y OSL. Los resultados obtenidos con este modelo han contribuido al entendimiento de la respuesta de la acumulación de sedimentos en el sistema fluvio-deltaico de los ríos Rin-Mosa a la variabilidad ambiental y la actividad antrópica en los últimos 7000 años.

Cabe señalar que la mayoría de los modelos son limitados en la reconstrucción de las variaciones laterales de la agradación en fondos de valle. La existencia de discontinuidades en las unidades litoestratigráficas y la baja precisión de los modelos cronológicos son las principales limitaciones. En las últimas décadas ha habido contribuciones significativas para disminuir estas limitaciones. En el campo del análisis de información destaca una mayor capacidad de procesamiento de datos y la utilización de *hardware* y *software* capaces de realizar análisis cada vez más complejos (Fotheringham *et al.*, 2000). Se han dado avances importantes en la aplicación de métodos numéricos en SIG y análisis de DTMs para la modelización de los cambios morfológicos en ríos (Rosatti, 2002; Basson y Beck, 2002; Cellino y Essyad, 2004; Kassem y Chaudhry, 2004; Vetsch y Faeh, 2005); así como en la aplicación de técnicas geoespaciales, como el GPS (Chang *et al.*, 2003) y la adquisición de datos altimétricos de alta resolución, entre los que destaca el sistema LiDAR por su alta resolución espacial y rango de aplicaciones (French, 2003; Charlton *et al.*, 2003; McKean y Roeding, 2004). El análisis de unidades y facies sedimentarias se ha ampliado a través de la utilización de metodologías de detección remota en el subsuelo. Entre las más relevantes están la elaboración de perfiles 2D por georadar (GPR) y tomografías eléctricas de resistividad (ERT). Estas metodologías permiten elaborar una arquitectura

tridimensional de la acumulación de sedimentos en fondos de valle, deltas y abanicos aluviales (Brown, 2006), a la vez que proporcionan una visualización detallada de las facies y paleocanales (Birkhead *et al.*, 1996; Corbeanu *et al.*, 2001; Gaswirth *et al.*, 2002; Baines *et al.*, 2002; Carey *et al.*, 2006).

Otro de los componentes de la modelización del proceso de sedimentación son los modelos aplicados a la erosión del suelo. En las últimas décadas, con la difusión de los SIG, se han desarrollado varios modelos para la cuantificación de la erosión del suelo. Entre los modelos de erosión, transporte y sedimentación más ampliamente utilizados se encuentran la ecuación empírica *Universal Soil Loss Equation* (USLE; Wischmeier y Smith, 1978), su versión revisada, RUSLE (Renard *et al.*, 1997), y el modelo de erosión potencial EPM (Gavrilovic, 1972, 1976 y 1988). La concepción de estos métodos se basa en la aplicación de modelos teóricos que analizan variables físicas de la cuenca de drenaje.

El método USLE se desarrolló a finales de los años 70 en cuencas de Estados Unidos, con la finalidad de prever la erosión anual media en áreas de vertiente. A pesar de haber sido creado para el análisis de cuencas de pequeña escala, relacionadas con mediciones instrumentales tomadas en campo, su aplicación se ha ampliado a áreas de mayores dimensiones, fruto de la implementación de técnicas geoespaciales en el análisis de cuencas hidrográficas (Desmet y Govers, 1996; De Roo, 1998; Reusing *et al.*, 2000).

Los métodos USLE y RUSLE han sido aplicados en diversos modelos, en el cálculo de la erosión del suelo en cuencas de pequeña y mediana dimensión (5-200 km²), como por ejemplo el ANSWERS (Beasley *et al.*, 1982), el AGNPS (Young *et al.*, 1987), PESERA (Kirkby *et al.*, 2000, 2003) o el SEDEM (Van Oost *et al.*, 2000; Verstraeten *et al.*, 2002; Van Rompay *et al.*, 2001, 2005). Se han utilizado ampliamente estos modelos en cuencas del ámbito europeo, como en Suiza (Meusburger *et al.*, 2010); Italia (Grimm *et al.*, 2003; Van Rompaey *et al.*, 2005); República Checa (Van Rompaey *et al.*, 2003); Hungría (Van Dessel *et al.*, 2008) o Bélgica (Verstraeten *et al.*, 2002).

3 Área de estudio

3.1 Los Alpes Berneses

Gran parte del territorio suizo se sitúa en la cadena montañosa de los Alpes, abarcando cerca del 65% de su territorio, con un área de 41285 km². Su gran extensión contribuye a que estas áreas de montaña formen parte del paisaje característico del territorio suizo y de su patrimonio natural y cultural. Los Alpes suizos se encuentran limitados al norte por la Meseta suiza; este límite tiene una dirección aproximada OSO-ENE desde el lago Ginebra hacia el lago Constanza. Al sur se encuentran limitados por los Alpes Peninos y los Alpes Lepontinos (figuras 3.1 y 3.2).

Se trata de una cordillera con elevadas altitudes, el 24% de su área se encuentra por encima de los 2000 m y existen 48 picos por encima de los 4000 metros. Los glaciares cubren un área de 1230 km² (aproximadamente el 3% del territorio suizo) y representan cerca del 44% del total de las áreas glaciadas de los Alpes.

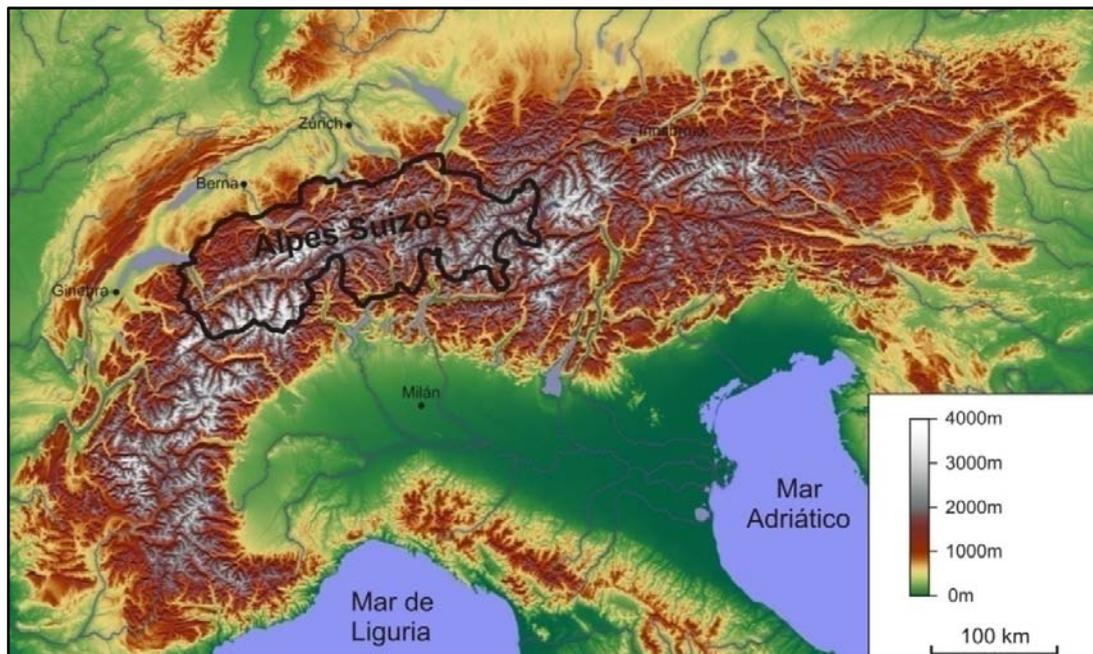


Figura 3.1 - Modelo digital del terreno de los Alpes y delimitación de los Alpes Suizos.
Datos altimétricos del programa SRTM de la Nasa.

Dos grandes ríos europeos tienen origen en los Alpes suizos: el Rin, que drena hacia el Norte hasta el mar del Norte, y el Ródano, que drena hacia el Sur, hasta el Mediterráneo. El río Aare también tiene sus orígenes en los Alpes suizos y se caracteriza por estar localizada toda su cuenca en territorio suizo. La cuenca del Aare es el principal tributario del Rin en su sector alpino (Figura 3.2).

El área de estudio abordada en el presente trabajo se localiza en el sector occidental de los Alpes suizos, en la región conocida como los Alpes Berneses, en el sur del cantón de Berna, denominado Berner Oberland. Los Alpes Berneses se sitúan entre 46°10'N, 7°10'E y 46°50'N, 8°30'E, cubriendo un área de aproximadamente 4200 km². Los límites meridionales de este sistema montañoso separan la cuenca del Aare de la cuenca del Ródano (Figura 3.3).

Esta región se caracteriza, de un modo general, por un sistema montañoso con elevadas pendientes. Las áreas más bajas se sitúan en los fondos de valle, sobre los 500 msnm, mientras que los puntos más elevados pueden exceder los 4000 msnm. La principal unidad geológica de los Alpes Berneses la constituye el macizo cristalino del Aare, con una disposición OSO-ESE. En los sectores norte y oeste el macizo se encuentra cubierto por mantos de cabalgamiento de rocas sedimentarias del Mesozoico y Terciario temprano (rocas de origen marino: calizas, lutitas y areniscas). Sus cumbres son considerablemente más bajas, variando entre los 2000 y 3500 msnm.

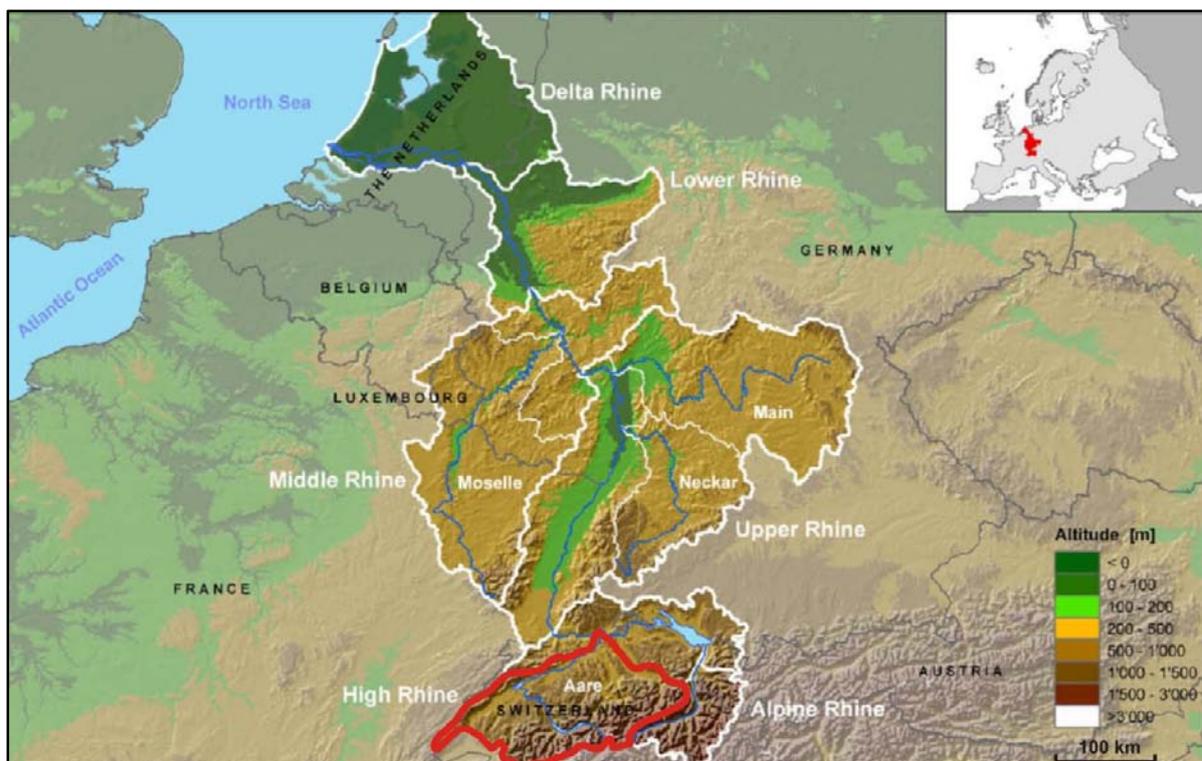


Figura 3.2 - La cuenca del río Rin. Delimitación de sus tramos y principales tributarios (Uehlinger *et al.*, 2009). Destacada en rojo, la cuenca del río Aare.

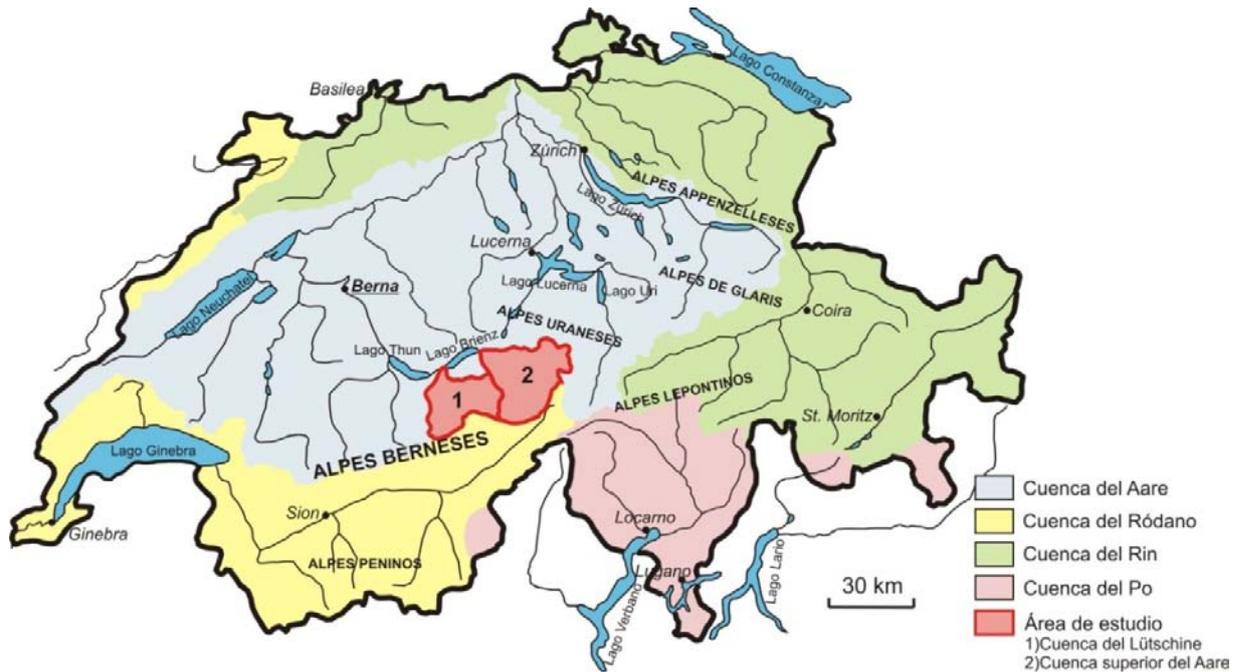


Figura 3.3 - Contextualización del área de estudio en el territorio suizo. Se presentan los principales sistemas hidrográficos y los diferentes sectores de los Alpes suizos. Modificado de Hurni (2004).

3.2 Las cuencas de los ríos Aare y Lüttschine

El área de estudio comprende dos cuencas de los Alpes Berneses que tienen su base de erosión en el Lago Brienz: el sector superior del río Aare y la cuenca del río Lüttschine. La cuenca superior del Aare abarca un área de 596 km², y la cuenca del Lüttschine, tributario del Aare, tiene 379 km². Ambas cuencas forman parte del sector más elevado de la cuenca del Aare (Figura 3.3).

La cuenca superior del Aare se ubica entre las coordenadas 46°31'N, 8°10'E y 46°45'N, 8°26'E. El punto más alto de la cuenca se encuentra en el Finsteraarhorn, a 4274 msnm, y el punto más bajo a 564 msnm, en la desembocadura en el Lago Brienz. La cuenca se caracteriza por vertientes de fuerte pendiente, intercaladas por valles encajados de fondo plano, entre los cuales destacan: el valle Hasli inferior, localizado en el extremo NW de la cuenca, con 12 km de longitud y aproximadamente 13 km² (Figura 3.4); el valle Hasli superior, situado 1,5 km al este del valle Hasli y el valle Urbach, localizado al SW de éste. En el límite oriental de la cuenca hay importantes conexiones terrestres entre el Cantón de Berna y sus cantones vecinos de Uri y Valais. Las principales vías de comunicación se sitúan en los puertos de Sustenpass y Grimselpass. La comunicación terrestre al Norte se hace por el puerto de Brünigpass, que conecta con los cantones de Lucerna, Obwalden y Nidwalden (Figura 3.5).

La cuenca del Lüttschine está delimitada por las coordenadas 46°29'N, 7°49'E y 46°38'N, 8°08'E. El punto más elevado se ubica en el Jungfrau a 4158 msnm y el más bajo en la desembocadura del Lago Brienz a 564 msnm, donde también se localiza el abanico deltaico del Lüttschine, con cerca de 8,1 km² (Figura 3.4). Este abanico se une al Nordeste con el abanico deltaico del río Lombach, creando una superficie terrestre que separa los lagos Thun y Brienz (Figura 3.5). En el extremo nordeste del abanico deltaico del Lüttschine se localiza el pueblo de Interlaken, un importante centro turístico de los Alpes. Muy cerca de Interlaken se sitúa Matten, asentamiento que se remonta a la época medieval.

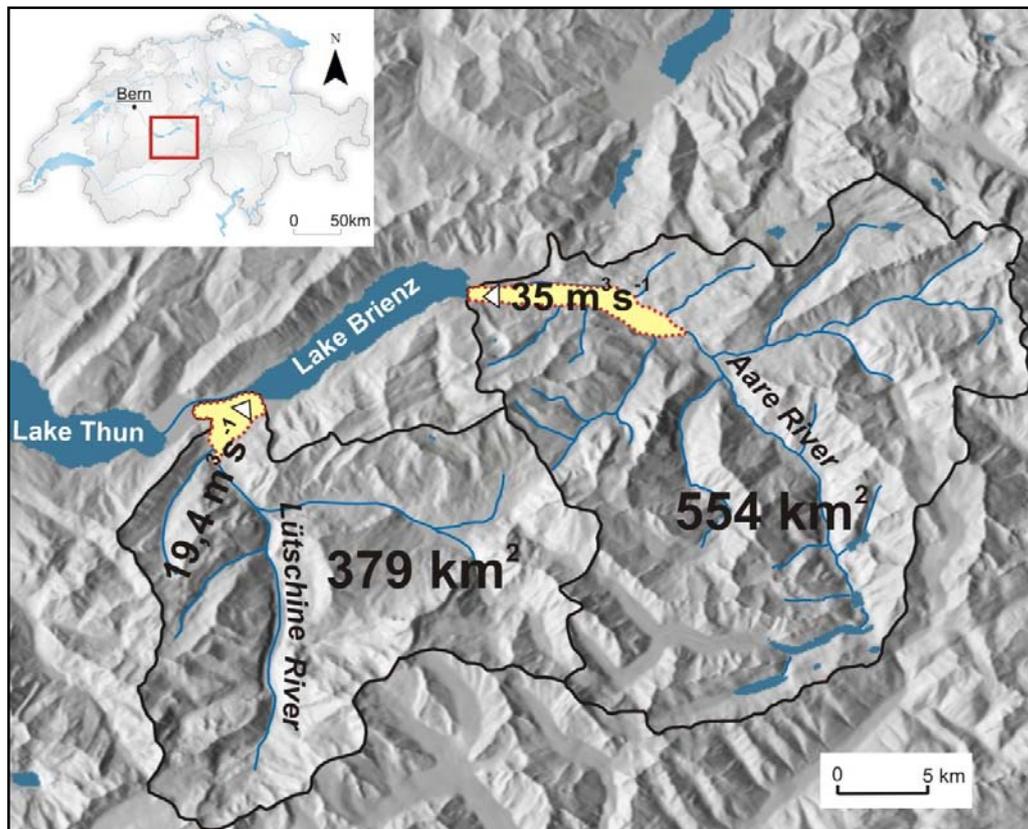


Figura 3.4 – Las cuencas de los ríos Aare y Lüttschine. Se indican los caudales medios anuales, calculados para el periodo entre 1954 y 1991. Se delimitan en amarillo las llanuras deltaicas de los ríos Aare y Lüttschine. DTM elaborado a partir de datos altimétricos de Swisstopo.



Figura 3.5 - Principales localidades y puntos de referencia del área de estudio.
Landsat mosaic © ESA / Eurimage / Swisstopo, NPOC.

En relación a los usos del suelo, hay un predominio de las áreas de bosque y pastizales alpinos, principalmente en el territorio situado por debajo de los 2000 metros. En altitudes superiores se observa la influencia del dominio morfoclimático glaciar y periglacial, con la presencia de varios glaciares (ver apartado 3.2.5.2), nieves perpetuas y vertientes rocosas de alta pendiente.

Las poblaciones más significativas se encuentran situadas en los fondos de valle, a altitudes normalmente inferiores a los 1000 metros. Sin embargo, se produce una ocupación dispersa por todo el territorio. Existe también una extensa ocupación del territorio de alta montaña para la trashumancia, hecho que contribuye a un cambio significativo del *timberline* (límite de crecimiento arbóreo). En la actualidad continúan existiendo extensas áreas de prado alpino, pese a la recuperación de áreas de bosque en otros ámbitos europeos de alta montaña. El mantenimiento de estas áreas se debe principalmente a las raíces culturales y a la existencia de subvenciones estatales para la ganadería, que contribuyeron, en su momento, a una estabilización en el sector (Gubler-Gross, 1962).

Aparte de la trashumancia, el turismo es una de las grandes fuentes de ingresos de esta región (Swiss Tourism Federation, 2013), hecho que se observa en la elevada densidad de infraestructuras dedicadas a esta actividad, en áreas de montaña y en sus zonas periféricas.

3.2.1 Climatología

De un modo general, el clima de Suiza está influenciado por masas de aire provenientes del Atlántico, transportadas por los Westerlies. La afluencia de estas masas de aire proporciona una precipitación constante durante todo el año. La orografía prominente de los Alpes Berneses actúa como una barrera climática entre el sur y el norte de Suiza (Kuhlemann, 2007). Las cuencas en estudio se sitúan en la cara norte, una región marcadamente más húmeda y con inviernos más rigurosos que la cara sur. El clima local se encuentra zonificado según la altitud (Figura 3.6), pudiendo la precipitación media anual variar entre los 1300-1600 mm a⁻¹ en cotas más bajas (560-1400 m) y valores superiores a los 2500 mm a⁻¹ en las cotas más elevadas, por encima de 2500 m (Hurni, 2004).

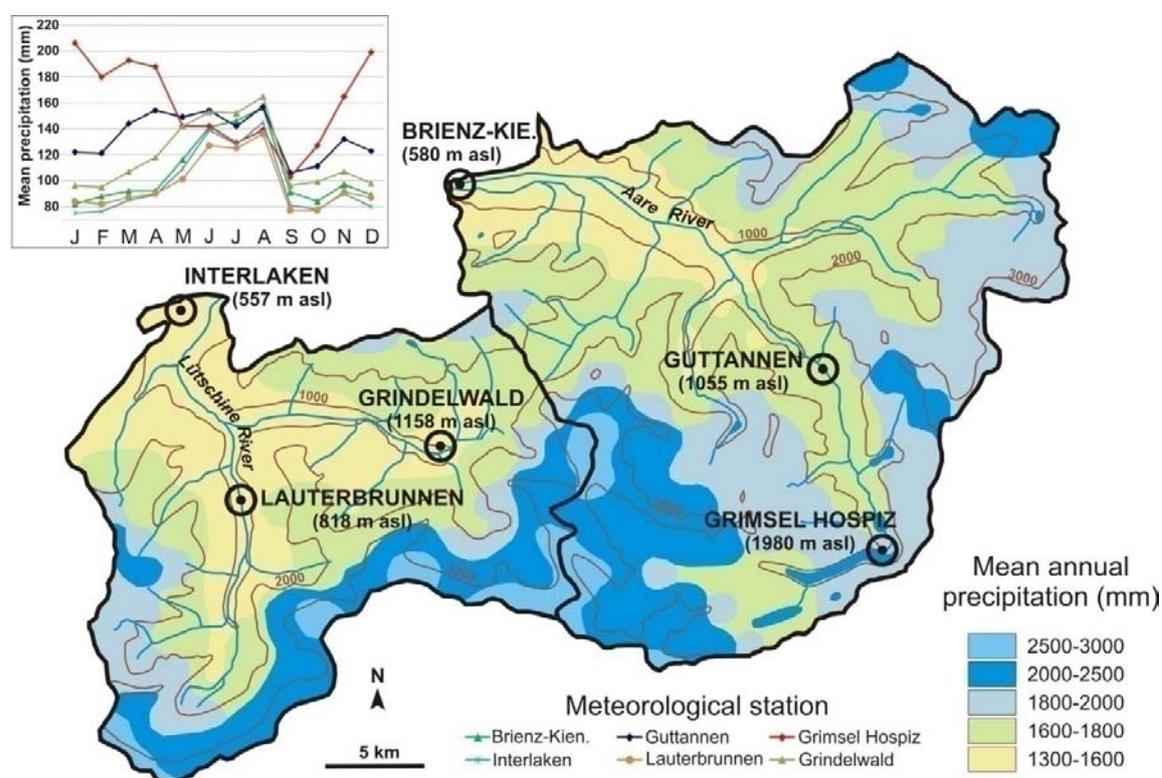


Figura 3.6 - Precipitación media anual y localización de seis estaciones meteorológicas del área de estudio. En la esquina superior izquierda: precipitación media mensual de las estaciones meteorológicas del área de estudio. Datos de precipitación del periodo 1961-1990. MeteoSwiss; Alpine precipitation database of the Institute for Atmospheric and Climate Science, ETH Zurich.

La distribución anual de la precipitación en el área de estudio (Figura 3.6) se caracteriza por la existencia de un periodo de mayor intensidad de lluvias en los meses de verano. En general, más del 30% de la precipitación media anual tiene lugar durante los meses de junio, julio y agosto. En los valles la cantidad de precipitación en verano tiende a ser aproximadamente el doble que en invierno. La excepción a esta tendencia se encuentra en altitudes más elevadas, donde existe una inversión del periodo lluvioso hacia los meses de invierno (ver estaciones de Guttannen y Grimsel Hospiz de la Figura 3.6). Esta distribución refleja la importancia de la altitud y también de la precipitación en forma de nieve en los meses de invierno, de tal forma que en estos meses la mayor parte de la cuenca se encuentra cubierta de nieve (Figura 3.7a). En los meses de verano solo se observa cubierta nival permanente en cotas superiores a 3000 m (Figura 3.7b).

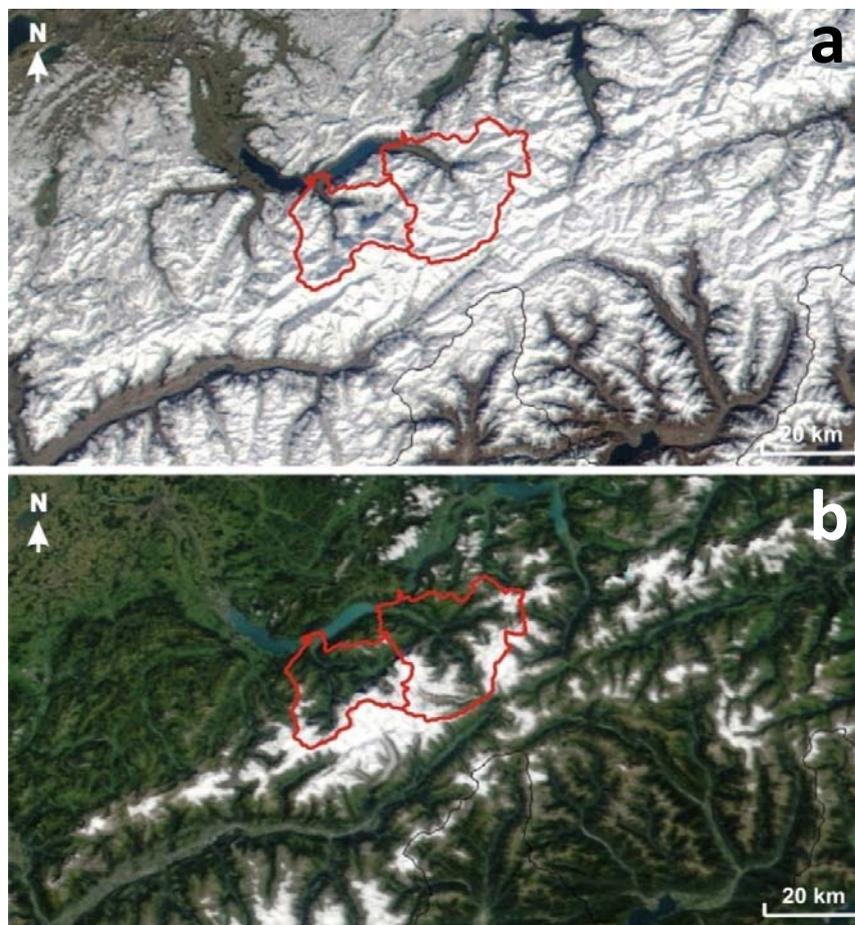


Figura 3.7 – Comparación de la cubierta nival de invierno y verano en la región de los Alpes suizos. La imagen A corresponde al día 4 de marzo de 2002 y la imagen B al día 14 de agosto de 2002. Las dos imágenes, en color real, han sido obtenidas por el sensor MODIS del satélite TERRA. En color rojo se visualiza el área de estudio. NASA Visible Earth Catalog.

El régimen de temperatura media mensual se caracteriza por la existencia de estaciones bien marcadas y con importantes variaciones en altitud. En invierno la

temperatura mínima media varía entre los 4° y los -4 °C en áreas inferiores a 2000 m y entre los -8° y los -12 °C en cumbres superiores a 3000 m. En verano la temperatura máxima media se sitúa entre los 12 y los 24 °C en áreas menos elevadas, por debajo de los 2000 m, y entre 0 y 4 °C en áreas con altitud superior a 3000 m (ver Figura 3.8). En las vertientes orientadas a los cuadrantes norte y este las temperaturas tienden a ser más bajas, debido a su ubicación en la cara umbría de la montaña. En los fondos de valle se verifica en invierno la persistencia de bajas temperaturas, con una media de más de 80 días al año con temperaturas mínimas inferiores a los 0 °C (Hurni, 2004).

El régimen de vientos tiene una considerable variabilidad estacional y regional y se encuentra fuertemente afectado por la topografía, con velocidades medias anuales máximas entre los 20 y 24 m s⁻¹ en áreas más elevadas (> 3000 m) y entre 4 y 8 m s⁻¹ en los fondos de valle. La intensidad del viento tiende a ser más elevada en los meses de invierno y primavera. Los vientos *foehn* son bastante característicos de esta región y ocurren predominantemente en los meses de primavera y otoño en el cuadrante sur de las cuencas (Jungo *et al.*, 2002).

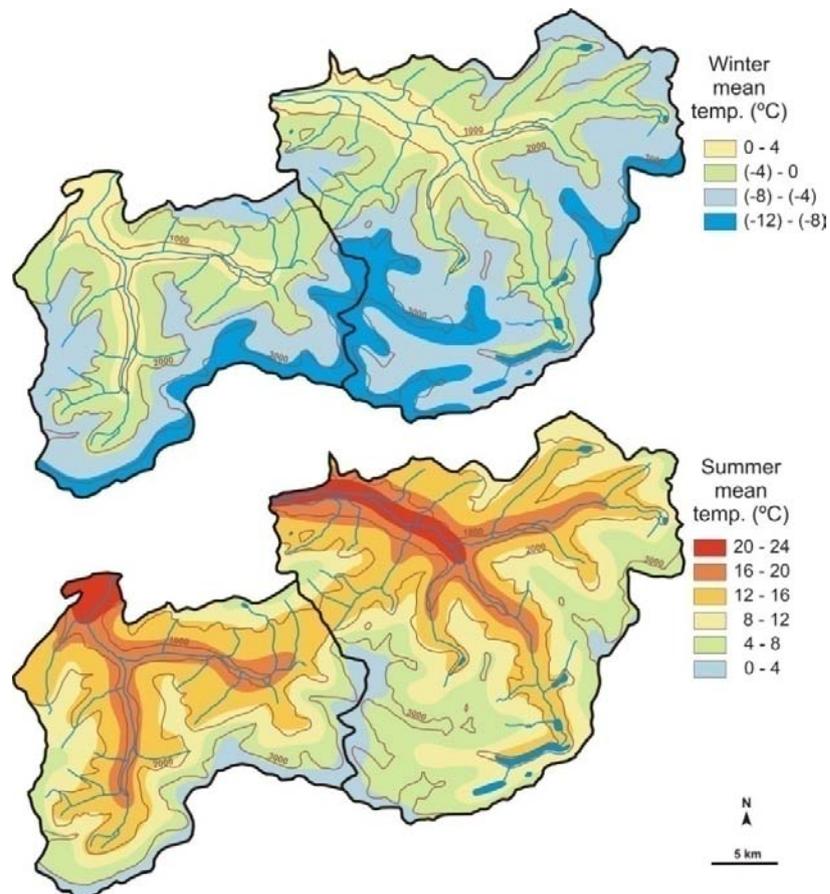


Figura 3.8 - Temperaturas medias del mes más frío (enero) y más cálido (julio) del área de estudio. MeteoSwiss (1931-1970).

3.2.2 Geología

Las principales unidades geológicas del área de estudio se encuentran marcadas por una clara división NO–SE (Figura 3.9). En la cuenca del Aare, el 35% de su extremo NO está compuesto por rocas carbonatadas, mientras que el restante 65% son rocas cristalinas. La cuenca del Lütschine presenta la proporción inversa, el 64% de la cuenca está compuesto por rocas sedimentarias y el 36% por rocas cristalinas. Estas últimas ocupan el sector SE de la cuenca en las áreas más elevadas (Figura 3.10). La división del substrato rocoso conlleva una diferenciación de los sedimentos fluviales transportados por los ríos Aare y Lütschine. Mientras que el primero drena mayoritariamente áreas cristalinas, el segundo drena sobre todo áreas de rocas sedimentarias carbonatadas. Esta distribución resulta en una diferenciación de la composición mineralógica de los sedimentos transportados por los dos ríos Aare y Lütschine (Sturm y Matter, 1978; Schulte *et al.*, 2009a; Carvalho y Schulte, 2009).

De acuerdo con la litología y la topografía, los suelos de las unidades cristalinas consisten principalmente en regosols, rankers, gleys, podzols y suelos pardos. En substratos carbonatados dominan rendzinas y rendzinas pardas (Hurni, 2004).

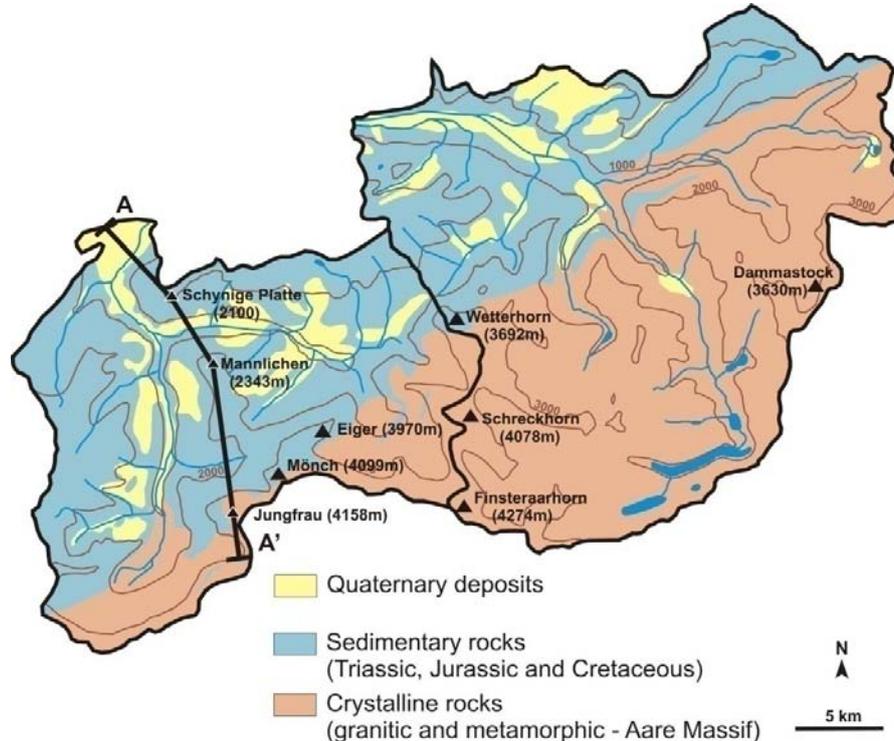


Figura 3.9 - Principales unidades litológicas del área de estudio. Corte geológico A-A' en la Fig. 3.10. Geotechnical Map of Switzerland 1:200.000.

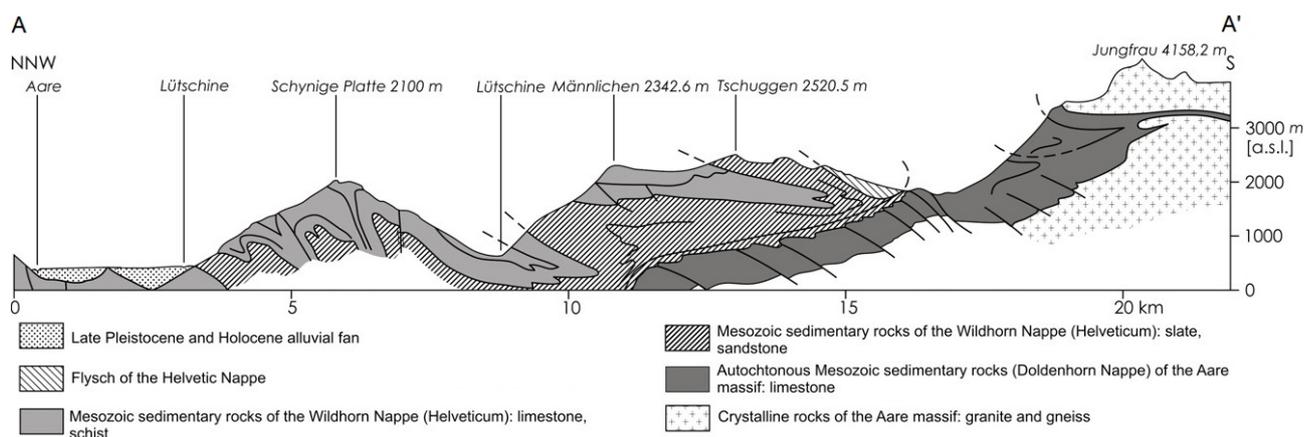


Figura 3.10 - Corte geológico de la cuenca del Lüttschine. Schulte *et al.* (2009a).

Los procesos erosivos en las unidades cristalinas ocurren predominantemente por procesos glaciares, periglaciares y dinámica de vertientes. Esto se debe a la localización de estas unidades exclusivamente en las áreas más elevadas de las cuencas del Lüttschine y del Aare (Schulte *et al.*, 2008, 2009a; Figura 3.10). Actualmente, los procesos de erosión glacial y periglacial son particularmente importantes en las áreas circundantes de los glaciares Unteraar, Oberaar y Gauli, Eiger y Unterer Grindelwald. En áreas donde predominan los substratos sedimentarios carbonatados dominan los procesos fluvio-gravitatorios.

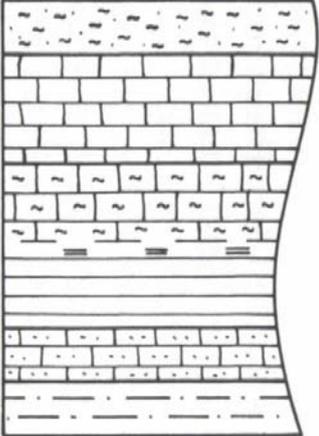
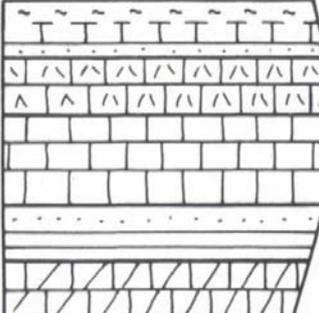
Las principales unidades geológicas presentes en las dos cuencas están representadas en la Tabla 3.1. El substrato cristalino está constituido por unidades de rocas intrusivas del Paleozoico (granitos, dioritas y sienitas) y por rocas metamórficas del Mesozoico (gnéises y micaesquistos). La composición mineral de estas unidades está mayoritariamente marcada por la presencia de cuarzo, micas (biotita y moscovita), feldespatos (predominantemente con alto contenido en potasio y/o sodio) y cloritas. Destaca también la presencia de otros minerales (apatita, epidota, granate, anfíbol, etc.), pero en proporciones inferiores (Arn, 2002).

Las unidades de rocas sedimentarias están compuestas por formaciones del Triásico, Jurásico y Cretácico. Son unidades ricas en carbonatos, constituidas principalmente por calizas (intercaladas con capas de margas), filitas calcáreas y esquistos margosos.

Los principales valles del área de estudio tienen su génesis en las diferentes fases de erosión glacial del Pleistoceno. Sin embargo, el valle Hasli puede haber tenido un origen fluvial al final del periodo Terciario, debido al levantamiento del macizo central

alpino (Valle, 1994; Schmid *et al.*, 2004). Durante el Pleistoceno, la referida erosión glacial formó profundos valles de sobreexcavación. Los lagos Thun y Brienz son un testigo de la sobreexcavación del glaciar Aare, que llegaba inicialmente hasta Meiringen (Hantke y Scheidegger, 2007; ver Figura 3.5). La erosión glacial del valle Hasli no ha sido semejante a la ocurrida en las áreas de los lagos Brienz y Thun, debido principalmente a diferencias en la estructura tectónica y litológica. El glaciar Aare erosionó la misma unidad geológica predominante en este sector (margas y calizas pertenecientes a la formación Helvética y de Wildhorn), pero lo hizo en direcciones distintas. Mientras que en el sector de los lagos Brienz y Thun el glaciar erosionó las capas geológicas a lo largo de una estructura en anticlinal, en el valle Hasli lo ha erosionado perpendicularmente a esa estructura (Valle, 1994). En el caso del valle Hasli, esta erosión se ha efectuado principalmente en las formaciones del Dogger y continuó a través de las unidades subyacentes (Tabla 3.1), hasta profundidades superiores a 350 metros con relación a la superficie actual (Valle, 1994; Sturm y Matter, 1978).

Tabla 3.1
Descripción y caracterización de las principales unidades geológicas presentes en el área de estudio.
Modificado de Valle (1994).

Unidad Tectónica	Era	Época	Litología	
Formación de Wildhorn	Mesozoico	Cretácico Inferior		Pizarras margosas, con algunas arenas
		Jurásico Superior		Calizas masivas azuladas, estratificadas en capas potentes
		Jurásico Medio		Margas y calizas margosas
				Conglomerados con elementos calcáreos
				Pizarras negras arenosas
Formaciones Autóctonas	Cenozoico	Terciario		Pizarras, margas, caliza y arenisca
		Mesozoico		Cretácico Inferior
	Jurásico Superior			Calizas masivas, estratificadas en capas densas
	Jurásico Medio			Pizarras, areniscas y acumulaciones de hierro Oolítico
	Jurásico Inferior	Dolomias con intercalación de capas de areniscas		
Macizo del Aare	Roca Madre (Paleozoico y Mesozoico)			Granitos y Gneis

Con el retroceso de los glaciares Aare y Lütschine hace aproximadamente 16000 y 17000 años (fases de Meiringen y de Interlaken) se ha formado un extenso lago proglaciar, denominado lago Wendel, localizado entre lo que es hoy el pueblo de Meiringen y la ciudad de Thun (Hantke y Scheidegger, 2007). Posteriormente a la fase de Meiringen, todo el extremo occidental del valle Hasli quedó sumergido en el lago Wendel, formándose la llanura deltaica del Aare en el extremo oriental del lago (Hantke, 1980). La presencia de este lago explica la existencia de depósitos lacustres a más de 20 m de profundidad en la llanura deltaica actual del Aare (WEA, testigo número 650/177.7). La progresiva acumulación de sedimentos transportados por los ríos Lütschine y Lombach produjo la configuración actual, dividiendo el lago Wendel en los actuales lagos Thun y Brienz.

3.2.3 Procesos fluviales y formación de los deltas

La mayoría de los sedimentos transportados por los ríos Aare y Lütschine forman parte de la agradación en los fondos de valle, principalmente en los deltas localizados en el Lago Brienz (Figura 3.4). Desde la retirada de los glaciares del Aare y Lütschine, al final de la última glaciación, se ha acumulado un espesor muy significativo de sedimentos (> 350 m; Kellerhals y Haefeli, 1985), formando cuerpos deltaicos en la desembocadura de las cuencas de drenaje del Aare y del Lütschine (Figura 3.9). La formación de estos deltas ha estado condicionada por el espacio disponible de la cubeta de sobreexcavación glaciar de ambas cuencas. En el caso del Lütschine, el espacio disponible ha posibilitado el desarrollo de un abanico deltaico, pero en la cuenca del río Aare el fondo de valle se caracteriza por una forma alargada con pendientes acentuadas, condicionando de este modo el desarrollo de un delta en sentido estricto. El tramo inferior del río Aare se caracteriza como un delta complejo, donde coexiste un sistema deltaico en el límite con el lago Brienz y una llanura aluvial en el fondo del valle Hasli. La morfología fluvial natural en el fondo del valle varía entre un sistema fluvial de tipo *braided* en el sector superior del valle y el dominio de canales meandriformes en el sector distal del valle (entre Unterbach y el lago Brienz).

La sedimentación de estos deltas se caracteriza por la existencia de tres tipos de facies sedimentarias: las facies de *topset*, formadas por sedimentos que se acumulan en la llanura deltaica; las facies de *foreset*, constituidas por la acumulación en el frente

deltaico y las facies de *bottomset* que integran la sedimentación laminada de finos en el fondo del lago (Gilbert, 1890; Figura 3.11). La distribución de los depósitos deltaicos se divide en dos sectores principales: el sector subaéreo y el sector subacuático (Arche, 1992). En el sector subaéreo se encuentra la llanura deltaica con los depósitos de *topset*, de pendiente poco pronunciada ($< 2^\circ$) y dominada por procesos fluviales. En el sector subacuático se identifican el frente deltaico con depósitos de *foreset* y el prodelta con depósitos de *bottomset*. El frente deltaico se encuentra en la porción proximal del delta subacuático y se caracteriza por una pendiente pronunciada ($> 5^\circ$) y predominancia de gravas y arenas; el prodelta presenta una pendiente menos marcada y facies sedimentarias compuestas por limos y arcillas (ver Figura 3.11).

El Lago Brienz tiene un papel muy importante para la formación de estos deltas, ya que actúa como un *sediment sink* prácticamente perfecto, almacenando la totalidad de los sedimentos transportados por los ríos Aare y Lütschine. La existencia de estos depósitos hace de estas dos subcuencas el área de estudio idónea para el análisis de la variabilidad fluvial, la sedimentación en los fondos de valle y el estudio de los sistemas fluviales alpinos.

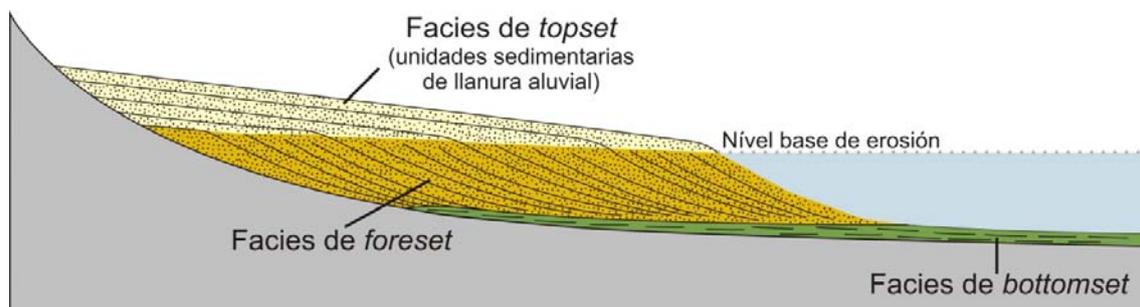


Figura 3.11 – Geometría sedimentaria de un delta de tipo Gilbert. Gilbert (1890).

La sedimentación en la llanura deltaica es controlada por procesos de agradación fluvial y presenta una variabilidad sedimentaria bastante elevada de acuerdo con los diferentes ambientes sedimentarios como canales, *levées* o depresiones interdistributarias (Llorca *et al.*, 2012). Los cambios laterales de las diferentes facies dependen de la posición del canal principal. Además de los procesos de agradación fluvial también destacan importantes aportes laterales a través de movimientos en masa. El deslizamiento de Bitschi y los *debris flows* de Keenholz y de Riseten (Figura 3.12) son ejemplos que demuestran el condicionamiento de la llanura deltaica por depósitos de este tipo.

El frente deltaico de ambos deltas se caracteriza por un perfil rectilíneo y una pendiente elevada, con una inclinación que varía entre 26° y 17° (Adams *et al.*, 2001). En la base del frente deltaico la pendiente disminuye considerablemente y se observa la existencia de surcos y *gullies*, causados por corrientes de turbidez (Sturm y Matter, 1978; Figura 3.13). Las áreas más profundas del lago Brienz (304 msnm) son el centro de deposición de la sedimentación pelágica y de la sedimentación de turbiditas de los frentes deltaicos del Aare y del Lütchine. Esta sedimentación se caracteriza mayoritariamente por la presencia de materiales finos como limos y arenas finas que se disponen de forma laminada (Figura 3.13).



Figura 3.12 – Principales elementos geomorfológicos de la llanura deltaica del Aare (valle Hasli). La localización de los sondeos realizados se expone en los capítulos 5 y 7. El curso antiguo del río Aare ha sido reconstruido mediante el Atlas Meyer-Weiss (Meyer y Weiss, 1802). Fotografía: Schweizer Luftwaffe (2007).

Considerando una dinámica fluvial en su estado natural, las fracciones más finas son transportadas hacia los frentes deltaicos del Aare y del Lütchine. En el frente deltaico el flujo de los ríos pierde velocidad y la fracción de arenas se deposita sobre la pendiente superior (delta sublacustre; Figura 3.13). Sin embargo, los sedimentos acumulados en los deltas sublacustres pueden ser de mayor granulometría en periodos

donde los ríos poseen mayor caudal, principalmente en los meses de primavera y verano, como consecuencia de la época de lluvias y del deshielo en áreas de cabecera. Cuando el caudal es más elevado incrementa la porción de gravas y arenas gruesas acumuladas en el talud superior del frente deltaico (Adams *et al.*, 2001).

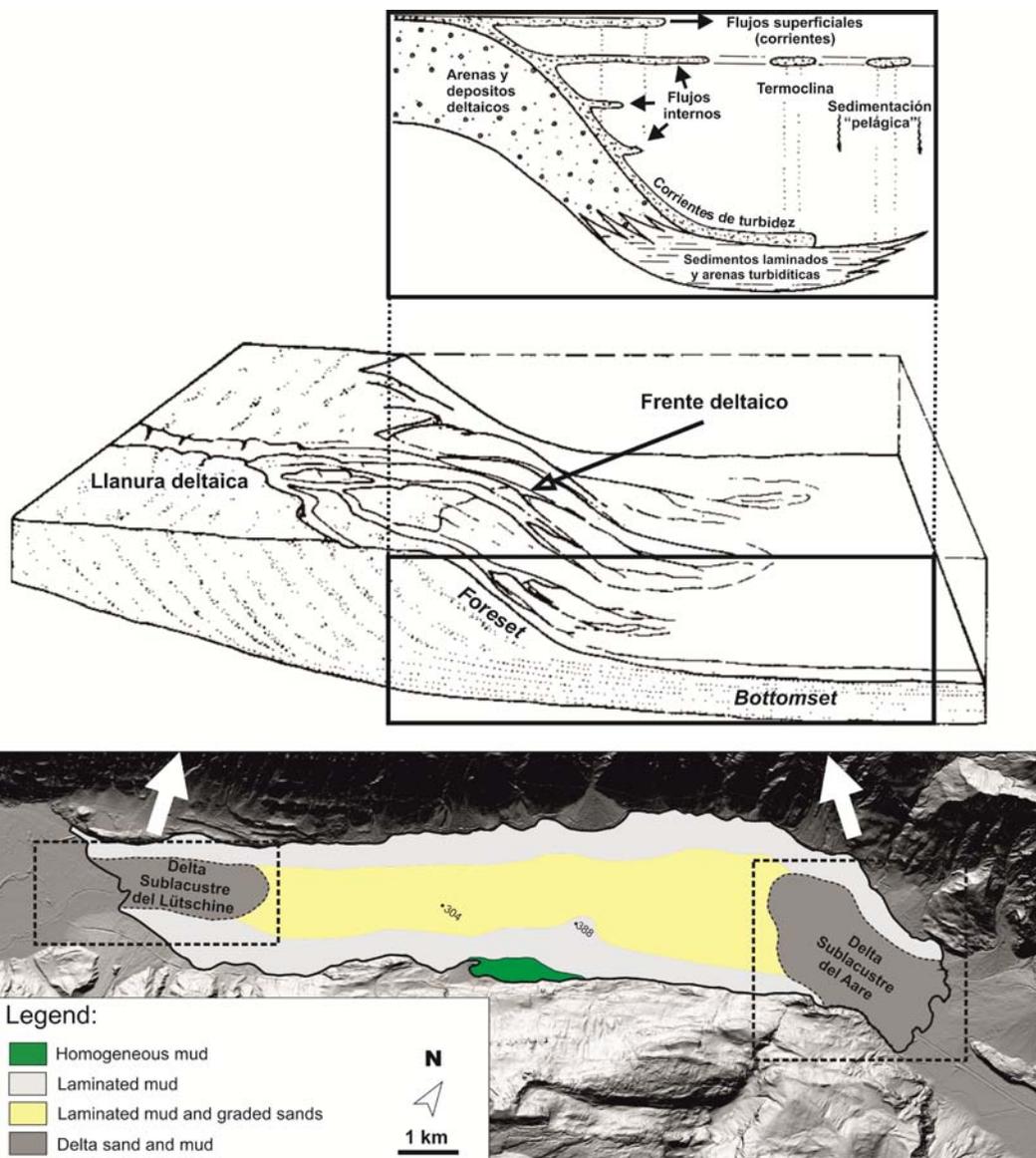


Figura 3.13 – Principales tipos de sedimentación subacuática y distribución de los mecanismos de transporte y deposición en el lago Brienz. Modificado de Sturm y Matter (1978).

Los sedimentos más finos (mayoritariamente limos) permanecen en suspensión y son transportados por corrientes superficiales hacia el centro de deposición localizado en las áreas más profundas del lago Brienz (Figura 3.13). La distribución de estos sedimentos está condicionada por la existencia de una estratificación estacional de las masas de agua del lago Brienz, caracterizada por la variación de la termoclina (diferencia entre temperatura y densidad de las masas de agua) en los meses de verano y de

invierno (Jaun *et al.*, 2007). La dinámica estacional de masas de agua de diferente temperatura y densidad permite la existencia de flujos internos (*interflows*) que distribuyen los sedimentos en suspensión, mientras que otros flujos circulan a lo largo de los deltas sublacustres como corrientes de turbidez (Sturm y Matter, 1978; Figura 3.13).

La formación de deltas sublacustres se restringe a las áreas del frente deltaico. Estos frentes deltaicos alcanzan una longitud entre 2800 y 3200 metros a partir de la línea de costa en el caso del Aare, y aproximadamente 2200 metros en el caso del Lüttschine (Sturm y Matter, 1978).

Considerando la totalidad de los sedimentos acumulados en los deltas en estudio, se pueden encontrar principalmente depósitos morrénicos, postglaciares y fluviales (Hantke, 1980; Hantke y Wagner, 2005). Las características litológicas de la totalidad de los sedimentos acumulados en las cubetas de sobreexcavación glaciaria del valle Hasli y del Lüttschine son poco conocidas. La mayoría de los sedimentos que actualmente forman parte de los deltas del Aare y del Lüttschine tendrían una edad máxima entre los 16-17 ka (fases de Meiringen y de Interlaken; Hantke y Wagner, 2005 y 2006), aunque posiblemente se pueden conservar depósitos morrénicos y *till* de fondo de las glaciaciones pleistocenas. Ejemplos de la existencia de estos depósitos se han encontrado en cubetas de sobreexcavación similares al área de estudio (Finckh y Kelts, 1976; Dehnert *et al.*, 2012).

De los más de 350 metros de sedimentos acumulados desde el inicio del Pleistoceno, apenas los primeros 50 metros se encuentran documentados en testigos sedimentarios (máximo de 52 m en el valle Hasli: WEA, testigo número 654/175.13). De las unidades sedimentarias más profundas apenas se tiene alguna información a partir de perfiles sísmicos y geoelectrónicos (Sturm, 1976; Matter *et al.*, 1973; Kellerhals y Haefeli, 1985). Estos trabajos han proporcionado algún conocimiento sobre la profundidad de la erosión en la roca madre durante las glaciaciones del Pleistoceno y el espesor de los sedimentos acumulados desde el deshielo de los glaciares del Aare y Lüttschine. El espesor de estos sedimentos puede ser bastante considerable, ya que, por ejemplo, en el caso del delta del Lüttschine el contacto entre la roca madre y las unidades sedimentarias inferiores ha sido estimado a 550 m bajo la superficie actual (Kellerhals y Haefeli, 1985).

El estudio geocronológico y paleoambiental llevado a cabo por Schulte *et al.* (2009a) permitió reconstruir de forma aproximada el límite entre los sedimentos del Tardiglaciario y del Holoceno en el delta del Lüttschine. La obtención de sondeos en el sector intermedio de la llanura deltaica (cerca de Matten, Figura 3.5) permitió la obtención de una edad de 5000 cal. BP en sedimentos orgánicos con 17 m de profundidad. La extrapolación lineal de esta cronoestratigrafía permite estimar el límite del Tardiglaciario a cerca de 40 m de profundidad (Schulte *et al.*, 2009a). El trabajo de Bodmer *et al.* (1976), basado en el análisis de un testigo sedimentario en el sector más distal de la llanura deltaica del Lüttschine (localizado en Unterseen, en el extremo NO del delta del Lüttschine), también destaca la importancia de las fases de sedimentación postglaciares y tardiglaciares. El referido estudio ha identificado, a través de un análisis polínico, la fase cálida de Alleröd a 26 metros de profundidad, representando de este modo los últimos 11700 años de sedimentación. Teniendo en cuenta que la superficie de abrasión glaciario puede superar los 500 m por debajo de la superficie actual (Kellerhals y Haefeli, 1985) se concluye que la mayor parte del relleno sedimentario de estos valles se ha acumulado en los periodos postglaciario y tardiglaciario, entre los 17000 y los 11700 años BP. En el valle Hasli la importancia de estas fases sedimentarias es también evidente a partir del análisis de testigos en profundidad. La existencia de depósitos morrénicos y sedimentos lacustres interestadiales a profundidades de 50 m bajo la superficie actual (WEA, testigo número 654/175.13; Figura 3.14, perfil 2) muestra que la mayor parte del relleno de la cubeta de sobreexcavación (profundidades > 300 m) corresponde a los periodos postglaciario y tardiglaciario.

Según Valle (1994), la sedimentación postglaciario puede ser resumida en tres fases: 1) retroceso de los glaciares Aare y Lüttschine al final del Pleistoceno y formación del lago Wendel hasta el área de Meiringen; 2) sedimentación en los frentes glaciares y en las principales depresiones, posible intensificación de procesos gravitatorios de laderas (flujos de derrubios, deslizamientos y desprendimientos; Sass y Krautblatter, 2007); 3) acumulación de sedimentos mayoritariamente de origen fluvial en los últimos 8000 años (Dehnert *et al.*, 2012).

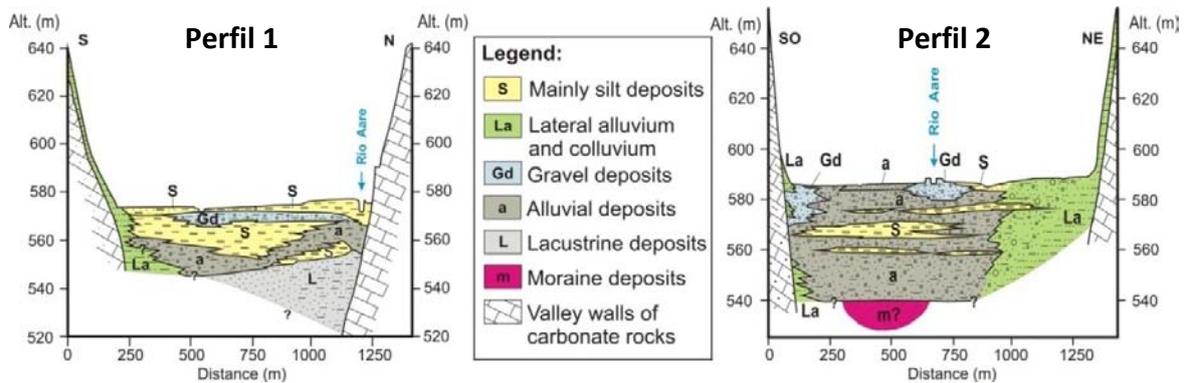
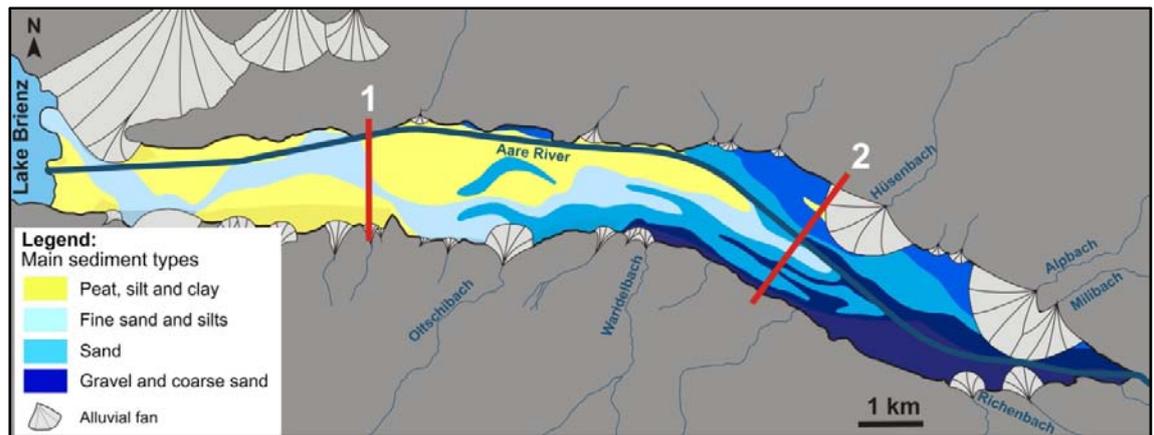


Figura 3.14 – Principales tipos de sedimentos presentes en la llanura deltaica del Aare y perfiles geológicos de dos sectores del valle Hasli. Modificado de Valle (1994).

Para los sedimentos más superficiales, correspondientes al Holoceno Tardío, se dispone de un conjunto de datos consistente en testigos sedimentarios, cronoestratigrafía, análisis geoquímicos y polínicos, etc. e información detallada. Los trabajos de Schulte *et al.* (2008, 2009a), Baró y Schulte (2009) y Carvalho y Schulte (2013) aportan informaciones pormenorizadas sobre los ambientes sedimentarios y las tasas de sedimentación en las llanuras deltaicas del Aare y Lütschine en los últimos 2500 años. La cronoestratigrafía de estos trabajos indica tasas de sedimentación entre $0,5$ y $3,5 \text{ mm a}^{-1}$ en los últimos 2500 años, mucho más bajas que las estimadas para el periodo postglaciar, de más de 20 mm a^{-1} (Hinderer, 2001).

La disposición de los sedimentos más recientes de la llanura deltaica depende principalmente de los diferentes ambientes sedimentarios propios de la llanura. Se distinguen principalmente facies de canal, de *levée* y de depresión interdistributaria (Llorca *et al.*, 2012). De estas facies se diferencia principalmente: 1) horizontes de arenas y gravas del Aare, situados en áreas de canales o paleocanales; 2) horizontes de arenas finas en *levées* y 3) horizontes de limos y arcillas en las áreas deprimidas (Figura

3.14, perfil 1). Las características sedimentarias de los horizontes presentes en las llanuras de inundación suelen variar entre sedimentos de arenas transportadas por sucesivos eventos de inundaciones y unidades de limos y arcillas, intercalados con algunos horizontes turbosos, principalmente en áreas más deprimidas y más estables (menos afectadas por eventos de inundación).

A ambos lados de la llanura aluvial son también frecuentes los depósitos provenientes de las laderas, principalmente en forma de flujos de derrubios, conos de derrubios, abanicos aluviales y materiales de deslizamientos (ver Figura 3.14, perfil 1 y 2). Los procesos fluviogravitatorios afectan predominantemente a las áreas más cercanas a las laderas, aunque también existen registros que indican su influencia en el recorrido pasado del río Aare (Gander, 2007; Carvalho y Schulte, 2013). Estos depósitos están formados por sedimentos gruesos y mayoritariamente angulosos. Los abanicos aluviales se forman por la acción de torrentes alpinos, de los cuales destacan el Hüsenbach, Alpbach y Rychenbach, localizados en el sector este del valle Hasli (Figura 3.14).

La distribución de los paleocanales de la llanura deltaica del Lüttschine permite identificar las principales áreas de la llanura que han estado asociadas a facies de canal o de *levée* (Figura 3.15) en periodos recientes. La cartografía realizada por Schulte *et al.* (2009a) indica la existencia de dos canales principales, uno en el extremo occidental y otro de mayor anchura al este de la llanura deltaica. La localización de estos paleocanales coincide con la información obtenida de fuentes documentales históricas que atestiguan la existencia de estos dos canales desde al menos finales del siglo XVI (Schöpf, 1578).

El área central y más distal del abanico (testigo IN-2, ver figuras 3.15 y 3.16) se distingue por la baja densidad de paleocanales y por el dominio de sedimentos finos (limos y arcillas) y de turba (Schulte *et al.*, 2009a). La excepcional continuidad de las unidades litoestratigráficas en esta área se muestra en la Figura 3.16, donde se puede observar la extensión lateral de horizontes de turba y de arenas finas y limos en un corte con varias decenas de metros de longitud.

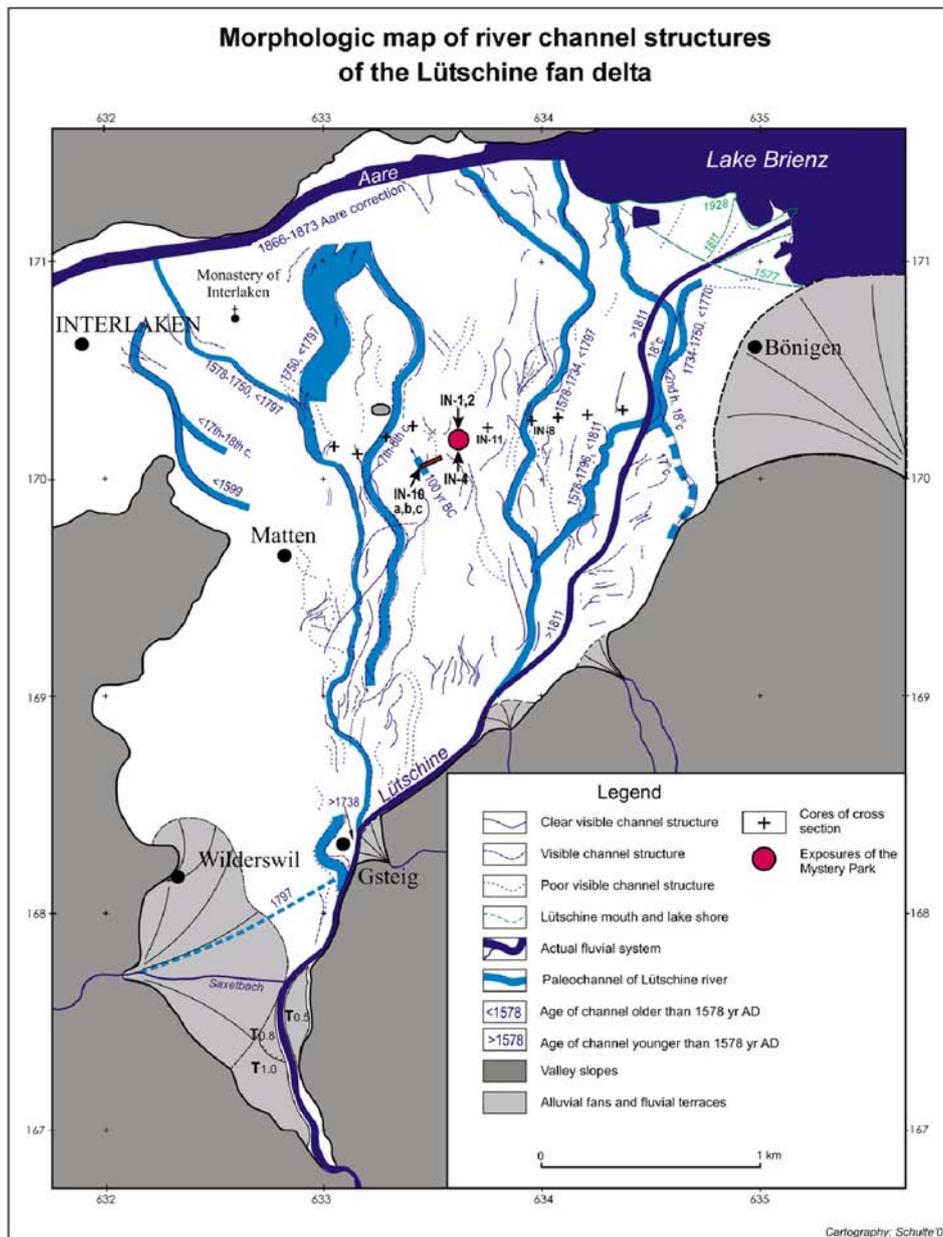


Figura 3.15 - Principales estructuras fluviales (paleocanales) de la llanura deltaica del Lütischine. El círculo rojo localiza el testigo sedimentario IN-2 (ver Figura 3.14). Schulte *et al.* (2009a).



Figura 3.16 – Vista de un corte en el sector central de la llanura deltaica del Lütischine. Fotografía: Schulte, 2001, en Schulte *et al.* (2009a).

La sedimentación actual se caracteriza por una agradación acelerada en los frentes deltaicos del Aare y del Lütschine, debido en gran parte a la canalización de los ríos en su tramo final (Vischer, 2003; Schulte *et al.*, 2009b), contribuyendo a una transferencia de la mayor parte de los sedimentos directamente hacia el lago Brienz. Por otro lado, existe en la cuenca del Aare una importante retención de sedimentos por parte de los embalses situados en su cabecera para su aprovechamiento hidroeléctrico (ver punto 3.2.5.1).

Excluyendo las intervenciones hidráulicas más recientes (siglos XIX y XX), cabe destacar el papel de los cambios inducidos por las intervenciones humanas en tiempo histórico. Además de las numerosas catástrofes naturales que han marcado la evolución y procesos de acumulación del valle Hasli y del abanico deltaico del Lütschine, cabe considerar varias intervenciones artificiales en el sistema fluvial que han contribuido a un cambio de los procesos y formas de agradación. De entre las diversas intervenciones efectuadas para el aprovechamiento de áreas agrícolas o para la protección de inundaciones resalta la efectuada por los monjes del monasterio de Interlaken en 1434. Esta intervención consistió en la construcción de una presa en el canal que une el lago Brienz con el lago Thun, provocando de este modo la subida del nivel del lago Brienz en cerca de 2 metros con respecto al nivel actual (Vischer, 1989).

3.2.4 Geomorfología

Las principales formas geomorfológicas actuales del área de estudio tienen su génesis en el último periodo glacial. Este periodo se encuentra limitado desde el último interglaciar hace 115 ka (Eemiense) hasta el inicio del interglaciar actual, hace aproximadamente 11 ka (Holoceno). Durante este periodo se registraron diferentes fases de avance glacial, siendo la más importante y probablemente la de mayor extensión glacial la fase del Würm Tardío o Último Máximo Glaciar (LGM), entre 30 y 18 ka (Ivy-Ochs *et al.*, 2008). Durante esta fase prácticamente la totalidad de la superficie del área de estudio se encontraba por debajo de extensas masas de hielo (Jäckli, 1962, 1970).

Los principales testigos de las formas y procesos geomorfológicos ocurridos durante el LGM consisten en: los *nunataks*, que actualmente forman parte de las crestas más elevadas del área de estudio; las cubetas de sobreexcavación glacial, valles en U,

circos glaciares, valles colgados, rocas aborregadas y estriadas, que son un testigo de la fuerza erosiva y dirección de las masas de hielo durante el LGM (Hantke y Scheidegger, 2007); y los diversos depósitos morrénicos en laderas y fondos de valle y depósitos de *till* de fondo, que aportan información sobre la dinámica de las distintas fases de avance y deshielo glaciar.

A partir del Holoceno se verifica un importante retroceso en la extensión de las grandes masas de hielo del LGM (Hantke y Wagner, 2005), quedando los glaciares confinados a los valles y circos más elevados del área de estudio (Ivy-Ochs *et al.*, 2009). La dinámica de los glaciares del área de estudio durante el Holoceno se encuentra bien documentada en los trabajos de Hormes *et al.* (1998, 2001), Joerin *et al.* (2006) y Holzhauser *et al.* (2005). Las principales expresiones de esta dinámica glaciar consisten en depósitos morrénicos y *till* de fondo, que marcan la extensión de las lenguas y circos glaciares durante las oscilaciones climáticas del Holoceno (Holzhauser *et al.*, 2005).

En la actualidad, aparte del modelado glaciar, dominan las formas generadas por procesos fluviales y también por procesos fluvio-gravitatorios. En los primeros se incluyen los fondos de valle y deltas aluviales que son el tema central del presente trabajo y también conos aluviales y vertientes sujetas a procesos de erosión fluvial. En las formas generadas por procesos fluvio-gravitatorios se incluyen canales de aludes y de desagüe, conos de deyección y áreas afectadas por caída de bloques y deslizamientos.

La morfología de las vertientes de los valles principales se encuentra condicionada por las dos unidades geológicas principales presentes en las cuencas en estudio (ver Figura 3.9). En áreas compuestas por rocas cristalinas y metamórficas, las vertientes son en general convexas, con pendientes elevadas y abruptas. Éstas corresponden también a las áreas más elevadas de ambas cuencas, con la altitud de las cumbres elevándose a cotas por encima de los 3000 metros. Se distingue también que los valles son más estrechos en sus cabeceras y se encuentran importantes depósitos de vertiente en forma de conos de derrubios o movimientos en masa (Ziegler *et al.*, 2013). En áreas de roca carbonatada dominan las vertientes con menos pendiente, con perfiles alargados y escalonados. Especialmente en unidades de calizas y margas del Triásico se distingue un modelado mucho más suave, en comparación con las áreas cristalinas.

3.2.4.1 Dinámica de vertientes

La dinámica de vertientes observada en el área de estudio se debe principalmente a tres tipos de procesos: erosión hídrica, movimientos en masa y movimientos fluvio-gravitatorios. De estos procesos, los más dinámicos actualmente son los movimientos en masa causados por la inestabilidad de las vertientes (Huggel *et al.*, 2012). Esta inestabilidad incide particularmente en áreas afectadas por el deshielo glaciar o la degradación del permafrost.

A título de ejemplo se exponen tres emplazamientos que en los últimos años han registrado una dinámica de vertientes muy activa. Los dos primeros se localizan en la cuenca del Aare, en los abanicos aluviales de Rotloui y Spreitloui, situados cerca del pueblo de Guttannen (Figura 3.5). El abanico de Rotloui registró un flujo de derrubios en agosto de 2005, con un volumen aproximado de 500000 m³ que obturó el fondo del valle, modificando el curso del canal natural del río Aare (Figura 3.17a). La degradación del permafrost en las áreas superiores a 2000 m, acompañada por fuertes precipitaciones, parecen haber sido los desencadenantes de este evento, causando una brecha en una morrena terminal localizada a 2400m de altitud (Huggel *et al.*, 2012). El abanico de Spreitloui ha registrado varios eventos de *debris flows* a partir de 2009. Destaca un evento ocurrido en 2010 que movilizó cerca de 100000 m³ de sedimentos (Hahlen, 2010). Como consecuencia de estos procesos, el canal principal efectúa una incisión acelerada, cerca de 21 metros de profundización en los últimos años (Hahlen, 2010; Figura 3.17b). Las principales causas atribuidas a los *debris flows* acaecidos en época reciente son por un lado el deshielo de áreas de permafrost en la cabecera de la cuenca, que fomenta la inestabilidad y la caída de bloques y por otro lado la saturación de las capas superficiales por el agua procedente de la fusión de la nieve en los meses de verano (Huggel *et al.*, 2012).



Figura 3.17 - Abanicos aluviales del entorno de Guttannen; a) Flujo de derrubios en el abanico aluvial del Rotlauri en agosto de 2005; b) Vista del canal principal del abanico aluvial del Spreitlauri (nótese la profunda incisión del canal principal, verificada principalmente en los últimos cuatro años).
Fotografía a: BAFU, 2008; fotografía b: F. Carvalho, 2012.

El tercer emplazamiento afectado por una dinámica de vertientes bastante activa en los últimos años se sitúa en la cuenca del Lütschine, en el glaciar Unterer Grindelwald. En los últimos años se han observado varios eventos de movimientos en masa, relacionados con un aumento de la inestabilidad de las vertientes debido sobre todo a la retirada del glaciar y al deshielo de áreas de permafrost. De estos eventos destacan la caída de bloques y el colapso de parte de una pared rocosa con 2.000.000 m³ en la garganta de sobreexcavación glaciar (Oppikofer *et al.*, 2008; Figura 3.18a); la ocurrencia de varios deslizamientos y *debris flows* en áreas de morrenas laterales (Figura 3.18b); y la caída de bloques en áreas de deshielo de permafrost (Huggel *et al.*, 2012).

El aumento de temperatura y periodos de precipitación prolongada y/o intensa pueden influir en la ocurrencia de movimientos en masa. Sin embargo, no se observa un aumento significativo de episodios de deslizamientos, *debris flows* y caídas de bloques en los últimos años, atribuibles al calentamiento global (Hilker *et al.*, 2009).

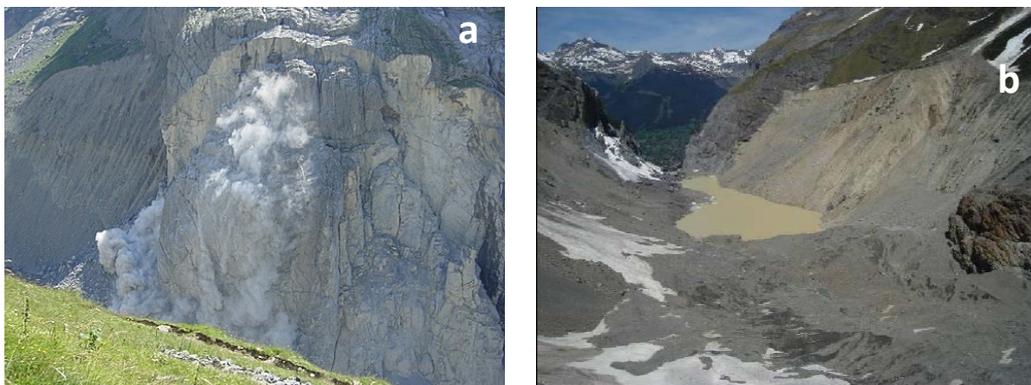


Figura 3.18 – Ejemplos de inestabilidad de vertientes en el área contigua al glaciar Unterer Grindelwald; a) colapso de un flanco de pared rocosa de la garganta del glaciar Unterer Grindelwald; b) inestabilidad de la morrena lateral del glaciar, susceptible a la ocurrencia de movimientos de masa. Fotografías: BAFU, 2013.

3.2.5 Dinámica fluvial

El régimen hidrológico de la cuenca superior del Aare se caracteriza por un caudal medio de $35,0 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (entre 1954 y 1991). El caudal medio del río Lütschine es de $18,8 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (entre 1948 y 2000). Ambos ríos tienen un régimen hidrológico natural de tipo nivoglaciario (preintervención): las variaciones del caudal dependen no solo de la precipitación, sino también del deshielo. Las dos cuencas se caracterizan por la presencia de glaciares en sus cabeceras, que determinan el régimen hidrológico en los meses de verano (ver figuras 3.19 y 3.20). En el caso del Aare, su régimen hidrológico también está bastante influido por el almacenamiento en las diversas presas existentes en la parte superior de la cuenca (ver punto 3.2.5.1).

La permeabilidad superficial varía según las características de las distintas unidades geológicas del área. En substratos cristalinos existe una baja permeabilidad, mientras que en las unidades formadas por rocas carbonatadas existe una permeabilidad elevada, acompañada de la existencia de importantes acuíferos, situados en el extremo NNE en el caso del Aare y en gran parte del sector NO en el caso de la cuenca del Lütschine.

En la cuenca del Aare, el caudal máximo registrado entre 1954 y 2013 ha sido de $444 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ y el caudal mínimo de $3,61 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Para el Lütschine, entre 1933 y 2013 el caudal más elevado ha sido de $264 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ y el caudal mínimo ha sido de $2,3 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (BAFU, 2013). Los caudales máximos observados en ambas cuencas se relacionan con el mismo evento ocurrido entre el 20 y el 22 de agosto de 2005. Este evento causó inundaciones catastróficas en las llanuras deltaicas del Aare y del Lütschine (ver áreas de inundación en las figuras 3.21 y 3.22) y se ha atribuido a una combinación entre precipitaciones muy intensas y concentradas del 20 al 22 de agosto y el deshielo en la cabecera de ambas cuencas. En Suiza, las inundaciones son el riesgo natural que más daños ha causado, con pérdidas de 7110 millones € entre 1972 y 2007 (Hilker *et al.*, 2009). El evento de agosto de 2005 ha sido el que más daños económicos ha causado durante este periodo, con costes aproximados de 1870 millones € (Hilker *et al.*, 2009).

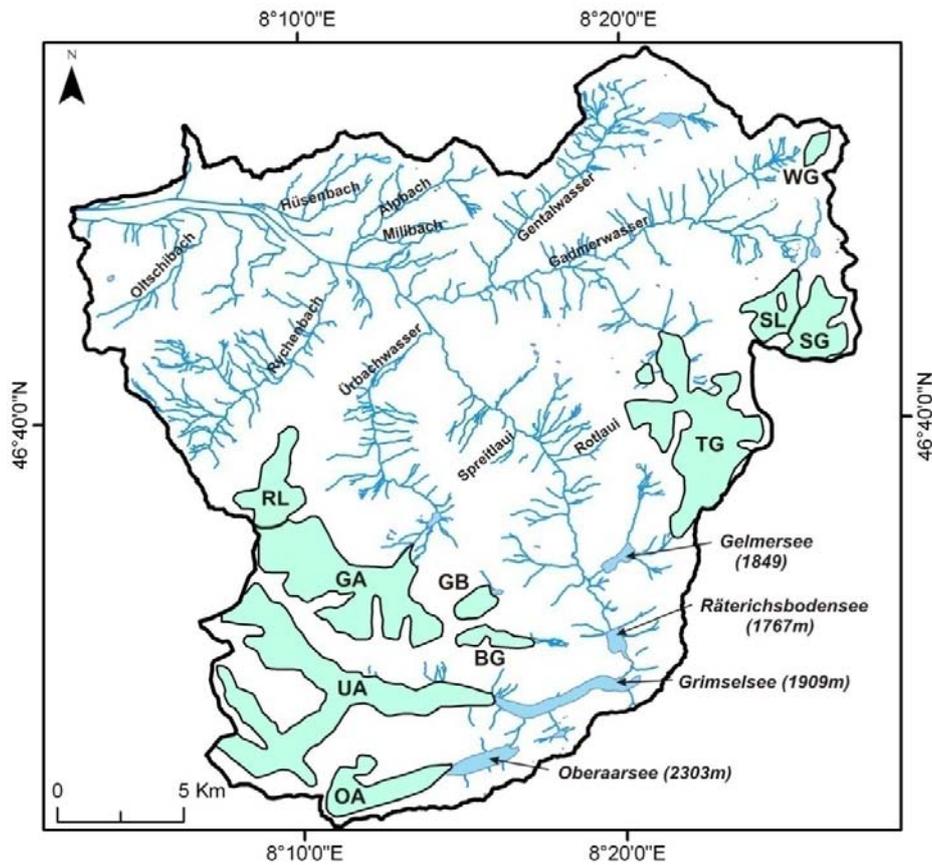


Figura 3.19 – Red hidrográfica y principales glaciares de la cuenca del Aare. Las presas principales y sus embalses aparecen en cursiva. Glaciares: RL, Rosenlauigletscher; GA, Gauligletscher; UA, Unteraargletscher; OA, Oberaargletscher; TG, Triftgletscher; SL, Steinlimigletscher; SG, Steingletscher; WG, Wendengletscher; BG, Bächligletscher; GB, Gruebengletscher.

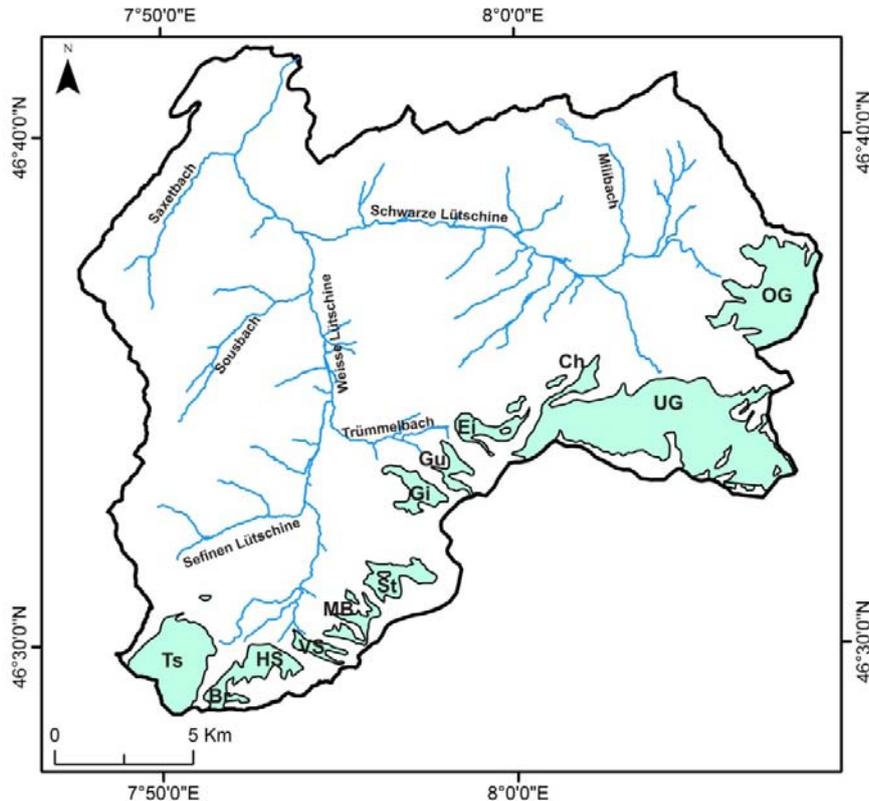


Figura 3.20 – Red hidrográfica y principales glaciares de la cuenca del Lütschine. Glaciares: Ts, Tschingelfirn; Br, Breithorngletscher; HS, Hindre Schmadrigletscher; VS, Vordre Schmadrigletscher; MB, Mittlerer Breitlouwenengletscher; St, Stuefesteigletscher; Gi, Giesengletscher; Gu, Guggigletscher; Ei, Eigerletscher; Ch, Challifirn; UG, Unterer Grindelwaldgletscher; OG, Oberer Grindelwaldgletscher.



Figura 3.21 – Área inundada en el evento de agosto de 2005 en la llanura deltaica del Aare. El área azul representa las zonas inundadas, las áreas rosas representan flujos de derrubios. BAFU (2008).

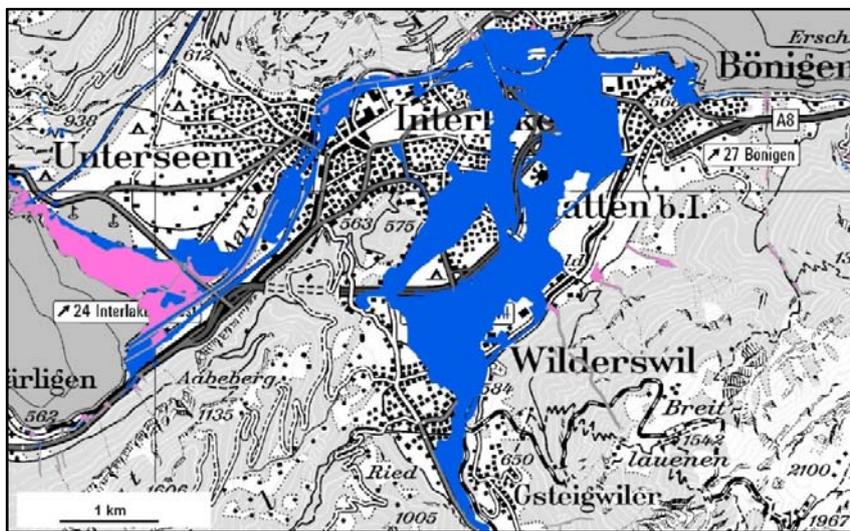


Figura 3.22 – Área inundada en el evento de agosto de 2005 en la llanura deltaica del Lütchine. El área azul representa las zonas inundadas, las áreas rosas representan flujos de derrubios y áreas afectadas por la subida del nivel del lago Thun. BAFU (2008).

3.2.5.1 Intervenciones hidráulicas

Las intervenciones hidráulicas en el área de estudio se remontan al siglo XIII, iniciadas por los monjes del monasterio de Interlaken (Vischer, 1989). En el siglo XV destaca la construcción de una presa en el canal que conecta el lago Brienz con el lago Thun, que supuso una subida del nivel del lago Brienz (Vischer, 2003). No obstante, las intervenciones más significativas se efectuaron a partir del siglo XIX, cuando se observan modificaciones permanentes de los cursos inferiores de los ríos Aare y Lütchine y diversas obras hidráulicas en ambas cuencas con el fin de controlar eventos de avenidas, regularizar el flujo y desarrollar aprovechamientos hidroeléctricos. Estas intervenciones, aparte de conllevar la reducción de los daños causados por inundaciones, también han supuesto una mejora de las condiciones de habitabilidad en los fondos de valle,

reduciendo la vulnerabilidad de las poblaciones a eventos de inundaciones y flujos de derrubios. En el caso del Aare, la construcción de las presas hidroeléctricas también ha supuesto importantes beneficios económicos y creación de empleo. Sin embargo, todas estas modificaciones ocasionaron un cambio drástico en el funcionamiento del sistema fluvial y un aumento de la presión humana sobre el territorio.

La cuenca del Aare cuenta con un conjunto de siete presas y seis centrales hidroeléctricas, construidas en los últimos 70 años. La capacidad de almacenamiento total de las presas alcanza un volumen de $0,197 \text{ km}^3$ (Finger *et al.*, 2006). Las principales presas son Grimsensee construida en el año 1929 a una altitud de 1909 m; Gelmersee, construida en 1933 a una altitud de 1849 m; Räterichsbodensee, construida en el año 1950 a una altitud de 1797 m; y la del Oberaarsee, construida en el año 1953 a una altitud de 2303 m (Anselmetti *et al.*, 2007; Figura 3.23). Estas construcciones han contribuido a una regularización del caudal anual del Aare y a la disminución de las crecidas que afectan el valle Hasli inferior. Aparte de estas consecuencias en el régimen hidrológico, también han provocado una importante retención de los sedimentos cristalinos provenientes de la cabecera, principalmente los provenientes de los glaciares Unteraar y Oberaar (Anselmetti *et al.*, 2007).

Aproximadamente el 68% del caudal del río Aare es retenido en altitudes entre los 862 y 2365 metros, para ser posteriormente canalizado hacia el sistema fluvial por medio de una red subterránea de tuberías, a una altitud de 620 metros (Mützenberg, 2010). El sistema de canalización hidroeléctrica es reversible, permitiendo así optimizar el potencial hidroeléctrico de la red de presas cuando la demanda energética es más elevada (Finger *et al.*, 2006).



Figura 3.23 - Principales embalses hidroeléctricos de la cuenca superior del Aare.
Fotografía: R. Bösch y B. Kehrli (Herausgeber Grimsel Hydro).

La canalización del tramo final de los ríos Aare y Lütschine condiciona la agradación en las llanuras deltaicas y desvía la mayor parte de los sedimentos directamente hacia el lago Brienz (Chanudet y Filella, 2008). Por ejemplo, el desvío definitivo del tramo inferior del río Lütschine hacia el lago Brienz, ocurrido durante el siglo XIX, contribuyó a una subida del nivel del lago Brienz y a la intensificación de la sedimentación en el frente deltaico (Adams *et al.*, 2001). La aportación de las obras de gestión hidráulica en el desvío del río Lütschine y de los sedimentos hacia el lago Brienz se remonta al siglo XII, con la fundación del monasterio de Interlaken. Schulte *et al.* (2009a) indican la importancia de estas intervenciones a partir de un estudio geomorfológico detallado del modelado fluvial del río Lütschine (Figura 3.15), basado en un análisis de cartografía, documentos históricos y fotografías aéreas. La Figura 3.24 muestra la evolución del delta telescópico del Lütschine a partir de cartografía histórica.

En el caso del Aare, la canalización completa de su tramo inferior a finales del siglo XIX (efectuado entre los años 1866 y 1880) ha posibilitado el drenaje efectivo del sector más occidental del valle Hasli (junto a la desembocadura en el lago Brienz). Sin embargo, esta intervención, conjuntamente con las presas construidas en el siglo XX, ha comportado serias modificaciones en la distribución de sedimentos en la cuenca y en los procesos de acumulación de los fondos de valle. Una cantidad significativa de

sedimentos queda retenida en los embalses superiores, aproximadamente 232 kt a^{-1} (Anselmetti *et al.*, 2007). Además, las presas causan una alteración estacional en el régimen fluvial. El caudal es controlado durante el verano (máxima descarga), reteniendo un 14% del mismo para ser liberado durante el invierno (mínimo caudal anual). Se produce así un incremento del flujo de sedimentos en suspensión en los meses de invierno, que es cinco veces superior al atribuido al régimen natural (Finger *et al.* 2006).

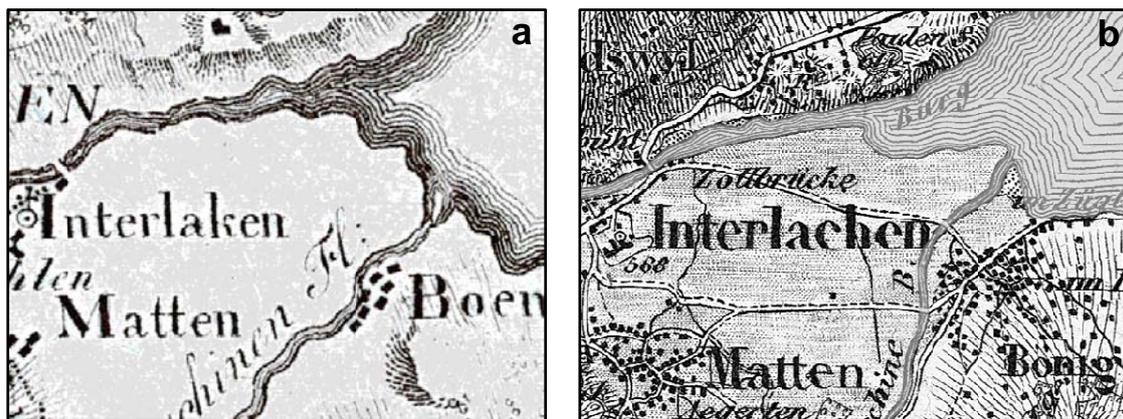


Figura 3.24 – Mapas históricos de la desembocadura del río Lutshine en el Lago Brienz; a) Mapa extraído del Atlas de Meyer-Weiss de 1802 (Meyer-Weiss, 1802); b) Mapa elaborado entre 1845-65 (Dufour, 1865).

3.2.5.2 Glaciares

Aproximadamente un 21% de la cuenca del Aare se encuentra cubierta por glaciares; en la cuenca del Lütschine este porcentaje desciende al 17,4% (FOEN, 2005). Entre los principales glaciares de la cuenca del Aare destacan el glaciar Trift con un área de $16,5 \text{ km}^2$ y un volumen de 11.854 km^3 ; el glaciar Gauli con $17,7 \text{ km}^2$ de área total y 1304 km^3 de volumen y el glaciar Unteraar, el más grande de la cuenca, con $29,5 \text{ km}^2$ de área y 27.141 km^3 de volumen. En la cuenca del Lütschine destacan los glaciares Oberer Grindelwald con $9,5 \text{ km}^2$ de área y $0,54 \text{ km}^3$ de volumen y el Unterer Grindelwald, con $20,84 \text{ km}^2$ de área y $1,64 \text{ km}^3$ de volumen (mediciones de referencia del año 1973 de acuerdo con el Swiss Glacier Inventory).

La existencia de glaciares implica un aporte significativo de sedimentos originados por la erosión y transporte glaciar. Se ha estimado que más de 200 kt a^{-1} de partículas inorgánicas son generadas por la erosión de los glaciares de la cuenca del Aare (Jaun *et al.*, 2007). Estos sedimentos son posteriormente transportados hasta el lago Brienz

principalmente durante el deshielo de verano y contribuyen al color azul turquesa de sus aguas (Finger *et al.*, 2006).

En el pasado siglo la mayor parte de los glaciares de las dos cuencas estudiadas han sufrido un retroceso muy significativo, fruto del aumento de las temperaturas medias anuales (Maisch *et al.*, 2000). Esta regresión se ha acelerado en los últimos años. El glaciar Trift de la cuenca del Aare ha retrocedido más de 500 m en sólo tres años (2003 a 2005), lo que ha supuesto una pérdida de cerca del 10% de su longitud total (Bauder *et al.*, 2006; Raetzo *et al.*, 2009). El glaciar Unterer Grindelwald, el de mayor área en la cuenca del Lütschine, ha retrocedido más de 1800 m desde el año 1855/56 (Maisch *et al.*, 2000, Figura 3.25). Esta tasa de retroceso ha aumentado desde 1940, con aproximadamente 950 m de retroceso hasta la actualidad (Zumbühl *et al.*, 2008; Figura 3.25). La Figura 3.26 ejemplifica bastante bien el deshielo de este glaciar en los últimos 150 años, destacando sobre todo la desaparición por completo de la lengua glaciar, explicada principalmente por las mayores pérdidas de volumen en áreas por debajo de la ELA. El frente glaciar se sitúa actualmente en el extremo superior de una garganta de sobreexcavación glaciar, rodeado por laderas escarpadas e inestables (Figura 3.26c).

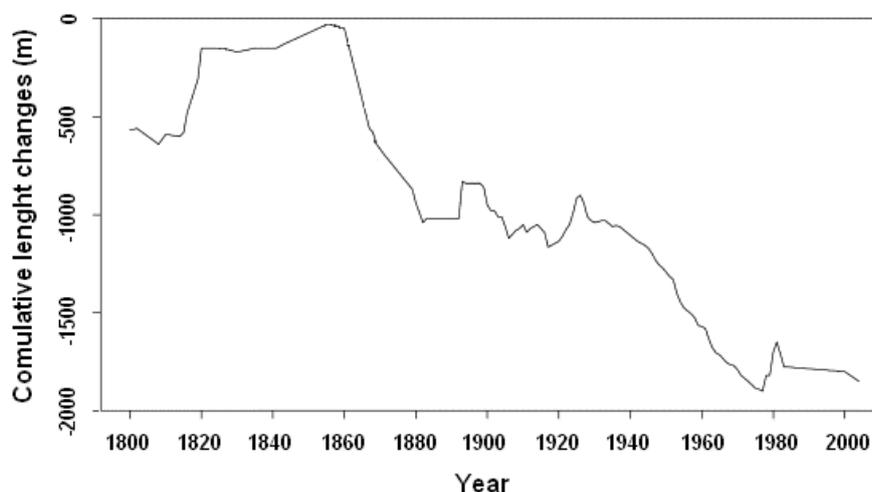


Figura 3.25 – Variaciones cumulativas de la extensión del glaciar Unterer Grindelwald desde 1800 hasta la actualidad. Las variaciones se han medido en relación al máximo avance de AD 1600. Modificado de Zumbühl *et al.* (2008).

La mayor parte del deshielo observado en los glaciares del área de estudio ha estado acompañado por un incremento de la inestabilidad de las laderas, principalmente a través de un aumento de eventos de caída de bloques y deslizamientos. En muchos casos el glaciar recibe estos materiales, ocurriendo un

cubrimiento parcial o total en algunas áreas. Este recubrimiento puede funcionar como un aislante de la radiación solar directa, contribuyendo a ralentizar el deshielo. El glaciar Unteraar es el ejemplo más significativo de estos procesos (Huss *et al.*, 2007).

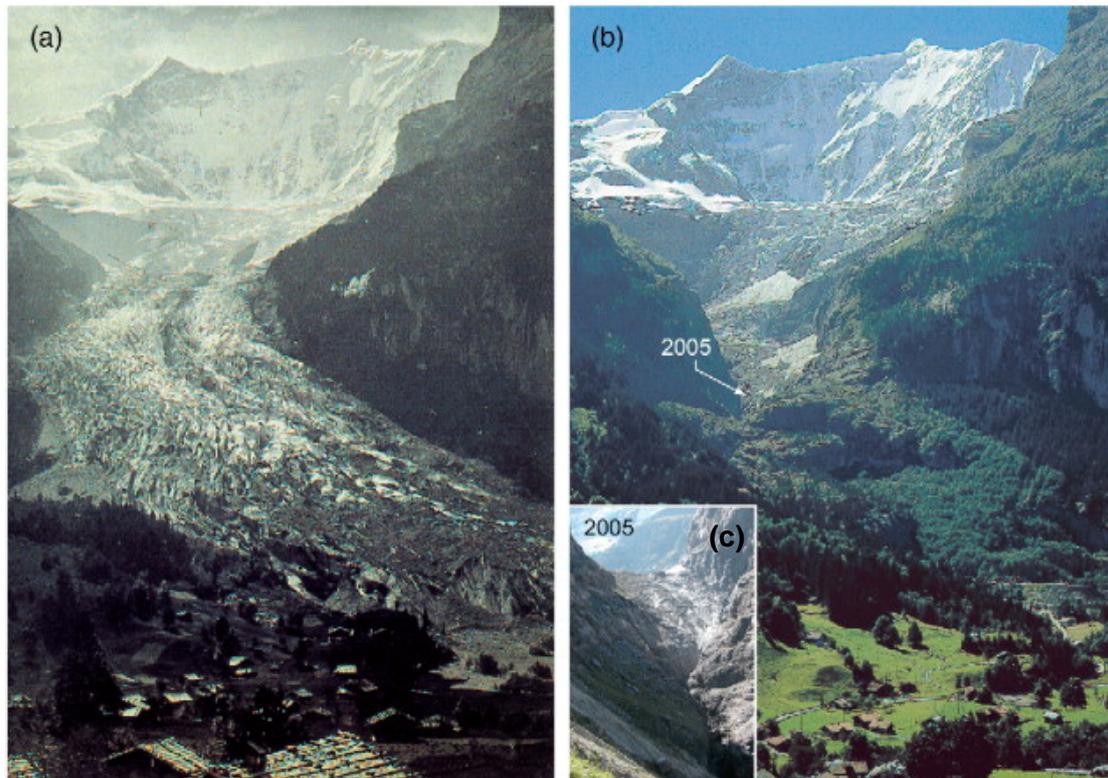


Figura 3.26 - Secuencia de fotografías que muestran el retroceso del glaciar Unterer Grindelwald; (a) La extensión del glaciar Unterer Grindelwald en 1858, 2-3 años después de su máxima extensión en 1855/56 (Alpine Club Library, Londres); (b) El glaciar en 1974 (H.J. Zumbühl, 23.7.1974); (c) Localización del frente glaciar en 2005 (Andreas Bauder, 7.9.2005). Extraído de Zumbühl *et al.* (2008).

La fusión del hielo glaciar puede también contribuir a la formación de lagos supraglaciares y proglaciares. El desbordamiento o ruptura de estos lagos puede causar inundaciones repentinas (*outburst flood*) y poner en riesgo vidas humanas e infraestructuras. En el área de estudio estos lagos se encuentran monitorizados y en algunos de ellos se han llevado a cabo obras de prevención de *outburst floods* (Werder *et al.*, 2010). Aunque el deshielo glaciar propicia la formación de estos lagos y favorece un aumento de su volumen, existen registros de la ocurrencia de *outburst floods* en fases de avance glaciar. Un ejemplo es el evento de 1842 (Figura 3.27), periodo en el cual el glaciar Unterer Grindelwald registraba aproximadamente su máxima extensión de la LIA.



Figura 3.27 – Litografía de una escena posterior a un evento de inundación (*outburst flood*) del glaciar Unterer Greindelwald en el año de 1842. Barnard, 1842, Archiv H. Zumbühl.

4 Metodología

4.1 Trabajo de campo

Uno de los componentes esenciales de los análisis realizados en el trabajo de campo consiste en la obtención y análisis de testigos sedimentarios. Debido a su importancia en la presente tesis se considera oportuno destacar los principales métodos llevados a cabo en las campañas de campo realizadas.

El trabajo de campo en las llanuras deltaicas de Aare y Lüttschine se dividió en tres etapas principales: 1º) la planificación y estudio geomorfológico pormenorizado de los lugares de sondeo; 2º) la obtención de testigos sedimentarios (figuras 4.2, 4.3, 4.4) y 3º) el análisis y caracterización de esos testigos.

Para una correcta evaluación de los distintos ambientes sedimentarios de las llanuras deltaicas se ha realizado en primer lugar un análisis de la litología y topografía del valle (figuras 3.15, 3.16, 4.5 y 4.6). Este análisis ha permitido localizar los puntos más idóneos de sondeo. La planificación previa de los lugares de sondeo incluye también el análisis de mapas y cortes geológicos (figuras 3.15 y 3.16); de información contenida en los inventarios sedimentológicos-geológicos de sondeos de prospección realizados por los Servicios Geológicos del Cantón de Berna; y el análisis de las formas de relieve en el terreno, la observación de zanjas en zonas de construcción y la realización de sondeos manuales con una sonda Pürckhauer.

La mayoría de los testigos analizados en este trabajo pertenecen a campañas de trabajo de campo realizadas en los años 2008, 2009 y 2010. No obstante, algunos testigos de la llanura deltaica del Lüttschine son anteriores a estas campañas y han sido obtenidos por el Dr. Schulte (ver Tabla 4.1). La obtención de los testigos sedimentarios comenzó en 2001 con los sondeos IN-16, IN-4 e IN-8 y con un transecto transversal de 11 sondeos en la llanura deltaica del Lüttschine. Estos sondeos se enmarcan en el trabajo postdoctoral del Dr. Schulte y han permitido realizar una caracterización de la dinámica fluvial y de los cambios en la cubierta vegetal durante el Holoceno Superior (Schulte *et al.*, 2004). Los sondeos realizados en los años posteriores han sido planeados y realizados en el ámbito de los proyectos Fluvalps 3000 (CGL2006-0111) y Fluvalps plus (CGL2009-06951/BTE). La estrategia de obtención de estos registros se ha centrado en la elección de lugares de sondeo en áreas de la llanura aluvial alejadas de canales principales (principalmente depresiones interdistributarias), caracterizadas por

la existencia de horizontes marcadamente fluviales (arenas y gravas), intercalados con horizontes turbosos u orgánicos.

La profundidad de los sondeos realizados varía entre 3 y 11 metros. Su ejecución se ha efectuado mediante una sonda de percusión con un martillo *Wacker BH23* (Figura 4.2a). La extracción de los testigos se ha efectuado con un sistema hidráulico (*Nordmeyer Hydr. rod lifter 120 kN*, Figura 4.1b). En la mayor parte de los testigos se ha realizado previamente un sondeo exploratorio con una sonda abierta (Figura 4.1c), seguido de un sondeo paralelo con una sonda cerrada (Figura 4.1d), que permite la recuperación de los testigos sedimentarios mediante tubos de PVC (Figura 4.1e). A partir de los registros obtenidos con la sonda abierta se han efectuado en el campo las descripciones de las características sedimentarias encontradas (litoestratigrafía, color, contenido en carbonatos, etc.).

Los análisis sedimentológicos y edafológicos macroscópicos, el muestreo de macrorrestos para dataciones, la descripción litoestratigráfica de los testigos AA-2, AA-5 y AA-10 (figuras 5.5, 5.6 y 6.2) y la interpretación de facies sedimentarias han sido facilitados por el Dr. Schulte. La descripción litoestratigráfica, el modelo cronológico y la interpretación paleoambiental del testigo IN-4 se basa en el trabajo de Baró (2010).

En la Tabla 4.1 y las figuras 4.5 y 4.6 se puede observar las características y localización de todos los testigos considerados en este trabajo. También se señala la localización de testigos sedimentarios disponibles en la base de datos de los Servicios Geológicos del Cantón de Berna. Su utilización ha sido bastante útil en la planificación de las campañas de trabajo de campo, así como para complementar la información de las unidades sedimentarias presentes en las llanuras deltaicas.

Tabla 4.1
Testigos sedimentarios empleados en este trabajo.

	Core ID	Type	Geomorphological setting	Year of drilling	Max. depth (m)	Distance to lake (m)	Number of ¹⁴ C datings
Aare	AA-2	Core	Shallow depression	2008	9	1315	4
	AA-5	Core	Shallow depression	2008	10	3540	6
	AA-6	Core	Shallow depression	2009	9	6620	6
	AA-7	Core	Channel	2009	3	9350	1
	AA-10	Core	Delta front	2010	11	270	3
	AA-12	Core	Channel	2010	9	2745	3
Lütschine	IN-2	Key section	Shallow depression	2001	3,2	1225	10
	IN-4	Core	Shallow depression	2001	3,2	1325	1
	IN-8	Core	Channel	2001	8,5	1025	4
	IN-16	Core	Shallow depression	2002	7,9	1455	4
	IN-20	Key section	Channel	2007	5	525	2
	IN-30	Core	Shallow depression	2008	3	785	3
	AA-1	Core	Channel	2008	5	43	4
	IN-40	Core	Shallow depression	2009	5	320	3
	IN-60	Core	Delta front	2010	7	70	1
	IN-61	Core	Delta apex	2010	3,4	3200	1
	IN-62	Core	Channel	2010	4,8	1835	1

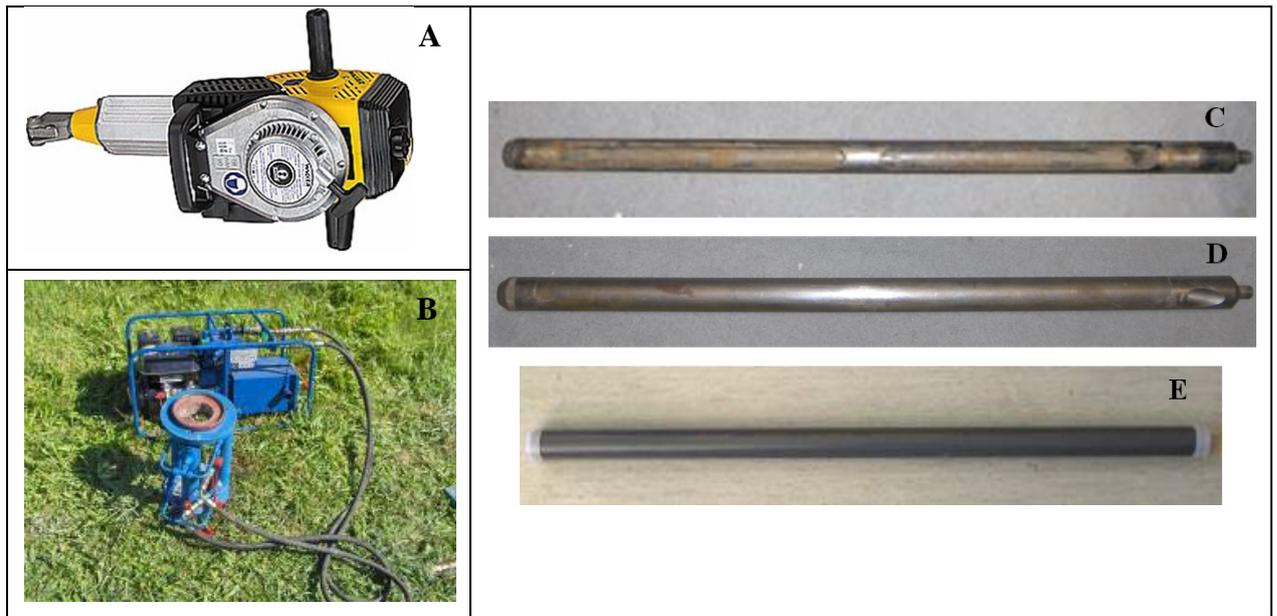


Figura 4.1 - Material de sondeo utilizado. A: martillo Waker BH23; B: hidráulica Nordmeyer Hydr. rod lifter 120 kN; C: cabeza de una sonda abierta; D: cabeza de una sonda cerrada; E: tubo de PVC.



Figura 4.2 - Sondeo en el valle Hasli con un martillo de percusión y una sonda Pürckhauer. Fotografía: J. Losada, 2011.



Figura 4.3 - Extracción de testigos sedimentarios en una sonda cerrada, mediante un sistema de extracción hidráulico. Fotografía: N. Martín, 2012.



Figura 4.4 - Ejemplo de testigos sedimentarios en sondas abiertas. Fotografía: F. Carvalho, 2010.

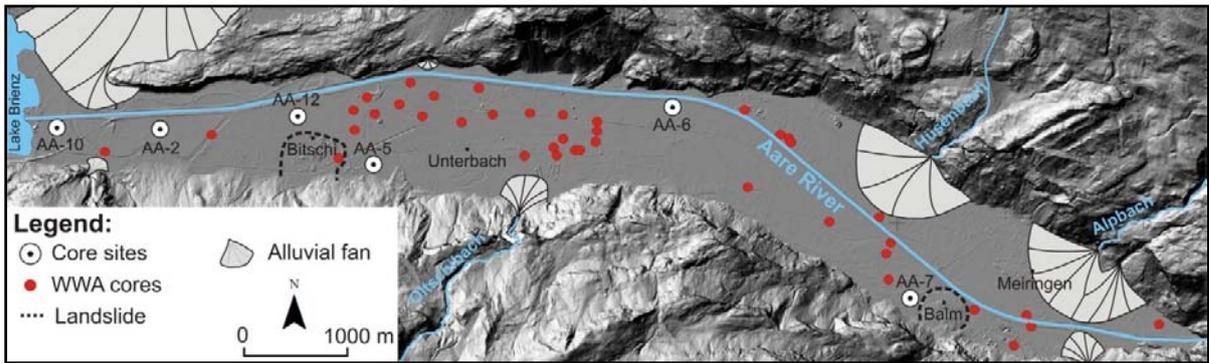


Figura 4.5 - Localización de los testigos sedimentarios en el valle Hasli inferior. MDT: SwissTopo, 2005.

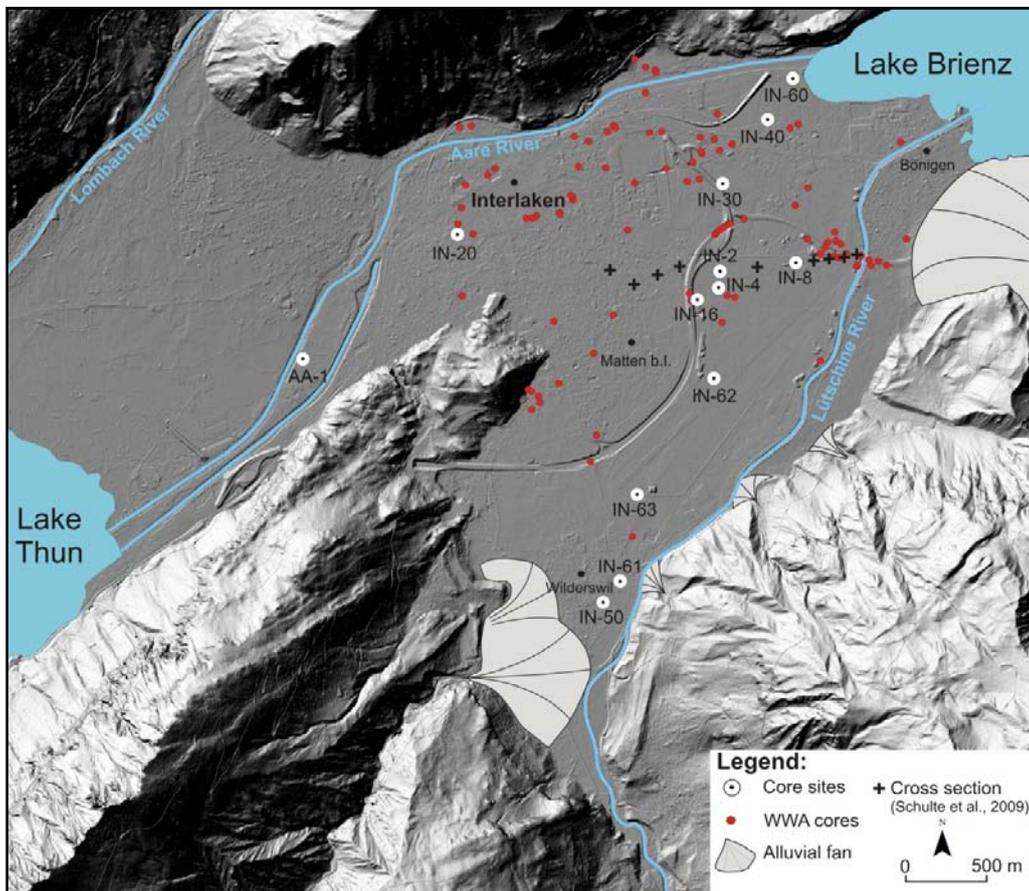


Figura 4.6 - Localización de los testigos sedimentarios en el abanico deltaico del Lutschine. MDT: SwissTopo, 2005.

4.2 Preparación de los testigos sedimentarios

El trabajo inicial de laboratorio ha consistido en la preparación de los testigos para el análisis geoquímico, la obtención de muestras para las dataciones de ^{14}C y el

muestreo de sedimentos para el análisis granulométrico y de OC. El tipo de preparación ha variado de acuerdo con los distintos testigos. En los testigos obtenidos mediante sondas cerradas y almacenados en tubos de PVC, se ha procedido en primer lugar a la abertura de los *cores* con una sierra radial (*Dremel 300 Series*). Una vez abiertos se han realizado fotografías con intervalos de 20 cm y se han almacenado posteriormente en una nevera, con temperaturas entre los 4 y 5 °C. El procedimiento normal en los testigos almacenados en tubos de PVC consiste en la utilización de una mitad del tubo para la realización de todos los análisis geoquímicos y sedimentológicos y el almacenamiento de la otra mitad como reserva para análisis posteriores. En los testigos donde solamente se ha sondeado con sondas abiertas se ha procedido de la siguiente forma: en primer lugar se han almacenado en el campo los sedimentos en bolsas individuales; posteriormente en el laboratorio se ha secado las muestras a 60 °C durante 24 horas. En la mayor parte de las muestras donde se ha realizado este procedimiento también se ha determinado el contenido de agua de cada muestra. Este contenido ha mostrado ser bastante variable de acuerdo a la profundidad de los sedimentos, granulometría y contenido de materia orgánica.

Es importante tener en cuenta que los primeros centímetros de los testigos sedimentarios podrán estar afectados por una influencia antrópica *in situ*, relacionada por ejemplo con la removilización de los sedimentos más próximos de la superficie. Para eso es importante identificar posibles cambios abruptos en los límites de los horizontes y la existencia de macroporos. La movilización artificial de sedimentos se asocia principalmente a algunas prácticas agrícolas, donde destaca el uso del arado. Los procesos de removilización de sedimentos contribuyen a una homogenización de la señal geoquímica, afectando normalmente a los primeros 40 cm de suelo de todos los testigos analizados en este trabajo.

4.3 Determinación del contenido de carbono orgánico y de carbonatos

La determinación del contenido de carbono orgánico (OC) y del carbonato de calcio (CaCO_3 , relacionado con el porcentaje de carbonatos en la muestra) se ha realizado según el método de *Loss On Ignition* (LOI: pérdida por combustión) descrito por Heiri *et al.* (2001) y Santisteban *et al.* (2004).

El método de LOI es relativamente sencillo de realizar y dependiendo de la logística (dimensión del horno, material de laboratorio disponible) permite procesar varias muestras en poco tiempo (en este trabajo se realizó una media de 50 muestras/semana). El método consiste en quemar una determinada cantidad de muestra por un periodo de tiempo estipulado y observar la pérdida de material por combustión a través de la comparación del peso inicial de la muestra (antes de la cremación) con su peso final.

Se han analizado 1287 muestras correspondientes a los sondeos AA-2 y AA-5. El análisis requiere 1 cm³ de muestra tomada a resolución centimétrica. En primer lugar se han pasado todas las muestras por un tamiz de 2 mm para separar la fracción más fina de la muestra. Si la muestra presentaba restos de raíces o plantas recientes se han eliminado aplicando el método de *floating*. Este método consiste en la separación de restos orgánicos a través de la decantación de la fracción mineral. Posteriormente se han triturado todas las muestras en un molino de esferas (durante dos minutos a una velocidad de 40 Hz) y se ha separado 1 gramo de muestra. Esta muestra es pesada nuevamente en una balanza de precisión, siendo este el peso inicial de la muestra, denominado DW60° (*Dry Weight 60°*-Peso Seco 60°). Seguidamente se colocan las muestras en un horno a 105 °C durante 12 horas. Se vuelve a pesar la muestra, denominada DW105°. Posteriormente se colocan las muestras en un horno a 550 °C durante 4 horas y se vuelve a pesar (DW550°). Se repite el mismo procedimiento con el horno a 950 °C durante 2 horas (DW950°).

La realización de varias fases de LOI, a diferentes temperaturas, permite diferenciar la pérdida de OC por la combustión de la materia orgánica (a 550 °C) y de los carbonatos (a 950 °C). Según los análisis realizados por Santisteban *et al.* (2004), a una temperatura de 105 °C se evapora el agua estructural de las partículas que componen los sedimentos y también se produce la combustión de yesos (si están contenidos en la muestra). Dean (1974) indica que la combustión de la materia orgánica ocurre a temperaturas entre los 500 y 550 °C, siendo transformada en cenizas y dióxido de carbono. A una temperatura de 950 °C se inicia la combustión de los carbonatos (Heiri *et al.*, 2001).

La determinación de los porcentajes de materia orgánica y de carbonatos se basa en el cálculo de la diferencia para cada peso obtenido en las diferentes fases de LOI.

Los diferentes valores obtenidos en las fases del LOI (DW60°, DW105°, DW550° y DW950°) se calculan restando el peso inicial del vaso al peso de las muestras quemadas, y luego según las fórmulas 1, 2 y 3.

$$\text{LOI } 105^\circ = ((\text{DW}60^\circ - \text{DW}105^\circ)/\text{DW}60^\circ) \cdot 100 \quad (1)$$

$$\text{LOI } 550^\circ = ((\text{DW}105^\circ - \text{DW}550^\circ)/\text{DW}105^\circ) \cdot 100 \quad (2)$$

$$\text{LOI } 950^\circ = ((\text{DW}550^\circ - \text{DW}950^\circ)/\text{DW}105^\circ) \cdot 100 \quad (3)$$

El cálculo del porcentaje de carbono Orgánico (% OC) e Inorgánico (% IC) se realiza según las fórmulas 4 y 5.

$$\% \text{ IC} = \text{LOI } 950^\circ \cdot 0,273 \quad (4)$$

$$\% \text{ OC} = \text{LOI } 550^\circ / 2 \quad (5)$$

Para la determinación del porcentaje de CaCO₃ (fórmulas 6 y 7) se asume que el peso del dióxido de carbono es de 44 g mol⁻¹ y 60 g mol⁻¹ para los carbonatos (CO₃²⁻). La pérdida de peso por LOI 950 °C multiplicado por 1,36 corresponde teóricamente al peso del CaCO₃ en la muestra original (Bengtsson y Enell, 1986).

$$\text{CaCO}_3 \text{ (g)} = \text{LOI } 950^\circ \cdot 1,36 \quad (6)$$

$$\% \text{ CaCO}_3 = (\text{CaCO}_3 \text{ (g)} / \text{DW}60^\circ) \cdot 100 \quad (7)$$

A pesar de que el método de LOI es ampliamente utilizado como un indicador del OC en muestras de variadas composiciones y procedencias (Dodson y Ramrath 2001; Heiri *et al.* 2001; Beaudoin 2003; Boyle, 2004; Santisteban *et al.*, 2004) existen algunas limitaciones en esta metodología. Santistesban *et al.* (2004) demostraron que cuanto mayor es el contenido de materia orgánica, mejor es la correspondencia entre el OC y los valores de LOI 550°; para muestras con bajo contenido de OC se demostró que el rango de error es más elevado. Estas observaciones cuestionan la fiabilidad del método en sedimentos con poco material orgánico. Aceptando estas limitaciones, Beaudoin (2003) destaca el uso del LOI como un método rápido y razonablemente exacto para estimar el contenido orgánico. Para el presente trabajo el método de LOI

se adecua a los resultados pretendidos, pues no se tiene como objetivo el análisis de ciclos de bajas concentraciones de materia orgánica.

Para comprobar la fiabilidad del método de LOI en los sedimentos estudiados se ha realizado la validación mediante algunas muestras de test. Los resultados obtenidos en el método de LOI han sido comparados con resultados de concentración de OC obtenidos por el método de C/N y por un método innovador basado en la espectroscopia de sedimentos (una metodología normalmente utilizada en sedimentos lacustres).

El análisis del contenido en C/N se ha realizado mediante un instrumento de medición *ELEMENTAR™ vario Macro*, en el laboratorio de Geografía de la Universidad de Berna. El método se basa en la oxidación completa e instantánea de una muestra de suelo (entre 150 y 200 mg de muestra), que convierte prácticamente todas las sustancias orgánicas e inorgánicas en gases de combustión. Estos gases pasan a través de un horno de reducción y son atrapados en una columna cromatográfica. Los gases se separan en la columna y son analizados por un detector de conductividad térmica que da una señal de salida proporcional a la concentración de los componentes individuales de la mezcla. Los resultados obtenidos permiten la determinación del porcentaje de Carbono orgánico (C_{org}) y Nitrógeno (N) en una muestra de suelo.

Los análisis de C/N se han realizado en 43 muestras del testigo AA-2 y 28 muestras del testigo AA-5 y han posibilitado la determinación del porcentaje de C_{org} en diferentes horizontes de estos testigos. Los resultados han sido posteriormente utilizados para la validación del método de LOI, a través de la comparación de los resultados obtenidos en los dos métodos.

La comparación de los dos métodos permite validar los resultados del método de LOI, ya que los porcentajes de OC obtenidos con el método de C/N son muy similares (Figura 4.7). El coeficiente de correlación entre estos dos métodos es de 0,94 para el testigo AA-2 y 0,98 para el AA-5. La comparación entre los dos métodos también permite corroborar la tendencia constatada por Santistesban *et al.* (2004), que se caracteriza por un aumento del margen de error del método de LOI en muestras con bajo contenido en materia orgánica. En ambos testigos es posible verificar que los valores más bajos de OC son los que presentan mayores diferencias entre los dos métodos. También se observa una elevada variabilidad entre las diferencias

encontradas, ya que tomando como referencia el porcentaje de OC obtenido por el método de C/N, se observan muestras con valores sobreestimados y otras con valores subestimados por el método de LOI.

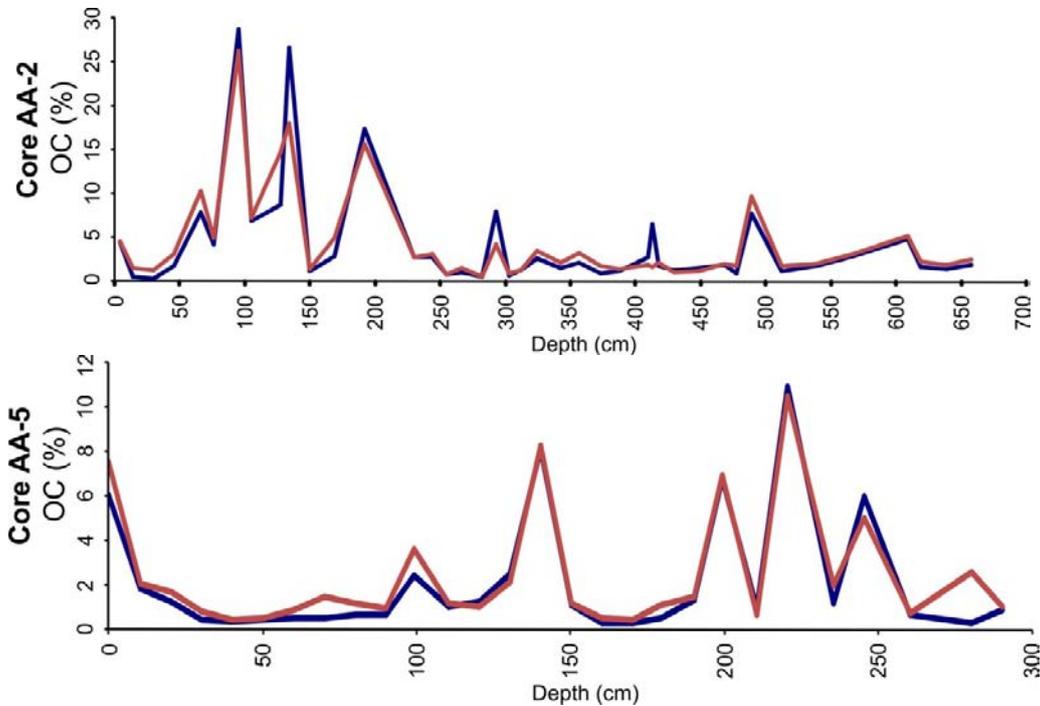


Figura 4.7 - Comparación entre dos métodos de determinación de OC para los testigos sedimentarios AA-2 y AA-5. La curva roja representa el % de OC por el método de LOI y la curva azul representa el OC por el método de C/N.

La aplicación de la espectroscopia de sedimentos ha sido utilizada de forma exitosa en la detección de horizontes orgánicos y la diferenciación entre varvas de sedimentos lacustres (Rein y Sirocko, 2002; Blumberg *et al.*, 2008). Sin embargo, se desconoce la existencia de trabajos que apliquen esta metodología en sedimentos fluviales, lo que atestigua el carácter innovador de esta aplicación en el ámbito de estudio. Este método se basa en el análisis espectrofotométrico de sedimentos mediante la utilización de un *Spectrolino (GretagMacbeth's Spectrolino™)*. Este instrumento es capaz de analizar la reflexión espectral de los sedimentos en longitudes de onda entre los 360 y 710 nm, permitiendo la caracterización óptica de sedimentos a una resolución espectral muy elevada y a una resolución espacial milimétrica.

El análisis del contenido en OC se obtiene a través del algoritmo $RABD_{510}$ (*Relative Absorption Band Depth*) indicado en la ecuación 8 y descrito por Rein y

Sirocko (2002), donde, R_{490} , R_{510} y R_{530} son las reflectividades de los sedimentos en las longitudes de onda de 490, 510 y 530 nm.

$$RABD_{510} = [(R_{490}+R_{530}) / 2] / R_{510} \quad (8)$$

Esta metodología se ha aplicado a los testigos AA-2 y AA-6. Los análisis realizados en el testigo AA-2 han servido como validación de la aplicación del método en sedimentos fluviales. La comparación entre los dos métodos en el testigo AA-2 muestra una respuesta del algoritmo $RADB_{510}$ a las principales variaciones del TOC (Figura 4.8). De forma general, para porcentajes de TOC superiores al 3% se obtienen valores de $RADM_{510}$ elevados (superiores a 0,998), indicando una buena adecuación del método a la diferenciación de horizontes orgánicos. Se observa a lo largo de todo el testigo AA-2 que los horizontes de arenas y limos con menor contenido en materia orgánica son los que obtienen menor respuesta espectral. La comparación estadística entre los dos métodos ($RADB_{510}$ y LOI) obtiene un 0,7 en el coeficiente de correlación de Pearson, reflejando el grado de dependencia lineal positiva entre los dos métodos.

A pesar del buen funcionamiento del método de $RADB_{510}$ en la identificación de los principales horizontes orgánicos, cabe destacar que el método es poco resolutivo en la identificación de pequeñas variaciones de OC. Como se puede observar en la Figura 4.8, el índice de $RADB_{510}$ no presenta una respuesta diferenciada a los distintos valores de OC en los horizontes orgánicos de los primeros dos metros del testigo AA-2. Otro problema de este método estriba en la interpretación errónea de picos de OC. Este problema puede surgir en sedimentos con una respuesta espectral más elevada (más oscuros), principalmente en sedimentos donde predominan minerales oscuros, como el anfíbol y el piroxeno, o en sedimentos provenientes de calizas o dolomías oscuras. En estos casos el índice $RADB_{510}$ puede presentar valores elevados, produciendo una interpretación errónea del contenido de OC. La descripción litoestratigráfica de las diferentes unidades de un testigo sedimentario puede ayudar a identificar estos sedimentos oscuros y eliminar los picos de OC malinterpretados por el método de $RADB_{510}$.

Debido a la elevada adecuación del método $RABD_{510}$ en la identificación de los principales horizontes orgánicos y de las tendencias mayoritarias de la variación de OC

se ha utilizado este índice en el testigo AA-6 como indicador del contenido en OC. En los resultados del testigo AA-6 se refiere el índice $RABD_{510}$ como (OC). Las variaciones del (OC) han sido validadas por medio de la descripción litoestratigráfica (Figura 5.7), para eliminar la interferencia de minerales y sedimentos oscuros en los resultados finales.

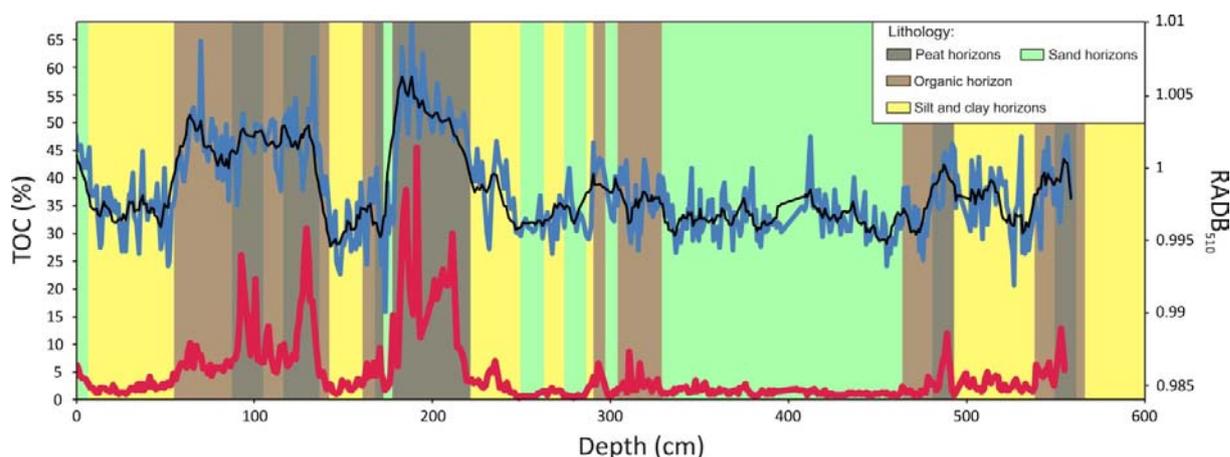


Figura 4.8 - Comparación entre dos métodos de determinación de OC para el testigo sedimentario AA-2. La curva en rojo representa el % TOC (*Total Organic Carbon*) determinado a partir del método de LOI. La curva azul indica la cantidad de OC medida a través del método de espectroscopia $RABD_{510}$ (media móvil en negro).

4.4 Fluorescencia de rayos-X

El análisis geoquímico de sedimentos fluviales realizado en el presente trabajo se basa casi exclusivamente en el método de fluorescencia de rayos-X (XRF: *X-Ray Fluorescence*). Este método permite la determinación de elementos químicos presentes en muestras de suelo desde el número atómico del sodio (Na) hasta el zirconio (Zr).

Según Jansen *et al.* (1998) este método permite obtener datos de alta resolución, de modo continuo, rápido y eficiente. Además, se basa en un sistema no destructivo, permitiendo la reutilización posterior de los testigos analizados. Se han analizado tres testigos (AA-2, AA-5 y AA-6), correspondientes a 21 metros de sedimentos. Los análisis han sido realizados en el Centro MARUM de la Universidad de Bremen y se utilizó un *XRF core scanner* de segunda generación.

El instrumento de medición está constituido por un sensor central formado por una fuente de Molibdeno (Mo) de rayos-X (3-50 kV) y un detector *PSI Peltier Kevex* refrigerado con una ventana de Berilio (Be) y un analizador multicanal con una

resolución de 20 kV (Figura 4.10; Potts, 1993; Röhl y Abrams, 2000). El análisis de los testigos se ha realizado en una plataforma móvil, conectada al detector, que escanea la superficie lisa del testigo en intervalos de 1 cm y en un área de 1,2 cm² (figuras 4.9 y 4.10). A partir de una corriente de rayos-X de 0,15 mA, aplicada durante 30 segundos sobre el intervalo analizado se obtienen las intensidades de los elementos químicos en *total counts* (TC).

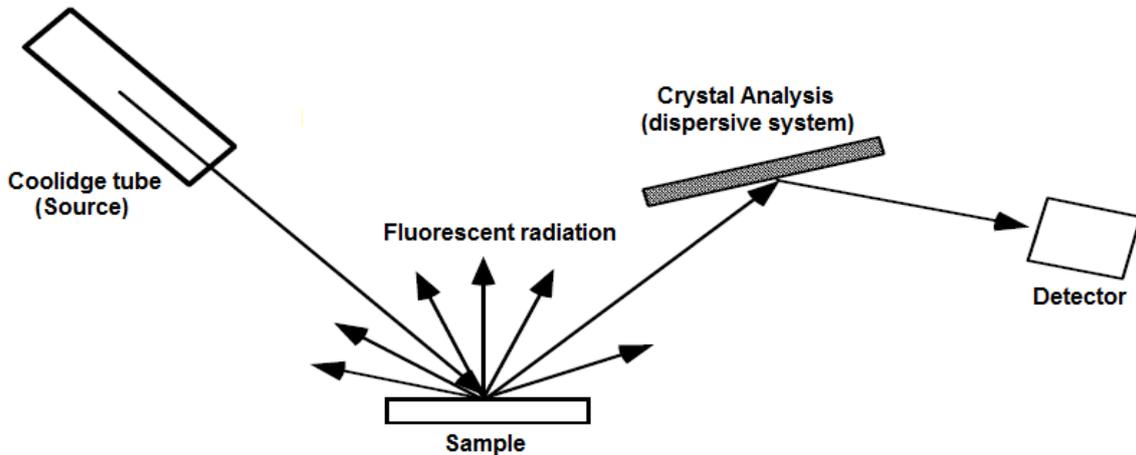


Figura 4.9 - Esquema de un Espectrómetro de Fluorescencia de rayos-X. Modificado de Potts (1993).

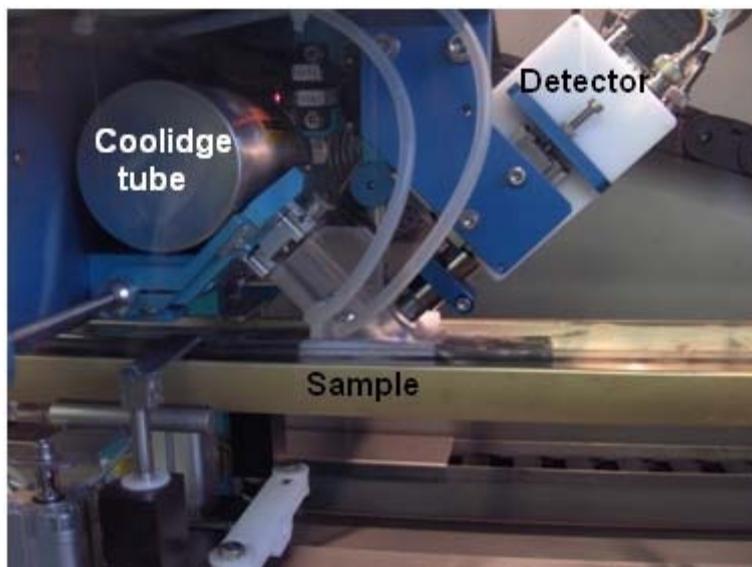


Figura 4.10 - Detalle del detector de Escaneo de rayos-X (*XRF core scanner-2nd generation*).
Fotografía: F. Carvalho, 2009.

Para los 21 metros de testigos sedimentarios analizados han sido determinados los siguientes elementos químicos: aluminio (Al), silicio (Si), fósforo (P), azufre (S), potasio (K), calcio (Ca), titanio (Ti), manganeso (Mn), hierro (Fe), cobre (Cu), zinc (Zn),

bromo (Br), rubidio (Rb), estroncio (Sr), zirconio (Zr), molibdeno (Mo), plomo (Pb) y bismuto (Bi). Sin embargo, en los análisis geoquímicos solo se han utilizado los elementos mayoritarios: Al, Si, P, K, Ca, Ti, Mn y Fe (elementos con una concentración total superior al 0,1% del peso de la muestra) y los minoritarios: Cu, Pb y Zn. Para la determinación de los diferentes elementos químicos por el escaneo de fluorescencia de rayos-X se han tenido en cuenta diferentes configuraciones de análisis, relativas a la energía emitida por la fuente de rayos-X (10 Kv y 30 Kv) y al tiempo de análisis en el que se realizan los contajes de cada elemento (30 segundos). Los resultados finales de cada lectura se expresan en contajes totales de cada elemento (TC: *Total Counts*). Cabe remarcar que estos contajes representan estimaciones semi-cuantitativas de la concentración absoluta de cada uno de los elementos analizados. No todos estos elementos presentan valores fiables, ya que pueden existir interferencias o contaminaciones de varios tipos. Baró (2010) describió los elementos más problemáticos, de los cuales destacan el fósforo (P), el cloro (Cl) y el cromo (Cr).

Además del método de escaneo de XRF también se han analizado algunas muestras del testigo AA-2 según el método de XRF convencional. Este método prácticamente se basa en los mismos principios de la fluorescencia de rayos-X aplicados en el escaneo, pero realizados en muestras unitarias previamente procesadas. El procesamiento consiste en triturar la muestra con un molino de bolas y secarla a 105 °C durante 12 h. Posteriormente se realiza la fusión de la muestra en perlas de yoduro de litio. La fusión homogeneiza y diluye la muestra, reduciendo los efectos distorsionadores de la matriz de sedimentos, permitiendo así un análisis más fiable y de forma semicuantitativa. Los análisis de XRF convencional se realizaron en los Centres Científics i Tecnològics de la Universidad de Barcelona, mediante un espectrofotómetro de rayos-X Philips PW2400 (WDXRF) con una fuente de rodio (60 KV, 125 mA, 3000 W).

Los resultados obtenidos con el método de XRF convencional indican los porcentajes de cada muestra en óxidos de los elementos mayoritarios: alúmina (Al_2O_3), óxido fosfórico (P_2O_5), óxido de potasio (K_2O), óxido de calcio (CaO), dióxido de silicio (SiO_2), dióxido de titanio (TiO_2), dióxido de manganeso (MnO), óxido férrico (Fe_2O_3), óxido de magnesio (MgO) y óxido de sodio (Na_2O). En el presente trabajo se han comparado los resultados entre los dos métodos de XRF (punto 5.4). La comparación

entre los dos métodos ha servido para la validación y calibración de los resultados obtenidos en el método de escaneo de rayos-X.

4.6 Granulometría

La granulometría de los testigos AA-2, AA-5 y AA-6 ha sido obtenida por el método de difracción de láser (*Grain Size Laser Diffraction*). Estos análisis se realizaron en el laboratorio de geología del ETH-Zurich por medio de un analizador *Beckman-Coulter LS230™*. El método es ampliamente utilizado y puede ser muy preciso, si se emplean procedimientos de preparación y manipulación de muestras adecuados (Blott *et al.*, 2004; Blott y Pye, 2001 y 2006). El método también ofrece otras ventajas con relación a otros métodos tradicionales (p.e. densímetro de Bouyoucos o la separación por tamiz), como la velocidad de procesamiento (aproximadamente 10 minutos para cada análisis), la cantidad de muestra necesaria ($< 0,5 \text{ cm}^3$) y el coste reducido sobre muchos otros métodos, cuando se utiliza para analizar las mezclas de arena, limo y arcilla.

El método consiste en la medición del tamaño de las partículas mediante el análisis de la dispersión (difracción) de luz de un rayo láser con una longitud de onda de 750 nm. El instrumento utilizado cuenta con 126 detectores de fotodiodos y puede medir rutinariamente partículas en el rango entre los 0,4 y 2000 μm . Los datos en bruto del análisis consisten en la distribución del tamaño de partícula (0,4-2000 μm) en 116 clases de granulometría. Estas clases son después agrupadas de acuerdo con la clasificación granulométrica del protocolo ISO 14688-1.

Los sedimentos analizados se han muestreado según los principales límites estratigráficos, identificados a partir de los análisis sedimentológicos y edafológicos macroscópicos de los testigos sedimentarios. En total se han analizado 72 muestras para el testigo AA-2, 88 muestras para el testigo AA-5 y 59 muestras para el AA-6.

4.6 Susceptibilidad magnética

La susceptibilidad magnética (MS: *Magnetic Susceptibility*) es una constante de proporcionalidad adimensional que indica el grado de magnetización de un material en respuesta a un campo magnético aplicado. Su aplicación en la geoquímica de sedimentos se basa principalmente en el análisis de la fracción mineral y es

ampliamente utilizada en estudios limnológicos y oceanográficos (Thompson *et al.*, 1975).

Arnaud *et al.* (2005), en su trabajo sobre registros sedimentarios lacustres en el lago Le Bourget (Francia, NW de los Alpes), define que la respuesta de la susceptibilidad magnética en sedimentos fluviales es controlada principalmente por minerales diamagnéticos (p.e. calcita y cuarzo; respuesta de la MS baja); minerales paramagnéticos (principalmente minerales de arcilla; respuesta de la MS de moderada a elevada) y minerales de hierro (p.e. magnetita, titanomagnetita; respuesta de la MS elevada).

El método utilizado ha consistido en el escaneo de testigos a través de un detector *Bartington*[™]. Este detector permite el análisis del grado de susceptibilidad magnética de las muestras a una resolución centimétrica. Los datos de susceptibilidad magnética se presentan en unidades CGM (*Centimetre – Gram – Second*).

4.7 Análisis de anomalías de metales

La variación de algunos metales pesados como el plomo (Pb), el cinc (Zn) o el cobre (Cu) puede ser utilizada como indicadora de la actividad minera en el pasado. Se ha analizado la existencia de anomalías en la concentración de estos elementos químicos en el valle Hasli (testigos AA-2, AA-5 y AA-6).

De acuerdo con estudios arqueológicos recientes (Ebersbach y Gutscher, 2008), el valle Hasli ha sido un gran foco de actividad minera en el pasado. Por un lado, el análisis de elementos químicos relacionados con la minería, como es el caso del Pb, Zn y Cu, permite la identificación de algunos picos de mayor concentración que podrán estar relacionados con esta actividad minera. Por otro lado, las concentraciones elevadas de estos elementos también pueden estar asociadas a la presencia de sedimentos con alto contenido en materia orgánica. Este factor puede ser interpretado como una consecuencia de la oxidación pirítica y la formación de aguas ácidas en estas formaciones orgánicas. Una forma de controlar la influencia de los horizontes orgánicos en las concentraciones elevadas de estos metales consiste en utilizar el porcentaje de OC como indicador de los horizontes orgánicos. Sin embargo, existe el problema de la presencia de macrorrestos orgánicos que se encuentran de forma dispersa a lo largo de los testigos. Estos restos, al no ser detectados en los análisis de

OC (el muestreo según el método de LOI se realiza en un extremo del testigo y no coincide con el área analizada en el escaneo de XRF), pueden producir picos de mayores concentraciones de metales que pueden provocar la interpretación de picos de actividad minera artificiales. Debido a estos problemas, las variaciones encontradas tienen que ser interpretadas con cautela, teniendo en cuenta la existencia de anomalías en los horizontes orgánicos y la identificación de macrorrestos en el área de análisis del escaneo de XRF.

El método utilizado consiste en la utilización del contenido en OC como inhibidor de las anomalías positivas en horizontes orgánicos. Se eliminaron todos los picos de metales (Pb, Zn, y Cu) en sedimentos con más de 2,5% de OC. Para separar los picos más representativos se seleccionaron sólo los valores superiores a la suma de la media de la serie con su respectiva desviación estándar. A partir de la selección de estos valores más elevados se elaboró un índice representativo de la concentración de estos metales para los últimos 2000 años.

Para la elaboración del índice de metales se establecieron intervalos temporales de 50 años. En cada intervalo temporal se calcula el número de picos de metales y se atribuye un valor del índice. En intervalos sin picos de metales se atribuyó el valor del índice igual a 0; en intervalos con menos de dos picos se otorgó el valor 1; en intervalos con tres a cinco picos se atribuyó el valor 2 y en intervalos con más de seis picos de metales se atribuyó el valor 3. La suma de los valores del índice para cada elemento químico en los tres testigos analizados ha posibilitado la elaboración de un índice de periodos con anomalías positivas de metales para el valle Hasli.

4.8 Geocronología

La cronología de los testigos sedimentarios se ha realizado mediante dataciones ^{14}C de turba, horizontes ricos en materia orgánica, macrorrestos orgánicos, madera y carbón vegetal. Se han analizado un total de 14 testigos sedimentarios de la llanura deltaica del río Lüttschine y cinco testigos de la llanura deltaica del río Aare. La geocronología de los testigos del Lüttschine se basa en los trabajos de Schulte *et al.* (2004, 2008 y 2009a), Baró y Schulte (2009) y del proyecto Fluvalps-3000 (CGL2006-0111). La geocronología de los testigos del Aare ha sido elaborada en el ámbito de los proyectos Fluvalps 3000 (CGL2006-0111) y Fluvalps Plus (CGL2009-06951/BTE).

Todas las dataciones de ^{14}C han sido realizadas en el laboratorio Angström de la Universidad de Uppsala, Suecia. La determinación de la edad por ^{14}C ha sido efectuada por medio de un acelerador de partículas (AMS: *Accelerator Mass Spectrometry*). Se han datado un total de 60 muestras, de las cuales 52 han sido validadas y utilizadas para la elaboración de los modelos cronológicos de ambos deltas (ver Tabla 4.1).

Ocho muestras se han descartado debido a la obtención de una edad inconsistente con su contexto sedimentario. Estas muestras han obtenido en su gran mayoría una sobreestimación de la edad ^{14}C , posiblemente debido a la contaminación o la removilización de los sedimentos (Schulte *et al.*, 2009a). Para datar con precisión cualquier material de origen geológico o biológico, deben cumplirse dos requisitos esenciales: 1) evaluar cuidadosamente las fuentes y los sumideros posibles del (de los) radionucleido(s) en uso; y 2) conocer o evaluar el antiguo estado físico del sistema que se datará (sistema abierto o cerrado) (Rozanski y Froehlich, 1996).

Las edades ^{14}C fueron calibradas con el programa CALIB REV5.0.2 (Stuiver y Reimer, 1993; Reimer *et al.*, 2004). La cronoestratigrafía de algunas unidades sedimentarias de la llanura deltaica del Lüttschine se logró mediante la identificación de horizontes marcadores, tales como horizontes turbosos o facies de arenas ricas en gasterópodos con una gran continuidad lateral, testigos IN-4, IN-10, IN-20 e IN-30 (Schulte *et al.*, 2008, 2009a; Baró y Schulte, 2009).

4.9 Análisis factorial

Se utiliza el análisis factorial en la serie de datos de geoquímica de los testigos sedimentarios AA-2, AA-5 y AA-6. Este análisis se basa en una descripción estadística de la variabilidad de los datos correlacionados, donde se obtiene un número menor de variables no observadas llamadas factores. De forma simplificada, el análisis factorial intenta encontrar variaciones conjuntas de las series de datos y presenta esa respuesta como variables latentes no observables. En el presente trabajo, el análisis factorial ha sido realizado con los elementos químicos mayoritarios: Al, Si, P, K, Ca, Ti, Mn, Fe, Cu, Zn, Pb y también con el porcentaje de OC. Las variaciones de estas 12 variables son reflejadas en dos variables no observadas, el factor 1 y el factor 2. Las variables observadas se modelan como combinaciones lineales de los factores potenciales. La descripción completa del método se encuentra en Harman (1976).

4.10 Modelización de la agradación en las llanuras deltaicas

Las bases de datos utilizadas en esta modelización engloban un modelo digital del terreno de 2 metros de resolución (Swisstopo, 2005), información litoestratigráfica de testigos sedimentarios, un modelo geocronológico de las llanuras deltaicas de Aare y Lütchine (Schulte *et al.*, 2008, 2009a, 2009b; Baró y Schulte, 2009) basado en las edades ^{14}C calibradas de registros sedimentarios y la base de datos de registros sedimentarios del Servicio Geológico del Cantón de Berna.

4.10.1 Modelización del espesor y volumen de sedimentos acumulados desde la última glaciación

La modelización del espesor y del volumen de sedimentos acumulados en el valle Hasli se realiza a través de la estimación de la superficie teórica de sobreexcavación glaciar. Todo el modelo se basa en la génesis de la erosión causada por el glaciar Aare durante las últimas glaciaciones ocurridas en el Pleistoceno. Esta erosión glaciar ha creado un valle de forma alargada con aproximadamente 12 km de longitud siguiendo una orientación E-O. El perfil transversal del valle corresponde al concepto teórico de un valle glaciar en forma de U (Aniya y Welch, 1981; Hirano y Aniya, 1988; Harbor y Wheeler, 1992; Li *et al.*, 2001; Seddik *et al.*, 2009). En el caso concreto del valle Hasli el fondo de valle se encuentra colmatado con sedimentos de un espesor considerable, pudiendo alcanzar en algunos puntos más de 300 metros de potencia (Kellerhals y Haefeli, 1985). Este método pretende estimar la acumulación de sedimentos de origen fluvio-glaciar, fluvial y también los aportes laterales de vertiente desde la retirada del glaciar Aare hace aproximadamente 16 ka (Meiringen Stage, Hantke y Wagner, 2005), periodo a partir del cual todo el valle inferior se encuentra libre de hielo.

La modelización de la sobreexcavación glaciar se basa en el análisis de la morfometría del valle a partir de un modelo digital del terreno del año 2005 (datos LiDAR, 2 m de resolución espacial). Se integra el análisis de la superficie topográfica actual de las vertientes de roca madre del valle con la modelización a través de una función polinómica de la curvatura original del valle en forma de U (Aniya y Welch, 1981; Aniya y Naruse, 1985; Harbor, 1992).

La modelización ha sido realizada a partir de un análisis morfométrico de 40 perfiles transversales al valle (Figura 4.11). Para cada perfil se ha ejecutado una modelación polinómica, según la ecuación 9.

$$y = a + bx + cx^2 \quad (9)$$

Donde X e Y son las distancias verticales y horizontales de un *datum* arbitrario, y A, B y C son coeficientes ajustados a los datos empíricos por los mínimos cuadrados (Harbor y Wheeler, 1992). A través de la extrapolación de la curva desde las vertientes rocosas hacia el centro del valle ha sido posible realizar la estimación del espesor de sedimentos en cada perfil.

Posteriormente se ha procedido a la elaboración de un modelo digital del terreno de la superficie de sobreexcavación glaciaria a partir de los datos morfométricos de la curvatura original del valle (profundidad modelizada de la roca madre). El modelo digital del terreno ha sido creado mediante la interpolación entre la morfometría de los transectos, utilizando el método de interpolación geostatística *kriging* (ver Figura 4.12 para la descripción de todo el proceso).

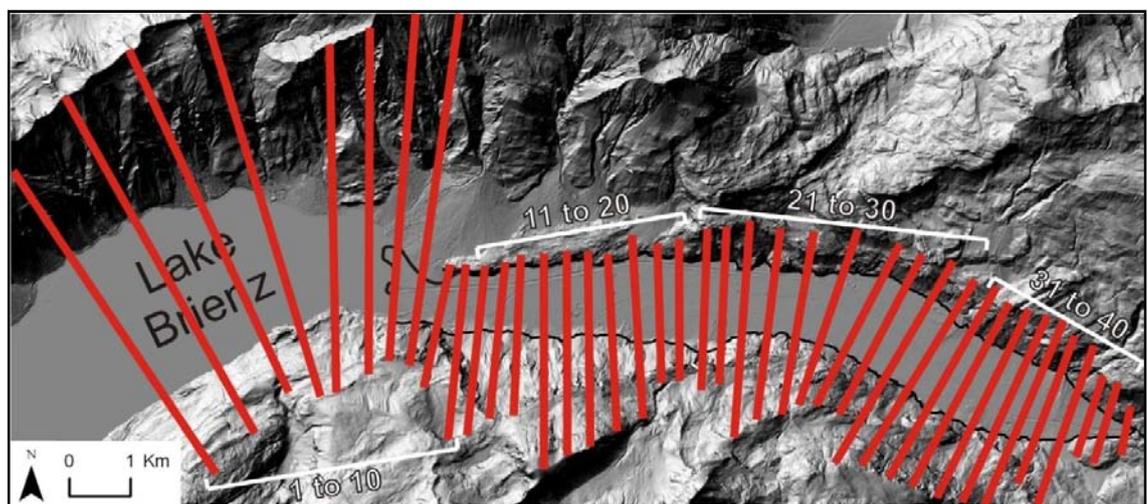


Figura 4.11 – Localización de los perfiles transversales utilizados para la modelización morfométrica. La línea negra delimita la llanura deltaica del Aare.

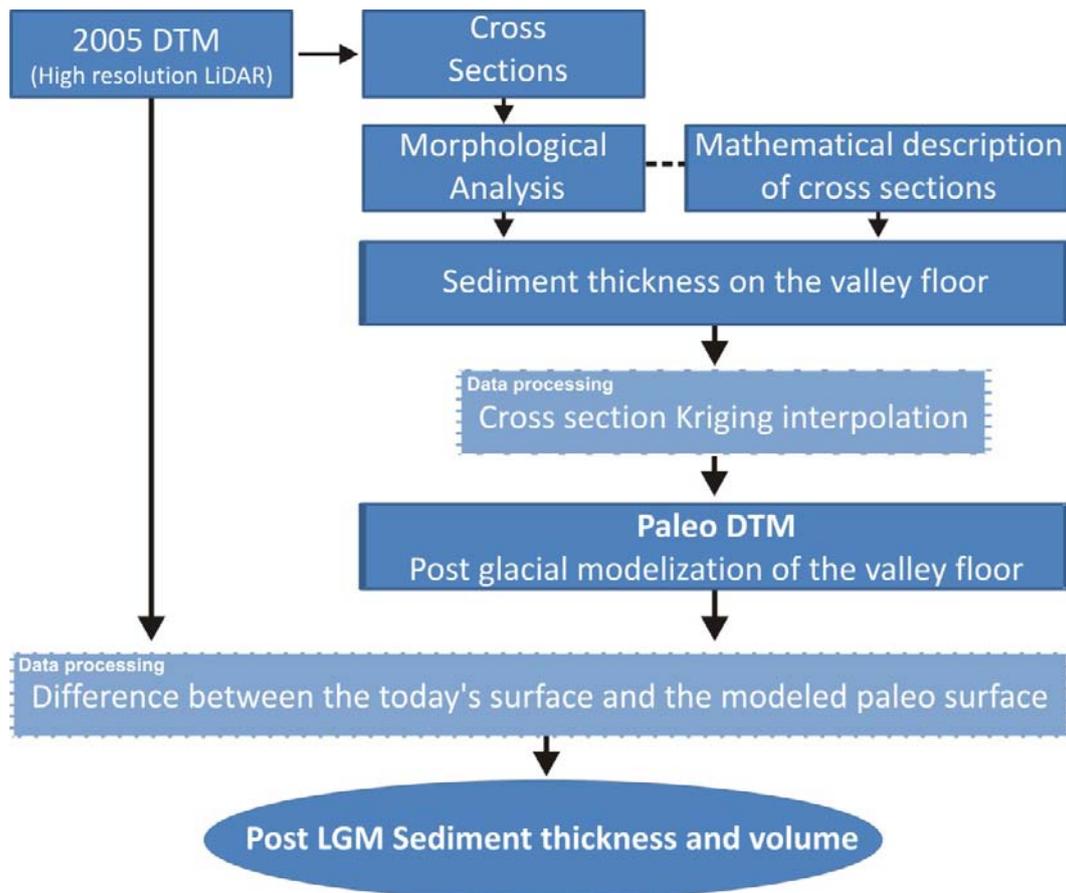


Figura 4.12 – Modelización del espesor y volumen de sedimentos acumulados desde la última glaciación.

La utilización de ecuaciones polinomiales de orden superior representa con exactitud las paredes de roca adyacentes, pero tiende a modelar una depresión pronunciada que conduce a una sobreestimación de los volúmenes de sedimentos (Aniya y Welch, 1981). De este modo se ha intentado utilizar funciones polinomiales de orden inferior a 3.

Se considera que este enfoque metodológico contribuye a una estimación aproximada del espesor de los sedimentos de una sección transversal valle, sin embargo, la composición de este depósito no puede ser diferenciada. Los fondos de los valles glaciales suelen estar rellenos de distintas composiciones sedimentarias, que van desde sedimentos glaciofluviales, fluviales y aluviales, hasta sedimentos de origen fluvio-gravitatorio como conos de deyección y deslizamientos. Cada uno de estos aportes sedimentarios tiene una densidad específica y un grado de compactación distinto, condicionando la estimación del volumen de sedimentos general. Además, dependiendo de la aparición, la duración y el cese de la actividad del proceso de

deposición, estos sedimentos interdigitan unos con otros, siendo imposible determinar el límite y el aporte específico de cada uno de ellos.

4.10.2 Modelización de la agradación en el Holoceno tardío

El análisis de la evolución de la agradación en las llanuras aluviales del Aare y Lüttschine, se ha elaborado a partir de un modelo volumétrico tridimensional de la acumulación en los últimos 2500 años. Este análisis se ha basado en la reconstrucción de paleosuperficies, divididas en intervalos temporales de 500 años (entre los 2500 años calibrados BP hasta la actualidad). Los modelos volumétricos se apoyan en la relación profundidad vs. edad, cuya resolución depende, por un lado, de la densidad y distribución de puntos de control, a saber, los testigos sedimentarios (Carvalho y Schulte, 2013). Por otro lado, depende de la cantidad y precisión de las dataciones de ^{14}C realizadas (apartado 4.4).

La geocronología de los intervalos temporales es modelizada según la aplicación de una interpolación lineal entre las edades de radiocarbono calibradas. Esta interpolación es realizada en cada uno de los testigos sedimentarios (ver figuras 4.6 y 4.7 y los modelos cronológicos de la Figura 7.3). Partiendo de la modelización lineal de las edades de radiocarbono, se divide la edad de los sedimentos en intervalos de 500 años, entre los 2500, 2000, 1500, 1000, 500 años calibrados BP. Posteriormente, se calcula la profundidad de los sedimentos para cada isócrona y se procede a la modelización de las paleosuperficies.

La modelización de las paleosuperficies ha tenido en cuenta la geometría de las paredes del valle, anterior a la acumulación de sedimentos. Es decir, la modelización tridimensional se elabora a partir del modelo polinómico de la morfología de erosión glacial expuesto en el punto 4.6.1. Este modelo nos indica la profundidad aproximada de la roca madre en las áreas de la llanura deltaica más cercanas a las paredes del valle.

Otra consideración importante se relaciona con la contribución de los aportes laterales, llevados a cabo por pequeños tributarios. En primer lugar cabe destacar que la importancia de estos tributarios es mucho más significativa en el caso de la llanura deltaica del Aare (ver Figura 7.2). El aporte más significativo en el caso del Lüttschine se restringe a un solo tributario localizado en el SW de la llanura deltaica, muy cerca del

ápice del delta (Saxetbach, Figura 7.1). Puesto que la importancia de los aportes sedimentarios no es similar en los dos deltas y por una cuestión de homogeneidad metodológica, se ha optado por descartar la contribución de estos aportes en el modelo final. Esta decisión ha estado también apoyada por el hecho de que las aportaciones de los tributarios laterales a las llanuras deltaicas son muy localizadas y su modelización en términos espacio-temporales presenta márgenes de error muy elevados si no se dispone de puntos de control suficientes.

Teniendo en cuenta lo expuesto en los párrafos anteriores, se puede ilustrar los parámetros utilizados en el modelo final por medio de un esquema ejemplificativo, mostrado en la Figura 4.13. En este ejemplo se puede observar que la geometría de la roca madre, $q(x)$, se basa en la superficie de erosión glaciár, modelizada por una función poliómica, (ecuación 9, descrita en el punto 4.11.1). El aporte de los tributarios laterales no es contemplado en el volumen de sedimentos de la llanura deltaica, de ahí que se represente el contacto entre los aportes laterales y la llanura deltaica de forma lineal (no se tiene en cuenta las variaciones de secuencias de sedimentación, *interfingering*). La importancia de los aportes laterales en la agradación deltaica no se contempla en este trabajo pero su expresión superficial se puede caracterizar en función de la pendiente de la superficie de acumulación, $h(x)$, y las características geométricas del ápice y del sector más distal de esta superficie, X_1 y X_2 . Por último, la agradación, h_{vb} , contempla solamente la proporción de los sedimentos acumulados en los últimos 2500 años y tiene en cuenta la relación profundidad vs. edad realizada en cada testigo sedimentario.

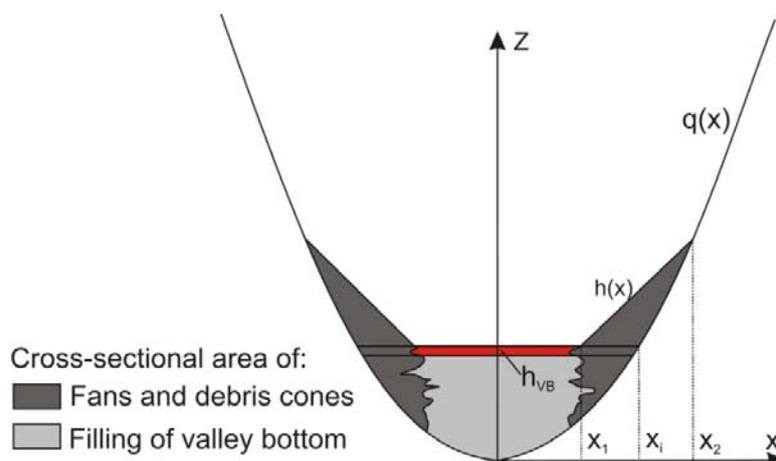


Figura 4.13 - Esquema ejemplificativo del cálculo de la acumulación de sedimentos en fondos de valle. El área roja representa los sedimentos incluidos en la modelización. Modificado de Otto *et al.* (2008).

Las profundidades de las paleosuperficies reconstruidas para cada testigo fueron posteriormente introducidas en el SIG (utilizando el *software ArcGIS 10*) para proceder a una modelización 3D. El cálculo de las tasas de sedimentación para cada intervalo temporal ha sido elaborado según la metodología desarrollada por Erkens (2009).

Los modelos de las paleosuperficies se han creado usando isócronas modelizadas a través del método de *kriging* ordinario (Oliver y Webster, 1990). Por último, los volúmenes de sedimento se han calculado a partir de la diferencia entre las paleosuperficies de cada intervalo temporal, incluyendo la superficie actual de la llanura deltaica (Swisstopo, 2005).

4.10.3 Modelización de los aportes laterales en las llanuras deltaicas

Los modelos y estimaciones de los sedimentos acumulados en las llanuras deltaicas del Aare y Lüttschine, descritos en los puntos 4.5.1 y 4.5.2, no tienen en cuenta los aportes laterales de pequeñas cuencas tributarias. La deposición de sedimentos por parte de estos tributarios se produce en la mayoría de los casos con la construcción de abanicos aluviales en los márgenes de las llanuras deltaicas. Para poder estimar la importancia de estos aportes laterales en el total de los sedimentos acumulados en las llanuras deltaicas se ha realizado una modelización de la erosión y el transporte actual de sedimentos en cada uno de los tributarios. Se optó por la utilización de un modelo empírico, basado en las características físicas de las cuencas, como son la dimensión de la cuenca, la densidad de drenaje, la pendiente, los tipos de suelo, la geología, los usos del suelo y la cantidad e intensidad de precipitación.

Las modelizaciones realizadas en el presente trabajo se llevaron a cabo utilizando el modelo de erosión de suelos RUSLE: *Revised Universal Soil Loss Equation* (Renard *et al.*, 1997) y el modelo de transporte de sedimentos WaTEM/SEDEM: *Water and Tillage Erosion Model/ Sediment Delivery Model* (Van Rompaey *et al.* 2001; Verstraeten *et al.*, 2002). Estos modelos generan estimaciones sobre la producción total de sedimentos (Ton/año), la deposición total de sedimentos en la cuenca en análisis (Ton/año) y la cantidad total de sedimentos transportados (cantidad total de sedimentos que dejan el área de estudio en Ton/año).

El modelo RUSLE se basa en el análisis de geoinformación en formato *raster* con una resolución de 20 x 20 m. La estructura del modelo se divide en tres componentes

principales: 1) la estimación de la tasa de erosión media de suelo para cada celda de análisis; 2) la evaluación de la capacidad de transporte medio anual para cada celda y 3) la aplicación de un algoritmo que redistribuye los sedimentos producidos en la cuenca, teniendo en cuenta la topología y analizando el patrón espacial de la capacidad de transporte (Van Rompaey *et al.*, 2001).

Los componentes del modelo RUSLE (Renard *et al.*, 1997), mediante el cual se ha estimado la tasa de erosión media de suelo en cada una de las cuencas se describen a continuación (ecuación 10).

$$A = R \cdot K \cdot LS \cdot C \cdot P \quad (10)$$

Donde A es la erosión anual de suelo ($t \text{ ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$), R es un índice de erosión hídrica ($\text{MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ a}^{-1}$), K es el coeficiente de erosión del suelo ($t \text{ h MJ}^{-1} \text{ mm}^{-1}$), LS es un factor topográfico, C es el factor de cobertura del suelo y P un factor de la utilización de medidas de control de la erosión.

El índice de erosión hídrica (R) ha sido aplicado según la ecuación propuesta por Van der Knijff *et al.* (1999), teniendo en cuenta la precipitación media anual de las estaciones de Interlaken y de Brienz-Kienholz para el periodo 1961-1990.

El coeficiente de erosión del suelo (K) depende principalmente de la textura, estructura, permeabilidad y cantidad de materia orgánica del suelo. Los suelos en que se verifica una rápida erosión tienen valores más altos de K, pero nunca superiores a 1. La aplicación de este coeficiente se ha basado en la permeabilidad, la textura (dada por el porcentaje de gravas en el suelo, fragmentos $> 2 \text{ mm}$), la capacidad de retención de agua en el suelo y el tipo de suelo (EJPD, 1980). A partir de estas propiedades se elaboró una clasificación de la susceptibilidad a la erosión según las propiedades de cada suelo (tablas 4.2 y 4.3) y se valoró el rango correspondiente del coeficiente de erosión del suelo (K). Las clases de valores de K definidas para este estudio se sitúan entre 0,05 y 0,45, siendo los valores más elevados los de mayor susceptibilidad a la erosión. Estos valores de K se encuentran de acuerdo con el rango de valores obtenidos por Prasuhn *et al.* (2013) para la misma área de estudio.

Los *inputs* del factor topográfico (LS), factor de cobertura del suelo (C) y utilización de medidas de control de la erosión (P) han sido evaluados según los procedimientos estándar del RUSLE (Nearing *et al.*, 1997; Van Oost *et al.*, 2000; Van Rompaey *et al.*, 2005).

La evaluación de la capacidad de transporte medio anual tiene en cuenta que la capacidad de transporte de sedimentos de cada celda es directamente proporcional a la erosión potencial en *rills* y *gullies* efímeros, dada por la ecuación 11.

$$T_C = K_{TC} \cdot E_{PR} \quad (11)$$

Donde T_C es igual a la capacidad de transporte ($t \text{ ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$); K_{TC} es un coeficiente de capacidad de transporte (m) y E_{PR} es la erosión potencial en *rills* y *gullies* ($t \text{ ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$).

Tabla 4.2
Clasificación de la susceptibilidad del suelo a la erosión. Adaptado de Wischmeier y Smith (1978).

Características del suelo	Clases	Valores
Tipos de suelo	Regosol, regosol ácido	3
	Suelos pardos (<i>brown earth</i>), suelos pardos ácidos	3
	Rendzina, ranker	2
	Gleysol	2
	Suelos rocosos	1
Capacidad de retención de agua	Extremamente baja	4
	Muy baja	3
	Baja	2
	Media	1
Abundancia de fragmentos rocosos > 2 mm (% del volumen)	Media (11-20%)	3
	Elevada (21-50%)	2
	Abundante (>50%)	1
Permeabilidad (cm/día)	Baja (0,8-8,5 cm/día)	4
	Mediocre (8,6-85,9 cm/día)	3
	Normal (86-864 cm/día)	2
	Elevada (865-8640 cm/día)	1

Tabla 4.3

Valores atribuidos al factor K. Adaptado de Wischmeier y Smith (1978).

Suma de los valores	División	Extensión del K	Media de K
< 5	Muy bajo	< 0,10	0,05
6-8	Bajo	0,10 – 1,20	0,15
9-11	Moderado	0,20 – 0,40	0,30
> 11	Elevado	> 0,40	0,45

El coeficiente de capacidad de transporte (K_{TC}) ha sido calculado mediante la ecuación elaborada por McCool *et al.* (1989); y la erosión potencial en *rills* y *gullies* (E_{PR}) se calculó según los elementos R, K y LS del RUSLE, según las ecuaciones propuestas por McCool *et al.* (1989) y por Govers y Poesen (1988). La distribución de los sedimentos producidos se realizó mediante un algoritmo de redistribución de sedimentos propuesto por Van Oost *et al.* (2000), teniendo como base el modelo digital del terreno del área de estudio.

A pesar de que el modelo RUSLE ha sido ampliamente utilizado en la modelización de la erosión del suelo en cuencas de todo el mundo (Renard *et al.*, 1994), es importante tener en cuenta que se trata de un modelo empírico, desarrollado a partir de cuencas experimentales y parcelas agrícolas de EEUU. La aplicación del RUSLE en cuencas europeas se ha efectuado con resultados exitosos en varios entornos geográficos (Van Rompaey *et al.*, 2001; Onori *et al.*, 2006; López-Vicente *et al.*, 2008; Meusbürger *et al.*, 2010). Los errores de las estimaciones realizadas se sitúan entre el 36% en parcelas agrícolas de Bélgica (Van Rompaey *et al.*, 2001) y aproximadamente el 50% en vertientes de los Alpes Suizos (Meusbürger *et al.*, 2010). Las principales limitaciones del método se basan en desajustes del modelo en áreas de elevada pendiente, problemas con la escala de las variables aplicadas, la complejidad de la realidad geomorfológica (no contemplada en el modelo) y la inexistencia de modelización de procesos fluviogravitatorios.

5 Análisis paleoambiental de sedimentos fluviales

5 Análisis paleoambiental de sedimentos fluviales

En este capítulo se presentan los resultados e interpretaciones paleoambientales obtenidos a partir del análisis geoquímico de sedimentos fluviales de la llanura deltaica del río Aare (valle Hasli). Los resultados se dividen en:

- 1) análisis litoestratigráfico de testigos sedimentarios;
- 2) caracterización cronológica de los sedimentos;
- 3) análisis de los componentes químicos principales de horizontes litológicos;
- 4) análisis estadístico de las propiedades geoquímicas de los sedimentos.
- 5) contextualización de los resultados obtenidos con el entorno geomorfológico;
- 6) correlación de patrones geoquímicos y fases de sedimentación con posibles forzamientos externos (p.e. variabilidad climática y ocupación humana).

5.1 Testigos sedimentarios

Los testigos sedimentarios analizados se denominan AA-2, AA-5 y AA-6 y se localizan en el sector occidental del valle Hasli (Figura 5.1). El testigo AA-6 corresponde a un sondeo de 9 metros de profundidad, localizado aproximadamente a 6,5 km del lago Brienz, en el sector septentrional del valle, próximo a la vertiente norte. Su ubicación en la llanura deltaica es la más próxima al ápice del delta y a los principales tributarios laterales del valle Hasli de todos los testigos analizados. Este sondeo se encuentra en un área deprimida (579 msnm), correspondiente a una llanura de inundación (Figura 5.1a) confinada al norte por el canal actual del Aare y al sur por una serie de paleocanales identificables en cartografía histórica del siglo XVIII (Mirani, 1764).

El testigo AA-5 tiene 10 metros de profundidad y se encuentra aguas abajo del sondeo anterior, muy próximo a la vertiente sur del valle (Figura 5.1). El testigo se encuentra en un área deprimida (572 msnm) aproximadamente a 850 metros de distancia del canal actual del Aare en el otro extremo del valle (Figura 5.1b). Su ubicación en uno de los extremos del fondo de valle y la existencia de un promontorio de roca madre aguas arriba contribuye a que se trate de un área bastante estable con una dinámica fluvial poco activa.

El testigo AA-2 está constituido por un registro sedimentario de 8 metros de profundidad y se localiza a 1,3 km de la desembocadura del Aare en el lago Brienz. Se

ubica en una depresión interdistributaria (568 msnm) en el centro de la llanura deltaica y tiene la particularidad de encontrarse en una posición distal con respecto a los canales principales del río Aare, debido a que está limitado al norte por el canal actual del Aare y al sur por un paleocanal (Figura 5.1c).

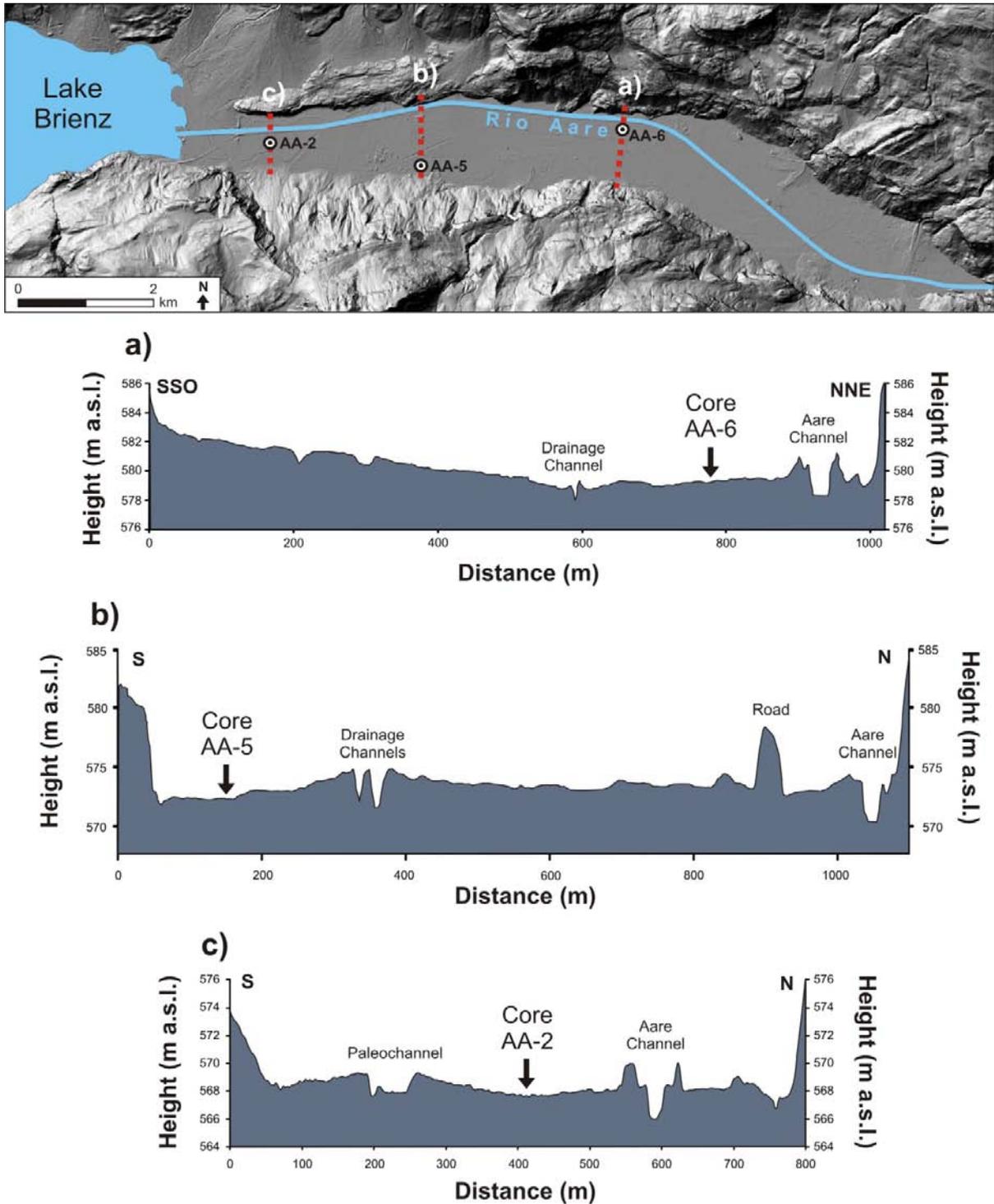


Figura 5.1 – Localización de los testigos sedimentarios y perfiles topográficos transversales de los lugares de sondeo. MDT: SwissTopo, 2005.

5.2 Cronología de los sedimentos

En los tres testigos analizados se han obtenido un total de 17 edades ^{14}C calibradas. Su distribución varía de acuerdo con la disponibilidad de sedimentos con suficiente contenido orgánico susceptible de ser datado. La cronología en los tres registros sedimentarios estudiados se distribuye de la siguiente forma: cinco dataciones para el testigo AA-2, seis para el AA-5 y seis para el AA-6 (ver tablas 5.1 y 5.2 y Figura 5.2). En el caso del testigo AA-2 se ha descartado una datación por inconsistencia cronológica, debido a contaminación de la muestra o baja concentración de materia orgánica (Schulte *et al.*, 2009b). En el testigo AA-6 no se han incluido dos dataciones de 141 ± 144 y de 291 ± 140 años cal. BP debido a las elevadas incertidumbres de la calibración y el elevado margen de error.

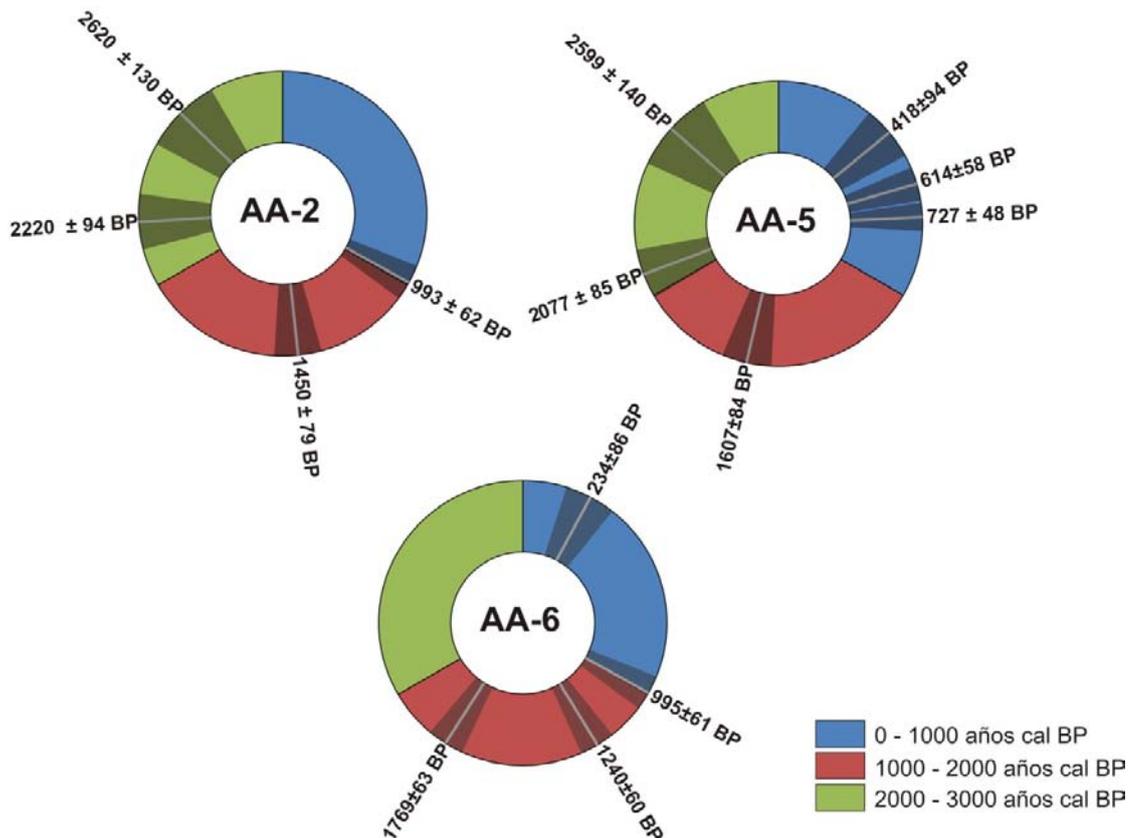


Figura 5.2 – Distribución de las edades calibradas obtenidas a partir de dataciones de ^{14}C en los tres testigos sedimentarios analizados. Las áreas sombreadas representan el intervalo de incertidumbre de cada datación.

Tabla 5.1

Dataciones por radiocarbono de muestras del valle Hasli. Las edades han sido calibradas a través del programa CALIB REV5.0.2 (Stuiver y Reimer, 1993).

Core/profile	Laboratory ID	Internal ID	Method	chronology	Material	Conventional radiocarbon age (BP)	Calibrated age (BP) (2 sigma)	Mean values and ranges derived from calibrated ages (BP)	$\delta^{13}C_{\text{‰}}$ /oo PDB
Core AA-2	Ua-3783	AA-2; 84cm	AMS		Peat & bulk sediment	1 075 ± 30	931 - 1055	993 ± 62	-28,3
	Ua-3784	AA-2; 229-230cm	AMS		Peat & bulk sediment	1 555 ± 35	1371 - 1528	1449,5 ± 78,5	-28,0
	Ua-3785	AA-2; 335cm	AMS	Rejected	Plant remain	2 175 ± 35	2105 - 2319	2212 ± 107	-26,3
	Ua-3786	AA-2; 450cm	AMS		Peat & bulk sediment	2 190 ± 30	2126 - 2314	2220 ± 94	-28,7
	Ua-3787	AA-2; 552,5cm	AMS		Plant remain	2 535 ± 35	2490 - 2749	2619,5 ± 129,5	-27,7
Core AA-5	Ua-40006	AA-5; 133-135cm	AMS		Peat	398±30	324 - 512	418 ± 94	-28,0
	Ua-40007	AA5; 192-196cm	AMS		Peat & bulk sediment	653±30	556 - 671	614 ± 5 8	-28,9
	Ua-3780	AA-5; 222-225cm	AMS		Peat & bulk sediment	810 ± 30	679 - 775	727 ± 48	-27,7
	Ua-40008	AA-5; 453.5	AMS		Peat	1675±30	1523 - 1691	1607 ± 84	-28,9
	Ua-3781	AA-5; 645-648cm	AMS		(Wood)	2 120 ± 40	1992 - 2161	2076,5 ± 84,5	-26,7
	Ua-37982	AA-5; 799-800cm	AMS		(Wood)	2 500 ± 35	2459 - 2739	2599 ± 140	-28,3

Tabla 5.2

Dataciones por radiocarbono de muestras del valle Hasli. Las edades han sido calibradas a través del programa CALIB REV5.0.2 (Stuiver y Reimer, 1993).

Core/profile	Laboratory ID	Internal ID	Method	chronology	Material	Conventional radiocarbon age (BP)	Calibrated age (BP) (2 sigma)	Mean values and ranges derived from calibrated ages (BP)	$\delta^{13}C_{\text{‰}}$ PDB
Core AA-6	Ua-40009	AA-6; 83,5cm	AMS		Plant remains	155±30	(-3) - 284	141 ± 144	-29,2
	Ua-40010	AA-6; 138cm	AMS		Plant fragments	243±30	148 - 319	234 ± 86	-29,5
	Ua-40011	AA-6; 158cm	AMS		Peaty	259±30	151 - 430	291 ± 140	-27,8
	Ua-40012	AA-6; 245cm	AMS		Peaty, plant remains	1085±30	934 - 1056	995 ± 61	-30,1
	Ua-40013	AA-6; 359,5cm	AMS		Wood (no soil horizon)	1325±30	1180 - 1300	1240 ± 60	-31,5
	Ua-40014	AA-6; 682,5cm	AMS		Wood (no soil horizon)	1836±30	1706 - 1832	1769 ± 63	-31,1

El estudio de la distribución de las dataciones en un perfil o en un sondeo permite identificar diferentes patrones temporales de sedimentación. El análisis detallado de la sedimentación y su evolución temporal se realizará en el apartado 7, donde se incluirán las tasas de sedimentación de los testigos y los principales procesos acumulativos que han intervenido en la génesis de la formación de los distintos horizontes de cada testigo. Sin embargo, a partir de las edades calibradas es posible detectar diferencias en la acumulación de sedimentos.

A partir de las edades calibradas presentadas en la Figura 5.2 se ha elaborado un gráfico (Figura 5.3) con la edad relativa de los sedimentos con relación a los metros sondeados. Este análisis expresa la relación entre profundidad y edad de los sedimentos. Una primera observación de la Figura 5.3 permite destacar la relativa longevidad del testigo AA-2 en comparación con los otros dos testigos. Este testigo alcanza en los seis primeros metros una edad calibrada de 2854 años BP. El testigo AA-5 contiene sedimentos hasta los 1982 años cal. BP en los seis primeros metros y el testigo AA-6, 1587 años cal. BP en la misma profundidad. Esto nos indica que a medida que nos aproximamos al ápice del delta, mayor es la tasa de sedimentación. Esta conclusión concuerda con los modelos teóricos del desarrollo de la unidad de *topset* en un delta de tipo Gilbert (Figura 5.4), donde dicha unidad se caracteriza por formar una cuña de sedimentos, más espesa en el ápice y progresivamente más delgada en las áreas distales del delta. Esta configuración expresa la relación entre la topografía de la llanura deltaica y la disminución de la capacidad de transporte del río hacia la desembocadura.

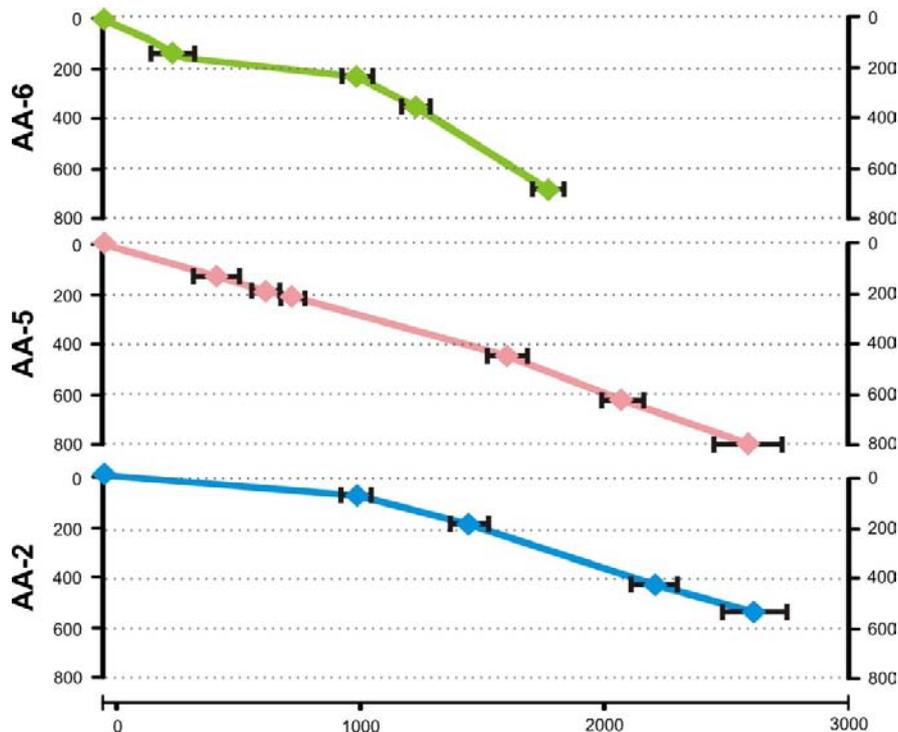


Figura 5.3 – Relación entre la profundidad y la edad de los sedimentos (de acuerdo con las edades calibradas obtenidas por las dataciones de ^{14}C). El eje de la abscisa representa las edades BP calibradas y los ejes de ordenadas las profundidades de los testigos en centímetros. Los intervalos en negro representan el error de las edades calibradas según sigma 2.

Un análisis más detallado de la distribución de edades en los testigos presentados en la Figura 5.3 permite conocer cuáles son los metros de sondeo más resolutivos. En el testigo AA-2 se puede observar la baja resolución temporal del primer metro, correspondiendo aproximadamente a 1000 años de sedimentación y contrastando con metros mucho más resolutivos como los observados entre el segundo y el quinto, caracterizados por una resolución temporal de 250-300 años de agradación en cada metro. El sexto metro vuelve a ser menos resolutivo, con una acumulación de sedimentos en un intervalo cercano a 600 años. Estas diferencias se deben principalmente a variaciones de la localización del canal principal y/o a posibles procesos de *cut and fill*.

En el caso del testigo AA-5 se verifica una homogeneidad temporal bastante considerable. Así, se observa que todos los metros tienen similar resolución temporal, variando entre 450 (tercer metro) y 200 años (sexto metro) de resolución. Esta homogeneidad es el reflejo de las características de sedimentación únicas de este testigo, en su gran mayoría sedimentos finos de decantación (ver descripción en el

punto 5.3 de este capítulo y punto 7.4.1) y es favorecida por la localización protegida y alejada de los grandes canales.

Por último, el testigo AA-6 se revela como temporalmente muy resolutivo, principalmente entre 300 años cal. BP y AD 2009 y entre 1800 y 1000 años cal. BP. Esta resolución se relaciona con las elevadas tasas de sedimentación registradas en este lugar (ver punto 7.4.1) y con el elevado aporte de materiales gruesos. Entre 1000 y 300 cal. BP ocurren muy probablemente procesos de *cut and fill*.

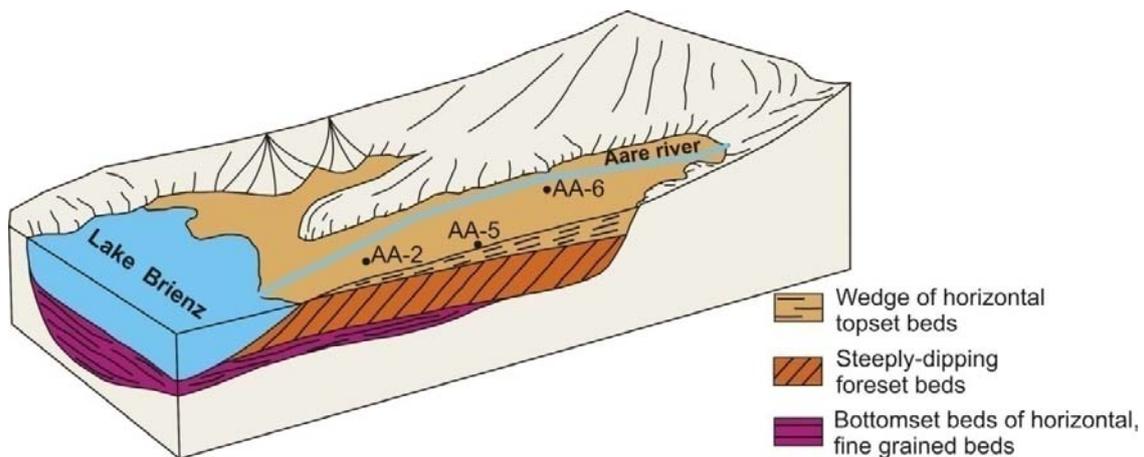


Figura 5.4 – Esquema general de la arquitectura sedimentaria del delta del Aare en el valle Hasli inferior. F. Carvalho, 2012 a partir de un modelo de Swift y Borns (1967).

5.3 Análisis litoestratigráfico

El análisis litoestratigráfico del testigo AA-2 permite constatar que se trata de un registro formado mayoritariamente por sedimentos finos (arenas finas y limos) con intercalaciones de horizontes orgánicos (ver Tabla 5.3 y Figura 5.5). Cabe resaltar la presencia de horizontes potentes de gravas y arenas gruesas en el séptimo y octavo metros, que son interrumpidos de forma abrupta por series de horizontes más finos, en los metros superiores. En los dos primeros metros se observa una predominancia de horizontes orgánicos, destacando la presencia de suelos turbosos.

La sucesión de horizontes sedimentarios del testigo AA-2 (Figura 5.5) permite la identificación de un patrón de sedimentación caracterizado por secuencias sedimentarias granodecipientes. Éstas se interpretan como ciclos sedimentarios, marcados por diferencias en los procesos de sedimentación.

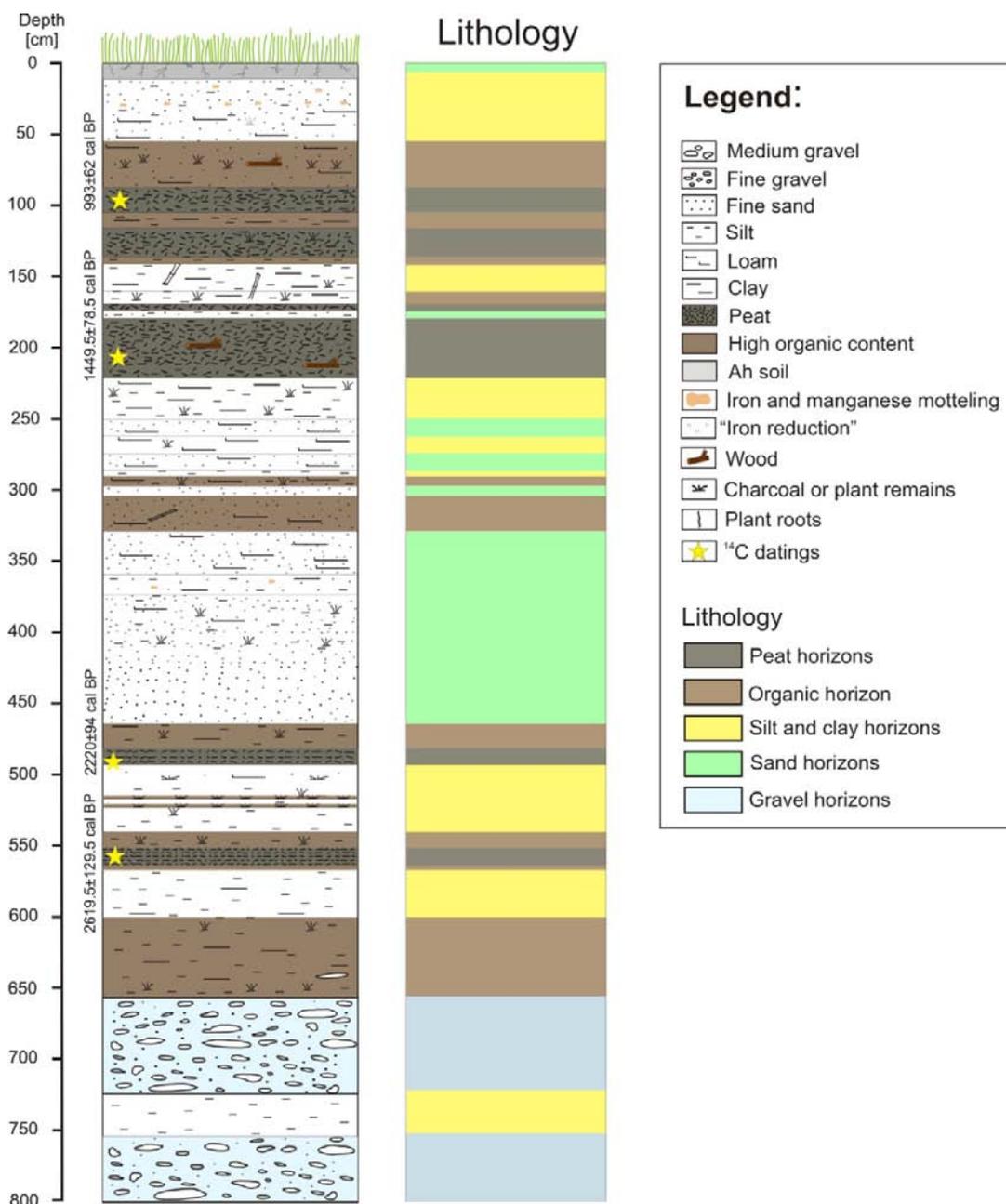


Figura 5.5 – Litoestratigrafía del registro sedimentario AA-2. Descripción sedimentológica y litoestratigráfica de L. Schulte, 2008. Leyenda según Schulte (2002).

Los ciclos sedimentarios o fases de agradación se caracterizan por una sucesión de horizontes y presentan una disminución gradual de la granulometría hacia el final de cada ciclo. Algunos ejemplos de esta sucesión granodecreciente de horizontes sedimentarios se pueden verificar entre los centímetros 720 a 541; 490 a 312, 293 a 182 y 160 a 62 (Tabla 5.3; figura5.5).

Los ciclos presentan pulsaciones de aporte de sedimentos, dominados inicialmente por arenas y gravas, relacionados con una mayor actividad fluvial. Estas

fases corresponden a depósitos de acumulación, causados por eventos de inundaciones o por la proximidad de canales principales. En una fase posterior se distingue una disminución de la actividad fluvial, normalmente asociada a la formación de bancos de sedimentos marginales (*outerbank deposits*), donde se depositan sedimentos de menor calibre. Esta fase se caracteriza principalmente por la acumulación de sedimentos del tamaño de arenas finas y limos. Por último, las fases granodecrecientes finalizan con la formación de un horizonte turboso o con elevado contenido en materia orgánica (normalmente restos de plantas). Esta fase está dominada por una mayor estabilidad del canal (muy pocos aportes sedimentarios) y se relaciona directamente con fases menos activas de la dinámica fluvial. La formación de horizontes orgánicos requiere de esta estabilidad sedimentaria, de agradación muy lenta o ausente, favoreciendo de este modo el desarrollo de suelos ricos en materia orgánica. Los factores que controlan estas fases de estabilidad y actividad fluvial se relacionan con el caudal y la velocidad del flujo (capacidad de transporte), distancia del canal principal y factores endógenos locales como la formación de *crevasse splays*.

Es importante remarcar que este patrón cíclico de agradación también ha sido identificado en estudios efectuados en el abanico deltaico del río Lüttschine, donde también tiene lugar el mismo patrón de fases de acumulación (Schulte *et al.*, 2008 y 2009a). En el caso del Lüttschine destaca la formación de horizontes orgánicos en el centro de deposición de la llanura deltaica (Figura 3.17) con una continuidad excepcional.

El testigo AA-5 es el más profundo de los sondeos analizados en este capítulo y se encuentra formado principalmente por horizontes de limos, arenas finas y turba (Figura 5.6). También destaca la inexistencia de horizontes de gravas significativos. Cabe resaltar la importancia del contexto geomorfológico de cada testigo sedimentario, puesto que condiciona en gran parte el tipo de sedimentos encontrados. Como ha sido referido en el punto 5.1, la ubicación del testigo AA-5, alejada de los canales principales, favorece la existencia de sedimentos finos y la presencia de más horizontes orgánicos en comparación con los otros testigos analizados.

El medio sedimentario relativamente estable que caracteriza este testigo proporciona una acumulación relativamente uniforme de sedimentos finos. De un

modo general se puede considerar que el principal aporte sedimentario ocurre a través de las inundaciones anuales.

A pesar de encontrarse su ubicación muy cerca de la vertiente sur del valle no se detectan horizontes de sedimentos angulosos considerables, que puedan ser atribuidos a material proveniente de movimientos gravitatorios de las vertientes. Las únicas excepciones son dos niveles de gravas angulosas de roca caliza a 690-695 y 774-778 cm de profundidad. Debido a la escasa representatividad de estos depósitos (apenas el 0,9% de las facies encontradas en todo el testigo) se descarta la influencia de flujos de derrubios o deslizamientos considerables en las vertientes cercanas, durante los últimos 3000 años.

Existen capas sedimentarias donde se detecta la presencia de materiales gruesos (arenas gruesas con algunas gravas) pero con características marcadamente fluviales (sedimentos rodados). En la base del sondeo, entre los 1000 y 964 cm se encuentra un horizonte caracterizado por sedimentos franco-arenosos con la presencia poco frecuente de pequeñas gravas, inferiores a 1 cm de diámetro. Entre 740 y 696 cm destaca la presencia de un lecho de arenas medianas y gruesas. Entre 630 y 550 cm se observa un lecho compuesto por arenas finas y medianas, con un nivel de arenas gruesas entre 593 y 586 cm. Los horizontes situados entre 425 y 240 cm están constituidos por arenas medianas y gruesas.

Por último, se observa un pequeño nivel de arenas gruesas y medianas entre los 51 y 40 cm de profundidad, que podrá corresponder a un evento de inundación en tiempo histórico. El modelo geocronológico indica que la edad de la base de este horizonte se sitúa en AD 1824. Esta datación correlaciona de forma coherente con un evento de inundación de elevada magnitud ocurrido en 1831 (Schulte *et al.*, 2008). Este evento se encuentra citado en fuentes documentales históricas, donde se refieren sus consecuencias catastróficas en los asentamientos poblacionales de la llanura deltaica del Lüttschine (Grossniklaus, 1957) y la importancia de los sedimentos transportados (Vischer, 2003).

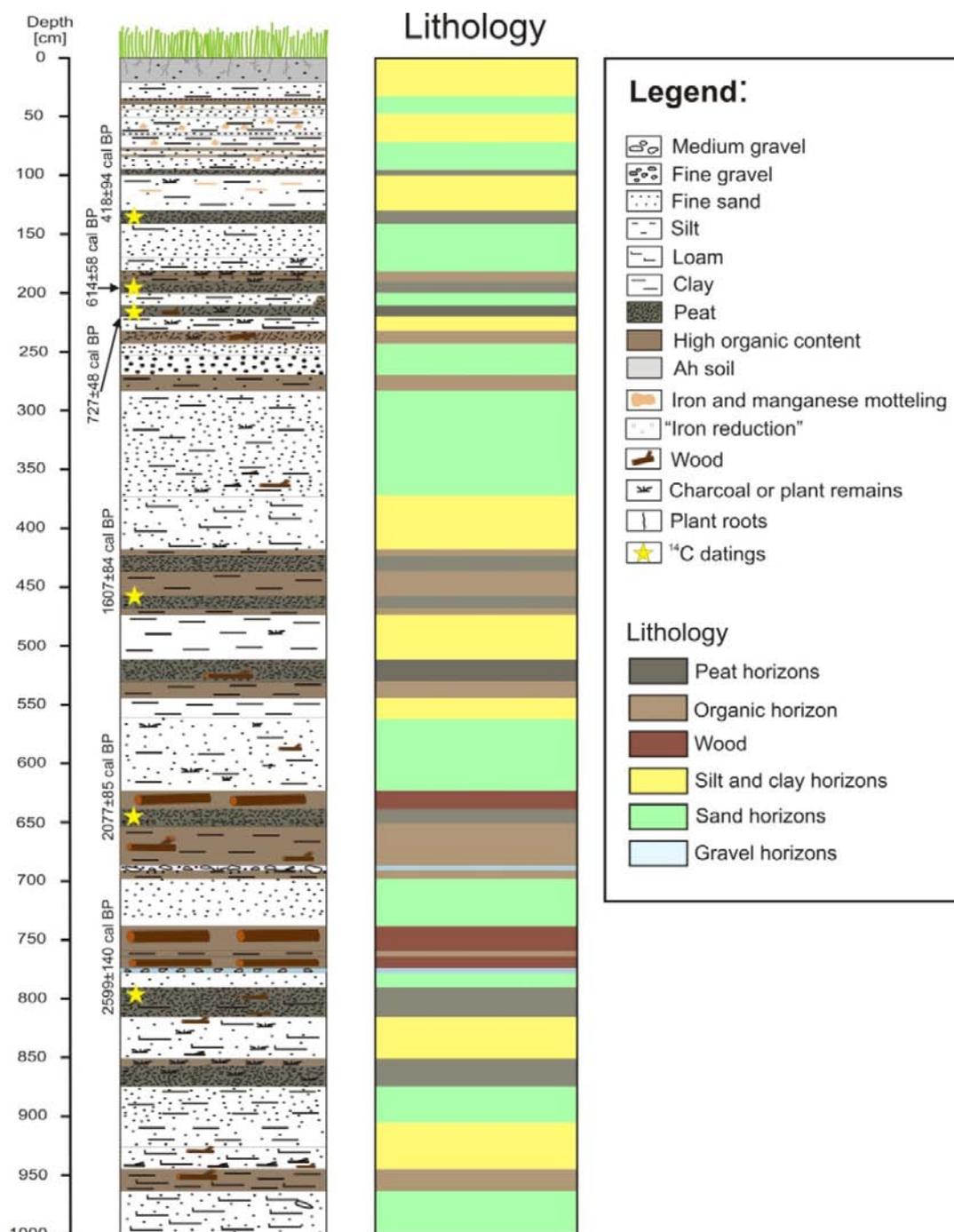


Figura 5.6 – Litoestratigrafía del registro sedimentario AA-5. Descripción sedimentológica y litoestratigráfica de L. Schulte, 2008. Leyenda según Schulte (2002).

El tipo de sedimentos (granulometría y cantidad de materia orgánica) encontrados en el registro AA-6 reflejan su localización más cercana al ápice del abanico y próxima a fuentes de aporte sedimentario laterales. Asimismo, se observa la existencia de un ambiente sedimentario más dinámico con respecto a los testigos anteriores, con la intercalación de varios horizontes de gravas, arenas y limos (ver Figura 5.7).

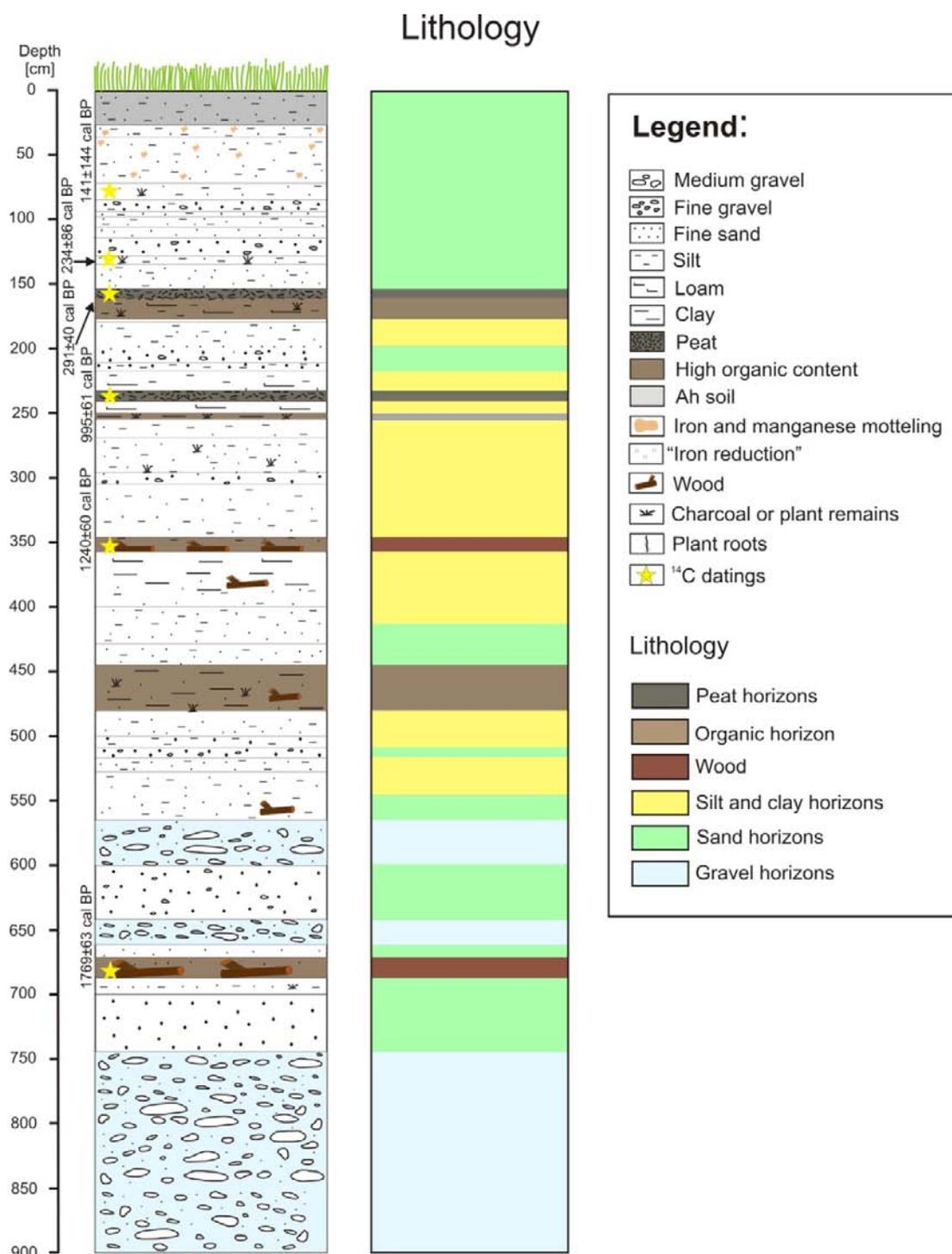


Figura 5.7 – Litoestratigrafía del registro sedimentario AA-6. Leyenda según Schulte (2002).

Una comparación con los testigos anteriores también permite observar una menor presencia de horizontes orgánicos y una mayor incidencia de materiales gruesos (arenas y gravas). Se identifican apenas dos horizontes de turba, localizados entre 153 y 160 cm y 230 y 241 cm (ver Tabla 5.5). Estos dos horizontes corresponden a un periodo comprendido entre los 995 ± 61 años cal. BP y 291 ± 40 años cal. BP y son

un indicador de fases de ausencia de grandes inundaciones en este sector del valle. Se pueden interpretar estas fases como periodos de migración del canal principal (o canales principales) hacia el extremo sur del valle.

La presencia de varios horizontes de gravas y arenas indica el carácter dinámico de este sector, dominado por el aporte sedimentario de canales cercanos. La reconstrucción de paleocanales por medio de un modelo digital del terreno de alta resolución permite verificar la existencia de por lo menos tres paleocanales cercanos a este testigo (Figura 5.8). La comparación del trazado de los paleocanales con información cartográfica histórica permite identificar el paleocanal más cercano al sondeo AA-6 como el canal principal del Aare hasta el inicio del siglo XIX. La proximidad de este canal principal es responsable de la presencia de depósitos de arenas finas y gravas en los primeros 150 cm del testigo sedimentario. La predominancia de sedimentos de esta granulometría y la proximidad al canal indican muy probablemente que esta área estaría asociada a un ambiente sedimentario del tipo *levée*.

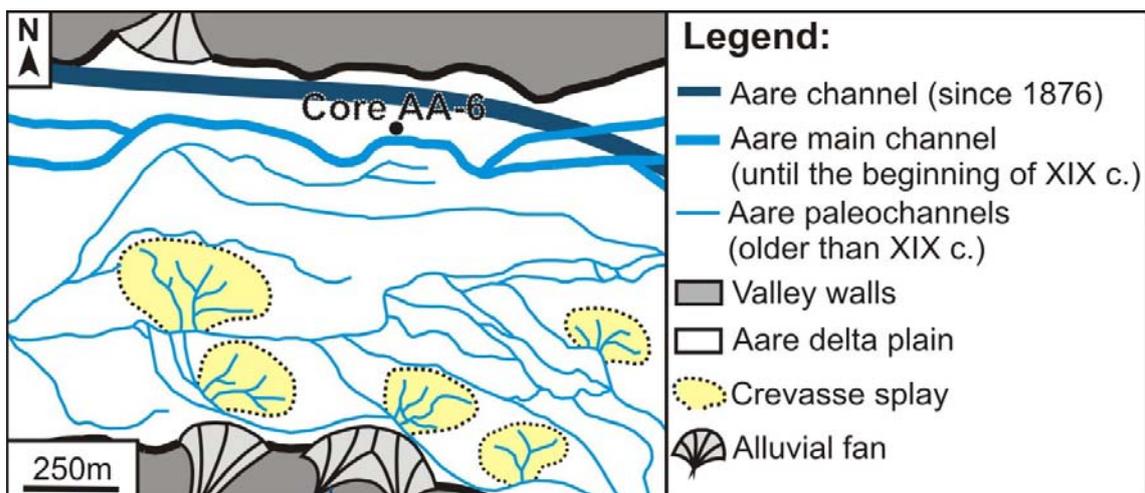


Figura 5.8 – Reconstrucción de paleocanales en el sector central de llanura deltaica del Aare. La reconstrucción se ha basado en una interpretación geomorfológica del modelo digital del terreno de alta resolución (2 x 2 m) y el análisis de la dirección del flujo a través de la aplicación del módulo *Flow direction* del ArcGis Spatial Analyst™.

5.4 Geoquímica de sedimentos fluviales

Los sedimentos fluviales analizados en el presente capítulo tienen su origen en la meteorización de las superficies rocosas aguas arriba de la llanura deltaica del Aare. Esa meteorización ocurre en estratos rocosos de diferentes orígenes y características (ver punto 3.2.2). A través del análisis geoquímico se puede relacionar las diferentes

composiciones químicas de los sedimentos con su origen (Nesbitt y Young, 1996; Van Helvoort, 2003; Schulte *et al.*, 2004, 2008 y 2009a).

Como sería de esperar los resultados de la geoquímica también reflejan cierta dependencia de la granulometría de los sedimentos. De este modo es posible identificar cambios en la respuesta de la geoquímica de acuerdo con la proporción de materiales finos. En esta fracción más fina los minerales de arcilla son fácilmente degradables, por lo que la edafogénesis podría generar una respuesta significativa en la señal de la geoquímica. Por otro lado, en la fracción más gruesa y en sedimentos de origen cristalino, los granos de cuarzo, más resistentes a la meteorización, reflejan elementos como el silicio (Si).

5.4.1 Análisis de fluorescencia de rayos-X convencional

En relación con lo expuesto anteriormente se ha determinado cuáles son los elementos químicos más representativos de los sedimentos del valle Hasli. Para ello se han utilizado los resultados del análisis de fluorescencia de rayos-X convencional en algunas muestras del testigo AA-2 (ver descripción del método y muestras analizadas en el punto 4.3.2). El análisis de estos datos permite determinar el porcentaje de cada elemento mayoritario en el total de la muestra en análisis.

La relación entre el promedio de las 41 muestras analizadas y los elementos químicos mayoritarios se expone en la Tabla 5.6. Lo más destacable de estos resultados es la constatación de la importancia del sílice en el promedio general de los sedimentos estudiados. De hecho, este promedio demuestra que el Si forma parte de más del 50% del total de elementos.

El análisis de la Tabla 5.3 también permite destacar la importancia de elementos del grupo de los metales, como el aluminio (Al), hierro (Fe) y potasio (K) que, conjuntamente con el Si, corresponden a aproximadamente el 80% de los elementos químicos encontrados. Este resultado indica una fuerte contribución de cuarzo y también de aluminosilicatos en los sedimentos fluviales analizados. Hecho que está en conformidad con el origen mineralógico de las rocas del sector cristalino situado aguas arriba de la llanura deltaica (ver Figura 3.11). Cabe también señalar la elevada variabilidad del Si y el Al, con una desviación estándar de 10,33% y 2,62% (Tabla 5.3),

explicada por las elevadas concentraciones de estos elementos en la mayoría de los sedimentos de este valle.

Otra consideración importante consiste en la relación existente entre la componente mineral de los sedimentos y su respuesta en la geoquímica. Los trabajos de Schulte *et al.* (2008 y 2009b) han identificado que por ejemplo los minerales de biotita y clorita (presentes principalmente en rocas cristalinas) se asocian a elevadas concentraciones de Fe, Ti, K y Mg. Otro ejemplo consiste en los minerales de biotita, moscovita y feldespatos, que se relacionan con elevadas concentraciones de K.

Tabla 5.3

Promedio y desviación estándar de los elementos mayoritarios de 41 muestras del testigo AA-2 (consultar el punto 4.3.2 para más referencias sobre el método).

Elements (%)	Fe	Mn	Ti	Ca	K	P	Si	Al	Mg	Na
Mean	5,47	0,08	0,74	1,78	3,32	0,18	56,00	14,76	2,22	2,31
SD	1,22	0,02	0,13	0,24	0,61	0,02	10,33	2,62	0,53	0,56

Además de proporcionar información cuantitativa sobre los elementos químicos mayoritarios en los sedimentos estudiados, la aplicación del método de fluorescencia de rayos-X convencional también ha permitido la comparación entre estos resultados cuantitativos (porcentaje de elementos químicos mayoritarios) con los resultados del escaneo de fluorescencia de rayos-X (estimaciones semicuantitativas de la concentración absoluta de los elementos químicos en contajes totales). Para un mejor entendimiento de las diferencias de ambos métodos ver el punto 4.3.2.

Esta comparación se ha realizado en muestras del mismo testigo sedimentario y se procedió a un análisis comparativo de los elementos químicos Al, Si, Fe, Ca y Ti. La elección de estos elementos se ha efectuado según dos criterios: 1) los elementos químicos que se consideran más importantes para el análisis geoquímico de la dinámica fluvial y para el análisis del origen de los materiales (cristalino vs. carbonatado); 2) los elementos caracterizados por contajes por área suficientemente elevados y sensibles a variaciones de la sedimentación. Los resultados de esta comparación se presentan en la Tabla 5.4 y en la Figura 5.9.

Tabla 5.4

Coefficientes de correlación entre el método XRF convencional y el método de escaneo de XRF, elaborados para el testigo sedimentario AA-2. Los valores en rojo indican los coeficientes más bajos y los valores en verde, los más elevados.

		Chemical elements				
		Al	Si	Fe	Ca	Ti
Correlation coefficient	Sand layers	0,61	0,16	0,68	0,39	0,61
	Organic layers	0,61	0,56	0,56	0,75	0,77
	Silt and clay layers	0,6	0,22	0,84	0,74	0,72
	All layers	0,7	0,61	0,81	0,6	0,79

La correlación entre ambos métodos muestra coeficientes positivos elevados (Correlación para todas las unidades estratigráficas, *All layers*, Tabla 5.4), con valores iguales o superiores a 0,6 de coeficiente de correlación. Destacan el Fe y el Ti, con 0,81 y 0,79 respectivamente. La comparación de la respuesta de cada método en relación a los horizontes sedimentarios principales permite verificar que, de un modo general, los horizontes de arena presentan correlaciones más bajas, mientras que los horizontes orgánicos presentan los coeficientes de correlación más elevados. Esta diferencia entre la granulometría de sedimentos demuestra la importancia del estado de la superficie del testigo en el método de escaneo de XRF. Así, se constata que cuanto más fino es el sedimento (entiéndase también como superficie más plana y con menos imperfecciones) mejor será la respuesta del detector de rayos-X y, posteriormente, mejor la aproximación a los valores reales de cada elemento químico.

Cabe señalar que elementos como el Si y el Ca, significativos para entender la procedencia de los sedimentos, no presentan correlaciones relevantes en unidades de arenas, 0,16 y 0,39 respectivamente. Esto plantea un problema metodológico, ya que por ejemplo los granos de arena procedentes de la cuenca cristalina están compuestos por cuarzo (Si) y deberían presentar respuestas similares en ambos métodos. Debido a este problema, se considera prudente tener en cuenta un elevado rango de error en la respuesta de la geoquímica en unidades de arenas analizadas por el *XRF scanner*.

El análisis de la Figura 5.9 permite identificar que las tendencias generales de cada elemento químico son acompañadas por el método convencional y por el método de escaneo, verificándose que los extremos (valores máximos y valores mínimos) son observados en ambos métodos.

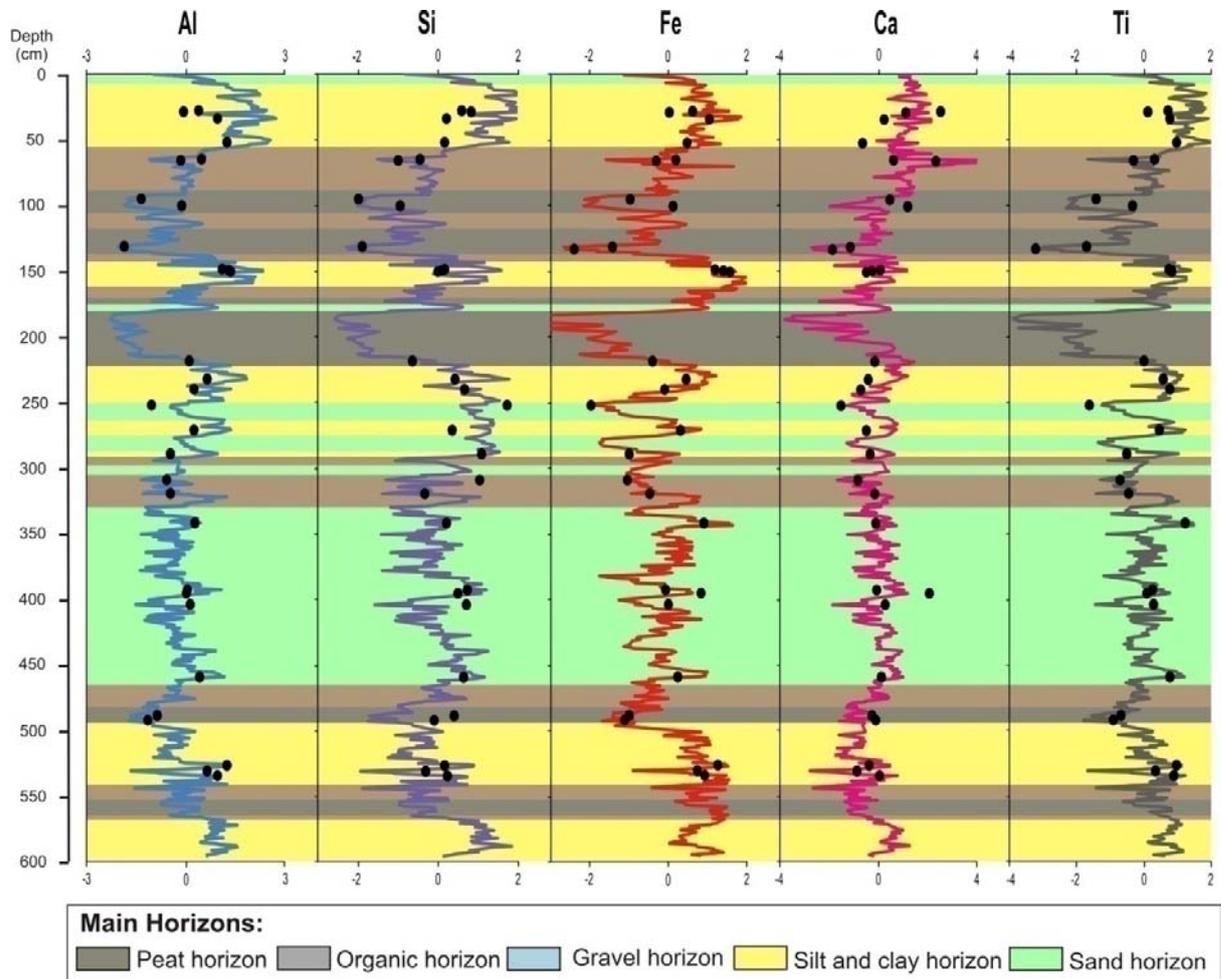


Figura 5.9 – Geoquímica de los sedimentos fluviales del testigo AA-2 (0-600 cm de profundidad). Comparación entre el método de XRF convencional (puntos negros) y el método de escaneo de XRF (líneas en color). Valores de ambos métodos en unidades tipificadas.

5.4.2 Influencia de procesos hidromorfos

La influencia del acuífero en la geoquímica ha sido identificada mediante el análisis de la variación del calcio a distintas profundidades. A pesar de que cerca del 35% de la cuenca está compuesta por roca carbonatada y de que el valle Hasli está situado en substratos compuestos por calizas y margas del Jurásico (Tabla 3.1 y Figura 3.8), se observa una concentración muy baja del calcio (Ca). La Tabla 5.6 muestra que para el testigo AA-2 el promedio del porcentaje de este elemento no supera el 2%. Los restantes testigos presentan la misma tendencia.

La existencia de concentraciones de carbonatos sorprendentemente bajas en el valle Hasli contrasta con los valores observados para la cuenca del río Lüttschine. En el caso de los sedimentos de esta llanura deltaica se observa una mayor respuesta de los carbonatos, con valores promedio oscilando entre 10 y 20% (Schulte, 2009a). El hecho que el 64% de esta cuenca se encuentre compuesto por rocas carbonatadas explica en parte las diferencias encontradas con la cuenca superior del Aare (35% de la cuenca). Sin embargo, las bajas concentraciones encontradas en el valle Hasli no se explican sólo por las diferencias litológicas.

El hecho de que en los primeros metros de los testigos AA-2, AA-5 y AA-6 se detecte una mayor respuesta de los carbonatos (Figura 5.10) indica que hay algún otro factor que juega un papel principal en la concentración de los carbonatos. El análisis de la Figura 5.10 permite constatar que la concentración del Ca no es uniforme a lo largo del mismo testigo sedimentario. En los primeros metros se observa una concentración y una variabilidad más elevada que en sedimentos más profundos.

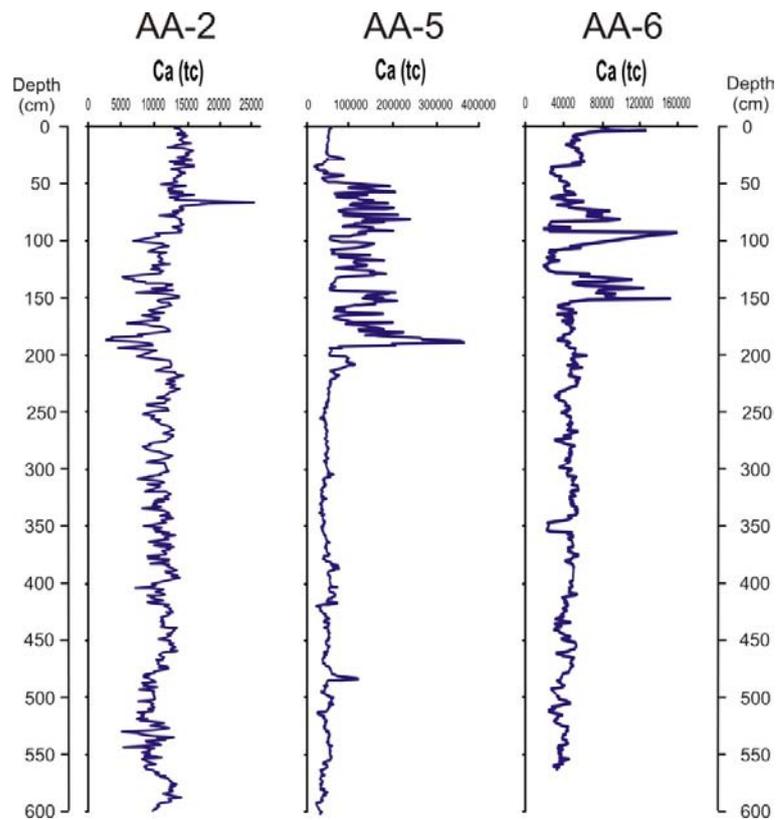


Figura 5.10 – Concentraciones de Calcio (Ca) en los tres testigos analizados.

La existencia de una concentración de carbonatos muy baja y de diferencias de la respuesta de este elemento a distintas profundidades parece indicar una influencia del acuífero, que actúa como un agente de lavado de carbonatos y transporte de los mismos. La comparación de las variaciones del Ca en la Figura 5.10 con las profundidades del acuífero presentadas en la Tabla 5.5, indican la existencia de un nivel del agua subterránea bastante elevado, llegando incluso a alcanzar profundidades estacionales inferiores a un metro en todos los sondeos analizados. Esta presencia de agua subterránea puede provocar procesos de lixiviación y la consecuente disminución de la variabilidad de este elemento químico a mayores profundidades.

Los testigos AA-5 y AA-6 presentan curvas de Ca bastante similares, con una pérdida de la señal geoquímica a aproximadamente dos metros de profundidad. Por otro lado, el registro AA-2 presenta una respuesta del Ca prácticamente homogénea, con contajes del detector de XRF bastante bajos, cuando son comparados con los restantes registros sedimentarios. Esto se debe muy probablemente a la influencia de las fluctuaciones del nivel freático, controladas por los cambios del nivel del lago Brienz.

Tabla 5.5

Altitud en metros snm de los lugares de sondeo y nivel mínimo y máximo del acuífero en los mismos. La Información del nivel del acuífero responde a dos mediciones en 28.01.92 (mín.) y 26.11.92 (máx.). Datos del nivel del acuífero según Valle (1994).

	Approximate terrain altitude	Low aquifer depth	High aquifer depth
AA-2	567,7	566	567
AA-5	572,6	571	572
AA-6	579,1	578	579

La influencia hidrómorfica en los elementos químicos puede también estar relacionada con aumentos en la concentración del Fe y el Mg. Algunos de los picos de Fe registrados en los testigos AA-5 y AA-6 pueden estar de este modo relacionados con la circulación de agua subterránea, que actúa como agente de transporte de arcillas ricas en Fe y también condicionando los procesos de oxidación/reducción, dependientes de la variación del nivel freático.

5.4.3 Análisis sedimentario

Las figuras 5.11, 5.12 y 5.13 permiten observar la relación existente entre los horizontes sedimentarios de los tres testigos analizados con el porcentaje de materia orgánica (OC), los principales elementos químicos, la susceptibilidad magnética y la granulometría.

En el caso del testigo AA-2 (Figura 5.11), se puede observar que los valores máximos de OC corresponden a horizontes de turba en los primeros metros del testigo, llegando a distinguirse valores en torno al 45% de materia orgánica. En capas más profundas existen muy pocos horizontes orgánicos, siendo el OC significativo en dos horizontes turbosos entre los centímetros 490 a 498 y 541 a 564. La presencia de materia orgánica afecta el comportamiento de las restantes variables. Por ejemplo, la susceptibilidad magnética tiene sus valores más bajos en los horizontes de turba de los centímetros 91 a 102, 111 a 139 y 182 a 222. Esto se debe a la escasa fracción mineral de estos horizontes. Aproximadamente a partir de 250 cm el indicador de susceptibilidad magnética produce valores muy homogéneos, destacando únicamente pequeñas variaciones en horizontes de turba o cuando existe un incremento ligero en el porcentaje de materia orgánica.

El análisis de la granulometría permite constatar, por ejemplo, que los horizontes más orgánicos son los que tienen un mayor porcentaje de arcillas. Se observa que de una forma general los primeros dos metros son dominados por fracciones más finas. Entre los 250 y 520 cm predominan sedimentos más gruesos, observándose varios picos de porcentaje elevado de limos gruesos y arenas. En los metros inferiores vuelven a dominar las fracciones más finas hasta los 654 cm, con especial incidencia entre los 546 y 623 cm, con horizontes de limos finos. Entre los 654 y los 800 cm dominan horizontes gruesos de gravas y arenas.

La respuesta de los componentes químicos revela también una relación estrecha con la granulometría y con la cantidad de materia orgánica. Por ejemplo, los valores más elevados de Al y Si se obtienen en sedimentos con mayor cantidad de limos gruesos y arenas. En todos los elementos presentados en la Figura 5.10 se identifica una relación inversamente proporcional al contenido de materia orgánica.

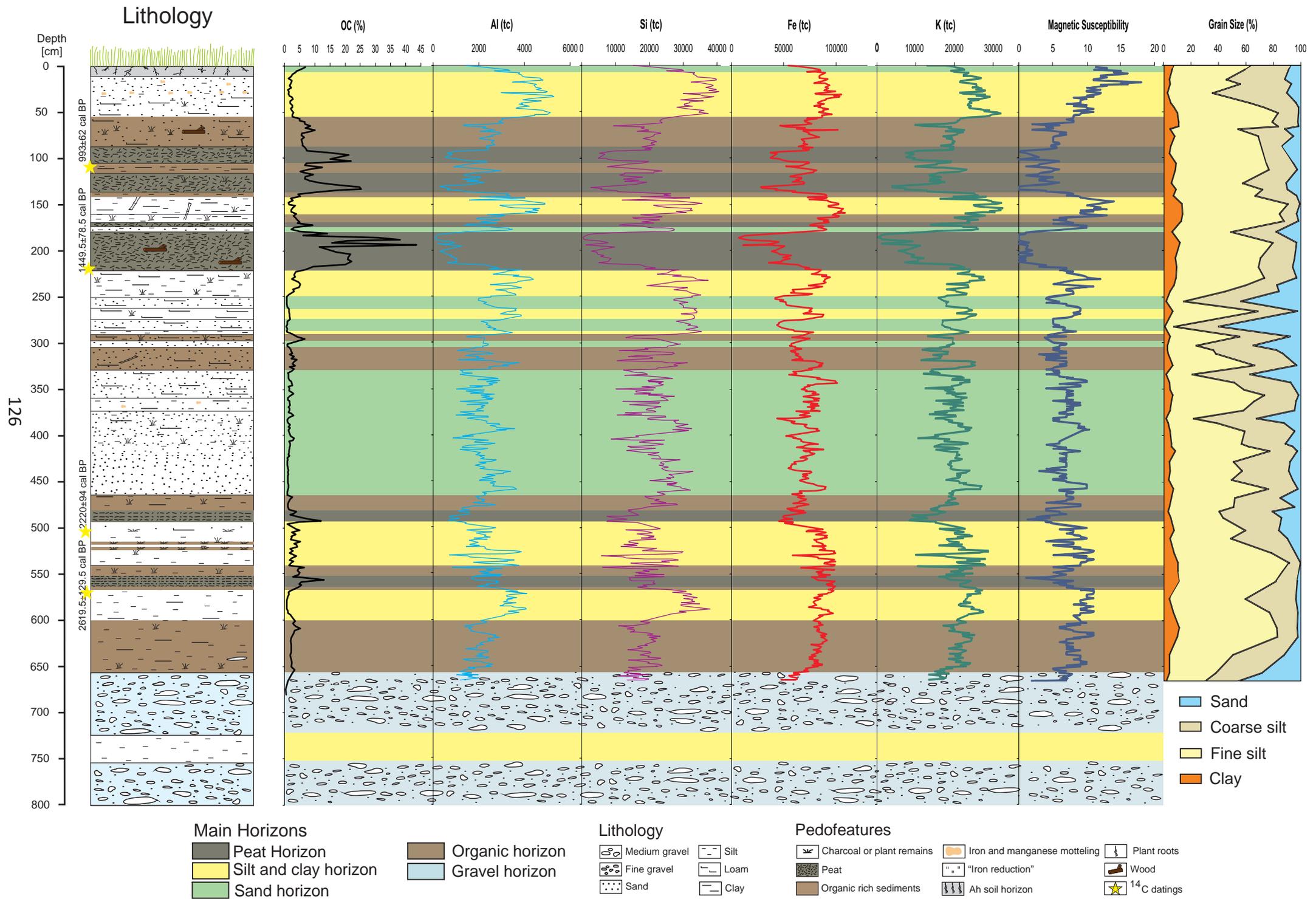


Figura 5.11 - Geoquímica del testigo sedimentario AA-2

El análisis de la Figura 5.12 permite caracterizar la geoquímica de los horizontes sedimentarios del testigo AA-5. En este testigo destaca la presencia de varios horizontes orgánicos. De forma general, los horizontes turbosos no presentan un porcentaje de materia orgánica muy elevado, con valores medios situándose en torno al 12% de OC. Los valores máximos de OC se encuentran en el horizonte turboso entre los 421 y 430 cm.

La granulometría presenta una variabilidad bastante elevada, con una marcada presencia de partículas de mayor tamaño como limos gruesos y arenas finas. El aumento de materiales más finos corresponde a los horizontes con mayor cantidad de materia orgánica. Los horizontes con mayor cantidad de limos finos y arcillas se sitúan entre los centímetros 641 a 689 y 370 a 561. En estos horizontes el porcentaje medio de limos y arcillas se sitúa en torno al 35%. También se observa la existencia de pequeños horizontes con la misma proporción de materiales finos en los primeros dos metros del testigo.

Los horizontes más gruesos se localizan predominantemente en los últimos metros, concretamente en los centímetros 958 a 1000, 873 a 904, 698 a 740 y 561 a 623. En estos horizontes el porcentaje medio de limos gruesos y arenas está alrededor del 82%, superando la presencia de arenas finas normalmente el 50% de los materiales analizados.

En los elementos químicos se verifican las mismas respuestas que en el testigo anterior. Es decir, las grandes variaciones de la geoquímica parecen estar controladas por la cantidad de materia orgánica y por la granulometría de las partículas. Los elementos Al y Si revelan una respuesta análoga, con valores más elevados en horizontes franco-arenosos.

La susceptibilidad magnética presenta oscilaciones máximas entre los 10 y $18 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$. Los picos de estos valores se localizan generalmente en horizontes con una elevada cantidad de limos y arcillas. Esto ocurre por un lado debido a la existencia de una relación entre el Fe y los horizontes de arcilla (Stucki, 2013), y por otro debido a la elevada concentración de la fracción mineral en comparación con los horizontes orgánicos. Los valores más bajos son inferiores a $5 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$ y corresponden normalmente a horizontes ricos en materia orgánica.

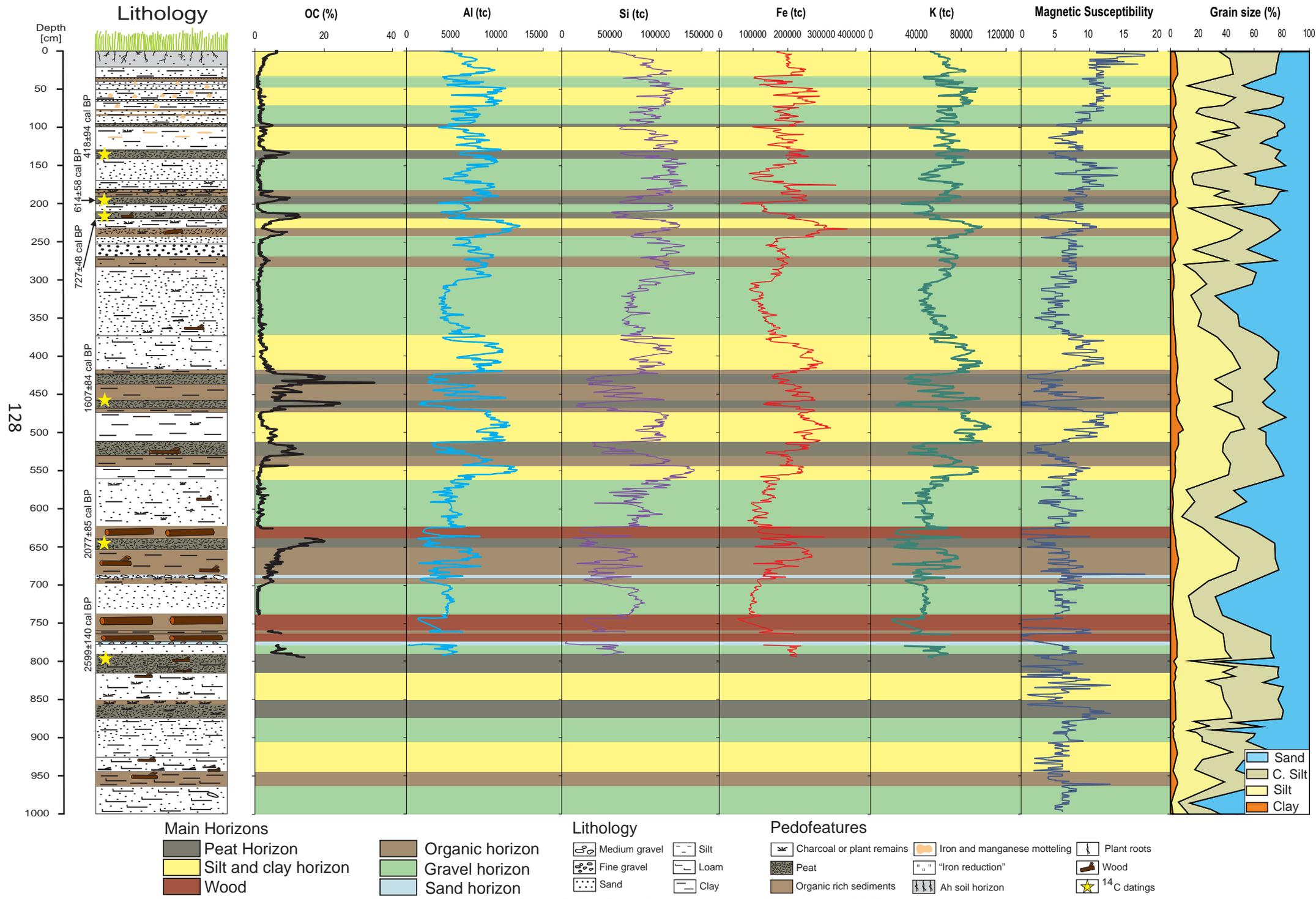


Figura 5.12 - Geoquímica del testigo sedimentario AA-5

El análisis de los elementos químicos y sedimentarios de la Figura 5.13 permite destacar el testigo AA-6 como el que presenta un mayor porcentaje de materiales gruesos de los tres testigos analizados. La granulometría de este registro muestra en su amplia mayoría, horizontes con más del 50% de limos gruesos, arenas y gravas. Los horizontes de gravas están presentes de forma significativa en los últimos dos metros.

Por lo que se refiere a horizontes marcadamente más finos, se distinguen niveles en los cuales los limos finos y arcillas constituyen aproximadamente el 40% de los materiales. Estos horizontes se identifican entre los centímetros 450 a 478, 356 a 414, 221 a 260 y 25 a 30.

Este testigo destaca también por la escasa presencia de horizontes orgánicos. El indicador de materia orgánica RABD⁵¹⁰ señala predominantemente cinco zonas de mayor concentración de materia orgánica. Estos horizontes se sitúan entre los centímetros 447 a 478, 347 a 399, 230 a 256, 153 a 175 y en los 60 centímetros iniciales.

El indicador de la susceptibilidad magnética oscila entre los 41 y $0 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$, indicando una variabilidad más acentuada que en los registros anteriores. Esta variabilidad es principalmente evidente por la existencia de picos con valores máximos más destacados. Las respuestas más elevadas poseen valores por encima de los $15 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3/\text{kg}$ y se sitúan entre los centímetros 658 a 666, 341 a 364, 138 a 153 y 85 a 104. Los valores más bajos corresponden una vez más (igual que en los testigos anteriores) a horizontes marcados por una presencia de materia orgánica más pronunciada.

Los elementos químicos representados en la Figura 5.13 indican por un lado la influencia de la granulometría y de la materia orgánica en elementos químicos como el aluminio y el sílice. Estos elementos presentan una variabilidad más elevada en horizontes con mayor contenido en limos gruesos y arenas. El hierro presenta normalmente sus valores más elevados en horizontes con un mayor porcentaje de arcillas. Esta relación es bastante evidente en los horizontes comprendidos entre los centímetros 447 a 478 y 138 a 198.

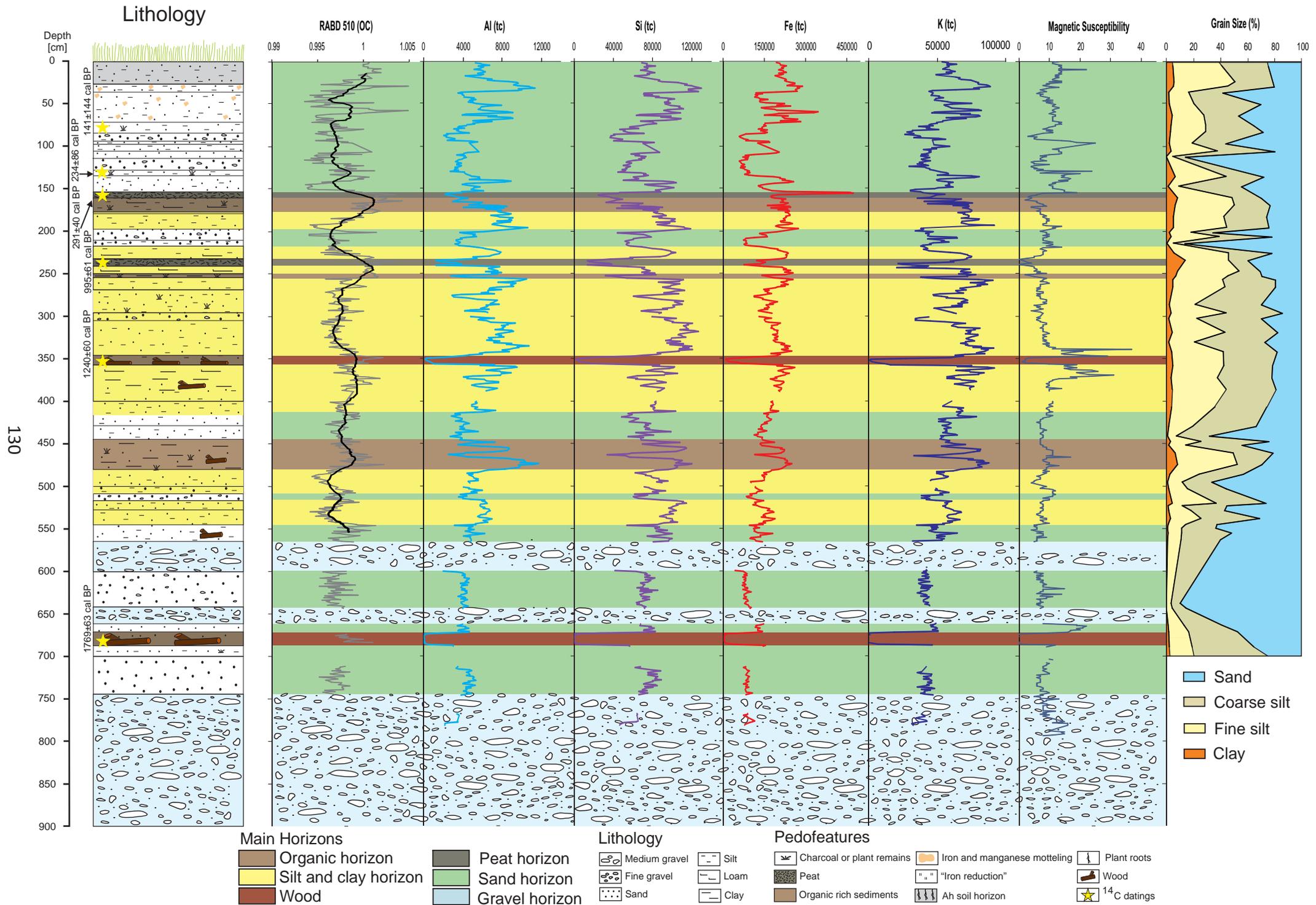


Figura 5.13 - Geoquímica del testigo sedimentario AA-6

5.4.4 Tendencias sedimentarias

Las conclusiones del análisis de las tendencias sedimentarias se centran en las relaciones observadas entre los elementos químicos con el porcentaje de carbono orgánico, la granulometría y la susceptibilidad magnética.

A partir del análisis de la curva del carbono orgánico (% OC) se puede identificar, en todos los testigos, los cambios entre horizontes de turba o con elevado contenido orgánico y los horizontes dominados por gravas, arenas o limos, con menor porcentaje de OC. Se observan con bastante claridad los límites de todos los horizontes turbosos, que presentan los valores más elevados de OC. Dependiendo del tipo de horizonte los valores de OC varían de forma considerable: los horizontes de arenas y gravas son los que presentan los valores más bajos. Teniendo en cuenta las variaciones medias observadas para los tres testigos, se verifica que los valores de OC fluctúan alrededor de 0,5% en horizontes de arenas sin restos orgánicos y pueden alcanzar porcentajes superiores al 30% en los horizontes de turba.

La curva de la susceptibilidad magnética registra la fracción de sedimentos inorgánicos. Los valores más bajos se relacionan con horizontes de turba, revelando así la existencia de porcentajes de fracción mineral muy bajos en estos horizontes.

A pesar de la tendencia generalizada descendiente de la respuesta de los elementos químicos mayoritarios en horizontes de turba, se verifica por otro lado que metales como el fósforo (P), el plomo (Pb) o el zinc (Zn) presentan concentraciones más elevadas en horizontes con mayor contenido en materia orgánica (ver figuras 5.11, 5.12, 5.13). El aumento de estos elementos se relaciona principalmente con la capacidad que estos horizontes tienen de retener estos metales, procedentes del lavado de los horizontes superiores.

De acuerdo con lo referido anteriormente, los horizontes orgánicos están relacionados con fases de estabilidad fluvial, marcados por una agradación poco significativa. En el caso concreto del testigo AA-5, la abundancia de horizontes orgánicos puede explicarse por su localización, ya que se ubica en uno de los extremos del fondo de valle, protegido por un promontorio rocoso aguas arriba y alejado de canales fluviales principales (Figura 5.1). En los restantes testigos, la existencia de fases de formación de turba representa periodos de estabilidad temporal o de un alejamiento de los canales fluviales.

Otro indicador de estas fases de estabilidad es el porcentaje de arcillas, ya que la deposición de estos materiales se asocia a bajas velocidades del flujo. En todos los testigos el porcentaje de sedimentos con esta granulometría (inferior a 2 μm) no supera los 15% (13,9% en el testigo AA-2; 8,8% en el testigo AA-5 y 14,2% en el testigo AA-6). Sin embargo, su análisis permite identificar fases de mayor estabilidad porque la sedimentación a partir de un flujo de mayor energía puede interpretarse como un alejamiento del canal principal o una menor actividad fluvial (frecuencia de inundaciones).

De un modo general, el Al y el Si presentan variaciones idénticas en todos los testigos. Se verifica que estos elementos tienen una relación bastante vinculada con la textura y con el contenido de materia orgánica de los sedimentos. Se observa un patrón marcado en los cambios de horizontes mayoritariamente compuestos por arenas y los horizontes dominados por limos. De forma general, se puede determinar que en los horizontes de arenas los valores de Al y Si bajan mientras que en los horizontes de limos tienen una respuesta inversa. Esta relación se basa por un lado en el elevado contenido en Al de las arcillas y micas. Diversos estudios han fundamentado este patrón, destacando su utilización como *proxy-data* para las fracciones más finas (Van Helvoort, 2003).

Las variaciones mostradas por la curva del Si evidencian fenómenos de acumulación de menor intensidad, usualmente relacionados con la sedimentación marginal, alejada del canal principal (*outerbank deposits*). Los depósitos de este tipo están normalmente caracterizados por ciclos de sedimentación granodecipientes, formados por horizontes de grano más grueso en la base, cambiando progresivamente hacia sedimentos más finos en el techo de cada fase (limos). En el testigo AA-5 se observa claramente la correlación positiva entre el Si y los horizontes de limos y arcillas, por ejemplo en los horizontes: 50-74 cm; 130-135 cm; 255-260 cm; 280-300 cm; 360-410 cm; 475- 505 cm.

El Al y el Si también muestran una respuesta distinta en los horizontes orgánicos: por un lado presentan valores muy bajos en los horizontes de turba; por otro lado, en horizontes con bajo contenido en OC (horizontes no turbosos) tienen una respuesta más elevada, presentando también una notable variabilidad. Normalmente la fracción

mineral de los horizontes orgánicos se encuentra relacionada con arcillas y limos, lo que está vinculado principalmente a la presencia de filosilicatos.

También se ha podido observar que el contenido en Fe tiene una respuesta sincronizada con estas fases estables. Las variaciones de la curva de Fe presentan correlaciones elevadas con las variaciones del porcentaje en arcillas. Los valores más elevados de este elemento químico corresponden a situaciones de estabilidad, dominados por horizontes mayoritariamente formados por materiales finos. Además, representan el dominio de los procesos edáficos, controlados por el nivel del acuífero. Los valores más bajos de Fe se registran en horizontes dominados por las arenas. La elevada correlación entre el Fe y las arcillas refleja la incorporación de este elemento a la matriz de los minerales de arcillas (Stucki, 2013; Van Helvoort, 2003). La utilización de este elemento como *proxy* de las fracciones finas tendrá que tener en cuenta su elevada movilidad y que su concentración resulta de procesos hidromorfos relacionados con la edafogénesis.

La variación de la respuesta de los diferentes horizontes a la susceptibilidad magnética muestra en general que los valores elevados se relacionan con horizontes de limos y arcillas, mientras que en los horizontes orgánicos se observan valores más bajos. Esto nos indica que la susceptibilidad magnética puede funcionar como un indicador de la fracción mineral de cada horizonte sedimentario. Su aplicación como *proxy* de componentes minerales se ha utilizado en diversos trabajos (Thompson *et al.*, 1975). Igualmente, se observa una estrecha relación entre la susceptibilidad magnética y los metales, principalmente el Fe, indicando una dependencia de la respuesta magnética de los sedimentos a su concentración en metales.

La Figura 5.14 expone la relación entre la litología y el promedio de los valores obtenidos para los elementos químicos mayoritarios. La comparación de los valores obtenidos en los diferentes elementos refleja tendencias similares con respecto a la granulometría. En los tres testigos analizados la mayoría de los elementos obtiene contajes más elevados en las unidades de limos. Esta tendencia puede estar relacionada con un problema metodológico procedente del escaneo de XRF, ya que el escáner obtiene mejores mediciones en superficies lisas con poca rugosidad. Las unidades de limos son las que mejor se adecúan a esta premisa (ver apartado 5.4.1 para una mejor descripción de este problema).

Los resultados de las principales tendencias entre los elementos químicos de la Figura 5.14 se detallan a continuación y contribuyen a sintetizar lo expuesto en los párrafos anteriores. Los elementos Al, Si, K, Mn y Ti presentan una estrecha relación con limos y arcillas y son menos representativos en unidades de turba y de gravas. A pesar de que esta tendencia puede estar influida por el método de escaneo de XRF, también puede haber una relación con la presencia de filosilicatos.

Los horizontes orgánicos presentan contajes elevados de elementos como el Pb y el Fe, ya que funcionan como horizontes de retención de estos metales. Las unidades de limos también presentan contajes elevados de Fe, pudiendo indicar la importancia de la retención de este elemento en unidades de grano fino.

Se detecta una relación entre valores elevados de Ca con unidades de arenas y gravas. La correlación positiva entre unidades de gravas y contajes elevados de Ca es particularmente evidente en el testigo AA-5, y puede estar relacionada con la contribución de depósitos de ladera (compuestos por roca carbonatada), generados principalmente por procesos de dinámica de vertientes.

Como conclusión, los resultados expresados en la Figura 5.4 permiten relacionar la respuesta del escaneo de XRF con la granulometría de los materiales; sin embargo, las tendencias observadas parecen ser dependientes de la heterogeneidad del escaneo de XRF en las distintas unidades granulométricas. Por este motivo, el análisis paleoclimático se centrará en los cambios relativos de los principales elementos químicos, obtenido a partir del análisis factorial (ver apartado 5.4.5).

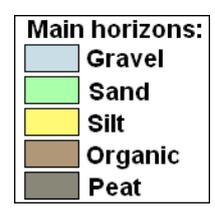
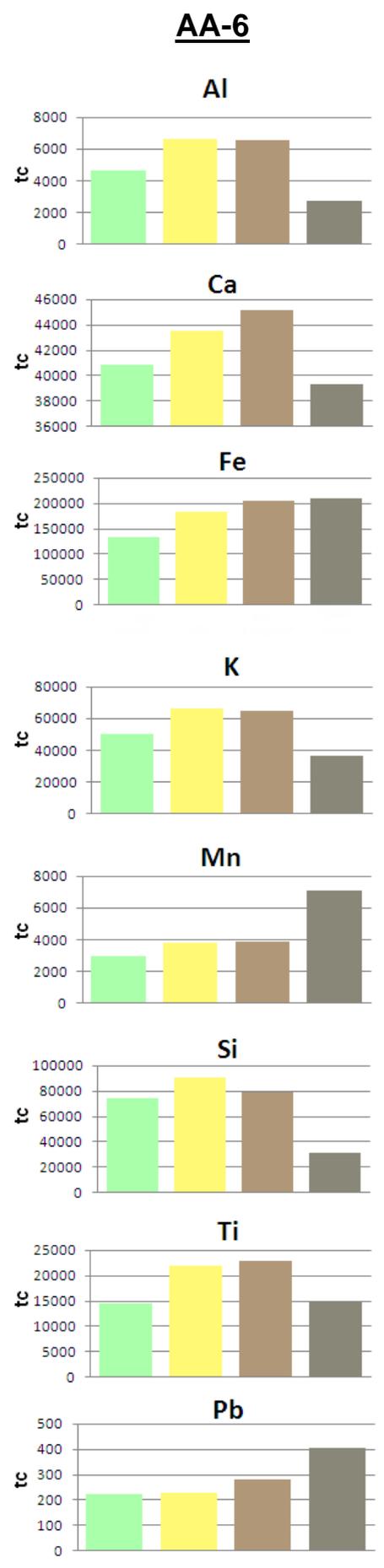
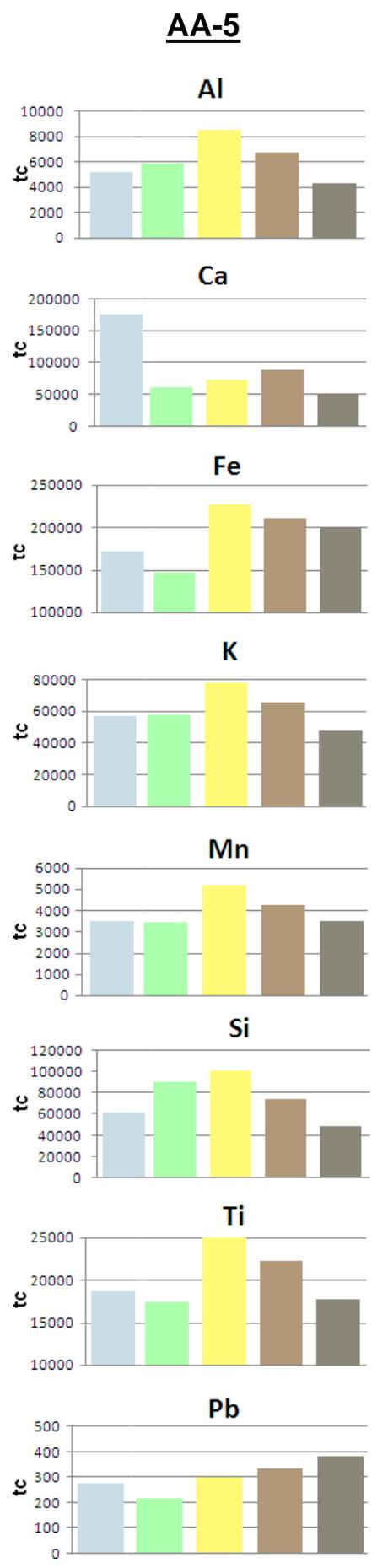
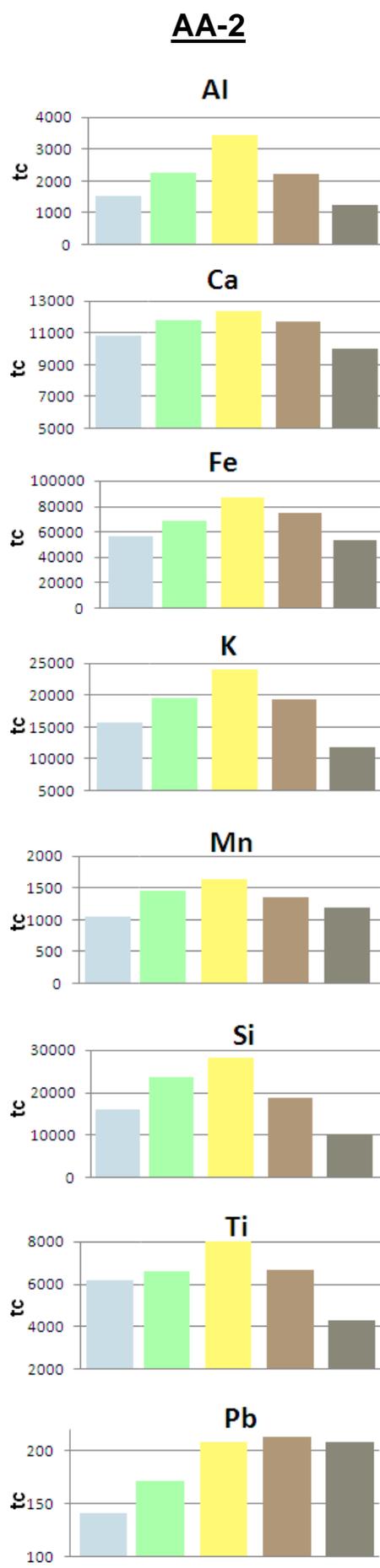


Figura 5.14 - Relación entre la litología y los principales elementos químicos (obtenidos por el escaneo de XRF). Los valores expresos constituyen el promedio observado para cada variable de acuerdo con las distintas clases litológicas

5.4.5 Análisis factorial

La Figura 5.15 muestra la distribución de los principales elementos químicos de acuerdo con los resultados obtenidos por medio de un análisis factorial de las variables geoquímicas de los tres testigos en análisis. Esta distribución permite conocer la relación entre los dos factores que mejor explican la variabilidad de la respuesta sedimentaria en los distintos niveles de agradación (factor 1 y 2). El factor 1 tiene el mayor porcentaje de explicación de la serie: 55,8% en el testigo AA-2; 45,6% en el AA-5 y 51,3% en el AA-6. El factor 2 tiene un porcentaje de explicación mucho menor, pero adquiere mayor relevancia en el testigo AA-5, explicando aproximadamente el 26% del total de la variabilidad geoquímica. Las principales tendencias verificadas en los tres testigos indican un comportamiento similar en la sedimentación del valle Hasli inferior (Figura 5.15).

El análisis de los resultados patentes en la Figura 5.15 muestra un contraste entre dos grupos de elementos principales: 1) el grupo que engloba el OC y los metales que se asocian con los horizontes orgánicos y 2) el grupo de elementos inorgánicos, donde se agrupan los elementos químicos de materiales asociados a minerales de filosilicatos, mayoritariamente incorporados en sedimentos de limos o arcillas. La variabilidad entre estos dos grupos refleja la respuesta diferenciada entre el OC y los elementos químicos asociados a la presencia de horizontes orgánicos (Pb, Cu y P) por un lado y la variable relacionada con elementos inorgánicos (Si, Al, Ca, Ti, K) por el otro.

Las relaciones observadas entre los elementos inorgánicos reflejan diferentes señales. Por un lado los filosilicatos presentan contajes elevados de Fe, Ti y K que normalmente se encuentran en los minerales de biotita y clorita, presentes en rocas cristalinas (Schulte *et al.*, 2009b). El K, además de estar presente en los filosilicatos, presenta también valores elevados en minerales de biotita y moscovita. Por otro lado el Si presenta una distribución muy variable en los tres testigos (Figura 5.15) y se caracteriza por una respuesta distinta a los dos grupos descritos en el párrafo anterior. Su elevada variabilidad se relaciona principalmente con la presencia de siliciclastos en cada testigo sedimentario. El Ca también se distingue de los demás elementos, evidenciando respuestas de minerales de unidades sedimentarias procedentes de roca carbonatada (evidentes en el testigo AA-5) o de la presencia de minerales de feldespato (plagioclasas; testigo AA-2).

El análisis del peso de cada elemento químico en la variabilidad del factor 1 refleja una cierta dependencia de la respuesta de la fracción inorgánica. Con excepción del testigo AA-2, el OC presenta una respuesta muy poco representativa (-0,107 en el testigo AA-5 y 0,003 en el testigo AA-6). Esta tendencia es un indicador de la influencia de la fracción inorgánica en la señal geoquímica de estos testigos y refleja el peso de las fracciones minerales, dominadas por elementos químicos de los filosilicatos y aluminosilicatos (Si, Al, Ti, K y Fe). En el testigo AA-2 se verifica otro tipo de señal, dominada por la influencia de las fracciones orgánicas (respuesta negativa) e inorgánicas (respuesta positiva).

El análisis de las tendencias del factor 2 revela un contraste bastante marcado entre el grupo de elementos orgánicos, donde se incluyen los metales (Pb, Zn, Fe, Cu) y el grupo de elementos de los componentes inorgánicos, principalmente de los aluminosilicatos y filosilicatos (Si, Al y Ca). En el testigo AA-5 este contraste es más significativo. Tal respuesta puede ser corroborada por la presencia de numerosos horizontes orgánicos (ver Figura 5.12), que como ha sido mostrado anteriormente presentan contajes elevados en elementos como el Pb, Zn, Fe, Cu.

La respuesta de los distintos niveles estratigráficos a los resultados del análisis factorial se observa en las figuras 5.16, 5.17 y 5.18. Los gráficos ponen en evidencia una diferenciación litológica en la señal de los índices del factor 1 y factor 2, con una clara influencia de la granulometría en la respuesta de ambos factores. En el testigo AA-2 el factor 1 se caracteriza principalmente por una separación entre horizontes orgánicos, con carga negativa y horizontes de limos y arcillas, con carga positiva, explicada por la relación existente con los filosilicatos y aluminosilicatos. En los restantes testigos la respuesta se diferencia entre unidades de arenas y turba, con carga negativa y unidades de limos y arcillas, con carga positiva. La principal diferencia con respecto al testigo anterior reside en la menor respuesta de los elementos químicos en horizontes de arenas (problema metodológico explicado en el apartado 5.4.1). En el factor 2 la señal geoquímica permite reforzar la conclusión de que el grupo de los metales Pb, Cu, Zn y Fe parece relacionarse principalmente con horizontes orgánicos.

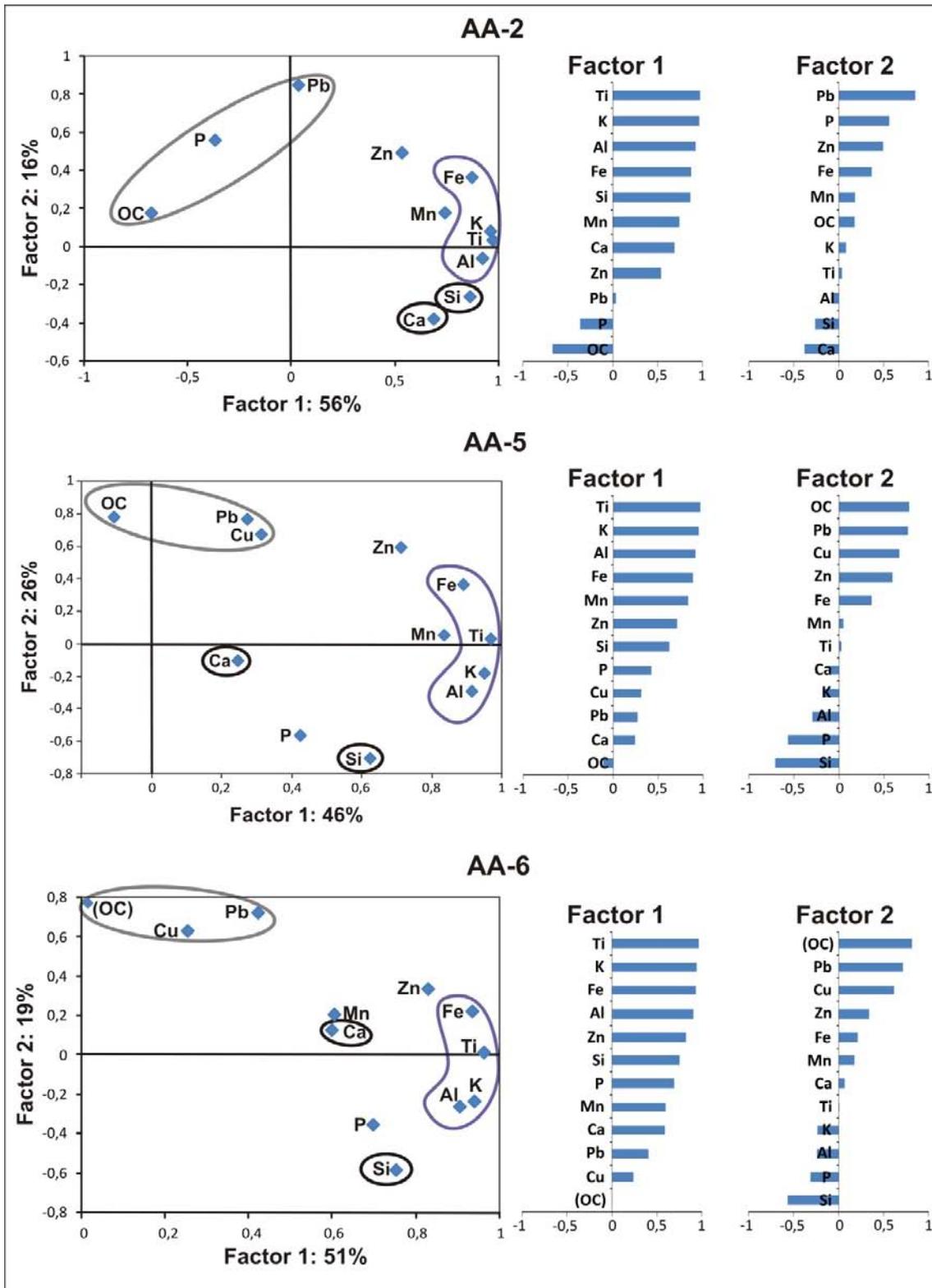


Figura 5.15 – Análisis factorial entre los elementos inorgánicos principales y los elementos orgánicos (OC) de los testigos analizados. Los gráficos de la izquierda presentan una distribución de los principales elementos orgánicos e inorgánicos según el método de análisis de componentes principales. Los porcentajes explicativos de cada factor se encuentran indicados en el eje correspondiente. Se han delimitado los principales grupos de elementos: en gris los elementos relacionados con la materia orgánica, en morado los elementos relacionados con minerales de filosilicatos y aluminosilicatos y en negro las variabilidad del Ca y del Si en cada testigo sedimentario.

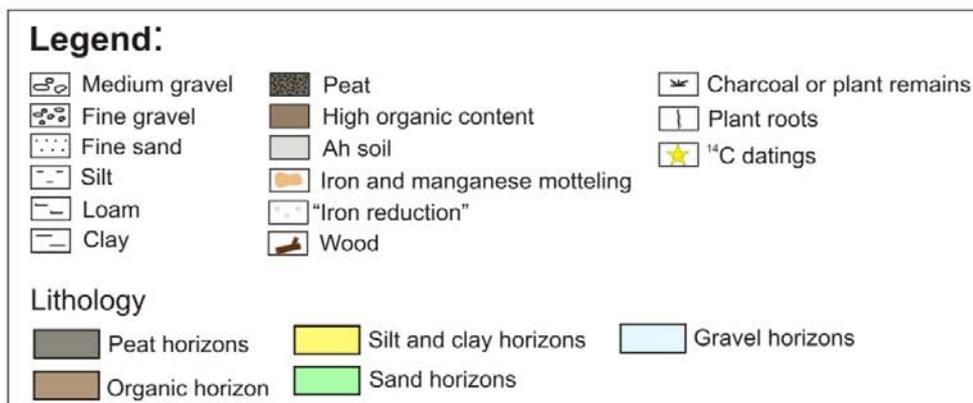
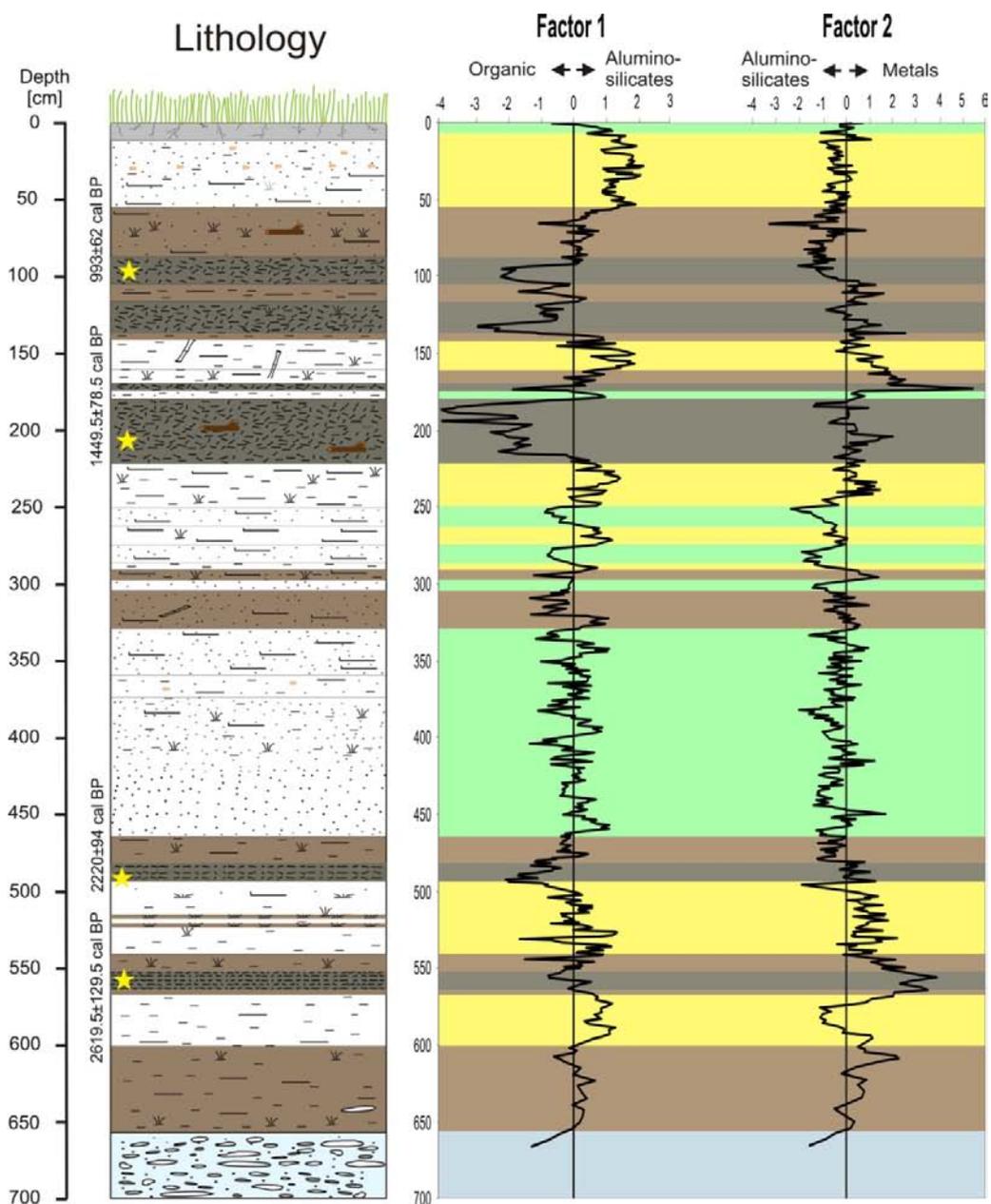


Figura 5.16 – Relación entre las curvas de los dos principales factores explicativos de la varianza de la geoquímica del testigo AA-2 con las características litológicas de los diferentes horizontes sedimentarios.

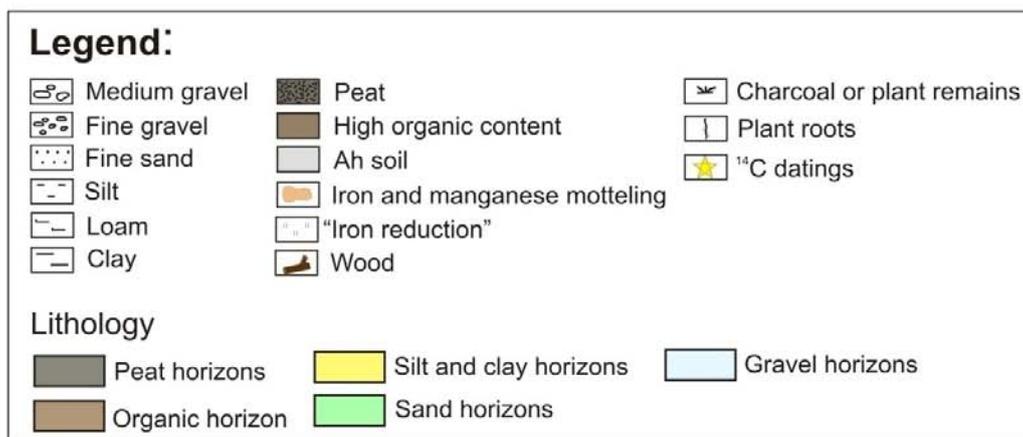
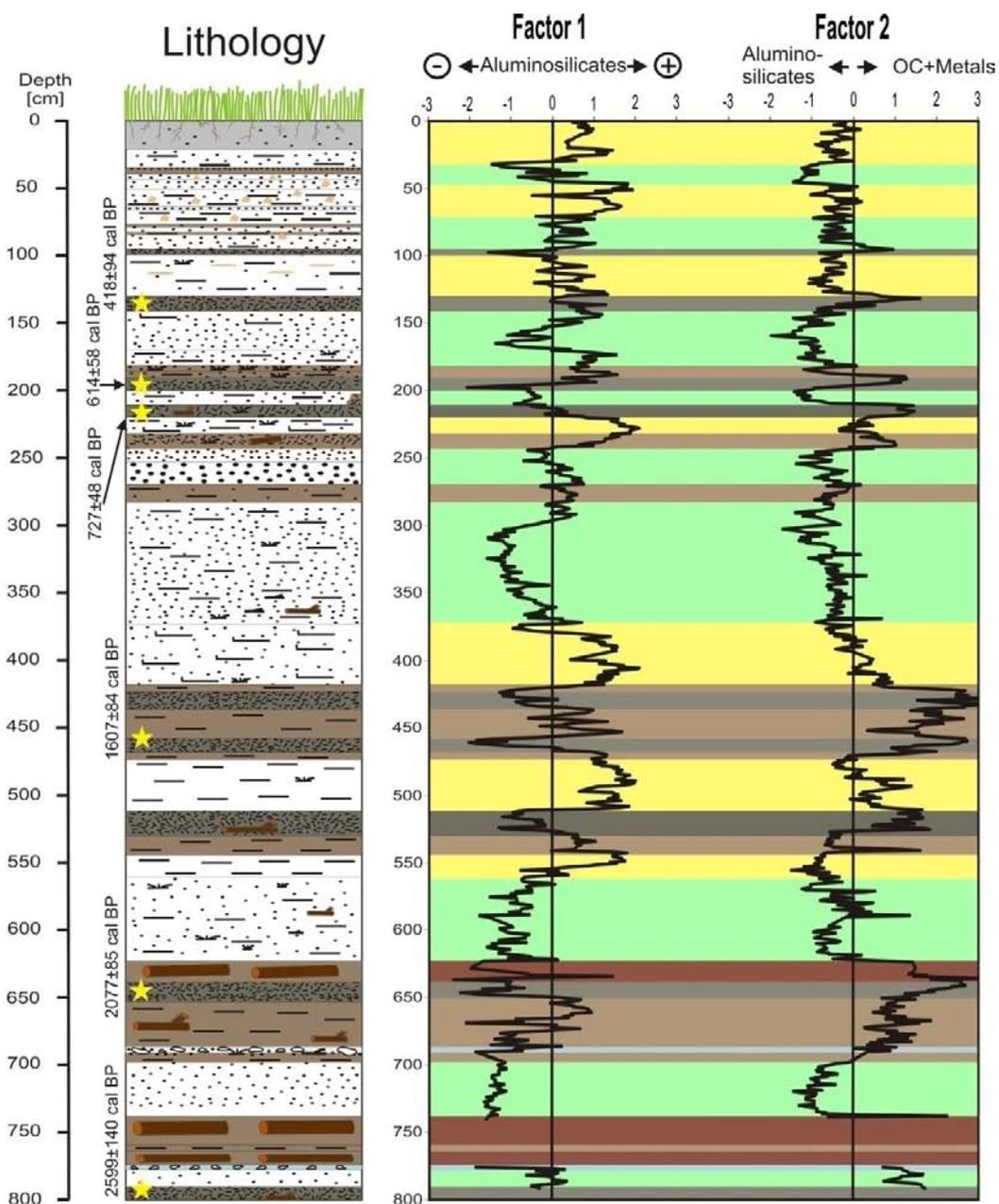


Figura 5.17 – Relación entre las curvas de los dos principales factores explicativos de la varianza de la geoquímica del testigo AA-5 con las características litológicas de los diferentes horizontes sedimentarios.

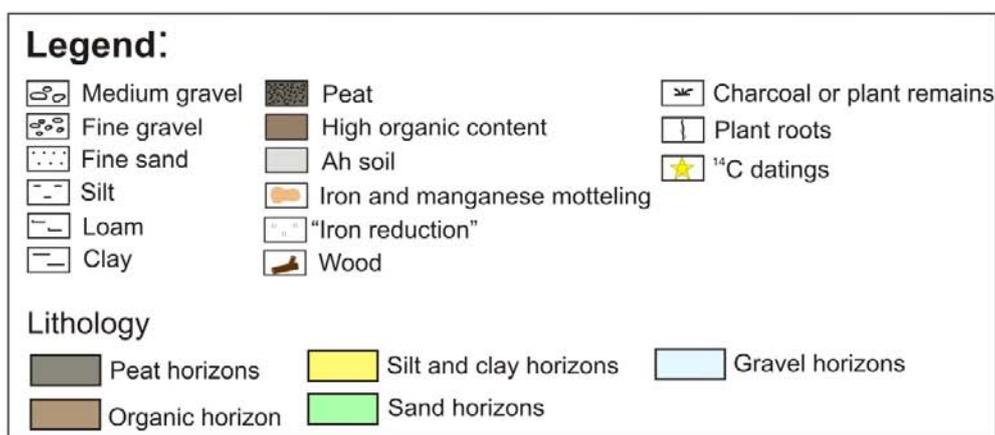
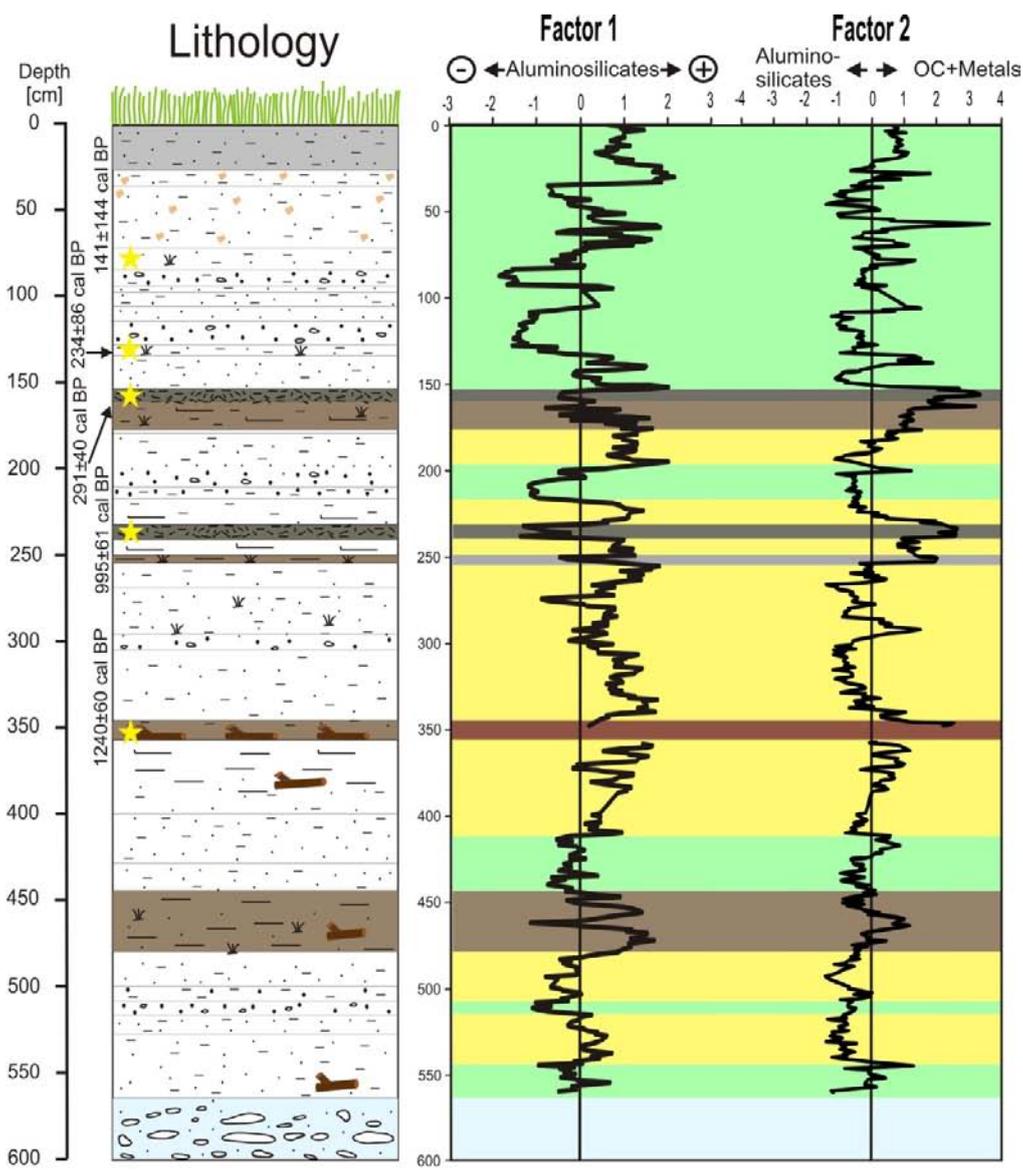


Figura 5.18 – Relación entre las curvas de los dos principales factores explicativos de la varianza de la geoquímica del testigo AA-6 con las características litológicas de los diferentes horizontes sedimentarios.

5.5 Interpretación paleoambiental de los registros sedimentarios

Los procesos de acumulación y la frecuencia de inundaciones en la llanura aluvial del valle Hasli pueden estar influidos por cambios de diferentes variables: fusión glaciaria, el régimen de precipitación, fluctuaciones del nivel del lago Brienz, cambios en los usos del suelo y la cubierta vegetal o intervenciones humanas en los cursos de agua. En el caso concreto del área de estudio, por tratarse de una región de alta montaña, los cambios ocurridos adquieren especial importancia debido a que se asocian a procesos dinámicos y con un periodo de respuesta rápido (Schulte *et al.* 2009a). Los testigos sedimentarios analizados en este capítulo aportan información sobre la dinámica fluvial del pasado y sobre las influencias y las respuestas de los sistemas fluviales a la variabilidad climática o a la ocupación humana en el pasado. En los apartados siguientes se realiza un análisis combinado entre las características litológicas y geoquímicas de los registros sedimentarios y diversos *proxies* paleoclimáticos.

5.5.1 Paleoclima

La variabilidad climática del Holoceno tardío comprende cinco grandes eventos climáticos: el Avance glaciario Subatlántico, el Óptimo Climático Romano, el Avance Glaciario del Periodo Medieval Temprano, el Periodo Cálido Medieval y la Pequeña Edad del Hielo (ver apartado 2.3.1). Esta variabilidad climática puede repercutir en la dinámica sedimentaria, controlando el tipo y granulometría de los sedimentos, los procesos de edafogénesis o la frecuencia de inundaciones. Tales influencias han sido identificadas en la cuenca del río Lütschine (Schulte *et al.*, 2008, 2009a). En este apartado se intenta identificar la repercusión del clima regional en la acumulación de sedimentos del valle Hasli inferior. Se pretende reconstruir la dinámica fluvial de la cuenca superior del río Aare y entender la influencia del clima y del hombre en los últimos 2500 años.

La resolución y continuidad de los testigos sedimentarios es un elemento crucial para su utilización como *proxy* paleoclimático. De los tres testigos analizados en este capítulo, el AA-5 es el que mejor se adapta a estos requisitos por las siguientes razones: 1) no presenta discontinuidades temporales significativas (ver Figura 5.3), debido a su localización marginal con respecto al flujo principal; 2) presenta tasas de

sedimentación bastante homogéneas, lo cual indica que no ha habido cambios significativos en la dinámica de sedimentación (ver Figura 7.3); 3) se trata de un registro con buena resolución temporal (años/cm) y con puntos de control cronológicos bien distribuidos (ver Figura 5.2).

Se considera que de las series geoquímicas disponibles para el testigo AA-5, la que mejor refleja una respuesta climática es la curva del factor 2 (análisis factorial de la varianza de la geoquímica del testigo AA-5). El factor 2 refleja la respuesta entre la formación de horizontes orgánicos y la acumulación de minerales de aluminosilicatos y filosilicatos. El factor 1 representa un 45,6% de la varianza de la serie, pero refleja principalmente la variación de la concentración de aluminosilicatos y filosilicatos. El factor 2 representa el 25,7% de la varianza de toda la serie, sin embargo, refleja mejor la incidencia de procesos edáficos y de la agradación de materiales del área cristalina de la cuenca, así como la variabilidad de estos dos procesos, que puede indicar una influencia climática.

La Figura 5.19 permite relacionar la respuesta de la geoquímica del testigo AA-5 (Figura 5.19c) con *proxies* paleoclimáticos de los Alpes. Se incluye una reconstrucción de la temperatura en los últimos 2000 años (Mangini *et al.*, 2005), realizada a partir del análisis de una estalagmita de la cueva de Spannagel (Alpes del Zillertal, Austria). La curva de la Figura 5.19a representa la reconstrucción de la temperatura en el interior de la cueva, obtenida a partir del análisis de los isótopos de oxígeno ($d^{18}O$). Se analiza la cubierta vegetal en los últimos 2400 años (Schulte *et al.*, 2009a), representada por el porcentaje de polen arbóreo (Figura 5.19b), obtenido a partir de contajes de polen en un testigo sedimentario de la llanura deltaica del río Lüttschine. La dinámica glaciar se analiza a partir de las principales fases de avance y retroceso del glaciar Aletsch (Holzhauzer *et al.*, 2005; Figura 5.19d).

El análisis del *proxy* del testigo AA-5, (Figura 5.19c) muestra una variabilidad entre fases de mayor agradación sedimentaria, representadas por un dominio de aluminosilicatos y siliciclastos (carga negativa del factor 2) y fases dominadas por la formación de horizontes orgánicos, caracterizados por la abundancia de materia orgánica (OC) y la concentración de metales (carga positiva del factor 2). La variabilidad observada en la Figura 5.19c indica un dominio de la agradación de aluminosilicatos y siliciclastos en los principales eventos climáticos fríos del Holoceno

tardío. Estas fases coinciden con unidades de arenas, relacionadas con una mayor capacidad de transporte y probablemente una mayor actividad fluvial. Los periodos fríos correspondientes al Avance Glaciar Subatlántico (Göschel I, 2830-2270 años BP), Avance Glaciar del Periodo Medieval Temprano (Göschel II, 1400-1050 años BP) y a la Pequeña Edad del Hielo (670-100 años BP), corresponden mayoritariamente a una carga negativa del factor 2 y se relacionan a su vez con los mínimos registrados en el porcentaje de polen arbóreo méxico del abanico del Lutschine (Figura 5.19b) y a fases de avance del glaciar Aletsch (Figura 5.19d). Incluso en periodos más recientes, caracterizados por una mayor influencia antrópica, se identifica un dominio de la agradación fluvial en detrimento de la formación de suelos.

La comparación del análisis factorial del testigo AA-5 (Figura 5.19c) con la reconstrucción de la temperatura (Figura 5.19a) muestra que los periodos donde existe una tendencia hacia la disminución de la temperatura son acompañados por un aumento del aporte sedimentario (carga negativa del factor 2). Esta relación es especialmente evidente en la Pequeña Edad del Hielo, entre 600-440 y 180-75 años cal. BP y en el Avance Glaciar del Periodo Medieval Temprano entre 1190-1045 años cal. BP.

En periodos cálidos destaca el dominio de la formación de suelos, ricos en materia orgánica, evidenciado por la carga positiva del factor 2. En el Óptimo Climático Romano (2270-1400 años BP) y en el Máximo Climático Medieval (860-720 años cal. BP) se identifican fases de estabilidad fluvial, con el dominio de la formación de horizontes orgánicos. Se observa que el factor 2 presenta valores positivos en estos periodos cálidos, coincidiendo la mayoría de las fases con carga positiva con fases de retroceso del glaciar Aletsch.

A modo de conclusión, la comparación entre los diferentes *proxies* de la Figura 5.19 permite relacionar los principales periodos climáticos con las tendencias sedimentarias del testigo AA-5, indicando una diferenciación entre fases de mayor agradación de sedimentos fluviales y fases de mayor desarrollo de suelos orgánicos. Estas tendencias apuntan hacia un posible control climático en la acumulación de sedimentos y en los procesos edáficos del fondo de valle estudiado. La existencia de un control climático, asociado a la existencia de una ciclicidad sedimentaria también ha

sido identificada en estudios paleoclimáticos anteriores en la cuenca del río Lutschine (Schulte *et al.*, 2009a y 2014).

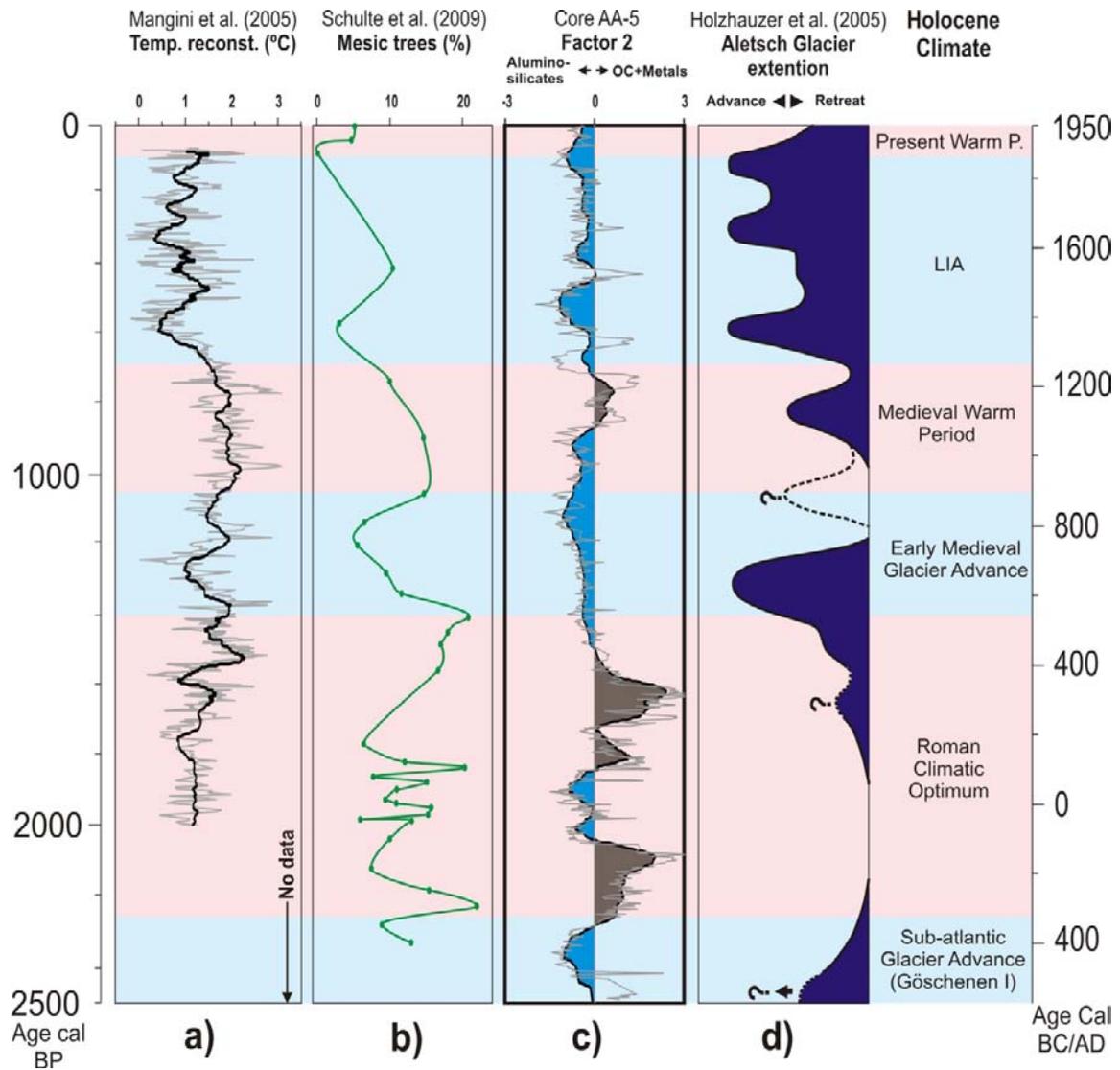


Figura 5.19 – Relación entre proxies paleoclimáticos de los Alpes; a) Reconstrucción de la temperatura a partir del análisis de isótopos de oxígeno en estalagmitas de la cueva de Spannagel, Alpes austriacos (Mangini *et al.*, 2005); b) Concentración de polen de especies arbóreas méxicas en el abanico deltaico del río Lutschine, core IN-2 (Schulte *et al.*, 2009a); c) Dinámica fluvial de la cuenca superior del río Aare a partir del análisis factorial del testigo sedimentario AA-5, la curva negra representa la media móvil entre 21 datos y el área azul indica un dominio de la agradación de aluminosilicatos, el área marrón representa el dominio de formación de horizontes orgánicos ; d) Variaciones de la extensión del glaciar Aletsch, basado en la referencia máxima de 1859/60 y mínima de 2002 (Holzhauser *et al.*, 2005). Periodos climáticos según Zoller (1977) y Holzhauser *et al.* (2005).

La Figura 5.20 relaciona el análisis factorial del testigo AA-5 (Figura 5.20b) con *proxies* paleoclimáticos globales, como la reconstrucción del numero de manchas solares a partir de la concentración de radiocarbono (Solanki *et al.*, 2004; Figura 5.20a)

y el $\delta^{18}\text{O}$, obtenido a partir del testigo de hielo GISP2 en Groenlandia (Stuiver y Grootes, 2000). Se observa de forma general que las tendencias hacia una disminución de la actividad solar (flechas verdes de la Figura 5.20a) son acompañadas por fases de carga negativa del factor 2 (flechas verdes de la Figura 5.20b). Esta tendencia parece indicar una agradación dominante de aluminosilicatos proveniente del área cristalina de la cuenca en fases de mínimos solares, pudiendo estar asociada a avances de los glaciares situados en este sector (figuras 3.9 y 3.19). Esta relación es particularmente evidente durante los mínimos de Oort (AD 980-1070), Wolf (AD 1280-1350) y Spörer (AD 1450-1550). Además, estas fases están acompañadas por un dominio de la acumulación de unidades de arenas (ver Figura 5.21).

También se verifica una correlación significativa entre fases de mayor actividad solar y la formación de horizontes orgánicos (flechas naranjas de la Figura 5.20 a y b). Los periodos donde esta correlación es más significativa se sitúan entre los 2260-2150 cal. BP, 1870-1750 cal. BP; 1660-1610 años cal. BP y 890-780 años cal. BP.

La relación entre la dinámica sedimentaria, patente en el análisis factorial del testigo AA-5, y la concentración del isótopo ^{18}O de Groenlandia evidencia una correlación positiva durante los periodos cálidos del Óptimo Climático Romano y el Periodo Cálido Medieval. Durante estos periodos los picos del factor 2 tienen una relación estrecha con los valores más bajos del $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 5.20d), que se relacionan con fases cálidas. La identificación de esta tendencia, refrenda las relaciones observadas en los *proxies* regionales (Figura 5.19), concretamente en la relación existente entre fases climáticas cálidas y formación de suelos.

Es importante también señalar que la correlación entre el *proxy* del $\delta^{18}\text{O}$ y el factor 2 es muy baja en los periodos Göschenen I, Avance Glaciar del Periodo Medieval Temprano y Pequeña Edad del Hielo. La inexistencia de una relación evidente en estos periodos climáticos fríos puede ser debida por un lado a un problema metodológico, ya que en estos periodos se identifica una mayor incidencia de unidades de arenas, que pueden comprometer la respuesta de la geoquímica a partir del escaneo de XRF (ver apartado 5.4.1). Por otro lado, esta pérdida de señal climática puede ser debida a la dependencia del factor 2 en la respuesta de la materia orgánica. Esta respuesta es claramente más marcada en periodos cálidos y se atenúa o se pierde completamente en los periodos fríos.

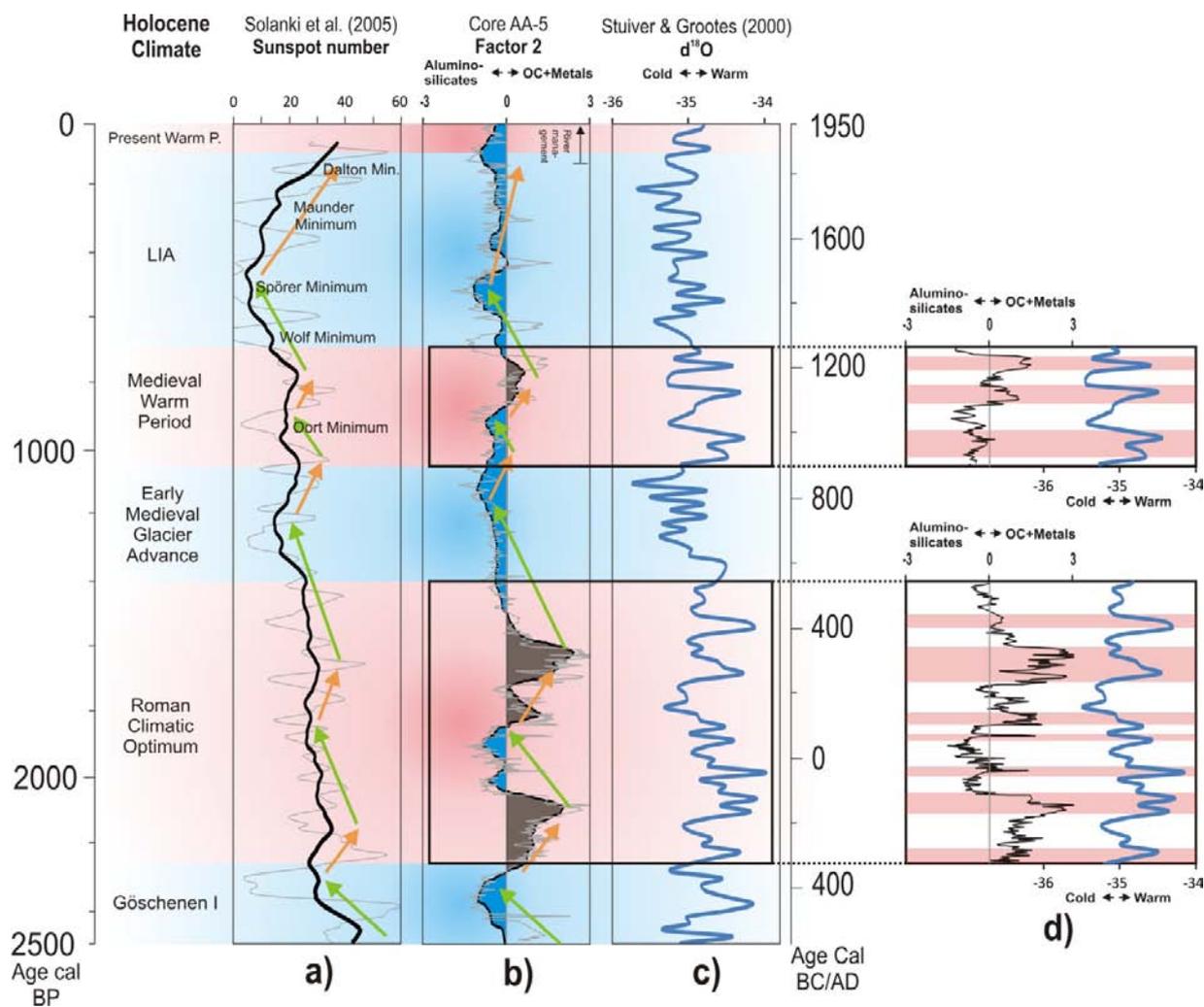


Figura 5.20 – Relación entre el testigo AA-5 y *proxies* paleoclimáticos globales; a) Reconstrucción del número de manchas solares (Solanki *et al.*, 2004); c) Concentraciones del isótopo de ^{18}O (partes por mil) a partir del testigo de hielo GISP2, de Groenlandia (Stuiver y Grootes, 2000); d) Relación entre el testigo AA-5 y fases climáticas cálidas identificadas en el *proxy* del $d^{18}\text{O}$. Periodos climáticos del Holoceno Tardío según la dinámica de glaciares Alpinos (Zoller, 1977; Holzhauser *et al.*, 2005). Las flechas indican tendencias paleoclimáticas.

5.5.2 Paleoinundaciones

El análisis granulométrico de testigos sedimentarios aporta datos para detectar diferentes fases de agradación que quedan registradas en las diferentes unidades litológicas encontradas en los testigos sedimentarios. Estas fases se pueden dividir, *grosso modo*, entre periodos de mayor actividad fluvial dominados por acumulación de materiales gruesos (arenas y gravas) y periodos de estabilidad fluvial, caracterizados por la acumulación de limos y arcillas. El presente apartado se centra en el análisis de las fases o pulsaciones de acumulación de materiales gruesos (gravas y arenas).

El análisis se centra en la cronoestratigrafía y granulometría del testigo AA-5 y en la identificación de fases dominadas por materiales gruesos. Este análisis tiene como objetivo final la identificación de periodos con mayor frecuencia de inundaciones en los últimos 2600 años. La localización del testigo AA-5 en el contexto geomorfológico de la llanura de inundación del Aare constituye un área idónea para el estudio de paleoinundaciones, una vez que se confirma la intercalación de capas arenosas de eventos de inundación con sedimentos francosos, limos, arcillas y horizontes orgánicos o de turba.

La curva cronoestratigráfica del testigo AA-5 (Figura 5.21c) permite relacionar las fases de acumulación de gravas y arenas (área en azul) con el índice de inundaciones de Schmocker-Fackel y Naef (2010), realizado en 14 cuencas de Suiza (Figura 5.21b). Este índice se basa en reconstrucciones de eventos de inundación a partir de fuentes documentales desde AD 1500 e indica la existencia de fluctuaciones en los eventos de inundación. Se identifican tres periodos con mayor frecuencia de inundaciones entre AD 1560-1590, AD 1740-1790 y AD 1820-1940.

La comparación de este índice con las fases de agradación de arenas y gravas (Figura 5.21c) presenta algunas limitaciones que se detallan a continuación. La primera se encuentra relacionada con la utilización de métodos distintos, basados por un lado en documentos históricos y por otro en registros sedimentarios; la utilización de escalas de análisis diferenciadas también puede interferir en los resultados, pues el índice de inundaciones analiza la frecuencia de inundaciones a una escala regional (14 cuencas de Suiza) y el registro sedimentario se restringe a una sola cuenca; por último, la variabilidad cronoestratigráfica del testigo AA-5 se encuentra afectada por el rango de error de las dataciones de radiocarbono (Figura 5.21d) y también por la densidad de las muestras analizadas (ver apartado 4.6).

Teniendo en cuenta las limitaciones mencionadas en el párrafo anterior, se puede observar una posible correlación entre los periodos de mayor frecuencia de inundación y las fases de acumulación de gravas y arenas del testigo AA-5. Los tres periodos de mayor frecuencia de inundaciones entre AD 1560-1590, AD 1740-1790 y AD 1820-1940 se relacionan con tres fases de acumulación de arenas y gravas del testigo AA-5. La respuesta fluvial (agradación de materiales gruesos) a las paleoinundaciones también se ha detectado en las cuencas de los ríos Lütschine y

Lombach, mediante la correlación entre niveles de agradación de materiales gruesos y eventos de inundación (Schulte, 2008, 2009b). Esta relación permite considerar que existe una respuesta similar a nivel regional en relación a los periodos con elevada frecuencia de eventos de inundación.

Sobre la base del análisis de los periodos de mayor acumulación de materiales gruesos durante los últimos 2600 años se ha podido identificar una ciclicidad aproximada de 120 años para los últimos 1000 años. El análisis de la distribución temporal de la agradación fluvial permitió además identificar 10 fases de acumulación de materiales gruesos, relacionados con una actividad fluvial más intensa y muy probablemente con eventos de inundaciones. Estas fases se distribuyen entre los siguientes intervalos temporales: 2400-2290 años cal. BP; 2020-1900 años cal. BP; 1170-1100 años cal. BP; 1000-950 años cal. BP; 920-860 años cal. BP; 690-630 años cal. BP; 525-460 años cal. BP; 380-330 años cal. BP; 240-200 años cal. BP y 110-60 años cal. BP.

La distribución temporal de las fases de agradación indica que los periodos con mayor incidencia de inundaciones se sitúan entre 2650-2300 años cal. BP; 2050-1900 años cal. BP; 1400-850 años cal. BP y 700-75 años cal. BP. La comparación de estos periodos con las fases climáticas del Holoceno tardío (Figura 5.21f) parece señalar una mayor concentración de acumulación de materiales gruesos en fases climáticas frías, coincidiendo con las tendencias señaladas por Schulte *et al.* (2009a) para la cuenca del río Lüttschine.

Según el índice de actividad hidrológica de Arnaud *et al.* (2005), elaborado para la cuenca alta del Ródano, también parece existir una respuesta similar entre los periodos de mayor actividad fluvial con fases de mayor acumulación de arenas (Figura 5.21e). De igual forma, se observa una relación entre mínimos de manchas solares (Solanky *et al.*, 2004) con los picos de acumulación de materiales gruesos (Figura 5.21a), aunque cabe matizar que esta relación no es tan evidente en los últimos 400 años, donde se identifican periodos de mayor frecuencia de inundaciones en periodos de elevada actividad solar. La influencia del hombre en los sistemas fluviales durante este periodo podría explicar en parte esta respuesta diferencial.

En los periodos climáticos cálidos se observa la existencia de fases de acumulación de sedimentos finos (áreas en gris de la Figura 5.21). Estas fases están marcadas por la agradación de limos y la formación de suelos orgánicos. Los horizontes con predominancia de materiales finos y con elevado contenido de materia orgánica están relacionados con fases estables de poco aporte fluvial. El Óptimo Climático Romano es un ejemplo claro de este tipo de respuesta, con una predominancia de acumulación de capas de limos y arcillas entre 2300-2050 años cal. BP; 1900-1400 años cal. BP, apenas interrumpidos por el Periodo Húmedo Romano (Bravard, 1996). Cabe también destacar el desarrollo de horizontes de turba con espesor considerable durante este periodo (Tabla 5.6). Los horizontes turbosos presentes en este testigo se relacionan en la mayoría de los casos con periodos climáticos cálidos. Esta fase de mayor desarrollo de turbas en el Óptimo Climático Romano también ha sido observada en la cuenca del Lütshine (Schulte, 2008), indicando una tendencia regional.

Tabla 5.6. Principales horizontes orgánicos del testigo AA-5. LIA-Pequeña Edad del Hielo; MM-Máximo Medieval; RCO-Óptimo climático Romano.

Layer Depth (cm)	Thickness (cm)	Age (cal. yrs BP)	Climatic Period
131-140	9	444-414	LIA
183-196	13	625-579	LIA
212-226	14	774-711	MM
233-244	11	850-803	MM
410-472	62	1707-1543	RCO
492-531	39	1840-1754	RCO
626-688	62	2243-2050	RCO

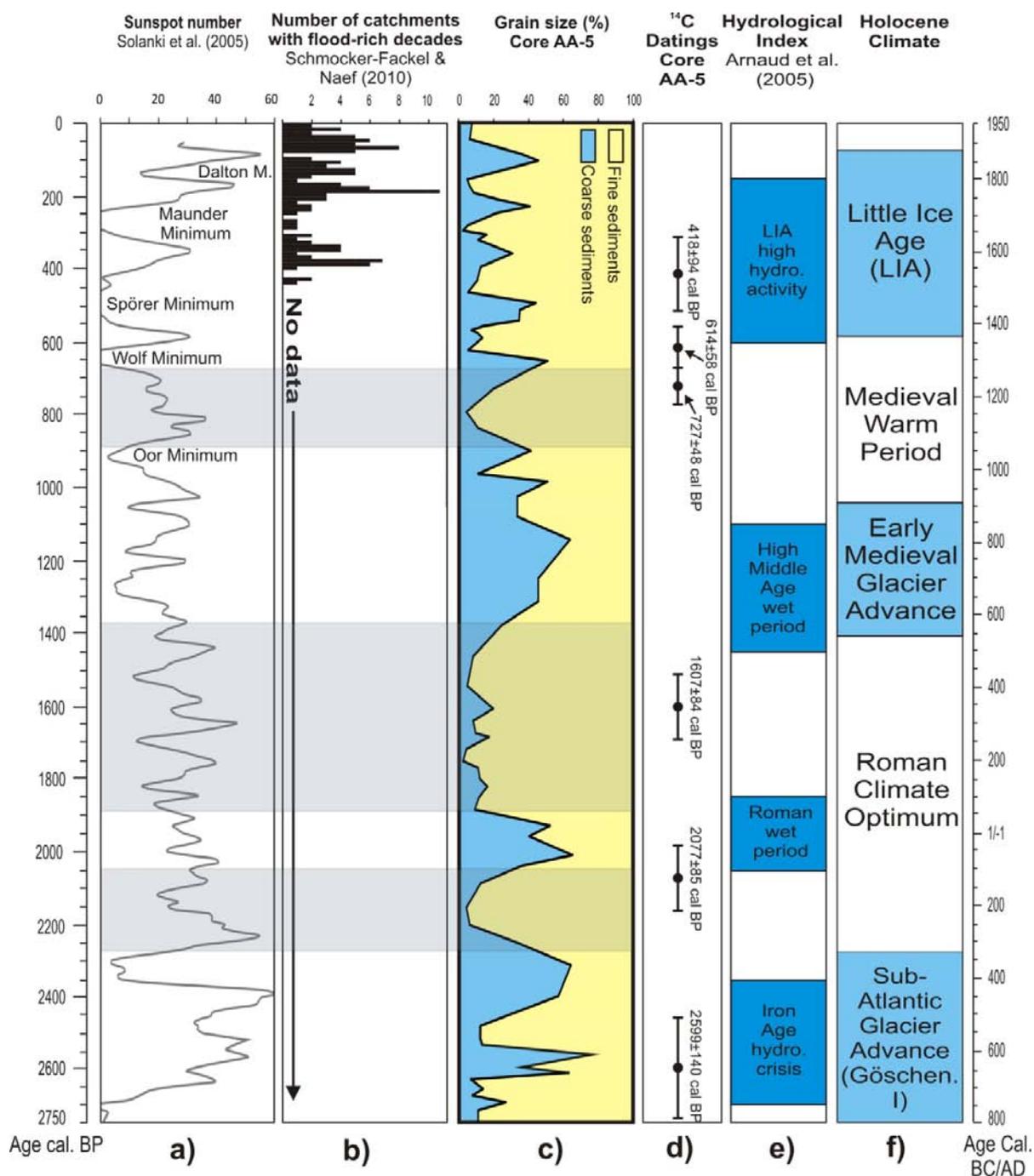


Figura 5.21 – Relación entre la granulometría del testigo sedimentario AA-5 con varios proxies climáticos: a) Número de manchas solares basado en concentraciones de radiocarbono según análisis dendrocronológicos (Solanky et al., 2005); b) Índice de frecuencia de inundaciones en cuencas de Suiza, según fuentes documentales (Schmocker-Fackel y Naef, 2010); c) curva cronoestratigráfica del testigo AA-5 con información sobre sedimentos con granulometría superior a 63 μm (área azul) e inferior a este valor (área amarilla); d) Dataciones del testigo AA-5 utilizadas en el modelo cronoestratigráfico; e) Índice hidrológico del río Ródano según registros lacustres del Lago Bourget (Arnaud et al., 2005) y fuentes arqueológicas (Bravard et al., 1992 y Bravard, 1996); f) Periodos climáticos del Holoceno Tardío según la dinámica de glaciares Alpinos (Zoller, 1977; Holzhauser, 2005). Las áreas grises representan periodos de acumulación con predominancia de materiales finos y/o con elevado contenido de materia orgánica.

La comparación de la granulometría del registro del AA-5 (Figura 5.22b) con niveles de gravas identificados en el testigo IN-2/IN-16 (Figura 5.22a) permite relacionar periodos de mayor aporte sedimentario entre las cuencas de los ríos Aare y Lütschine. De esta comparación se extrae una posible relación entre fases de agradación de materiales gruesos del testigo AA-5 y niveles de gravas del testigo IN-2/IN-16. Los periodos donde se verifica esta relación se sitúan entre 2755-2525 cal. BP, 2450-2245 cal. BP, 1300-1100 cal. BP, 425-320 cal. BP y 150-60 cal. BP. La totalidad de estos periodos se centra en fases climáticas frías (Figura 5.22d), lo que corrobora la relación expuesta en los párrafos anteriores.

Los niveles de inundación identificados en el testigo del río Lütschine también muestran una relación entre las fases de agradación de gravas y los periodos de mayor actividad hídrica (Figura 5.22c), poniendo en evidencia la posible influencia de la variabilidad climática en la dinámica hídrica regional.

Se observa que no todos los niveles de inundación del río Lütschine coinciden con picos de las fases de agradación de arenas y gravas del río Aare. Estas diferencias pueden indicar la existencia de respuestas diferenciadas en periodos de mayor actividad hídrica entre las dos cuencas. El planteamiento de una respuesta diferencial de la cuenca en el mismo evento de inundación es bastante plausible, pues también ha sido detectado en el evento reciente de 2005 (BAFU, 2008). En este evento, el valle del Lauterbrunnen (Figura 3.5) prácticamente no ha sido perturbado por inundaciones, mientras que el valle vecino de Lütschental (Figura 3.5) ha sido severamente afectado, con pérdidas económicas considerables.

A modo de síntesis, se considera que la diferenciación de fases de agradación de materiales finos y gruesos aporta datos útiles para la reconstrucción de fases de mayor actividad hidrológica y posiblemente periodos con mayor frecuencia de inundaciones. Se considera que el análisis de las fases de acumulación del testigo AA-5 puede funcionar como un *proxy data* de paleoinundaciones del valle Hasli en los últimos 2600 años, ya que permite la identificación de periodos con mayor frecuencia de inundaciones y también revela una posible relación climática. La identificación de horizontes de turba también se ha revelado útil para relacionar con fases hidrológicas estables, dominadas por un aporte sedimentario de grano fino.

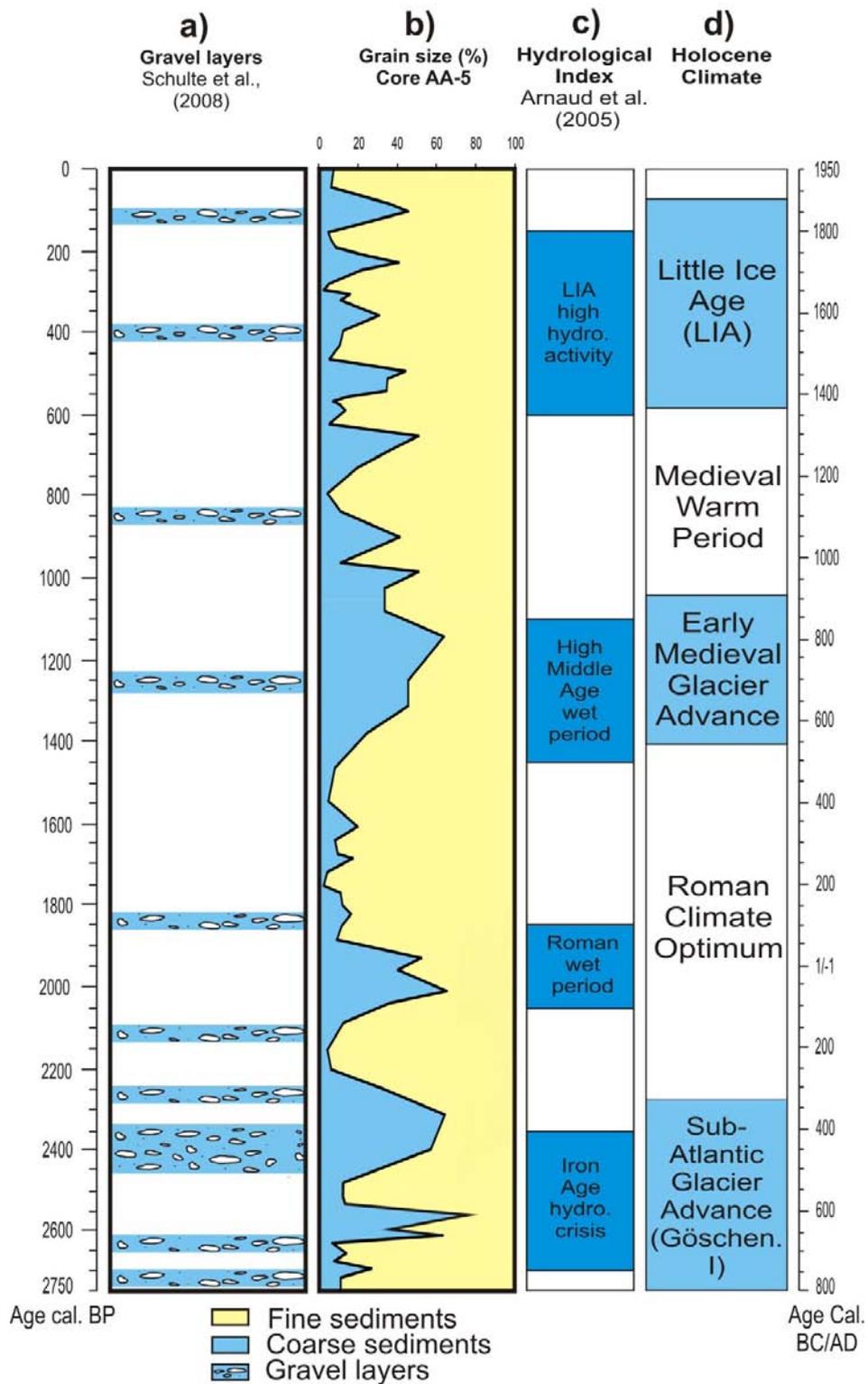


Figura 5.22 – Comparación entre proxies de paleoinundaciones; a) Fases de acumulación de arenas y gravas del testigo IN-2/IN-16 de la cuenca del río Lütichine (Schulte et al., 2008); b) Fases de acumulación de arenas y gravas del testigo AA-5 de la cuenca del Aare; c) Índice hidrológico del río Ródano según registros lacustres del Lago Bourget (Arnaud et al., 2005) y fuentes arqueológicas (Bravard et al., 1992 y Bravard, 1996); d) Periodos climáticos del Holoceno Tardío según la dinámica de glaciares Alpinos (Zoller, 1977; Holzhauser, 2005).

5.5.3 Intervención humana en el medio natural

En el último milenio y especialmente en los últimos 700 años se ha verificado una influencia del hombre en los sistemas fluviales alpinos (Vischer, 2003.). En el caso de la cuenca del Lütschine esta interferencia se refleja en una pérdida de la señal climática en los registros geoquímicos y la inversión de la respuesta de algunos elementos químicos (Schulte *et al.*, 2008, 2009a).

La influencia del hombre en los fondos de valle alpinos desde la revolución industrial está mayoritariamente relacionada con las obras de ingeniería hidráulica, que inducen a cambios en la dinámica sedimentaria. A pesar de la existencia de obras de canalización del río Aare desde inicios del siglo XIX, los datos de los testigos analizados no son suficientemente resolutivos para demostrar un cambio abrupto a partir de esta fecha. Esto se debe en parte a la removilización de los materiales (influencia del arado), que contribuye a homogeneizar los sedimentos recientes.

Otra forma de poder identificar la influencia del hombre en el medio fluvial consiste en analizar la respuesta de la geoquímica de los testigos sedimentarios e identificar variaciones anómalas en elementos químicos presentes en el suelo. En este apartado se intenta confirmar si existe una respuesta de la geoquímica de los elementos del grupo de los metales con los periodos de mayor actividad minera en el pasado. La contaminación causada por metales pesados se remonta al Periodo Romano (Nriagu, 1996). La producción de metales durante este periodo era bastante rudimentaria y altamente contaminante, contribuyendo a las elevadas concentraciones de metales en testigos de hielo (Hong *et al.*, 1996) o en sedimentos lacustres (Renberg *et al.*, 2002). En el área de estudio podrían existir indicios de este tipo de actividad incluso en periodos anteriores, como revelan los hallazgos en yacimientos arqueológicos del Neolítico (Ebersbach y Gutscher, 2008).

En este apartado se aplica una técnica novedosa para la identificación de periodos de mayor actividad minera, a través del análisis de la respuesta de la geoquímica en testigos sedimentarios del valle Hasli. Se analiza la respuesta de los elementos químicos cobre (Cu), zinc (Zn) y plomo (Pb).

El análisis de la variabilidad de metales en el testigo AA-2 se basa en la respuesta del Zn y el Pb (Figura 5.23). Los picos más elevados, con valores superiores a la suma de la media y la desviación estándar, han sido aislados con el fin de poder identificar

clusters de concentración de estos metales (*Pb peaks* y *Zn peaks*). Estos *clusters* han sido filtrados según la cantidad de materia orgánica para eliminar todos aquellos valores elevados que se sitúan en horizontes con alto contenido orgánico (picos eliminados señalados en gris). El análisis de los picos significativos de Pb y Zn (puntos en azul de la Figura 5.23) permite distinguir tres periodos de mayor concentración de estos metales. El primero se sitúa entre 2450 y 1800 años cal. BP; el segundo entre 1300 y 1200 años cal. BP y el tercero en los últimos 500 años.

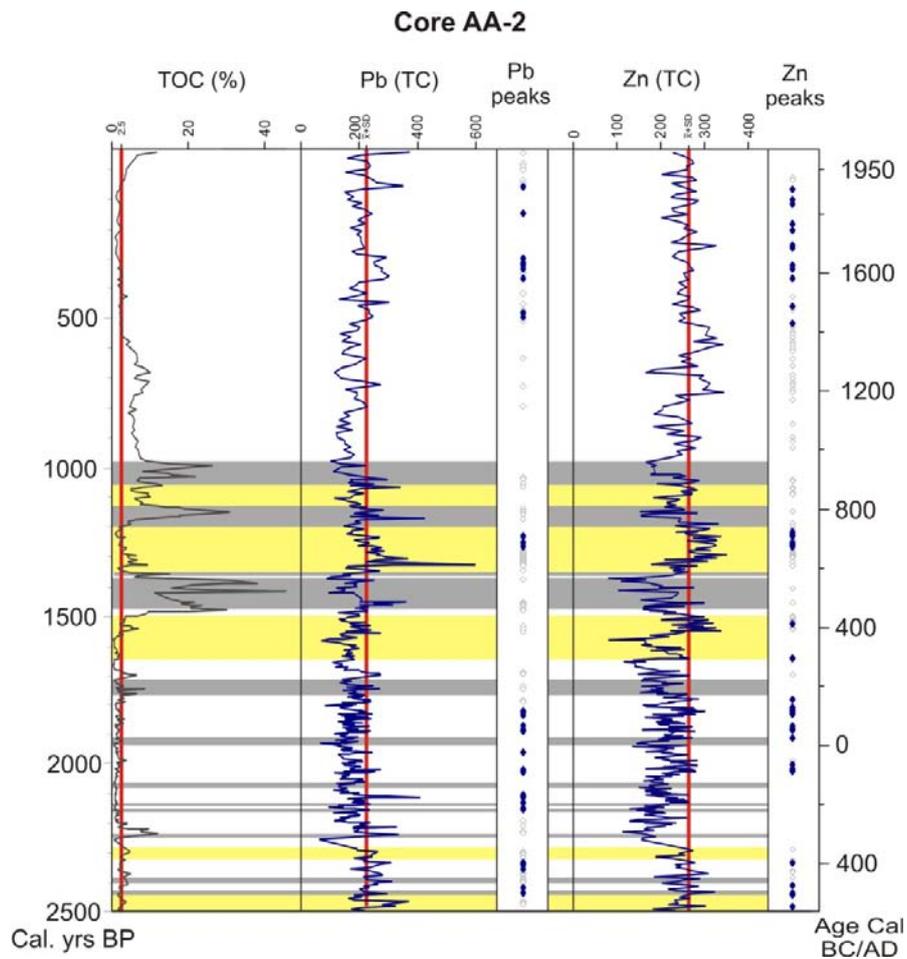


Figura 5.23 – Determinación de anomalías de metales del testigo AA-2. Las curvas en azul indican los contajes totales de cada metal; los puntos en blanco indican los picos de metales con valores superiores a la media más la desviación estándar y los puntos en azul indican los picos de metales representativos que no se relacionan con la materia orgánica. Las barras en amarillo representan unidades dominadas por limos y arcillas y las barras en gris representan horizontes orgánicos.

En el caso del testigo AA-5 también se han analizado las respuestas del plomo y el zinc y además se ha incluido el análisis de la respuesta del cobre (Cu). La metodología de análisis ha sido similar a la realizada para el testigo anterior. El análisis de la respuesta de estos elementos (Figura 5.24) muestra variaciones muy similares en los elementos Pb y Zn y una respuesta algo homogénea para el caso del Cu. Los

clusters de Pb y Zn identificados se relacionan bastante bien con los encontrados en el testigo AA-2, destacando la concentración de estos metales en los periodos entre 2000 y 1750 años cal. BP, 1580 y 1500 años cal. BP y 1350 a 1200 años cal. BP.

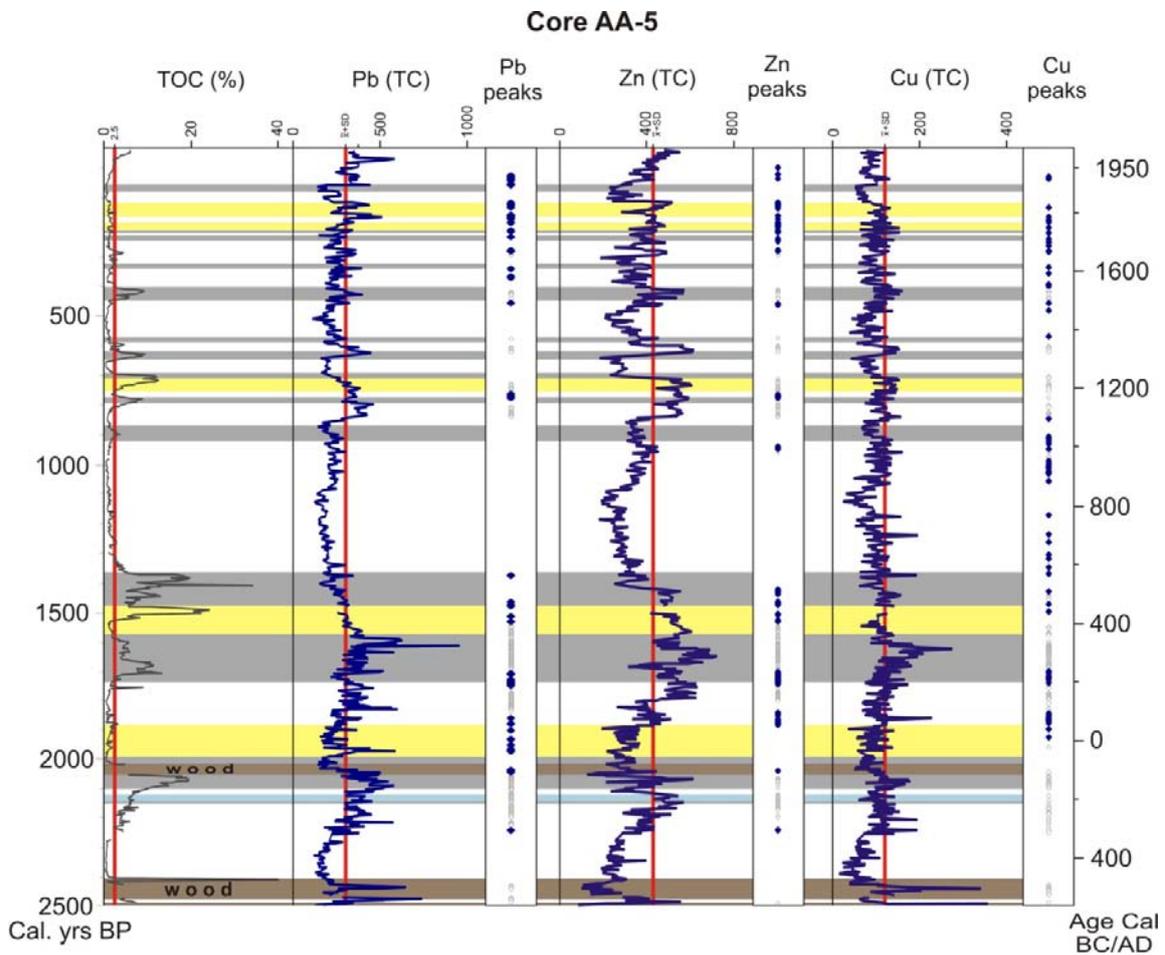


Figura 5.24 – Determinación de anomalías de metales del testigo AA-5. Las curvas en azul indican los contajes totales de cada metal; los puntos en blanco indican los picos de metales con valores superiores a la media más la desviación estándar y los puntos en azul indican los picos de metales representativos que no se relacionan con la materia orgánica. Las barras en amarillo representan unidades dominadas por limos y arcillas, las barras en gris representan horizontes orgánicos y las barras marrones representan madera.

El análisis de los indicadores de actividad minera en el testigo AA-6 ha incluido los mismos elementos químicos que el testigo anterior (Figura 5.25). El intervalo temporal analizado se reduce a los últimos 2000 años debido a la inexistencia de materiales más antiguos en este sondeo. Los tres indicadores presentan una variación algo similar (ver por ejemplo el intervalo entre 500 y 950 años cal. BP), siendo posible identificar algunos picos más destacados. Un ejemplo se encuentra en la respuesta del Pb y Cu entre los 1750 y 1700 años cal. BP (similar al *cluster* encontrado en los testigos anteriores) donde se identifican claramente dos picos. En el caso del Cu estos dos picos

corresponden a los valores más elevados encontrados en sedimentos sin materia orgánica (comparación entre los 3 testigos analizados). En los últimos 300 años se identifica una respuesta de estos elementos similar a la encontrada en los testigos anteriores.

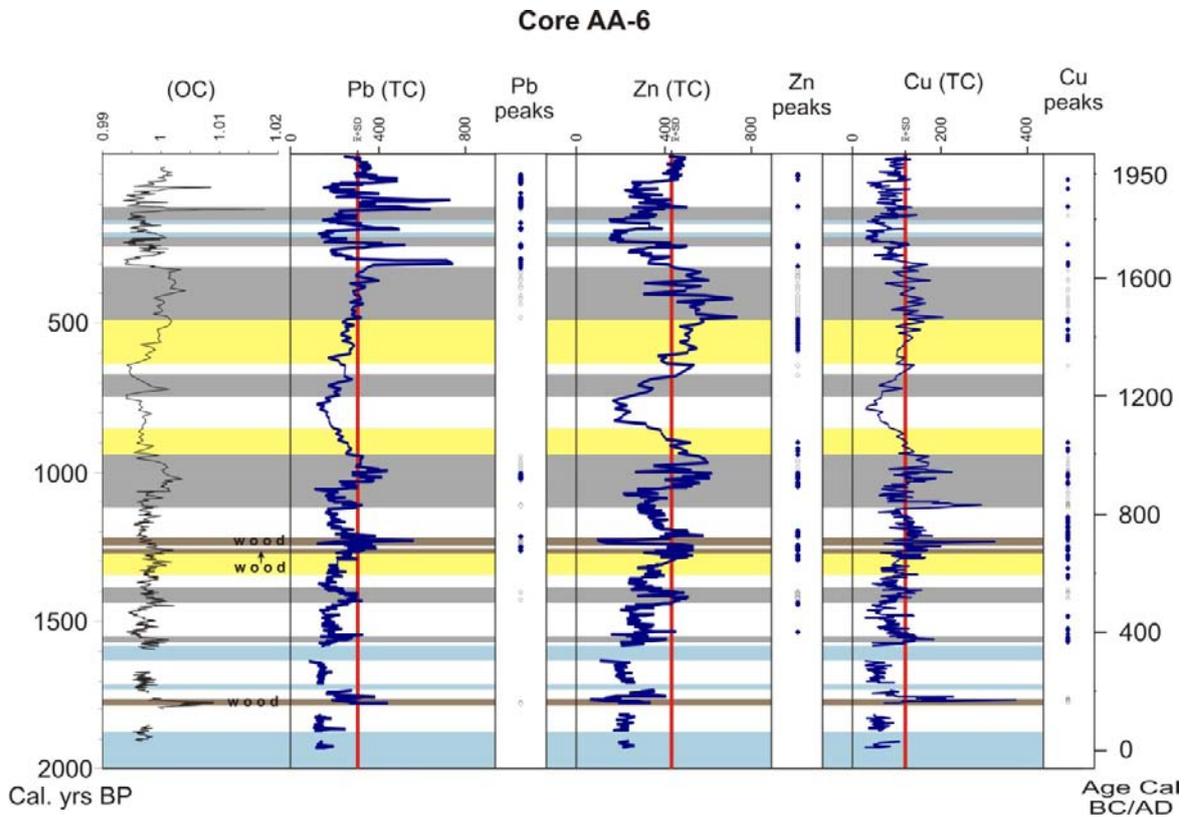


Figura 5.25 – Determinación de anomalías de metales del testigo AA-6. Las curvas en azul indican los contajes totales de cada metal; los puntos en blanco indican los picos de metales con valores superiores a la media más la desviación estándar y los puntos en azul indican los picos de metales representativos que no se relacionan con la materia orgánica. Las barras en amarillo representan unidades dominadas por limos y arcillas, las barras en gris representan horizontes orgánicos y las barras marrones representan madera.

El análisis de las anomalías de metales en los tres testigos sedimentarios del valle Hasli permite aislar los picos más significativos de Pb, Zn y Cu (puntos azules de las figuras 5.23, 5.24 y 5.25). A partir de estas anomalías positivas se elabora un índice de metales que representa los periodos con mayor concentración de anomalías positivas. Estos periodos pueden estar asociados a fases de mayor actividad minera en la cuenca superior del Aare. Los resultados de este índice se presentan en la Figura 5.26 y se relacionan con los principales periodos culturales de Suiza y eventos migratorios o variaciones demográficas significativas.

El índice de anomalías de metales (Figura 5.26) muestra tendencias semejantes en los tres testigos analizados y contribuye a un análisis preliminar de la variabilidad temporal de concentraciones de metales de origen antrópico. El análisis del índice desde AD 1 hasta la actualidad ha permitido la identificación de periodos con una actividad minera probablemente más intensa.

Durante el periodo romano, entre los años AD 1 y AD 250, se identifica una mayor concentración de metales. El elevado índice de metales en este periodo parece coincidir con la máxima expansión y deforestación del Imperio Romano, alrededor de AD 250 (Büntgen *et al.*, 2011). El periodo romano también se encuentra normalmente asociado a un aumento poblacional en Centroeuropa y un florecimiento de los intercambios comerciales (Hopkins, 1980), lo que podría haber incrementado la actividad minera en esta región.

Posteriormente al AD 250, se identifica un periodo de 150 años con valores del índice muy bajos (p.e. inexistencia de anomalías positivas entre AD 251-300), lo que parece indicar la interrupción de la actividad minera. Esta interrupción coincide con un periodo de grave crisis del Imperio Romano, marcado por las invasiones bárbaras, la agitación política, la inestabilidad socioeconómica y la migración de la población (McCormick, 2001; Duncan-Jones, 2004).

Durante gran parte del Periodo Medieval Temprano e inicios del Periodo Medieval Tardío se observa una elevada variabilidad del índice, demostrando la inestabilidad socioeconómica que caracteriza este periodo (Bennett y Hollister, 2005). Los valores elevados del índice a inicios del Periodo Medieval Tardío parecen coincidir con un incremento de la extracción minera en el siglo IX, con la exploración de nuevas minas de cobre en Alemania (Tylecote, 1992).

Entre los siglos XIII y XIV el índice de metales no presenta ningún tipo de respuesta, lo que encuentra su explicación en la grave crisis económica de este periodo (Bennett y Hollister, 2005), causante de una fase de hambruna de gran parte de la población. Además, este periodo coincide con la proliferación de la pandemia de la peste negra en Europa, alcanzando su máximo a mediados del siglo XIV.

A partir del Periodo Moderno se inicia una fase con valores elevados del índice de metales. El inicio de la subida del índice coincide con el periodo de la Guerra de los 30 años y puede estar asociada al incremento de la actividad minera para la

fabricación de armamento. A partir del siglo XVIII destaca un periodo con valores elevados, coincidiendo con el inicio de la Revolución Industrial. Estos valores se mantienen con pocas variaciones hasta la actualidad, siendo sólo interrumpidos por un descenso del índice a finales del siglo XIX. Este descenso puede estar asociado a un periodo de migración de parte de la población europea hacia otros continentes (Hoerder y Moch, 1996).

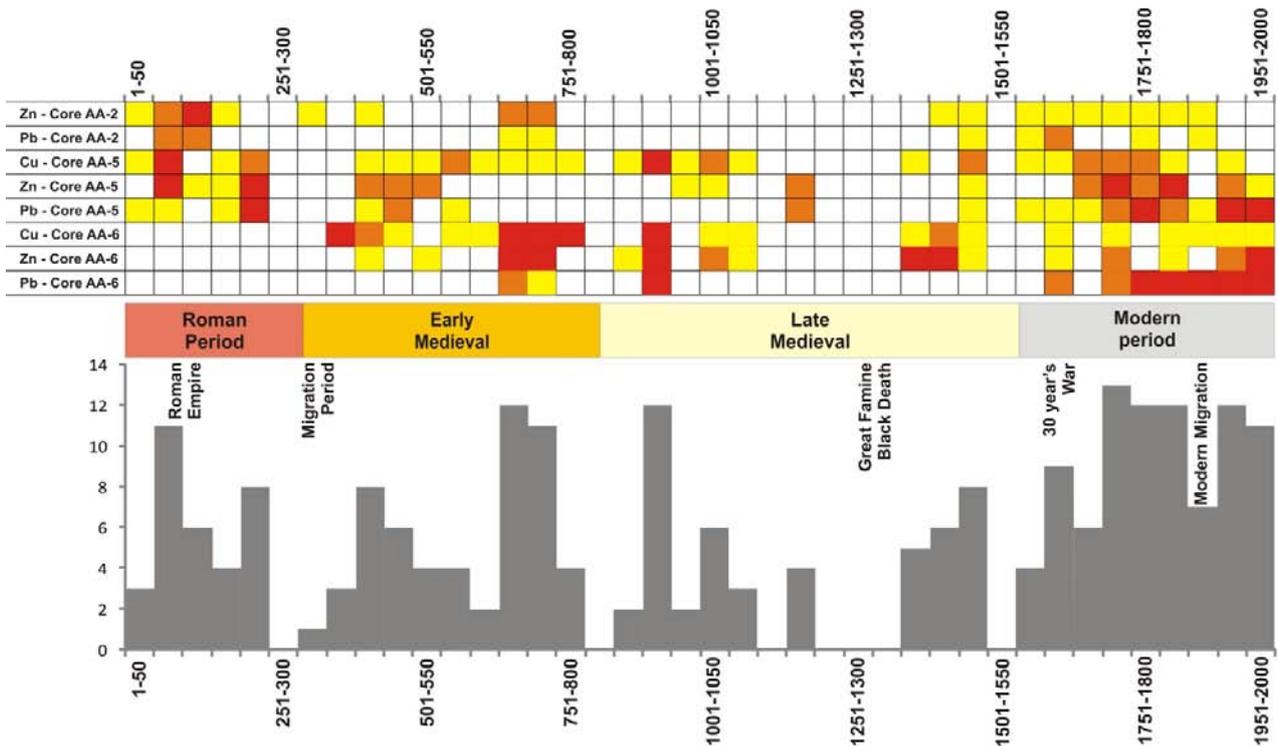


Figura 5.26 – Índice de anomalías positivas de metales basado en la identificación de picos de Pb, Zn y Cu de registros sedimentarios del valle Hasli. Los periodos con mayor concentración de metales se encuentran señalados en gris. Los cuadrados amarillos representan periodos con menos de dos picos de metales, los naranjas entre 3 y 5 picos y los rojos con más de 5. Cronología de los periodos culturales según Huntley *et al.*, 2002.

En relación a la fiabilidad de los resultados obtenidos en el índice, se considera que constituyen un primer avance metodológico que carece de validación por otros métodos. La comprobación de los resultados obtenidos pasa por un análisis sedimentológico exhaustivo de las muestras con valores anómalos de metales y por un tratamiento analítico y estadístico de los resultados. Sin embargo, en algunos periodos se considera que los resultados son congruentes con la información de fuentes documentales históricas. Por ejemplo, los resultados obtenidos en la Edad Moderna pueden ser significativos puesto que son corroborados por referencias de fuentes

documentales locales. Además, los valores de OC durante este periodo son bajos, lo que permite descartar la influencia natural en los valores elevados del índice.

Se conoce también la intensa actividad minera durante los periodos Romano y Medieval (Hong *et al.*, 1996; Callataÿ, 2005), lo que permite formular la hipótesis de que los valores elevados del índice reflejan un posible aprovechamiento minero en la cuenca. Sin embargo, la identificación de picos de anomalías de metales en estos periodos puede haber sido afectada por la contaminación atmosférica. Es sabido que los métodos de fundición romanos y medievales eran bastante rudimentarios y producían elevados niveles de polución atmosférica. Esta polución atmosférica habría sido diseminada por vastas regiones del Hemisferio Norte (Hong *et al.*, 1996) y podría afectar las anomalías identificadas en el índice de metales elaborado en este trabajo, generando una contaminación de la señal local.

6 Modelización espacio-temporal de la agradación de sedimentos

6.1 El análisis de la acumulación de sedimentos

El estudio de la acumulación de sedimentos en deltas y fondos de valle durante el Holoceno es un factor primordial para el entendimiento de los patrones espacio-temporales de la agradación de sedimentos bajo forzamientos internos y externos. Asimismo, resalta la importancia de la modelización cuantitativa de tasas de sedimentación, volúmenes y cantidad de sedimentos acumulados para la comprensión de los procesos de evolución del relieve y el modelado geomorfológico (Church y Slaymaker, 1989).

Se analizan los sedimentos acumulados en los dos deltas de fondo de valle (Aare y Lütschine). Debido a las características de sedimentación de estos dos deltas en el lago Brienz, se puede considerar que funcionan como *sediment sinks* (cubetas sedimentarias) prácticamente perfectas. Es decir la totalidad de los sedimentos transportados por los ríos Aare y Lütschine hacia el tramo bajo o zona de sedimentación de la cuenca se deposita en estos dos deltas. De este modo, se puede considerar que en el ámbito de las regiones de montaña, los dos deltas estudiados constituyen importantes áreas de acumulación de los sedimentos erosionados desde la última glaciación (Hinderer, 2001; Schrott *et al.*, 2003).

Además de sus características de acumulación, los deltas estudiados son ambientes sedimentarios únicos, por su estabilidad y alta resolución litoestratigráfica (Schulte *et al.*, 2008, 2009a). De este modo, el estudio de los procesos de agradación en estas áreas de montaña se presenta como una oportunidad única para el análisis de la evolución sedimentaria desde la última glaciación. Los cambios de la sedimentación incluyen los cambios de producción y acumulación de sedimentos, las influencias de las áreas glaciares y periglaciares y los cambios en el uso de suelo.

La reconstrucción de la acumulación de sedimentos en una cuenca, durante el Holoceno, depende en gran parte de las características del área de estudio, tales como la litología, las pendientes o la configuración de la cuenca de drenaje. Una determinación correcta de los procesos de agradación también depende del tipo, naturaleza y resolución de los registros sedimentarios o de los métodos utilizados para la obtención de registros sedimentarios.

Este capítulo tendrá un abordaje diversificado con respecto al análisis de la acumulación de sedimentos. En primer lugar, se empieza por realizar una modelización

de los sedimentos acumulados en el delta del Aare, desde la última glaciación, determinando su volumen total. En segundo lugar se procede a analizar la acumulación en las llanuras deltaicas de los ríos Aare y Lütschine en los últimos 2500 años. En este apartado se analiza la variabilidad espacio-temporal de las tasas de sedimentación y se calcula el volumen de sedimentos acumulados en este periodo. Por último, se realiza un estudio de la importancia de los aportes laterales (deslizamientos, flujos de derrubios y abanicos aluviales) en la sedimentación de la llanura deltaica del Aare.

6.2 Modelización de los sedimentos acumulados durante el Holoceno

La modelización de la acumulación de sedimentos durante el Holoceno se basa en la génesis glaciaria de los valles de las cuencas de estudio. Se utiliza un modelo matemático (ver punto 4.11.1) para describir la curvatura del modelado glaciario (valle en U) después de la retirada del glaciar del Aare al final del Pleistoceno (Estadio de Meiringen hace aprox. 16000 años BP). A partir de esta superficie modelizada se puede restar la diferencia con respecto a la superficie actual y calcular el volumen de esta diferencia. Estos cálculos aportan una estimación de la totalidad de sedimentos acumulados desde la retirada del Glaciar. Cabe referir que esta estimación no tiene en cuenta la existencia probable de depósitos de glaciaciones anteriores (Finckh y Kelts, 1976; Dehnert *et al.*, 2012).

Los resultados obtenidos indican un espesor considerable de sedimentos acumulados durante los últimos 16000 años. En los sectores intermedios del valle los sedimentos pueden llegar a los 300 metros de espesor máximo (Figura 6.1).

Basándonos en estudios previos en el abanico del Lütschine se comprueba que el volumen más significativo de sedimentos corresponde a la fase de acumulación del Post-LGM/Tardiglaciario. La importancia de este periodo en el volumen total de sedimentos acumulados se encuentra reflejada en el trabajo de Bodmer *et al.* (1976) que han identificado el límite entre el Tardiglaciario y el Holoceno temprano a 26 metros y el sondeo de Schulte *et al.* (2009a) donde se han datado sedimentos con 5000 años cal. BP a 17 metros. Ambos trabajos indican que el volumen de sedimentos del Holoceno temprano es muy poco representativo, considerando los más de 300 metros de espesor en algunos sectores del abanico del Lütschine (Kellerhals y Haefeli, 1985).

Los resultados obtenidos muestran que los sedimentos acumulados en el valle Hasli desde el retroceso del glaciar Aare hasta la actualidad comportan un volumen aproximado de 2,8 km³. A pesar de ser una estimación aproximada, el volumen y profundidad de los sedimentos están en consonancia con las características físicas del valle. El espesor de sedimento demuestra estar conforme con estudios anteriores en el área que estiman profundidades en torno a los 300 m con relación a la superficie actual (Kellerhals and Haefeli, 1985). Hinderer (2001) ha realizado estimaciones en el mismo valle, para el cual ha obtenido un volumen de 4,7 Km³. Pese a las diferencias entre las dos estimaciones, se considera que el volumen obtenido se aproxima de forma aceptable a la acumulación sedimentaria verificada desde el Tardiglacial.

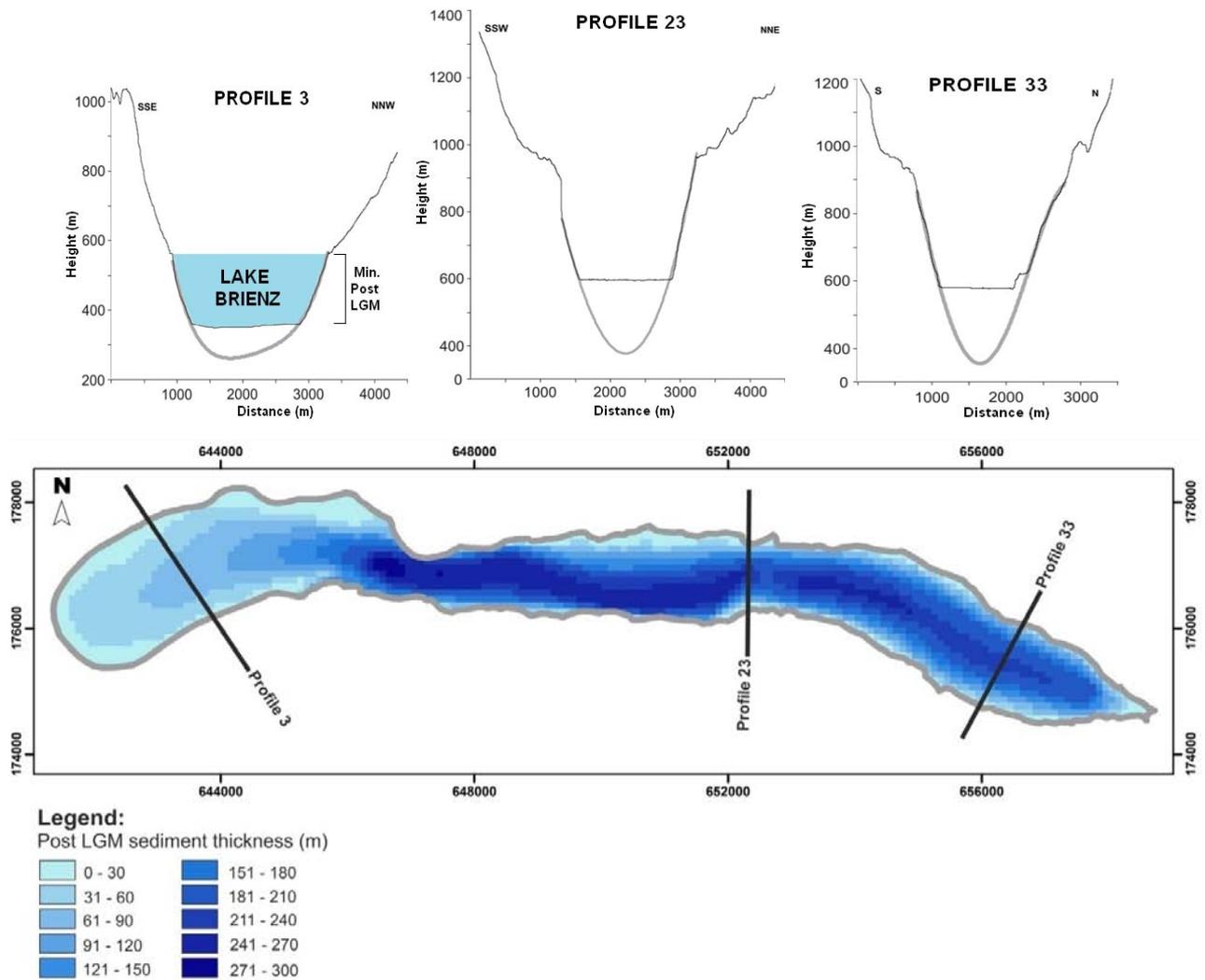


Figura 6.1 - Modelización del espesor de sedimentos fluviales acumulados en el valle Hasli y ejemplos de los perfiles transversales, calculados según el análisis morfométrico.

6.3 Acumulación de sedimentos en los últimos 2500 años

La estimación del volumen de sedimentos acumulados en los últimos 2500 años implicó la creación de un modelo tridimensional de acumulación que incluye la reconstrucción de las paleosuperficies de las llanuras deltaicas del Aare y del Lüttschine en intervalos temporales de 500 años.

6.3.1 Ambientes de acumulación

Las llanuras deltaicas del Aare y del Lüttschine presentan diferentes horizontes de acumulación que se pueden agrupar en 1) facies de canal y de *crevasse splay*; 2) facies de *levées*; 3) depresiones interdistributarias y 4) depósitos de ladera en los sectores cercanos a los taludes del valle. En las zonas distales de los deltas se puede identificar el límite entre facies de *topset* y *foreset*. Este límite se caracteriza por un cambio abrupto entre unidades mayoritariamente compuestas por sedimentos de grano fino y unidades de gravas y arenas. Por ejemplo, el testigo AA-10, con 11 metros de profundidad (Figura 6.2), muestra el predominio de horizontes de material grueso por debajo de los 177 cm, interpretados como facies de *foreset*. Estos depósitos (situados entre 177-959 cm de profundidad) se atribuyen a un antiguo lóbulo deltaico del Aare. A 960 cm de profundidad se ha encontrado un horizonte caracterizado por sedimentos finos laminados, atribuido a una fase de sedimentación lacustre con características semejantes a facies de *bottomset*. La existencia de este tipo de sedimentos entre facies de *foreset* se debe probablemente a un episodio de subida del nivel del lago Brienz o a la migración del lóbulo deltaico. La cronoestratigrafía de este testigo indica que esta fase de sedimentación lacustre ocurrió aproximadamente hace 1464 ± 67 años cal. BP. Las facies de *foreset* pueden ser encontradas hasta 690 ± 39 años cal. BP, periodo en el cual ha empezado la acumulación de sedimentos de *topset* más finos. Cabe resaltar que las facies de *foreset* del testigo AA-10 registran las tasas de sedimentación aparentemente más elevadas de todos los registros analizados de la llanura deltaica del Aare, con tasas hasta $10,64 \text{ mm a}^{-1}$. La magnitud de estos valores se debe en gran parte a la geometría sedimentaria del prisma del *foreset*.

6.4 Tasas de sedimentación

El cálculo de los modelos geocronológicos de cada testigo sedimentario es crucial para la reconstrucción de la acumulación de sedimentos en los fondos de valle y la estimación de tasas de sedimentación. En la Figura 6.3 se presentan los modelos geocronológicos de las llanuras deltaicas de los ríos Aare y Lüttschine. Los modelos se estructuran de acuerdo a la edad de los sedimentos y su profundidad. Un primer análisis permite observar tendencias generales más o menos similares en las tasas de sedimentación de la mayor parte de los 16 registros analizados. De este modo se distinguen: tasas significativamente más elevadas en depósitos de canal o en facies de *foreset* (p.e. IN-60; IN-8; AA-10); y tasas de sedimentación bajas en superficies de la llanura deltaica que han permanecido alejadas de canales durante los últimos siglos (p.e. IN-30; AA-2) y donde se han desarrollado horizontes turbosos. Destaca igualmente la presencia de procesos de *cut and fill*, detectados en el abanico deltaico del río Lüttschine, concretamente en los *cores* AA-1, IN-4 y IN60.

En la llanura deltaica del valle Hasli las tasas de sedimentación varían entre 10,13 mm a⁻¹ en facies de canal del *core* AA-12, y 0,78 mm a⁻¹, en unidades de limos y arcillas, intercalados con horizontes orgánicos, en el *core* AA-2, localizado en una depresión interdistributaria; en el abanico deltaico del río Lüttschine se observan valores entre 3,78 mm a⁻¹ en depósitos de canal del *core* IN-16, y valores de 0,29 mm a⁻¹ en áreas de la cuenca interdistributaria de la llanura deltaica (*core* IN-30). Como era esperado la pendiente de la recta de regresión lineal de cada modelo geocronológico (Figura 6.3) es consistente con las tendencias generales de las diferentes facies observadas.

En el caso particular del sondeo AA-10, situado en el extremo oeste de la llanura deltaica del Aare, la diferencia entre facies de *topset* y *foreset* (ver Figura 6.2) se caracteriza no sólo por un incremento de las tasas de sedimentación en las facies de *topset*, sino también por un incremento de la granulometría de los materiales (mayoritariamente gravas y arenas gruesas).

La Tabla 6.1 muestra el promedio en intervalos temporales de 500 años (*time-slices*) de las tasas de sedimentación de las llanuras deltaicas estudiadas. Se observa que el Aare presenta tasas más elevadas y una mayor variabilidad en comparación con los valores observados en el abanico deltaico del Lüttschine. Estas diferencias se

atribuyen principalmente al tamaño de la cuenca de drenaje, puesto que las características fisiográficas (litología y pendiente), usos de suelo y ocupación humana pasada son similares.

En relación a la evolución temporal de las tasas de sedimentación (promedio de cada *time-slice*), la tendencia principal indica una disminución general de la sedimentación en las llanuras deltaicas de las dos áreas de estudio (ver Tabla 6.1 y Figura 6.3). Igualmente, se pueden observar dos tendencias de sedimentación: la primera se observa entre 3000 y 1500 años cal. BP y se caracteriza por tasas de sedimentación lineales, con valores entre 6,2 y 5,2 mm a⁻¹ en el Hasli y entre 2 y 1,9 mm a⁻¹ en el caso del Lüttschine; la segunda tendencia, entre 1500 años cal. BP y la actualidad, muestra una disminución abrupta de las tasas de sedimentación en el Hasli, que es gradual en el caso del Lüttschine.

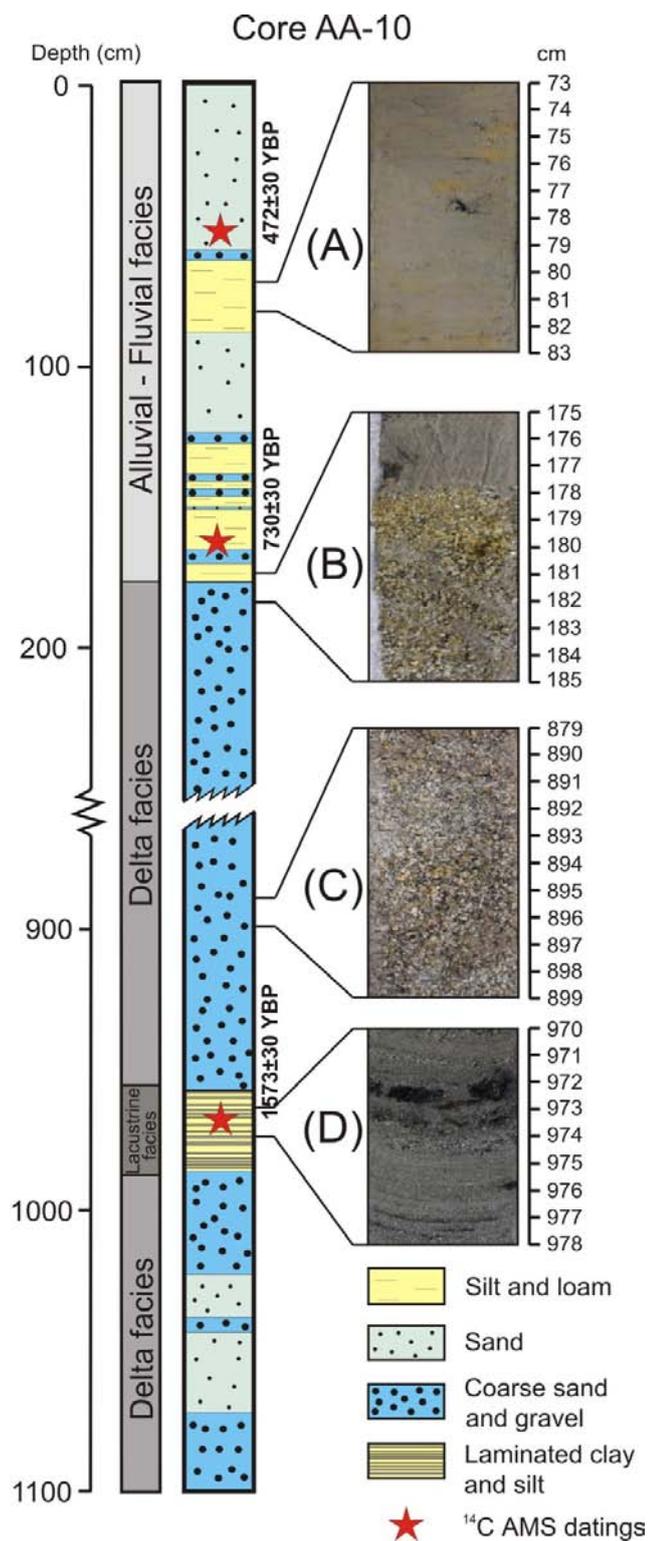


Figura 6.2 – Litología del testigo AA-10, del delta del Aare: (A) Horizontes de limos francosos del *topset* del delta; (B) Disconformidad entre las facies de *topset* y *foreset*; (C) Arenas gruesas y gravas de los horizontes de *foreset*; (D) Arcillas y limos laminados.

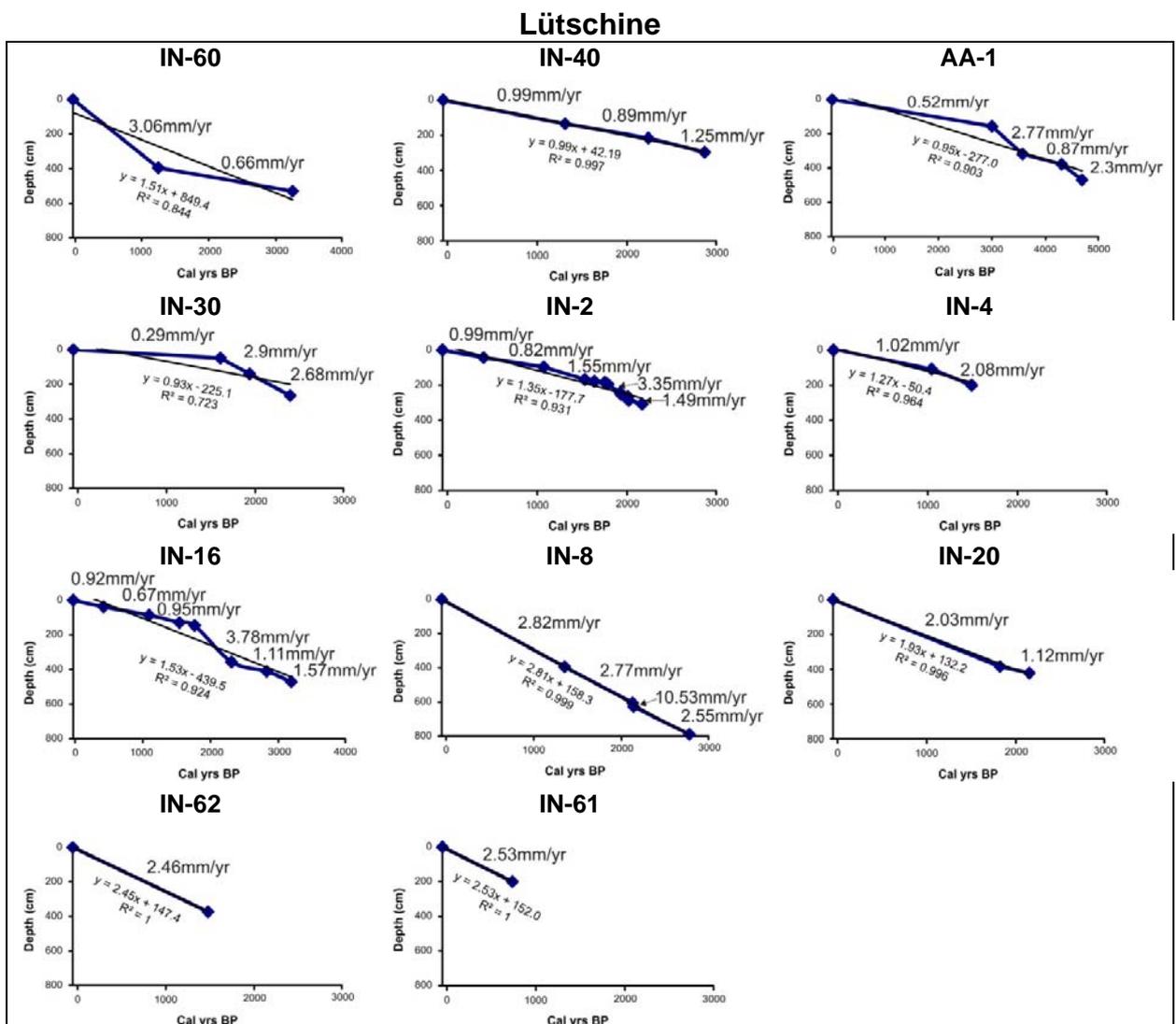
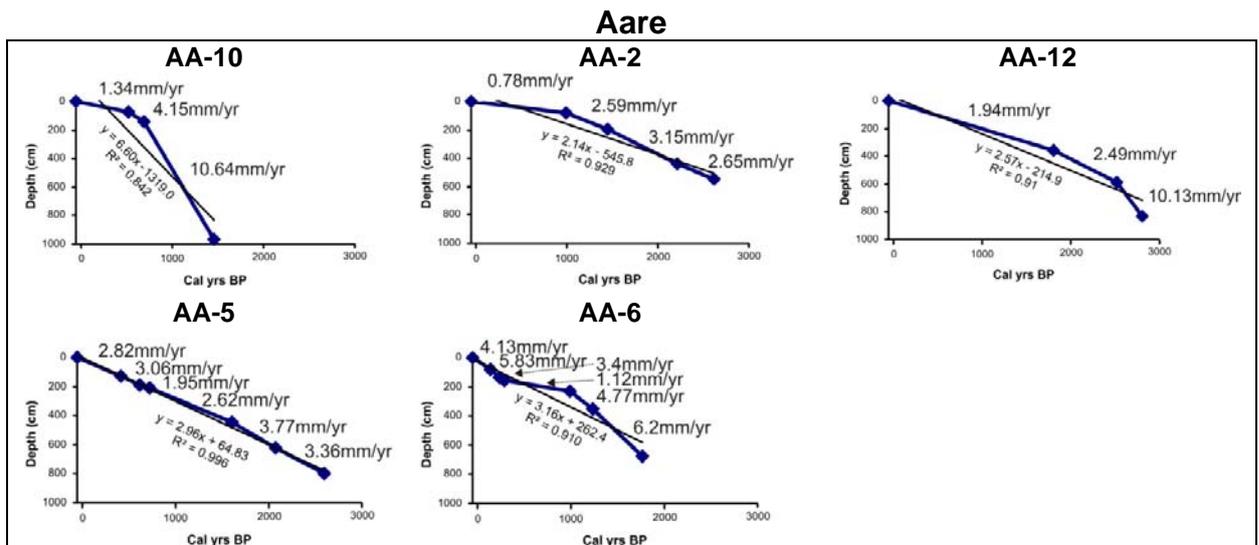


Figura 6.3 - Modelos geocronológicos de los registros sedimentarios analizados. Los modelos manifiestan la relación entre la profundidad y las edades de radiocarbono calibradas. Las dataciones están de acuerdo con Schulte *et al* (2008, 2009a); Carvalho y Schulte (2009) y Baró y Schulte (2009).

Tabla 6.1

Tasas de sedimentación de las llanuras deltaicas del Aare y del Lüttschine (mm a⁻¹). Los valores indican el promedio para cada intervalo de tiempo (*time-slice*). Los valores en gris y cursiva indican tasas de sedimentación extrapoladas linealmente de acuerdo con la profundidad e interpoladas linealmente con relación a la superficie.

Sedimentary records	Time slices (cal. yrs BP)						
	Present-500	500-1000	1000-1500	1500-2000	2000-2500	2500-3000	
Aare	AA-10	1,34	8,07	10,64	<i>10,64</i>	<i>10,64</i>	<i>10,64</i>
	AA-2	<i>0,78</i>	<i>0,78</i>	2,59	3,21	2,87	<i>2,65</i>
	AA-12	<i>1,94</i>	<i>1,94</i>	<i>1,94</i>	2,14	2,49	9,75
	AA-5	2,85	2,57	2,62	3,52	3,42	<i>3,36</i>
	AA-6	3,21	1,16	5,52	6,20	<i>6,20</i>	<i>6,20</i>
	Averages	2,02	2,90	4,66	5,14	5,12	6,52
Lüttschine	AA-1	<i>0,52</i>	<i>0,52</i>	<i>0,52</i>	<i>0,52</i>	<i>0,52</i>	0,52
	IN-20	<i>2,03</i>	<i>2,03</i>	<i>2,03</i>	1,71	1,12	<i>1,12</i>
	IN-60	<i>3,06</i>	<i>3,06</i>	1,78	0,66	0,66	0,66
	IN-40	<i>0,99</i>	<i>0,99</i>	0,95	0,89	1,08	1,25
	IN-30	<i>0,29</i>	<i>0,29</i>	<i>0,29</i>	2,34	2,66	<i>2,66</i>
	IN-8	<i>2,82</i>	<i>2,82</i>	2,80	2,77	2,91	2,55
	IN-2	0,99	0,78	1,43	2,05	1,85	<i>1,49</i>
	IN-4	0,77	1,30	2,00	<i>2,08</i>	<i>2,08</i>	<i>2,08</i>
	IN-16	0,92	0,62	0,91	2,95	2,09	1,26
	IN-62	2,46	2,46	2,46	<i>2,46</i>	<i>2,46</i>	<i>2,46</i>
	IN-61	2,53	<i>2,53</i>	<i>2,53</i>	<i>2,53</i>	<i>2,53</i>	<i>2,53</i>
Averages	1,58	1,58	1,61	1,91	1,81	1,69	

6.4.1 Llanura deltaica del Aare

Las tasas de sedimentación observadas en la llanura deltaica del Aare en el valle Hasli muestran diferencias significativas de acuerdo con las facies sedimentarias encontradas y la geomorfología de fondo de valle descrita en la Figura 6.4.

Por ejemplo, el testigo sedimentario AA-10, situado cerca del lago Brienz, presenta dos tendencias diferentes en lo que respecta a la distribución temporal de las tasas de sedimentación (Tabla 6.1). Las tasas disminuyen drásticamente entre el límite de las unidades de gravas y arenas gruesas pertenecientes al *foreset* del delta del Aare y las unidades más finas con la presencia de horizontes orgánicos del *topset* (llanura deltaica). Los valores varían entre 10,64 mm a⁻¹ en las facies de *foreset* y 1,34 a⁻¹ en el *topset*. Esta disminución abrupta de las tasas de sedimentación representa el cambio de un ambiente sedimentario de frente deltaico hacia una llanura deltaica. Este cambio se debe a la progradación del delta y a los cambios en la localización del lóbulo deltaico.

El *core* AA-2 se localiza en una depresión interdistributaria del sector occidental del valle Hasli y limitada por *levées* de paleocanales. Las tasas de sedimentación en esta área son las más bajas de todos los *cores* analizados (Tabla 6.1 y Figura 6.3). Sin embargo, se pueden distinguir oscilaciones menores en los intervalos temporales analizados. La tasa de sedimentación más elevada se detecta entre 2000 y 1500 años cal. BP y está relacionada con la presencia de horizontes de arenas, interpretados como depósitos de *levée* o *crevasse splay*. Las tasas de sedimentación más bajas se sitúan entre los 1000 años cal. BP y el presente. Tasas tan bajas evidencian la ausencia de canales activos en esta área; los depósitos de arenas finas y limos identificados durante este periodo resultan de la acumulación de sedimentos transportados en eventos de inundaciones.

Otro ejemplo de tasas de sedimentación bajas en el valle Hasli se encuentra en el *core* AA-5, localizado cerca de la vertiente sur del valle, en una área protegida por un deslizamiento aguas arriba. La mayoría de los sedimentos están compuestos por arenas finas, limos y arcillas, indicando una baja actividad fluvial, con una velocidad de flujo reducida. Igual que en el *core* AA-2, también se detecta una disminución de las

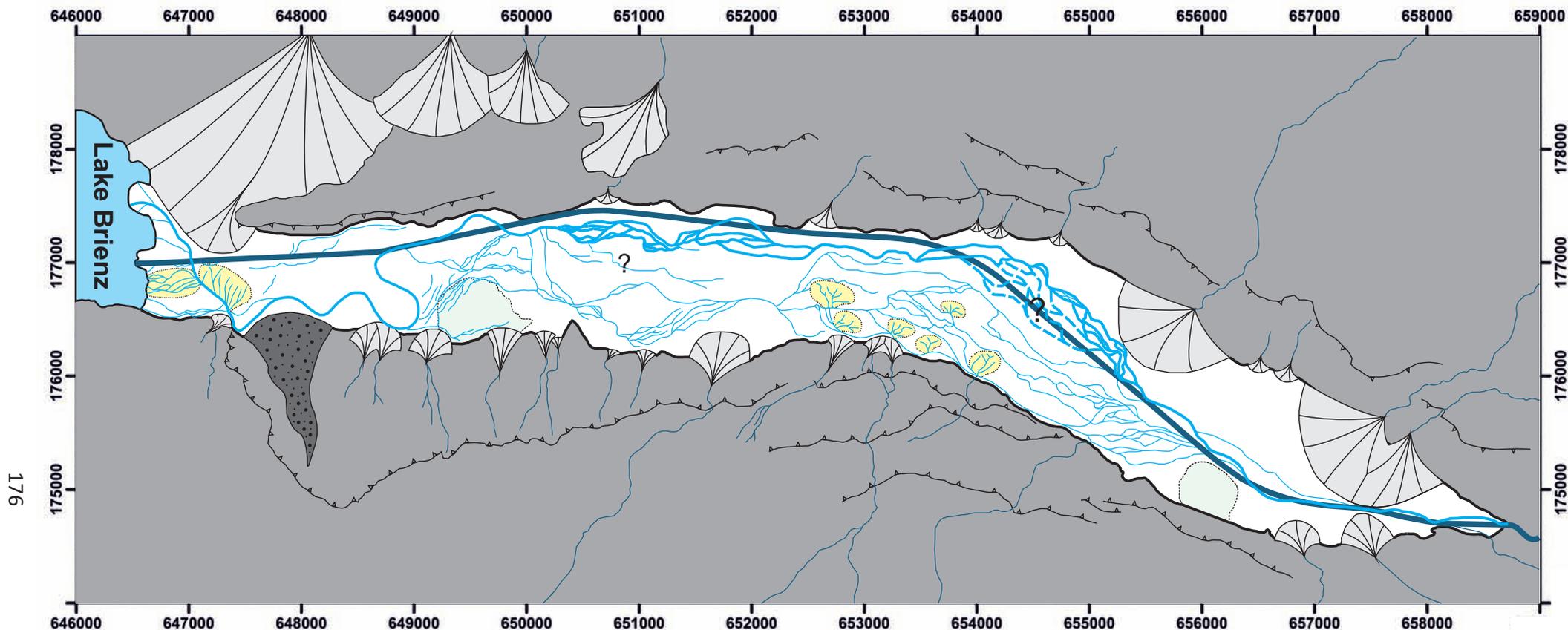
tasas de sedimentación durante los últimos 1500 años, registrando una disminución de 3,52 a 2,57 mm a⁻¹.

Las características sedimentarias de los *cores* AA-6 y AA-12 son distintas de los testigos sedimentarios referidos anteriormente. Los dos sondeos están predominantemente compuestos por material grueso, principalmente arenas medianas y gravas pequeñas y medianas. La naturaleza de estos materiales se explica por el contexto geomorfológico del área circundante a estos sondeos.

El *core* AA-6 se encuentra aguas abajo de arroyos tributarios del Aare (Figura 3.17) que han formado abanicos aluviales en la vertiente norte del valle (ver Figura 6.4). El *core* AA-12 se encuentra en un *levée*, situado en un confinamiento del valle, causado por el deslizamiento de Bitschi (Figura 4.6). Ambos contextos geomorfológicos han propiciado el incremento de la velocidad del flujo del río, dando como resultado la acumulación de material de mayor calibre y tasas de sedimentación más elevadas.

El *core* AA-6 es el que presenta tasas más elevadas, variando entre 6,2 y 1,16 mm a⁻¹. Destaca un incremento de las tasas de sedimentación entre los 2000 y 1000 años cal. BP, debido principalmente a un elevado aporte sedimentario de los tributarios referidos anteriormente.

Los procesos sedimentarios identificados en el área del *core* AA-12 están principalmente causados por el incremento de la velocidad del flujo del río, causado por el confinamiento de la llanura de inundación descrito anteriormente. De igual forma, no se descarta la ocurrencia de procesos de *cut and fill* en los depósitos posteriores al deslizamiento de Bitschi (sedimentos por encima de los 5,3 m de profundidad).



176

Legend:

Aare channel (since 1876)	Cliff (break of slope angle)	N
Lateral tributary creeks	Valley slopes	0 500 Meters
Aare main channel (until the beginning of XIX c.)	Aare delta plain	Slope unconsolidated deposits
Aare paleochannels (older than XIX c.)	Alluvial fan	Crevasse splay
		Landslide

Figura 6.4 - Características geomorfológicas del valle Hasli Inferior y reconstrucción de los paleocanales de la llanura deltaica del Aare.

6.4.2 Llanura deltaica del Lütschine

La información litoestratigráfica del abanico deltaico del Lütschine es más detallada que en el caso del delta del Aare, sin embargo su morfología en forma de abanico dificulta la modelización del promedio de las tasas de sedimentación y el cálculo de volumen de sedimentos acumulados. Este problema se debe en gran parte a una mayor variabilidad espacial causada por migraciones de los canales principales y un mayor gradiente.

El análisis de la distribución espacio-temporal de las tasas de sedimentación permite observar que los *cores* IN-2, IN-16 e IN-4 presentan un ligero aumento entre los 2500 y 1500 años cal. BP, como resultado de la proximidad del canal principal, seguido de una disminución hasta el presente. El testigo sedimentario IN-30, situado 500 m aguas abajo del sondeo IN-2 (Figura 4.7), también presenta la misma tendencia, con tasas cada vez más bajas hacia el presente, corroborando la teoría de migración de los canales principales.

En áreas más distales del abanico deltaico y en zonas alejadas de los canales principales se observan tasas de sedimentación bajas y depósitos con granulometría más fina. Este es el caso del sondeo IN-40, donde se identifican tasas de sedimentación inferiores a 1 mm a^{-1} en los últimos 2000 años (Tabla 6.1).

Los registros sedimentarios AA-1, IN-20 e IN-60 se localizan en áreas distales del abanico, cerca del canal del Aare que conecta los lagos Thun y Brienz en la margen norte del abanico deltaico del Lütschine. Sus sedimentos consisten mayoritariamente en horizontes de gravas y arenas. Algunas de las unidades correspondientes a depósitos de canal han sido afectadas por procesos de *cut and fill*. La existencia de estos procesos limita la resolución del modelo sedimentario en la parte distal del abanico. Los principales problemas encontrados en este sector responden a la baja resolución temporal de los testigos sedimentarios y la presencia de obras de gestión hidráulica. La unión de estos problemas con los referidos procesos de *cut and fill*, han contribuido al deterioro de la información histórica de los últimos 1000 años de agradación en el sector distal del abanico deltaico.

El registro IN-62 corresponde al sector superior del abanico deltaico. Las tasas de sedimentación verificadas en este testigo son más elevadas que el promedio de los restantes sondeos de este sector. En este caso, las elevadas tasas de sedimentación

están relacionadas con la presencia de facies de antiguos canales fluviales. La presencia de estas facies está relacionada con la disminución del espacio de almacenamiento y un aumento de la pendiente hacia el ápice del delta.

6.5 Distribución espacial de las tasas de sedimentación

La diferenciación entre tasas de sedimentación elevadas en las áreas proximales y tasas bajas en las áreas distales se encuentra bien documentada (Postma, 1990; Orton y Reading, 1993). En la Figura 6.5 se muestra esta relación a través de la comparación entre el promedio de las tasas de sedimentación de los testigos sedimentarios y su distancia al lago Brienz. Esta relación manifiesta principalmente las diferencias entre la pendiente a lo largo de la llanura deltaica (Figura 6.6) y la disminución de la capacidad de transporte del río (incidencia de canales meandriformes en el tramo final; Figura 6.4). De este modo, las tasas de sedimentación elevadas resultan de esta disminución, observable en la transición de las pendientes elevadas del Lütshine (entre Zweilütschinen y Wilderswil) y del río Aare (aguas arriba de la garganta del Aare) hacia pendientes más suaves (deltas).

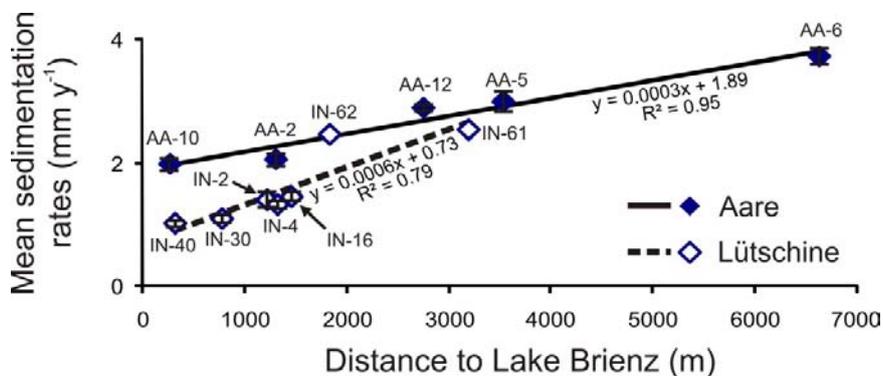


Figura 6.5 - Relación entre el promedio de las tasas de sedimentación y la distancia al lago Brienz de los registros sedimentarios analizados.

El análisis de la Figura 6.5 permite observar una disminución de las tasas de sedimentación con la proximidad al lago Brienz (áreas distales de las llanuras deltaicas). En el valle Hasli se verifican variaciones entre $3,7 \text{ mm a}^{-1}$ en el *core* AA-6, localizado en el sector intermedio del valle (a 6600 m del lago Brienz) y $2,1 \text{ mm a}^{-1}$ en el *core* AA-2, en el sector distal de la llanura deltaica (a 1300 m del lago). Sin embargo, se ha observado una tasa más baja de 2 mm a^{-1} en los sedimentos pertenecientes a la

unidad de *topset* del *core* AA-10 (localizado a apenas 200 m del lago). En el abanico deltaico del Lütshine los valores observados son más bajos, y varían entre $2,5 \text{ mm a}^{-1}$ en el *core* IN-61, localizado en un área próxima al ápice y 1 mm a^{-1} en el *core* IN-40, en el sector distal del abanico.

Las líneas de tendencia mostradas en la Figura 6.5 indican que la pendiente de la recta de regresión es similar y presenta la misma tendencia en las dos llanuras deltaicas analizadas. De igual forma, se han obtenido coeficientes de correlación elevados, 0,95 en el Hasli y 0,79 en el caso del Lütshine, demostrando la relación elevada entre tasas de sedimentación y la localización distal o proximal de los testigos sedimentarios en la llanura deltaica.

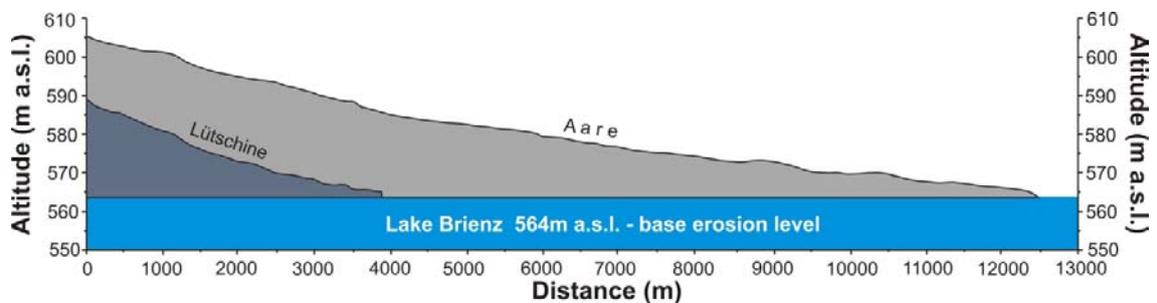


Figura 6.6 – Perfiles longitudinales de las llanuras deltaicas del Aare y del Lütshine, determinadas de acuerdo con la distancia entre el ápice y la desembocadura de ambos deltas.

El nivel de erosión base también influye sobre el gradiente espacial descrito, dado que afecta la capacidad de transporte del río. El nivel del Lago Brienz presenta variaciones estacionales de hasta 3 metros y, según fuentes documentales históricas (Wurstemberger, 1862), una variación de aproximadamente 2 metros entre 1433 y 1865 AD provocada por el represamiento del lago Brienz en Interlaken.

La modelización geoestadística de las tasas de sedimentación permite una visualización espacial de las tendencias descritas anteriormente. Las Figuras 6.7 y 6.8 presentan la distribución espacial de las tasas de sedimentación de las llanuras deltaicas del Aare y Lütshine. Para la elaboración de este modelo sólo se han incluido los horizontes correspondientes a unidades de *foreset*, mientras que todas las facies, y sus respectivas tasas de sedimentación, de unidades de *foreset* y depósitos de canal han sido excluidas (testigos AA-10, AA-1, IN-8 y IN-20), permitiendo una homogenización de los resultados.

La distribución espacial en la llanura deltaica del Aare (Figura 6.7) se caracteriza por un aumento de las tasas de sedimentación desde la desembocadura del río ($< 2,2 \text{ mm a}^{-1}$) hasta el sector intermedio del valle, cerca del *core* AA-6 ($3,7 \text{ mm a}^{-1}$) y una ligera disminución desde este punto hasta el ápice de la llanura deltaica ($2,4 \text{ mm a}^{-1}$ en el *core* AA-7).

Los valores elevados del sector intermedio se pueden explicar principalmente por la inexistencia de suficientes puntos de control en el ápice de la llanura. Todos los factores apuntan hacia mayores tasas de sedimentación en el ápice de la llanura deltaica, sea por la capacidad de transporte del río Aare; por los aportes laterales de tributarios o por la existencia de extensas áreas de agradación de gravas (observadas en varios testigos sedimentarios; ver Figura 3.14). La obtención de tasas de sedimentación relativamente más bajas a lo esperado revela la incertidumbre del modelo en este sector. Se considera que los valores observados en el área próxima al ápice pueden presentar un margen de error elevado ($> 50\%$) debido a una malla de puntos de control insuficiente, forzando una extrapolación de las tasas de sedimentación.

Las diferencias entre tasas de sedimentación del sector intermedio de la llanura y las áreas más distales se explican por la existencia de una quiebra de pendiente a una distancia de aproximadamente 4,5 km del ápice. Este cambio de pendientes divide la superficie más inclinada del ápice ($0,26^\circ$) de la superficie con menor pendiente que conecta con el Lago Brienz ($0,11^\circ$). Las tasas de sedimentación más elevadas se deben al incremento de la agradación observada aguas abajo de la quiebra de pendiente. El aumento de la pendiente en el tramo superior del valle está controlado por el nivel de base de la garganta del Aare y también por las contribuciones laterales de diversos abanicos aluviales alimentados por tributarios del Aare (Milibach, Hüsenbach, Falcherenbach y Rychenbach). La existencia de estos abanicos aluviales ha controlado el curso del río Aare (antes de la canalización artificial, finalizada en 1875 AD), contribuyendo a un estrechamiento de la llanura de inundación y forzando también el desvío del río Aare hacia la margen sur del valle.

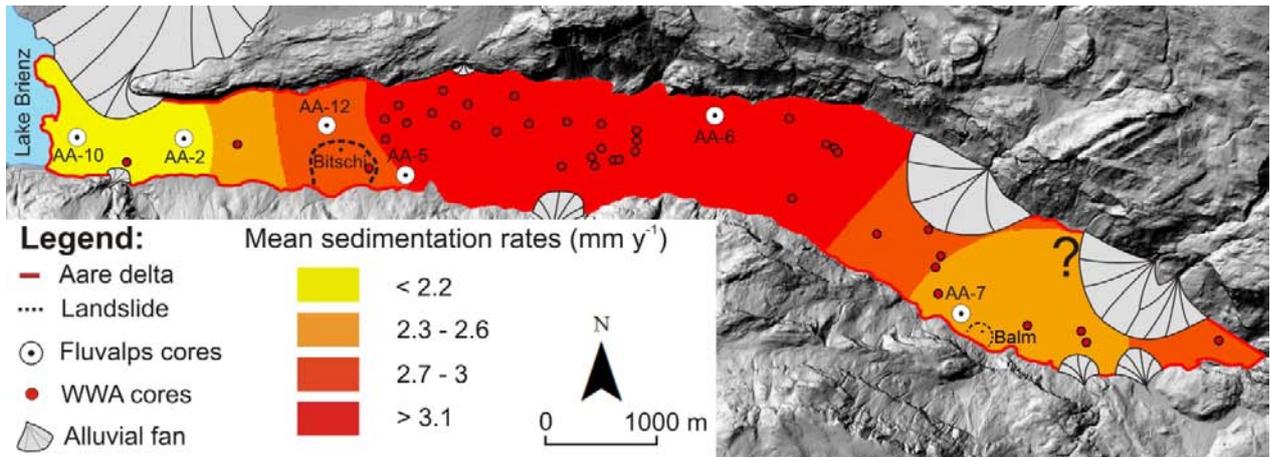


Figura 6.7 - Distribución espacial de las tasas de sedimentación en el valle Hasli durante los últimos 2500 años, basada en la modelización espacial de datos de campo.

El delta del Lütschine presenta una distribución espacial semejante al valle Hasli, con tasas de sedimentación más elevadas en el ápice (Figura 6.8). Sin embargo, los valores observados en el delta del Lütschine presentan amplitudes más bajas en comparación con el valle Hasli inferior. Las tasas de sedimentación varían entre 2,3 y 2,5 mm a^{-1} en áreas cercanas al ápice y entre 1,5 y 0,5 mm a^{-1} en áreas distales del abanico deltaico. En los sectores distales, especialmente en áreas relacionadas con la formación reciente del delta (en el noreste) y entre los *cores* AA-1 y IN-20, hay un elevado margen de error debido a la inexistencia de suficientes puntos de control y a la presencia de procesos de *cut and fill* provocados por el canal del Aare. El delta progradante en el noreste y las tasas elevadas del *core* IN-8 son el resultado del desvío (intermitente) del río Lütschine desde el siglo XIII (Vischer, 2003) y de la compactación de los sedimentos deltaicos. Por otro lado, las tasas de sedimentación más bajas verificadas en el área central del abanico deltaico presentan menor compactación. Esto se debe en gran parte a que estos sedimentos se encuentran soportados por roca madre del Mesozoico. Los afloramientos de esta roca han sido utilizados como cimientos del edificio escolar de Matten construido a inicios del siglo XX (Schulte, comunicación oral).

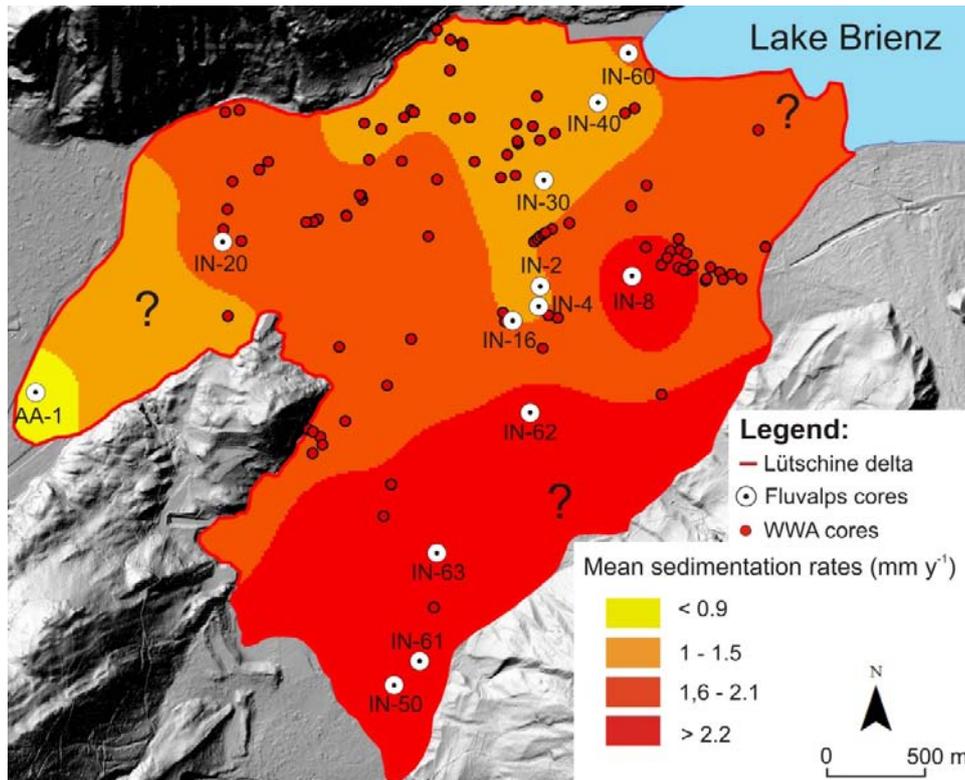


Figura 6.8 - Distribución espacial de las tasas de sedimentación en el abanico deltaico del Lüschine durante los últimos 2500 años, basada en la modelización espacial de datos de campo.

Teniendo en cuenta la respuesta de las tasas de sedimentación en áreas de depresión interdistributaria, cabe resaltar la existencia de valores bajos, con tasas entre 0,8 y 1,5 mm a⁻¹ en la llanura deltaica del Lüschine y entre 1,1 a 2,5 mm a⁻¹ en el valle Hasli. Los valores bajos indican la ausencia de una dinámica fluvial muy activa, sin embargo, los valores más elevados son muy similares a los de las facies de *levée*, indicando la importancia de los eventos de inundación en los procesos de agradación. Estos eventos parecen ocurrir independientemente de los ambientes sedimentarios y evidencian una probable existencia de ciclos sedimentarios en las llanuras de inundación, caracterizadas por tasas de agradación elevadas al inicio de cada ciclo (el inicio de cada ciclo podrá estar relacionado con un evento de inundación) y una posterior disminución de las tasas de sedimentación en las unidades sucesivas, caracterizadas por secuencias de horizontes de finos, cada vez más orgánicos (Schulte *et al.*, 2008, 2009b).

6.6 Volumen de sedimentos acumulados en los últimos 2500 años

El volumen de sedimentos acumulados en los últimos 2500 años se define por la relación entre la distribución de las tasas de sedimentación y la geometría de la cubeta sedimentaria. Las figuras 6.9 y 6.10 representan la modelización de las paleosuperficies de ambos deltas. La realización de esta modelización ha sido importante, pues es a partir de estas paleosuperficies como se han calculado los volúmenes de sedimentos acumulados en los últimos 2500 años.

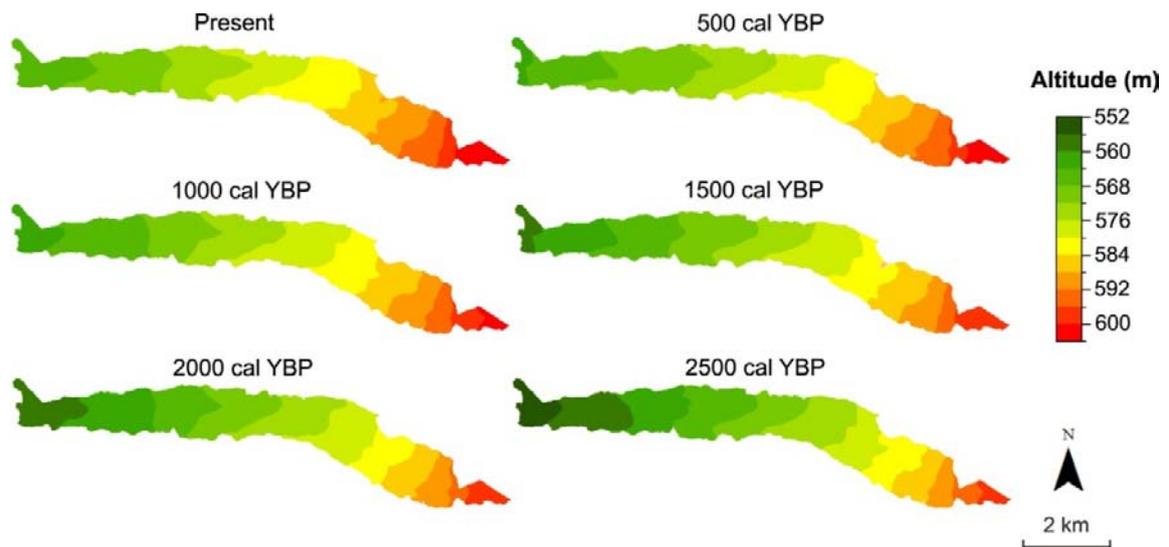


Figura 6.9 – Modelización de las paleosuperficies del valle Hasli en intervalos de 500 años. La superficie actual se basa en un DTM simplificado del año 2005.

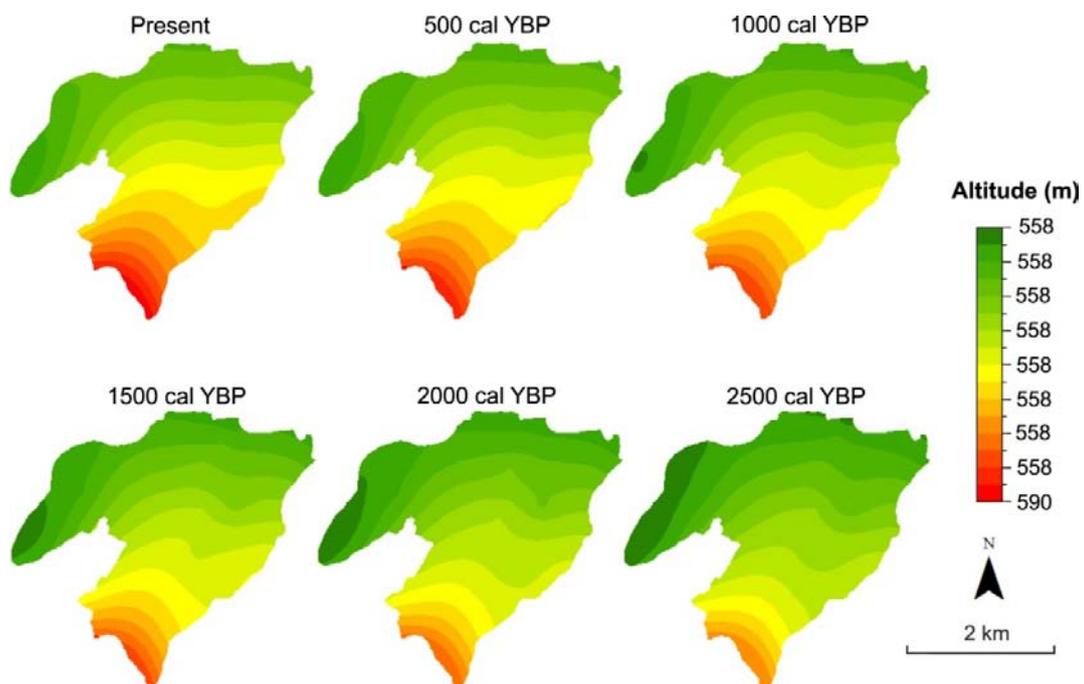


Figura 6.10 – Modelización de las paleosuperficies del abanico deltaico del Lutschine en intervalos de 500 años. La superficie actual se basa en un DTM simplificado del año 2005.

La tendencia general observada a partir de los resultados obtenidos indica que en la llanura deltaica del Aare se produjo una disminución del volumen de sedimentos acumulados a lo largo de los últimos 2500 años cal. BP. Esta disminución ha sido del orden de $0,01 \text{ km}^3$, con un volumen total de $25,8 \times 10^6 \text{ m}^3$ durante los 2500 y 2000 años años cal. BP y una disminución hasta $19 \times 10^6 \text{ m}^3$ de acumulación total entre los 500 años cal. BP y la actualidad. La reducción de la acumulación de sedimentos ha sido todavía más acentuada durante los últimos 1000 años (Figura 6.11), aunque se observa una ligera recuperación en los últimos 500 años.

El Lüttschine presenta variaciones muy poco significativas en comparación con las observadas en el valle Hasli (comparar figuras 6.12 y 6.13). Los volúmenes totales de sedimentos acumulados oscilan entre $8,3 \times 10^6 \text{ m}^3$ en el periodo de 2500 a 2000 años cal. BP y $7 \times 10^6 \text{ m}^3$ entre los 1000 a 500 años cal. BP. También se verifica un ligero incremento del volumen entre los 500 años cal. BP y la actualidad, lo que indica un comportamiento similar al observado en el valle Hasli.

Conjuntamente con el análisis temporal de la acumulación en cada intervalo de tiempo (a cada 500 años) también se ha sumado el volumen total de sedimentos de los últimos 2500 años. El volumen total de sedimentos acumulados en la llanura deltaica del Aare en los últimos 2500 años ha sido estimado en $137 \times 10^6 \text{ m}^3$ mientras que para la llanura deltaica del Lüttschine se han acumulado $44 \times 10^6 \text{ m}^3$ de sedimentos transportados por el río Lüttschine. Es importante referir que no se ha estimado el volumen correspondiente a la porción subacuática de ambos deltas en el Lago Brienz. Las facies de *foreset* se han excluido del modelo teniendo como base el límite observado en el testigo AA-10 (ver Figura 6.2).

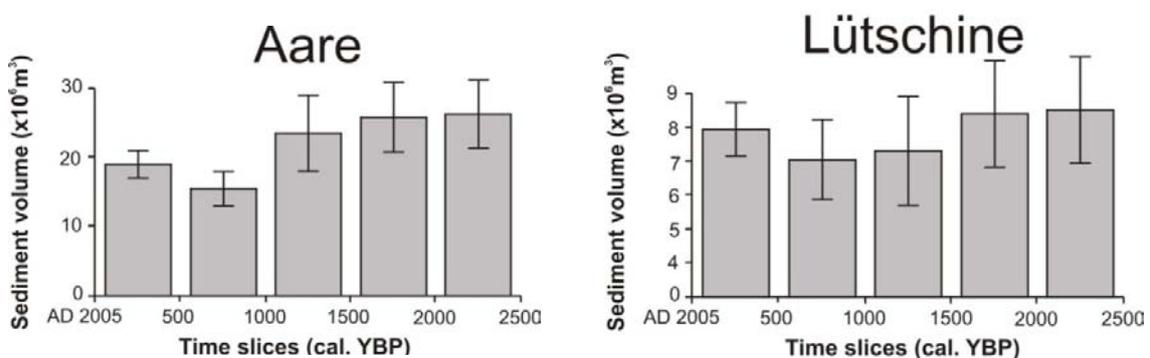


Figura 6.11- Distribución temporal del volumen de sedimentos acumulados en las llanuras deltaicas del Aare y del Lüttschine durante los últimos 2500 años.

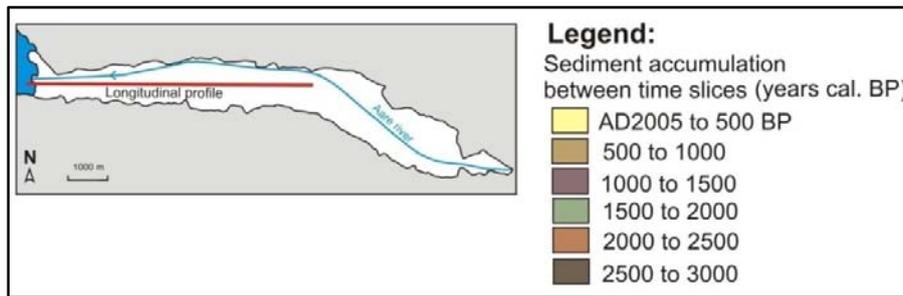
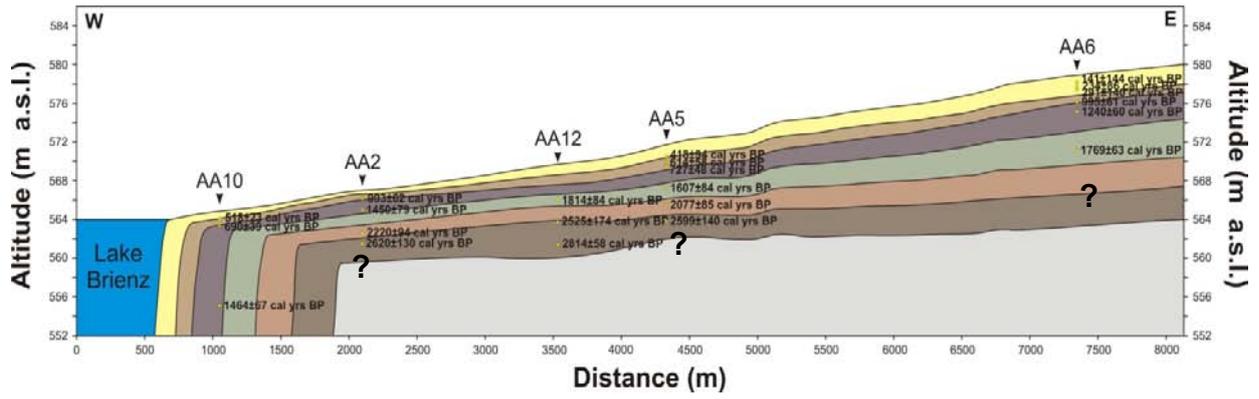


Figura 6.12 – Perfil longitudinal del valle Hasli con las isócronas de los sedimentos acumulados.

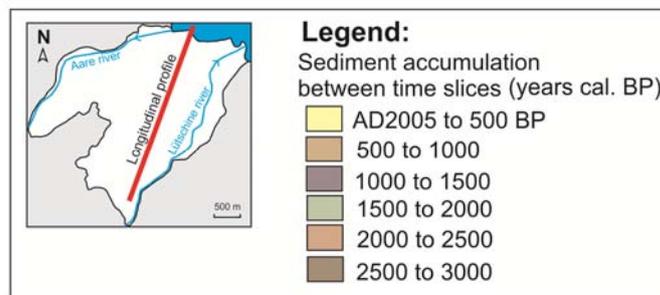
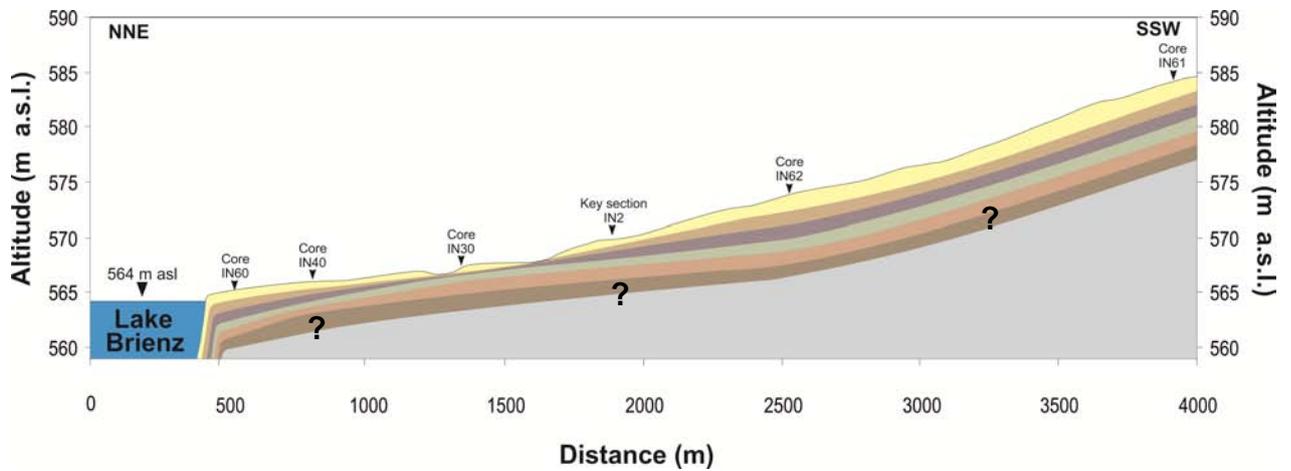


Figura 6.13 – Perfil longitudinal del abanico deltaico del Lutschine con las isócronas de los sedimentos acumulados.

Los cálculos realizados por Hinderer (2001) han determinado un volumen de sedimentos acumulados de $4700 \times 10^6 \text{ m}^3$ para el Aare y $6100 \times 10^6 \text{ m}^3$ para el Lüttschine. Para poder establecer un término de comparación entre la proporción del volumen de los últimos 2500 años con el total de sedimentos acumulados en todo el Holoceno, se ha dividido la estimación realizada por Hinderer para el respectivo periodo. Las estimaciones de Hinderer dan un volumen total de $291,9 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ ka}^{-1}$ para el valle inferior del Hasli y $369,8 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ ka}^{-1}$ para el delta del Lüttschine. Hinderer (2001) también compiló una serie de datos de 35 años con información volumétrica de la progradación del delta del Aare en el lago Brienz (los datos abarcan el periodo desde 1898 hasta 1933; este período es anterior a la construcción de las presas hidroeléctricas en los sectores más elevados de la cuenca), donde se determinó un crecimiento anual del delta de $155.000 \text{ m}^3 \text{ a}^{-1}$.

Como era de esperar, el volumen estimado para los sedimentos acumulados en las llanuras deltaicas del Aare y Lüttschine en los últimos 2500 años es muy inferior al volumen de las estimaciones de los deltas (incluyendo las facies de *topset*, *foreset* y *bottomset*) proporcionadas por Hinderer. Los resultados obtenidos son: $45,7 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ ka}^{-1}$ para la llanura deltaica del Aare y $14,7 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ ka}^{-1}$ para la llanura deltaica del Lüttschine. Estos valores llevan a dos conclusiones principales: la primera, que la agradación en el periodo posterior a la deglaciación ha sido muy superior a la ocurrida en el Holoceno Tardío; y la segunda que la sedimentación en las llanuras deltaicas es bastante baja, en relación a las facies de *foreset* y *bottomset*, no contempladas en el presente trabajo.

Sobre la base del concepto teórico de Church y Ryder (1972), Hinderer (2001) plantea justamente esta hipótesis, donde tasas de sedimentación elevadas pueden atribuirse a la deglaciación alpina (estadio MIS 2), mientras que las tasas más bajas son características de la sedimentación del Holoceno.

Esta suposición puede ser validada en el caso del delta del Lüttschine a través de los trabajos palinológicos realizados por Bodmer *et al.* (1976) y la cronoestadigrafía establecida por Schulte *et al.* (2009a), basada en dataciones de radiocarbono. Bodmer *et al.* (1976) identificó el límite entre el Tardiglacial y el Holoceno (aproximadamente hacia 11,7 ka) a 26 m de profundidad, a través de muestras de polen recuperadas por sondeos mecánicos. Análisis de refracción sísmica realizados en el sector intermedio

de la llanura deltaica del Lüttschine indican que la roca madre se encuentra aproximadamente a 500 m por debajo de la superficie actual (Kellerhals y Haefeli, 1985). Esto indica que la mayoría de estos sedimentos solo podrían ser originarios del periodo post-LGM, puesto que la profundidad máxima del lago Brienz es de 260 metros y la del lago Thun es de 215 m (profundidades mínimas de la base del glaciar del Aare en la última glaciación).

El trabajo realizado por Schulte *et al.* (2009a) también permite observar una diferencia significativa entre el espesor de los sedimentos del Tardiglacial y los del Holoceno. Schulte *et al.* (2009a) realizan un transecto que permite una reconstrucción paleoambiental y litoestratigráfica de alta resolución del sector intermedio del delta del Lüttschine (cerca de Matten). Este trabajo ha datado sedimentos con 5000 años cal. BP a una profundidad de 17 m. Si se extrapola linealmente este patrón sedimentario, el límite entre el Tardiglacial y el Holoceno podría establecerse alrededor de 40 m de profundidad. La magnitud de estos resultados son comparables a los resultados de Bodmer *et al.* (1976; límite -26 m de profundidad) de la zona distal del Lüttschine. Es fundamental señalar que la litoestratigrafía abarcada por ambos trabajos sólo incluye facies de sedimentación subaérea de la llanura aluvial y no incluyen depósitos del prodelta del Lüttschine en el lago Brienz. Estos frentes activos (progradación del delta) se suponen que podrían estar situados en el sector oriental de la desembocadura actual del Lüttschine (cerca de Bönigen) y cerca del canal del río Aare que conecta los lagos Brienz y Thun (al oeste de Interlaken). En el sector central del frente deltaico en el lago Brienz (al NE de Interlaken) se observan procesos de erosión por parte del río Aare (ver testigo IN-60, Figura 6.3). En el delta del Aare, la progradación del frente deltaico durante los últimos 750 años BP ha sido lenta y no ha excedido una progradación de más de 270 m (verificable en el límite entre facies de *topset* y *foreset* del testigo AA-10, Figura 6.2). Fuentes documentales históricas indican que durante los últimos 500 años los lóbulos del prodelta del Aare mostraron cambios laterales muy limitados a la actual orilla del lago.

Teniendo en cuenta lo expuesto anteriormente y las estimaciones del volumen para los últimos 2500 años en las llanuras deltaicas del Aare y del Lüttschine, se puede considerar que el volumen de sedimentos acumulados representa entre el 1 y el 3% de la totalidad de sedimentos almacenados en ambos deltas.

Es fundamental tener en cuenta que las incertidumbres, tales como la falta de dataciones en los depósitos tardiglaciares pre-LGM (p.e. *till* u otros sedimentos deltaicos), pueden modificar sustancialmente los cálculos de volumen efectuados en el presente trabajo. A pesar de estas incertidumbres, se considera que la acumulación de sedimentos tardiglaciares (desde el LGM hasta el Holoceno temprano) ha sido la principal contribución del volumen de sedimentos acumulados en el área de estudio, debido a la efectividad de los procesos de erosión glacial y periglacial y también a los procesos de adaptación paraglacial en las cabeceras de ambas cuencas (Schulte *et al.*, 2009a). El Holoceno tardío representa una porción más pequeña del volumen total de sedimentos, a pesar del impacto humano en el uso del suelo y sus repercusiones en los procesos de erosión. Hornung *et al.* (2010) alcanza una conclusión similar en su análisis de la arquitectura sedimentaria de un abanico aluvial alpino cerca de Samedan, Suiza.

6.7 Relación entre tasas de sedimentación y variabilidad fluvial

Las tendencias obtenidas en las tasas de sedimentación del Aare y del Lütschine demuestran que existe una relación entre las facies sedimentarias y tres variables principales, a saber: 1) distancia a los canales principales, 2) velocidad del flujo y capacidad de transporte del río y 3) sobrecarga de sedimentos provenientes de aguas arriba y de los abanicos laterales del valle Hasli. Por otro lado, facies paludales como horizontes de turba y unidades sedimentarias orgánicas, están relacionadas con ambientes interdistributarios, caracterizados por un nivel freático elevado y tasas de sedimentación bajas. Los ejemplos de estas relaciones se describen a continuación.

Los testigos sedimentarios IN-2, IN-16 e IN-4 del abanico deltaico del Lütschine presentan elevadas tasas de sedimentación entre 2500 y 2000 años cal. BP. Estas elevadas tasas se atribuyen a la existencia de un paleocanal del Lütschine en las proximidades. La unidad sedimentaria que compone este paleocanal ha sido identificada en la base de la trinchera realizada para las obras de construcción del parque recreativo *Mystery Park* en Interlaken (Schulte *et al.*, 2009a; Figura 3.14). Entre 2000 y 1500 años cal. BP se verifica una disminución de las tasas como resultado de la migración del canal, aunque todavía persiste la existencia de un canal secundario más pequeño. El testigo IN-8, al este del perfil IN-2, muestra la continuidad de esta migración, produciendo tasas de sedimentación elevadas a partir de los 1500 años cal.

BP hasta la actualidad y horizontes compuestos predominantemente por gravas y arenas gruesas y medianas. Este desvío del canal central del Lutschine hacia el este se encuentra bien identificado en el mapa morfológico publicado por Schulte *et al.* (2009a). Sus cambios han sido reconstruidos por medio de perfiles litológicos transversales, cálculo de isócronas de la agradación de sedimentos, mapas históricos y fotografías aéreas.

En el valle Hasli inferior las tasas de sedimentación más elevadas, observadas en el testigo AA-6 (4 a 6 mm a⁻¹, Figura 6.3), se atribuyen a la cercanía de varios abanicos aluviales, situados aguas arriba de este testigo. La existencia de abanicos deltaicos con un área mayor de 2 Km² ha contribuido al confinamiento del curso del Aare. Este fenómeno es principalmente visible aguas arriba de este testigo. En el ápice de la llanura deltaica el Aare se encuentra confinado por los abanicos del Alpbach, Milibach y Rychenbach. El exceso del aporte sedimentario de estos tributarios, en relación con la capacidad de transporte del río Aare, ha contribuido a la formación de una morfología de tipo *braided* con predominancia de depósitos de gravas y arenas gruesas. Actualmente, con las obras hidráulicas de regularización del curso del Aare, no se observa este tipo de morfología fluvial, pero hasta inicios del siglo XIX el tramo intermedio del valle Hasli inferior, entre las localidades de Balm y Unterheid se encontraba un canal de tipo *braided*. Esta configuración del curso del Aare se encuentra documentada de forma bastante precisa en cartografía histórica del siglo XVIII (Mirani, 1764). También ha sido posible detectar esta morfología mediante el análisis del DTM de 2m de resolución y mediante el análisis geomorfológico en el trabajo de campo (Figura 6.4).

6.8 Elementos forzadores de la variabilidad sedimentaria

El cálculo de tasas de sedimentación y volúmenes en intervalos temporales de 500 años contribuye sobre todo a la comprensión de la variabilidad de la dinámica sedimentaria, controlada por forzamientos externos, como el clima, el uso del suelo, la configuración hidrológica o el almacenamiento de sedimentos en sectores intermedios de la cuenca (Erkens, 2009). Los resultados obtenidos para las llanuras deltaicas del Aare y del Lutschine indican un patrón similar de los procesos de agradación, con tendencias análogas en las tasas de sedimentación. La comparación de las

paleosuperficies modelizadas (ver figuras 6.12 y 6.13) demuestra la importancia de la agradación fluvial, especialmente en el ápice de las llanuras deltaicas. La distribución temporal de los volúmenes (Figura 6.11) muestra que la agradación de sedimentos disminuyó, en el caso del Aare, o se mantuvo prácticamente estable en el caso del Lüttschine. Esta evolución se produjo a pesar de la ocupación intensiva por parte del hombre y de cambios de usos del suelo significativos (Dapples *et al.*, 2002; Schulte *et al.*, 2009a), o incluso de alteraciones antrópicas introducidas en los sistemas fluviales (obras de corrección hidráulica, presas), especialmente durante los últimos 500 años.

Atendiendo a las intervenciones antrópicas en los últimos 700 años se podría esperar un aumento de la agradación en los fondos de valle del área de estudio; sin embargo, sólo se registra un ligero incremento en los últimos 500 años. Las causas más probables para la inexistencia de una respuesta significativa de la agradación en los fondos de valle provienen de limitaciones metodológicas del modelo sedimentario aplicado. Por un lado, el modelo utilizado solo contempla las facies de *topset* de las llanuras deltaicas. Las restantes facies de *foreset* y *bottomset* no están incluidas en el modelo y podrían aportar más datos para entender la influencia antrópica en la dinámica sedimentaria de las cuencas alpinas. Por otro lado, la elección de los lugares de sondeo se ha centrado principalmente en depresiones interdistributarias. Esta estrategia de sondeo se justifica por el interés de obtener testigos sedimentarios fluviales altamente resolutivos, algo que sería imposible en otros ámbitos sedimentarios como canales o *levées*.

Los resultados obtenidos en el presente estudio no posibilitan la identificación de la influencia de episodios climáticos del Holoceno tardío, como la Pequeña Edad del Hielo, el Período Cálido Medieval, etc., en la agradación de sedimentos en las llanuras deltaicas. Esto se puede deber, por un lado, a que las variaciones de la agradación no son lo suficientemente significativas y por otro, a que la resolución temporal utilizada en el presente análisis (intervalos de 500 años) no permite la detección de eventos con una variabilidad climática de baja frecuencia. Además, a partir de los estudios efectuados hasta el momento y de los conocimientos obtenidos a través del análisis de series sedimentarias resulta difícil atribuir la tendencia de agradación observada (decrecimiento) a cambios con escalas temporales más amplias, como la disminución de la insolación en el Hemisferio Norte (orbitalmente controlado, de acuerdo con

Berger y Loutre, 1991) o cambios en las tasas de levantamiento tectónico (Champagnac *et al.*, 2009). Sin embargo, el análisis factorial aplicado a *proxies* geoquímicos de sedimentos de la llanura de inundación del delta del Lütischine (Schulte *et al.*, 2009a) muestra una tendencia marcada por la contribución de sedimentos con una mayor componente siliciclástica del macizo cristalino del Aare (que corresponde a la cabecera de la cuenca, ver Figura 3.8) en periodos climáticos fríos. La contribución de la erosión glacial y del caudal generado por la fusión de la cubierta nival puede interpretarse como uno de los factores que impulsan el aumento de la contribución de sedimentos siliciclásticos en periodos climáticos fríos (Schulte *et al.*, 2008). Esta tendencia podrá ser responsable de una mayor agradación en estos periodos, aunque es necesario mejorar la resolución de los modelos sedimentarios en futuros trabajos.

Una posible razón para la existencia de una variabilidad elevada en la agradación sedimentaria, que se traduce en el área de estudio en una tendencia generalizada hacia una disminución de la sedimentación, especialmente en los últimos 1000 años (ver Figura 6.11), puede estar relacionada con una gestión relativamente eficiente de los recursos hídricos por parte de las poblaciones locales (Vischer, 1989; Schulte *et al.*, 2009 a,b). Por ejemplo, desde AD 1579 la población local está legalmente obligada a afiliarse a una cooperativa de gestión de los recursos hídricos (*Schwellenkooperation*). El desvío, canalización y regulación de los cauces puede haber afectado a la agradación fluvial de ambos ríos, contribuyendo a la transferencia de la mayor parte de los sedimentos directamente hacia el lago Brienz (efecto *bypass*). La gestión de los cauces también ha contribuido a un aumento de la velocidad del flujo y de la capacidad de transporte fluvial, acentuando la eficiencia de la transferencia de carga de fondo hacia el prodelta. Consecuentemente, los efectos del aumento de la erosión inducidos por el hombre o controlados por el clima (el aumento de temperatura actual produce una degradación de las áreas de permafrost, que contribuye a un aumento de los procesos de erosión fluvial) pueden limitarse a las áreas distales del delta, concretamente a la formación del prodelta y la acumulación en el delta subacuático (facies de *foreset* y *bottomset* no contempladas en este estudio) (Tanabe *et al.*, 2006; Fontana *et al.*, 2008).

Anselmetti *et al.* (2007) determinaron las tasas de sedimentación en el lago Brienz y su distribución espacial para el período 1996-2005. Sus resultados muestran

tasas de sedimentación en el frente deltaico subacuático que varían entre 7,1 y 12,9 mm a⁻¹ en el delta del Aare y 17,1 y 22,9 mm a⁻¹ en el delta del Lütschine. Si se comparan estas tasas de sedimentación con las tasas de agradación medias anuales de los últimos 500 años realizadas en la presente tesis (Tabla 6.1), se concluye que los frentes deltaicos en el lago Brienz tienen siempre tasas de sedimentación muy elevadas en comparación con las de la llanura deltaica. Además, se verifica que este tipo de sedimentación sigue siendo más elevada, a pesar de la existencia de presas hidroeléctricas en la cabecera de la cuenca del Aare (Anselmetti *et al.*, 2007; Wüest *et al.*, 2007). Anselmetti *et al.* (2007) indica también que la existencia de estas presas (la más antigua se remonta al año 1929) justifica los valores más bajos de transporte de sedimentos por parte del río Aare (128 Kt a⁻¹) frente al río Lütschine (174 Kt a⁻¹) y certifica la eficiencia de las presas del Aare como trampa sedimentaria (232 Kt a⁻¹).

Los cambios en el nivel base del lago Brienz en los últimos 500 años pueden haber causado el ligero aumento de los sedimentos almacenados en las llanuras deltaicas durante este periodo (Figura 6.11), a pesar de que los volúmenes no alcanzaron los niveles de acumulación anteriores a 1500 años BP. La información obtenida a partir de documentos históricos relata la construcción de una presa en la salida del lago de Brienz (canal del Aare, cerca de Interlaken, Figura 6.14) en el año 1433, causando posteriormente un aumento de entre 1,5 y 2 m del nivel del lago (Vischer, 1989, 2003). Estas fluctuaciones pueden haber reducido la velocidad del flujo en los tramos inferiores de los ríos Aare y Lütschine y consecuentemente haber producido un aumento de los procesos de agradación en su tramo final (llanuras deltaicas).



Figura 6.14 – Dibujo de inicios del siglo XIX que representa la presa del canal del Aare que conecta los lagos Brienz y Thun, junto a Interlaken. S. Birmann (1792-1847).

Otros estudios similares demuestran una conexión entre la actividad humana y los cambios en la acumulación de sedimentos (De Moor y Verstraeten, 2008; De Moor *et al.*, 2008; Erkens, 2009; Notebaert *et al.*, 2009). Todos estos estudios, realizados en las llanuras de Europa Central, detectaron un aumento considerable de la sedimentación durante el Holoceno tardío. Erkens (2009) elaboró una reconstrucción temporal (con el uso de *time-slices*) de la agradación sedimentaria del delta del Rin-Mosa durante los últimos 20 ka. Para los últimos 2500 años, Erkens demostró una correspondencia entre una disminución de las tasas de incisión y el aumento de la acumulación de sedimentos, así como su espesor y granulometría, en las llanuras de inundación de la cuenca inferior del Rin. Su explicación de esta tendencia se basa fundamentalmente en los cambios de uso del suelo, asociada principalmente a la deforestación, cuyo comienzo de forma más o menos intensiva se remonta a la Edad del Bronce (Friedmann, 2000; Dapples *et al.*, 2002).

A pesar de que las cuencas del Aare y del Lütschine son afluentes del Rin (pertenecen a su cuenca superior, ver Figura 3.2), no existe prácticamente ninguna conectividad sedimentaria entre ellas, ya que los lagos Brienz y Thun son sumideros sedimentarios muy eficientes (Hoffmann, 2006). Por esta razón, la relación entre la acumulación de sedimentos entre el área de estudio y la cuenca inferior del Rin es muy difícil de establecer.

Según el modelo de denudación y sedimentación elaborado por Hinderer (2001), la transferencia de sedimentos *source-to-sink* en las cuencas alpinas es muy eficiente: la mayoría de la sedimentación tiene lugar en los tramos intermedios (por ejemplo, valle de Lauterbrunnen) e inferiores (por ejemplo, delta del Lütschine o valle Hasli) de los valles principales. Schrott *et al.* (2003) y Sass y Krautblatter (2007) en sus trabajos en cuencas de los Alpes Bávares han demostrado la importancia de la acumulación aluvial y de los depósitos de vertiente en tributarios localizados en los tramos superiores de sus cuencas. Sin embargo, la eficacia sedimentaria de estas formas de acumulación no excluye la existencia de conectividad y de un flujo permanente de sedimentos entre las cabeceras y los tramos inferiores del sistema fluvial, tal como se ve reflejado de manera inequívoca en el caso de los eventos de flujos de derrubios e inundaciones del Spreitlauri y Rotlauri (ambos situados en la cuenca superior del Aare) ocurridos en los años 2005, 2009, 2010 y 2011 (Hahlen, 2010; Huggel *et al.*, 2012).

Hahlen (2010) refiere que después de un flujo de derrubios del Spreitlauri de cerca de 100000 m³ ocurrido el 12 de agosto de 2010, se observó que aproximadamente 20000 m³ del total de los sedimentos de este evento habían sido transportados a una distancia de 7 kilómetros aguas abajo del río Aare (hasta Innertkirchen) en cuestión de horas, a pesar de la ausencia de avenidas en este periodo.

6.9 Aportes laterales

La influencia de factores externos en las tasas de sedimentación y en la morfología fluvial del valle Hasli se puede constatar con la ocurrencia de deslizamientos y caída de bloques de las laderas del valle. El deslizamiento de Bitschi, localizado a 3 km de la desembocadura del río (ver Figura 6.4) es un buen ejemplo de cambios de la dinámica fluvial debido a factores externos. El deslizamiento se remonta a la Edad del Hierro en el periodo Prerromano (Schulte, comunicación oral) y se caracteriza como un deslizamiento masivo, con bloques de más de 10 m³ de volumen, que ha confinado la llanura de inundación del Aare, pasando de aproximadamente 1100 metros a solo 515 metros. Este confinamiento de la llanura de inundación ha provocado una disminución de las tasas de sedimentación (de 1,9 a 2,5 mm a⁻¹; Figura 6.3) en el testigo AA-12, situado justo en el sector del estrechamiento de la llanura de inundación.

Un segundo ejemplo de modificaciones de la morfología de la llanura de inundación del valle Hasli y su dinámica fluvial a causa de procesos gravitatorios de las vertientes del valle viene dado por el deslizamiento de Balm, ocurrido en AD 1650 (Neiger, 1978; Würzler, 1979). Este deslizamiento, con un volumen total estimado entre 1 y 2 millones de m³ (Gander, 2007), ha tenido consecuencias catastróficas para el pueblo de Balm, enterrando por completo todo el núcleo urbano. El deslizamiento contribuyó además al confinamiento del río Aare, empujándolo hacia el abanico del Alpbach (Figura 6.15). Gander (2007) ha calculado, a partir del cuerpo del deslizamiento (Figura 6.16), cerca del límite de la vertiente sur, una tasa de sedimentación fluvial de 1,9 mm a⁻¹ para los últimos 4700 años (las dataciones se han obtenido de restos de madera recuperados de horizontes de arenas y gravas fluviales anteriores al deslizamiento y se ha tenido en cuenta la superficie original del fondo de valle). Las tasas de sedimentación posteriores al deslizamiento llegan hasta los 10 mm

a^{-1} en los últimos 600 años, en áreas aguas arriba del deslizamiento. Los datos del testigo AA-7, situado a 200 m aguas abajo del área afectada (se han identificado depósitos del deslizamiento a 160 cm de profundidad, Figura 6.17) indican tasas de sedimentación de $2,4 \text{ mm a}^{-1}$ desde AD 1650 hasta el presente, mostrando la variabilidad local de las tasas de sedimentación en función en su configuración topográfica y el contexto geomorfológico.

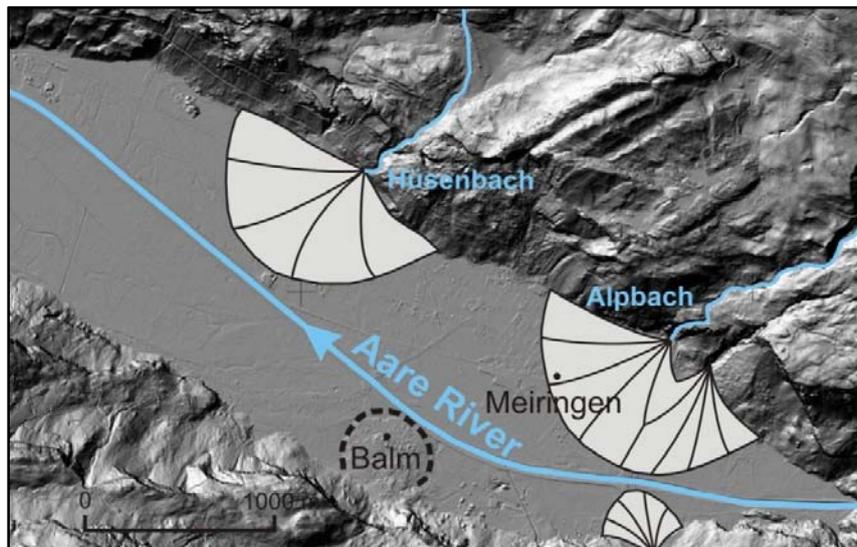


Figura 6.15 - Localización del deslizamiento de Balm en el valle Hasli.

Los ejemplos de los deslizamientos de Bitschi y de Balm ponen de manifiesto la interacción entre el aporte lateral de las laderas y la posterior respuesta de la agradación fluvial. Esta agradación se observa claramente en las áreas más distales del deslizamiento de Bitschi, que han sido, en su gran mayoría, enterradas por la agradación aluvial, con la presencia de estructuras de canales secundarios del Aare visibles entre los megabloques (ver Figura 6.4). La morfología del deslizamiento de Balm, mucho más más joven que el de Bitschi, sigue estando mejor conservada en un nivel topográfico más elevado.

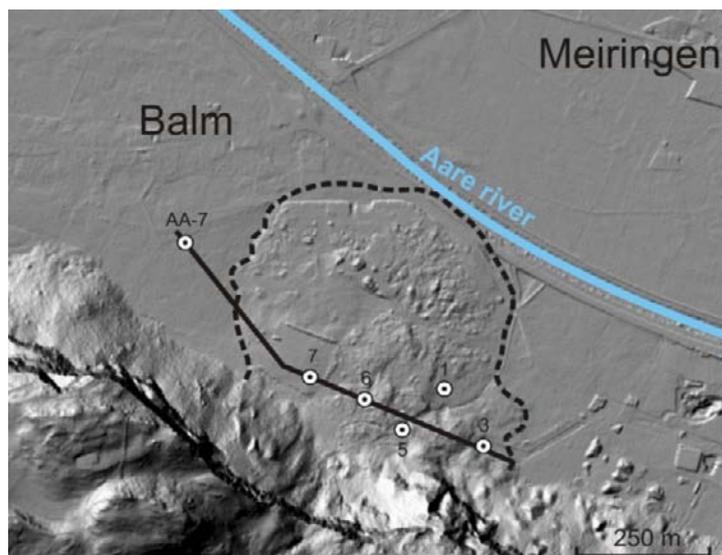


Figura 6.16 - El deslizamiento de Balm y localización de los testigos sedimentarios utilizados para el análisis cronoestratigráfico.

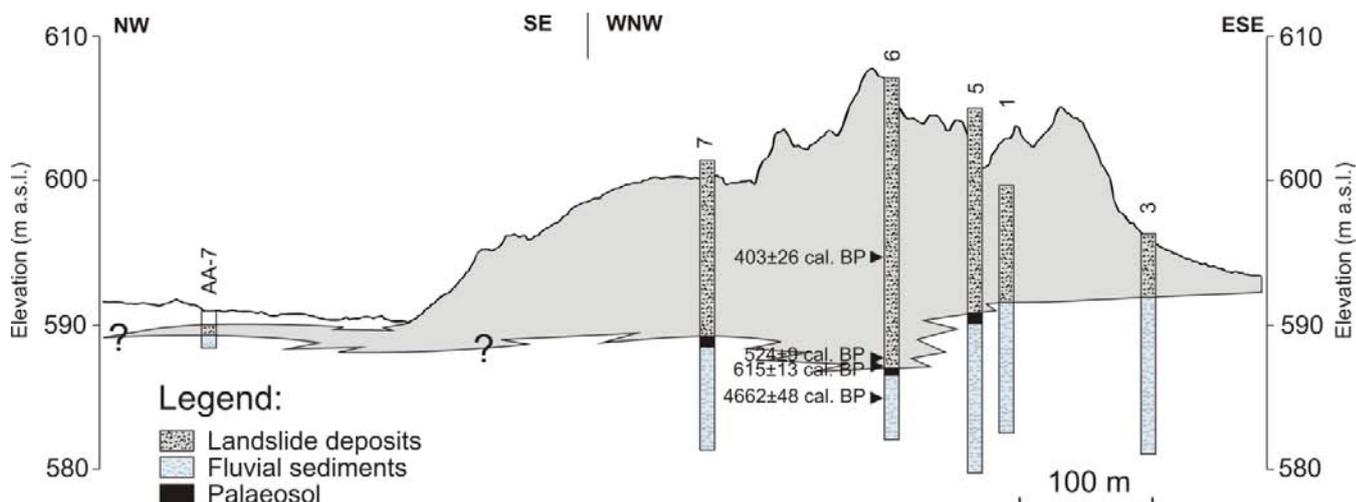


Figura 6.17 - Cronoestratigrafía de los materiales del deslizamiento de Balm, obtenida en testigos sedimentarios cercanos al deslizamiento (ver Figura 6.21). Cronoestratigrafía de los sondeos 1, 3, 5, 6 y 7 por Gander (2007).

6.10 Incertidumbres y errores de los modelos de agradación

El conocimiento de las incertidumbres y fuentes de error de las estimaciones realizadas en este capítulo es crucial para una evaluación de la precisión de los volúmenes de acumulación calculados y para establecer una definición de los límites metodológicos de la modelización de la agradación en llanuras deltaicas. Aunque es posible definir las principales fuentes de error de los modelos, es prácticamente imposible cuantificar directamente su exactitud, ya que no todos los errores son

fácilmente cuantificables. Los resultados obtenidos dependen por un lado del análisis morfométrico de las vertientes del valle Hasli, y por otro, de la interpretación litoestratigráfica y cronológica de testigos sedimentarios. Las principales incertidumbres y errores se describen a continuación.

Los resultados de la modelización de sedimentos acumulados durante el Holoceno (apartado 6.2) dependen de la adecuación de la ecuación polinómica a la curvatura real de las paredes del valle. Este método puede llevar a errores en la estimación de la profundidad de la roca madre, ya que si la ecuación polinómica de segundo orden no obtiene una correlación significativa con las paredes del valle ($> 0,7$), se utilizan ecuaciones de orden superior. La adecuación de una parábola polinómica de orden superior a 2 puede llevar a una sobreestimación de las profundidades de la roca madre (Harbor y Wheeler, 1992; Schrot *et al.*, 2003). Otra de las incertidumbres consiste en la desestimación de los aportes laterales de las laderas y de tributarios del valle principal. El desconocimiento de la proporción real de estos depósitos imposibilita una correcta modelización de las paredes del valle y puede llevar a errores en los volúmenes de los sedimentos acumulados.

La modelización de la agradación en las llanuras deltaicas del Aare y del Lüttschine en intervalos temporales de 500 años se basa principalmente en el análisis litoestratigráfico de testigos sedimentarios y en la datación ^{14}C de horizontes y restos orgánicos. Uno de los problemas de esta modelización responde a la densidad y distribución de puntos de control (testigos sedimentarios). En ambas llanuras deltaicas se observa una distribución desigual de los testigos, lo que significa que los cálculos de volumen pueden incluir errores importantes y son especialmente significativos en los márgenes de las llanuras. En el caso del delta del Lüttschine, la estrategia de sondeo se ha definido principalmente según los siguientes criterios: 1) el establecimiento de un transecto longitudinal y otro transversal, 2) la existencia de diferentes facies litológicas con intercalaciones de capas ricas en materia orgánica para su posterior datación; y 3) la accesibilidad del lugar de sondeo (tipo de propiedad, infraestructuras, existencia de tuberías de abastecimiento subterráneas, etc.). En el caso del Aare, la estrategia consistió en obtener testigos sedimentarios a lo largo del valle, con especial incidencia en el sector distal de la llanura deltaica, especialmente en depresiones interdistributarias, donde la resolución cronoestratigráfica es más elevada.

Los márgenes de error debidos a la distribución y densidad de los puntos de control son más elevados en la llanura deltaica del Aare, debido a la baja densidad de puntos. Este problema es particularmente evidente en el extremo oriental de la llanura deltaica del Aare, donde se dispone de pocos testigos sedimentarios. En estas áreas el error del modelo puede ser superior al 50%, puesto que se basa en la extrapolación de las tendencias observadas en los testigos sedimentarios más cercanos. Además, la existencia de varios abanicos aluviales en este sector del valle dificulta la modelización, ya que se desconoce su contribución real a la agradación de la llanura deltaica. En el capítulo 7 se realiza una estimación del aporte de estos tributarios, basada en características físicas y usos del suelo actuales. Se pretende mejorar la precisión de las modelizaciones de agradación en futuros trabajos a través del incremento de puntos de control, en los que se incluyen testigos sedimentarios, transectos completos y análisis del subsuelo mediante georadar (GPR).

La existencia de pocos registros sedimentarios, en comparación con otros estudios del mismo carácter (Houben, 2006; Erkens, 2009), es el resultado de la estrategia general del proyecto que se ha centrado predominantemente en el análisis sedimentológico y paleoambiental de alta precisión (p.e. análisis de más de 1000 muestras en cada testigo). La inexistencia de bases de datos cronoestratigráficos de otros proyectos de investigación o de los Servicios Geológicos cantonales imposibilita el incremento de la precisión de los modelos.

Otra de las incertidumbres del modelo corresponde a la resolución temporal de los depósitos deltaicos. La precisión del modelo geocronológico varía significativamente de acuerdo a la existencia y las características del material datable. En algunos testigos sedimentarios, la cronoestratigrafía y los *proxies* cronoestratigráficos son excelentes y se dispone de varios puntos de control (p.e. IN-2; IN-16 y AA-5). Sin embargo, en algunos testigos, el bajo número de dataciones de radiocarbono obliga a la interpolación y extrapolación de las edades ^{14}C . Esto genera errores que influyen a su vez en el modelo de acumulación de sedimentos. Además, hay que tener en consideración que los procesos de compactación son importantes en ambientes deltaicos y también añaden errores de cálculo al modelo. A pesar de las incertidumbres de los modelos lineales de interpolación de edades vs. profundidad (Telford *et al.*, 2004), se cree que el uso del método de interpolación lineal se ajusta de

forma general a la realidad. Esto se refleja por ejemplo en el elevado coeficiente de correlación de los modelos geocronológicos lineales de algunos testigos: AA-5, IN-8, IN-40 ($r^2 > 0,95$). Los coeficientes de correlación son menores en lugares de superficies muy estables (p.e. IN-30, AA-1), donde han ocurrido fases de erosión (hiatos) y donde existe un aumento de las fases de agradación (*levées*). De forma general se puede afirmar que los errores debidos a la interpolación lineal de las edades son despreciables en comparación con otras fuentes de error.

A pesar de estas incertidumbres geocronológicas, es importante destacar que después de una década de investigación en el área de estudio por parte del grupo Fluvalps, se ha podido adquirir una experiencia importante en materia de muestreo, selección de material para datar e interpretación de los resultados obtenidos. Los márgenes de error estimados en la cronología (error de las dataciones ^{14}C más error de las edades calibradas) no constituyen una fuente importante de incertidumbre para el modelo de sedimentación con intervalos temporales de 500 años. Igualmente, se han empleado otras técnicas de datación para la calibración de las series temporales, como los métodos de OSL y ^{210}Pb , la consulta de documentos históricos, análisis de artefactos arqueológicos y la correlación con *proxies* paleoclimáticos de alta resolución.

El modelo también se puede ver afectado por inconsistencias en la reconstrucción de las paleosuperficies (figuras 6.9 y 6.10) debido a que la distribución de las isócronas entre los diferentes testigos asume una continuidad lateral de los ambientes sedimentarios. A pesar de que se han observado en algunas áreas de la llanura deltaica horizontes de turba y unidades sedimentarias orgánicas con una continuidad lateral de centenares de metros (Schulte *et al.*, 2009a), se deberá tener en cuenta que las llanuras deltaicas son sistemas muy dinámicos y pueden existir cambios laterales significativos en la arquitectura sedimentaria de los paleocanales y cuencas interdistributarias que el modelo actual no contempla.

Teniendo en cuenta todas las incertidumbres mencionadas anteriormente, los resultados de las modelizaciones de este trabajo deberán ser considerados como estimaciones aproximadas, con un margen de error cualitativo en al 35% para la llanura deltaica del Aare y al 30% para el caso del Lüttschine. El cálculo de los errores de modelización de volúmenes en intervalos temporales de 500 años se ha determinado

según los márgenes de error estándar obtenidos a partir del método geoestadístico *ordinary kriging*, utilizado para cada intervalo temporal (ver márgenes de error en la Figura 6.11). El error del *kriging* se calcula mediante el método estadístico de los mínimos cuadrados generalizados, basados en el teorema de Gauss-Markov (Chiles y Delfiner, 2012).

**7 Avance de una modelización
de la erosión y el transporte fluvial:
resultados preliminares y límites
metodológicos**

7.1 Modelización de la erosión en pequeñas cuencas tributarias

El análisis de la dinámica sedimentaria de los principales tributarios de las llanuras deltaicas del Aare (valle Hasli inferior) y el Lütschine (ver figuras 7.1 y 7.2) proporciona información sobre los aportes laterales y su importancia en el volumen total de sedimentos acumulados por los ríos Aare y Lütschine. En este capítulo se expone un primer avance metodológico hacia una modelización de la erosión y el transporte/exportación de sedimentos en estas cuencas tributarias. La dimensión de las cuencas de drenaje estudiadas varía entre 4,7 y 2216,2 ha.

El estudio de la erosión del suelo y el transporte fluvial se ha realizado a partir del modelo de erosión de suelos RUSLE y del modelo de transporte de sedimentos WaTEM/SEDEM, desarrollado por el Grupo de Investigación de Geografía Física y Regional de la Universidad Católica de Lovaina (Van Oost *et al.*, 2000; Verstraeten *et al.*, 2002). Ambos modelos han sido testados y validados para áreas agrícolas de Centroeuropa (Bork y Hensel, 1988; Van Rompaey *et al.*, 2001; Deumlich *et al.*, 2006; Brandhuber, 2010; Volk *et al.*, 2010) y su aplicación en el presente trabajo se justifica por la falta de modelos desarrollados específicamente para relieves de alta montaña.

Ambos modelos se basan en las características físicas de la cuenca (topografía, geología y tipos de suelos) y también en los usos del suelo actuales (ver apartado 4.11.3 para una descripción del modelo). Las variables consideradas en el modelo RUSLE incluyen: un índice de erosión hídrica (R) basado en la precipitación media anual; un coeficiente de erosión del suelo (K) que depende de la textura, estructura, permeabilidad y cantidad de materia orgánica en el suelo; la topografía de la cuenca (LS), basada en un modelo digital del terreno de 2 m de resolución; y los usos del suelo (C), que han sido obtenidos a partir de la clasificación supervisada de una imagen de satélite Landsat 7 del 27/08/2001.

El factor de cobertura del suelo (C) ha permitido el análisis de la representatividad de cada una de las clases de usos del suelo en las cuencas tributarias. La distribución en porcentaje de cada clase y la respectiva distribución en las cuencas del valle Hasli y las del Lütschine se detallan en la Figura 7.3. Los resultados manifiestan que en la mayoría de la superficie de las cuencas de los tributarios domina el uso forestal y de pastizal. La importancia de las áreas de bosque en la estabilización y protección del suelo contribuye a la disminución de la erosión de sedimentos en los

modelos realizados. Las áreas rocosas sin vegetación constituyen la clase de usos de suelo con mayor susceptibilidad a la erosión superficial. Sin embargo, su distribución en las cuencas tributarias es limitada, con cerca del 12% en los tributarios del valle Hasli y aproximadamente el 17% en los tributarios del río Lütschine.

Destaca también la importancia de las áreas de glaciares y neveros permanentes, principalmente en los tributarios del valle Hasli (Figura 7.3). El torrente Rychenbach es el que tiene la mayor área glaciada, cerca del 15% del total de la cuenca. La existencia de estas áreas conlleva una de las limitaciones del modelo utilizado, ya que les son atribuidos los mismos coeficientes de erosión que a las áreas rocosas sin vegetación, a pesar de que algunos estudios sobre tasas de erosión glaciaria indiquen la eficacia erosiva de estos procesos (Hallet *et al.*, 1996; Anselmetti *et al.*, 2007).

El porcentaje del área ocupada por asentamientos humanos es más importante en los tributarios del valle Hasli (1,7%), en comparación con los del Lütschine. La densidad de esta ocupación es mayor en las cuencas tributarias de la vertiente norte del valle Hasli, principalmente en los pueblos de Brienzwiler, Brünigen y Hasliberg.

El coeficiente de erosión del suelo (K) se relaciona con la susceptibilidad del suelo a la erosión. Los cálculos se han basado en las características de los principales tipos de suelos de las cuencas en estudio (ver Tabla 4.2). Se observa que en más del 50% del área de las cuencas de estudio el tipo de suelo predominante es la rendzina, correspondiendo en su totalidad a áreas donde la roca madre es de componente carbonatada. Se trata de un tipo de suelo con una susceptibilidad moderada a la erosión (considerado por el modelo), a pesar de la abundancia de fragmentos rocosos.

En las crestas y a altitudes más elevadas predominan las formaciones con multitud de fragmentos rocosos. Estas formaciones pueden llevar a subestimaciones en la modelización de la erosión de sedimentos, ya que se caracterizan por tener valores muy bajos del coeficiente K. La limitación principal del modelo RUSLE se basa en que las estimaciones solo contemplan la componente de erosión hídrica y no tienen en cuenta los procesos de transporte gravitatorios, con importancia elevada en áreas de alta pendiente. De igual forma, la existencia de nieves permanentes y glaciares en las cumbres de algunos tributarios limita las estimaciones del modelo, puesto que se consideran áreas rocosas sin vegetación. El modelo no contempla ni la erosión glaciaria de la roca madre ni los flujos fluviogravitatorios producidos por el deshielo.

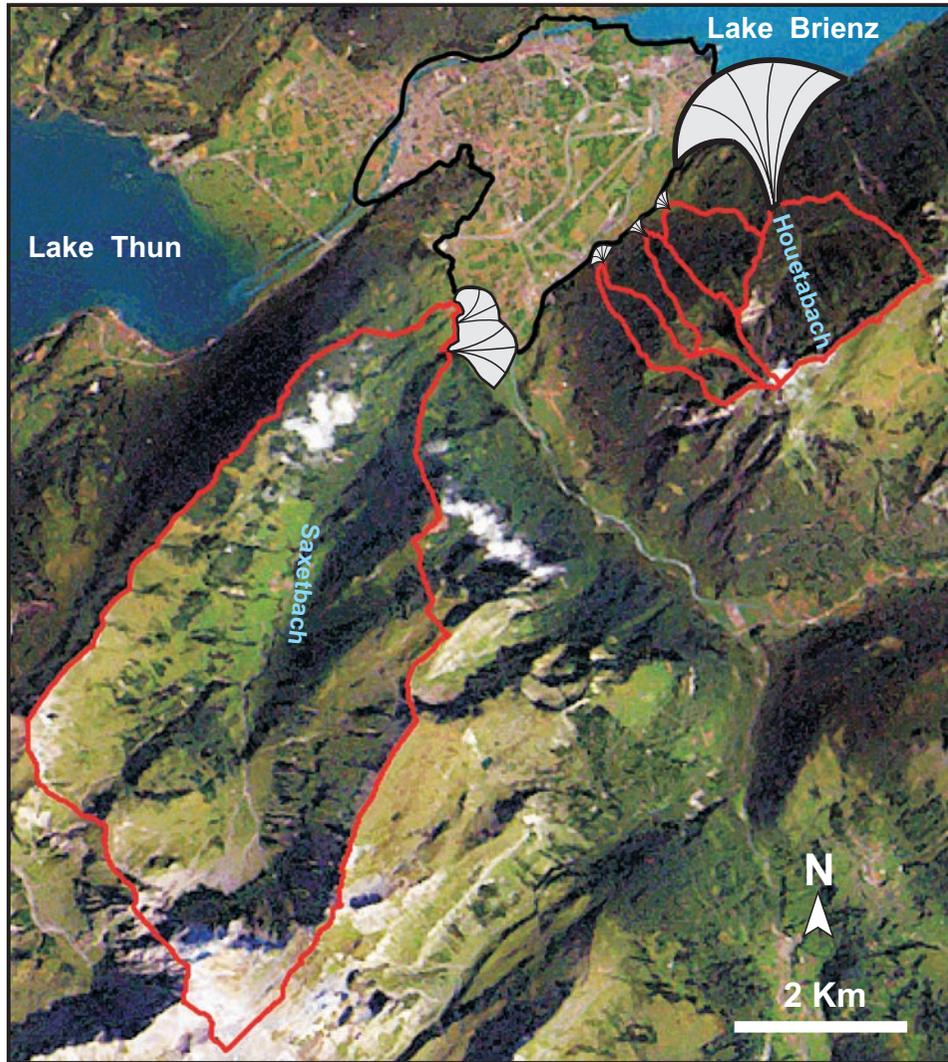


Figura 7.1 – Abanicos aluviales de la llanura deltaica del río Lütchine y sus respectivas cuencas de drenaje (límite en rojo). El límite en negro representa la llanura deltaica del río Lütchine. Landsat mosaic © ESA / Eurimage / swisstopo, NPOC.

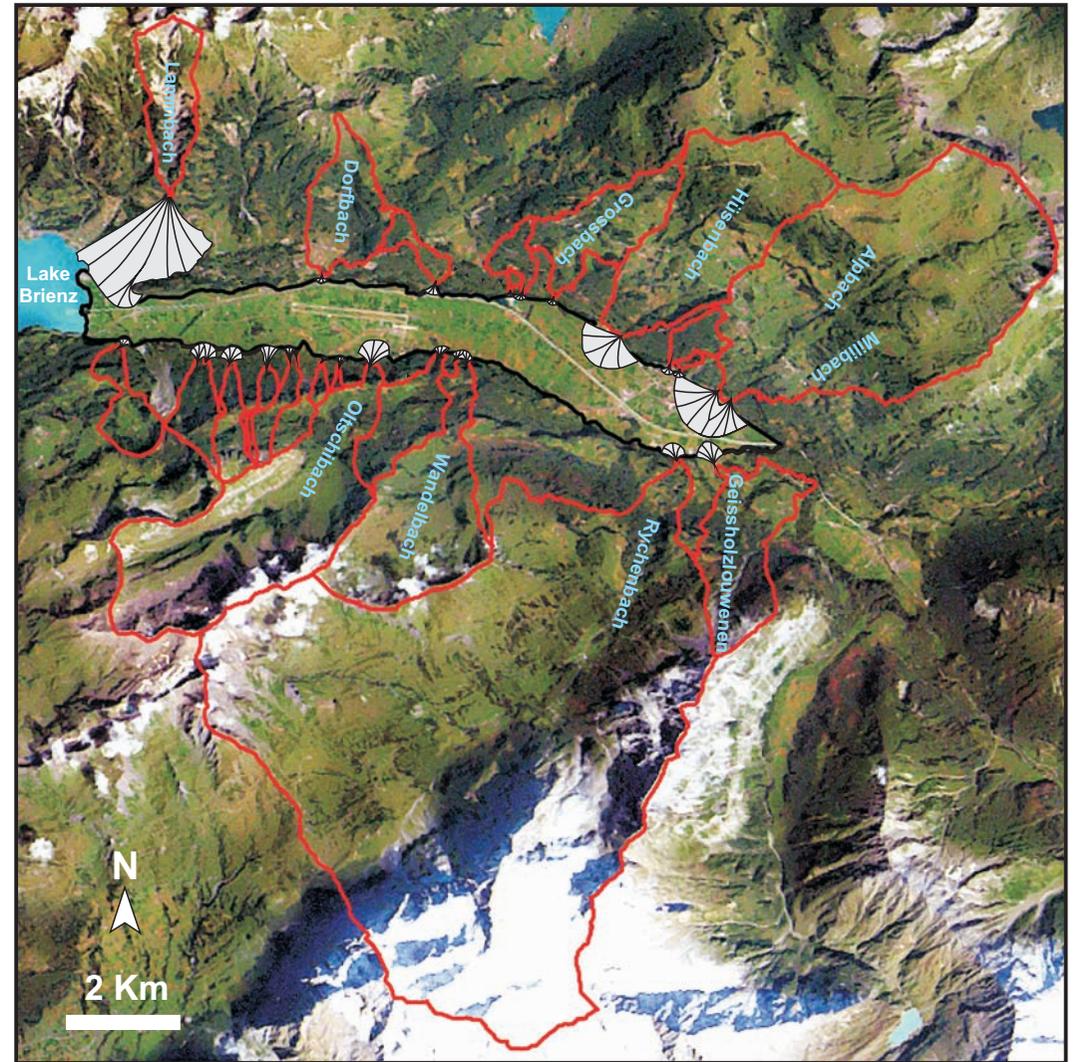


Figura 7.2 – Abanicos aluviales de la llanura deltaica del río Aare y sus respectivas cuencas de drenaje (límite en rojo). El límite en negro representa la llanura deltaica del río Aare. Landsat mosaic © ESA / Eurimage / swisstopo, NPOC.

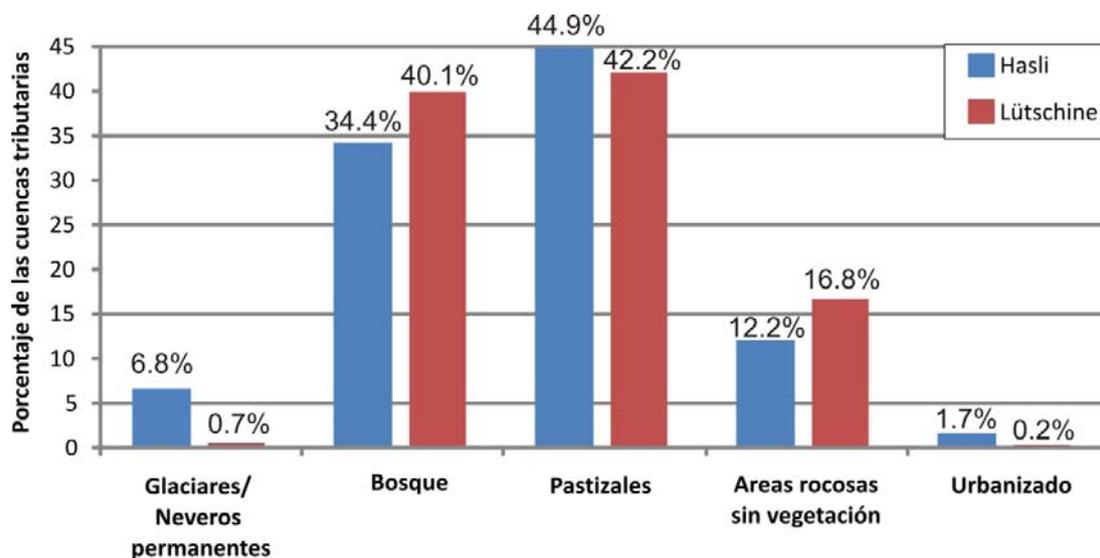


Figura 7.3 – Distribución de los principales usos del suelo de las cuencas tributarias de las llanuras deltaicas del Aare y del Lüttschine (en %).

7.2 Cuantificación de la erosión y el transporte fluvial

En este apartado se exponen los resultados obtenidos con respecto a la erosión potencial del suelo, obtenidos a partir del modelo RUSLE y los resultados de transporte fluvial hacia la desembocadura de las cuencas tributarias (sedimentos exportados), estimados por el Modelo WaTEM/SEDEM.

7.2.1 El modelo RUSLE

Los resultados del modelo RUSLE consisten en una modelización de la tasa de erosión en ton a^{-1} para cada una de las cuencas tributarias. Las figuras 7.4 y 7.5 muestran los resultados obtenidos en los tributarios del Aare y del Lüttschine. Su análisis determina una relación proporcional entre el tamaño de la subcuenca y la cantidad de sedimentos erosionados. También se identifica una relación importante con los usos del suelo de cada cuenca. Esta relación se refleja principalmente entre las áreas forestales, con valores de erosión potencial entre 7 y $45 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ y las áreas no forestales, como por ejemplo áreas de suelo desnudo, con valores de erosión potencial superiores a $200 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$.

El valor medio de erosión del suelo estimado para los tributarios del valle Hasli es de $6,7 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$, mientras que para los tributarios del río Lüttschine el valor es prácticamente el doble: $12 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ de promedio de las cinco subcuencas analizadas.

Los promedios de erosión más elevados se encuentran en las cuencas del Lammbach (Hasli) y del Houetabach (Lütschine), con 31,7 y 25,8 t ha⁻¹ a⁻¹ respectivamente.

Las tasas de erosión obtenidas en la cuenca del Lammbach, del valle Hasli, varían entre 12 y 453,2 t ha⁻¹ (Figura 7.6). En el tributario Houetabach, de la cuenca del Lütschine, las tasas varían entre 10 y 341,8 t h⁻¹ (Figura 7.7). El análisis de la distribución espacial de las tasas de erosión en estas dos cuencas permite observar una influencia importante de la pendiente y la cubierta vegetal. Destacan los elevados valores obtenidos a lo largo de los canales. Las mayores tasas de erosión se observan en vertientes de elevada pendiente, donde la cubierta vegetal es escasa o inexistente y en zonas afectadas por deslizamientos u otros tipos de movimientos gravitatorios de vertiente. En estas áreas los valores de erosión observados se sitúan por encima de 300 t a⁻¹. Los valores más bajos se producen en áreas de poca pendiente y con una cubierta boscosa densa.

7.2.2 El modelo WaTEM/SEDEM

Aparte de las estimaciones de la tasa de erosión del suelo, también se han realizado modelizaciones de la cantidad de sedimentos exportados por cada subcuenca. Estos cálculos se han basado en el algoritmo desarrollado por Van Rompaey *et al.* (2001) en su módulo WaTEM/SEDEM, que estima la cantidad máxima de sedimentos que puede pasar por un píxel (TC: *Transport capacity*), asumiendo que el TC es proporcional al volumen potencial de erosión en un canal o *gully*. Los resultados indican que los tributarios del valle Hasli exportan un total de 32892 t a⁻¹ de sedimentos y los tributarios de la llanura deltaica del Lütschine aportan un total de 7803 t a⁻¹.

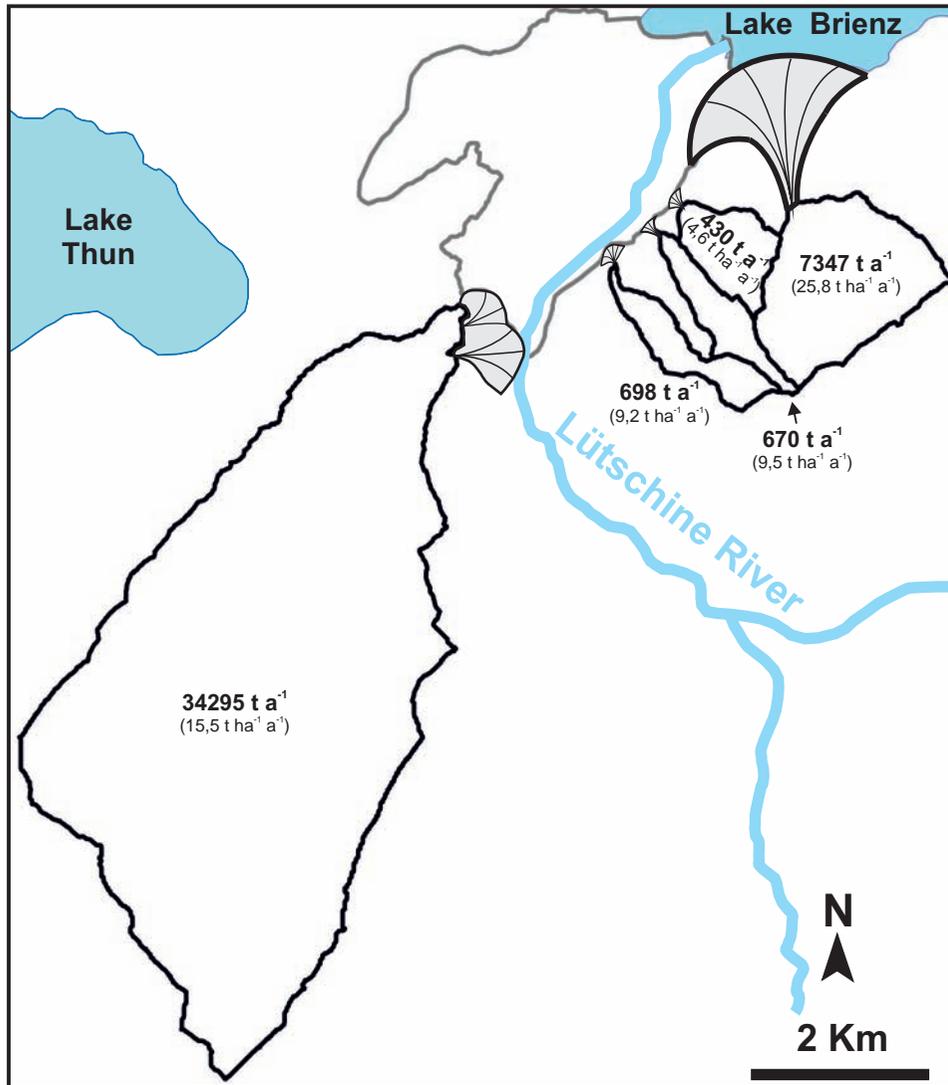


Figura 7.4 – Cantidad anual de sedimentos erosionados en los principales tributarios de la llanura deltaica del río Lüttschine. Los valores entre paréntesis representan la relación de la erosión potencial con el área de la cuenca.

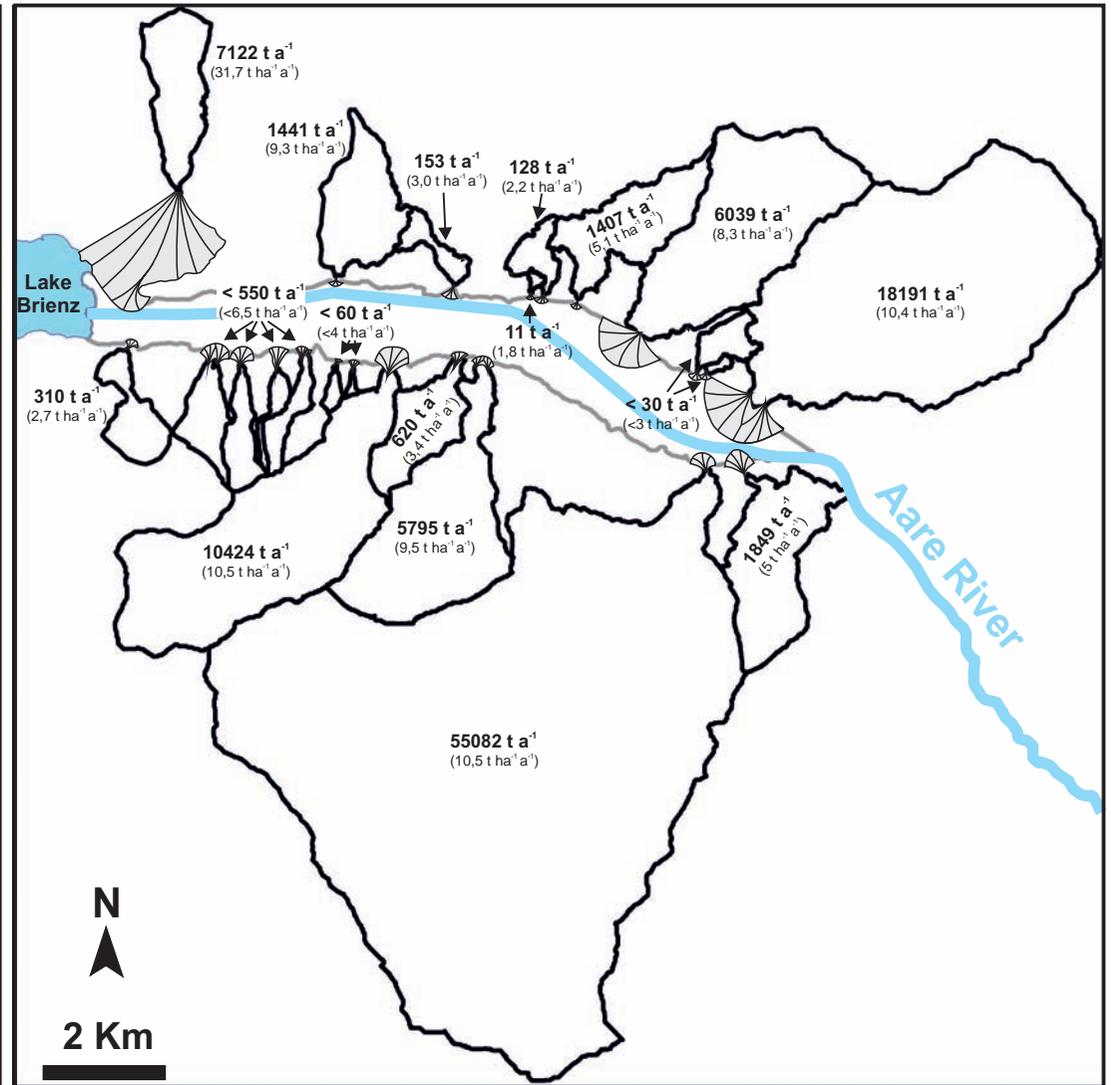


Figura 7.5 – Cantidad anual de sedimentos erosionados en los principales tributarios de la llanura deltaica del río Aare (valle Hasli inferior). Los valores entre paréntesis representan la relación de la erosión potencial con el área de la cuenca.

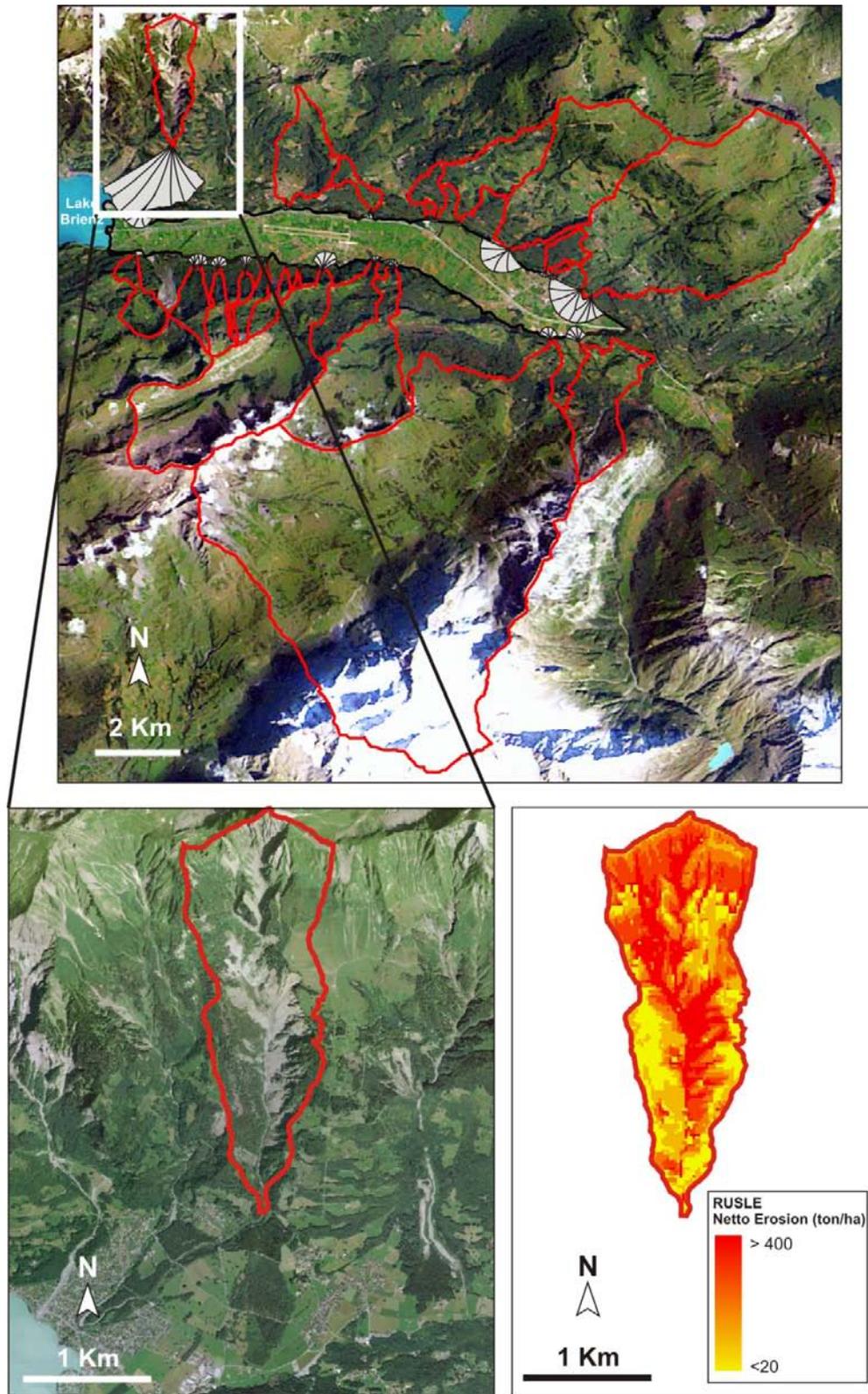


Figura 7.6 – Distribución de la erosión del suelo (ton/ha) en la cuenca del Lammbach (tributario de la llanura deltaica del río Aare, valle Hasli inferior). Landsat mosaic © ESA / Eurimage / swisstopo, NPOC.

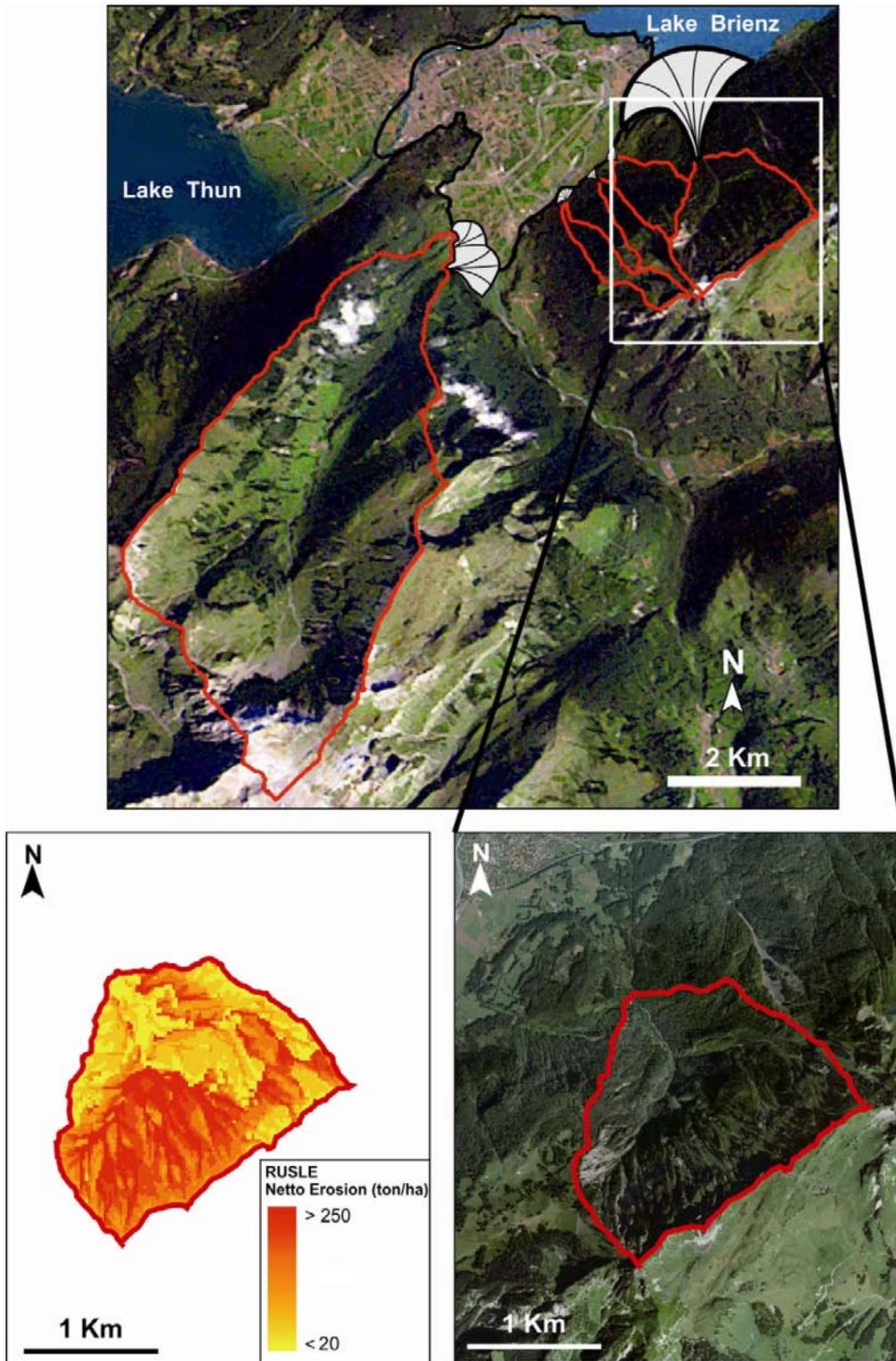


Figura 7.7 – Distribución de la erosión del suelo (ton/ha) en la cuenca del Houetabach (tributario de la llanura deltaica del río Lütschine). Landsat mosaic © ESA / Eurimage / swisstopo, NPOC.

Las diferencias de magnitud de los sedimentos exportados en las diferentes cuencas son bastante importantes y presentan en general una relación directa con la dimensión de la cuenca (Tabla 7.1). Sin embargo, factores como el perfil longitudinal del curso de agua principal y la existencia de llanuras aluviales pueden incrementar la deposición o retención temporal de sedimentos en tramos intermedios de estos tributarios (*intermediate storage*). Estas variables no se encuentran contempladas en el modelo y constituyen una de sus limitaciones principales, ya que es imposible estimar la importancia de la retención de sedimentos en las llanuras aluviales o en los tramos intermedios de la cuenca. Un ejemplo de la importancia de estos factores se puede observar en la cuenca del Rychenbach. Se trata del tributario del valle Hasli inferior con la mayor área de drenaje (52,2 km²) ,y según el modelo RUSLE, con una erosión total de sedimentos de 55.082 t a⁻¹. El total de sedimentos exportados por esta cuenca es de 19.806 t a⁻¹ (la estimación más elevada entre los tributarios estudiados). Sin embargo, las dimensiones del abanico aluvial formado en la desembocadura de la cuenca no reflejan la magnitud de estas estimaciones. La comparación con otras cuencas vecinas, como por ejemplo la cuenca del Alpbach/Milibach, permite observar el desarrollo de un abanico aluvial de mayores dimensiones, pese a ser el tamaño de la cuenca muy inferior (ver Figura 7.2) y ser la cantidad de sedimentos exportada de 4.978 t a⁻¹, cuatro veces menos que la estimada en la cuenca del Rychenbach. Estas diferencias no pueden ser explicadas por la erosión y el transporte de sedimentos por parte del río Aare, dado que el abanico con mayor agradación desplazaría el curso fluvial del Aare hacia la otra margen del valle. La diferencia de magnitud de las estimaciones entre cuencas y la discrepancia con la realidad del modelado geomorfológico pone en evidencia los problemas metodológicos de los modelos realizados. La evaluación de estos problemas se realiza en el apartado 7.3.

La otra variable que podría explicar las diferencias encontradas en la cantidad de sedimentos exportados es la cantidad de sedimentos acumulada en llanuras aluviales de los tramos intermedios de las cuencas tributarias. Analizando las modelizaciones para la cuenca del Rychenbach (Tabla 7.1), se calcula que 35.276 t a⁻¹ de sedimentos erosionados quedan depositados en los tramos intermedios de la cuenca y no llegan a ser transportados hacia la desembocadura en la llanura deltaica del Aare. En este caso, una de las explicaciones de la elevada cantidad de sedimentos depositados (la más alta

de todas las cuencas estudiadas) se podría deber en parte a diferencias en el trazado longitudinal del Rychenbach. La pendiente media de su tramo intermedio es baja, lo que favorece la sedimentación. Este hecho es atestiguado por la existencia de una llanura aluvial de aproximadamente 1 km de longitud en el tramo intermedio de este tributario (ver Figura 7.2). Además de la influencia de la topografía, el modelo de transporte de sedimentos también está influido por la cubierta vegetal, observándose una relación inversamente proporcional entre cubierta vegetal y erosión superficial, con valores de erosión potencial inferiores a $45 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ en áreas forestales. La cuenca del Ürbachtal, un tributario del Aare aguas arriba de la llanura deltaica, situado a SO de Innertkirchen (Figura 3.5), también se caracteriza por la formación de un abanico de pequeñas dimensiones, debido por un lado a la importancia de la deposición en tramos intermedios y a la agradación del río Aare que sepulta los reducidos aportes del Ürbachtal.

Tabla 7.1. Resultados de las modelizaciones de erosión y transporte de sedimentos en los principales tributarios de las llanuras deltaicas del Aare y del Lütschine.

Basin	Area (km ²)	Total potencial erosion (t a ⁻¹)	Potential erosion (t ha ⁻¹ a ⁻¹)	Total sediment export (t a ⁻¹)	Sediment export (t ha ⁻¹ a ⁻¹)
Dorfbach	1,5	1441	9,3	734	4,7
Grossbach	2,7	1407	5,1	255	0,9
Hüsenbach	7,2	6039	8,3	872	1,2
Alpbach/Milibach	17,5	18191	10,4	4978	2,8
Oltschibach	9,9	10424	10,5	1853	1,9
Wandelbach	6,1	5795	9,5	954	1,6
Rychenbach	52,2	55082	10,5	19806	3,8
Geissholzlouwenen	3,7	1849	5,0	828	2,2
Lammbach	2,2	7122	31,7	1221	5,4
Saxetbach	22,2	34295	15,5	5924	2,7
Houetabach	2,8	7347	25,8	4029	14,2

Teniendo en cuenta la cantidad total de sedimentos exportados, se ha calculado la importancia de los aportes sedimentarios de estos tributarios al total de la sedimentación de la llanura deltaica. Para eso se han comparado los resultados obtenidos entre el modelo RUSLE/WaTEM-SEDEM con los volúmenes modelizados en el capítulo 6. Ambos resultados han sido obtenidos con métodos distintos: los volúmenes estimados en el capítulo 6 se basan en testigos sedimentarios y las modelizaciones del presente capítulo se basan en variables geoespaciales. Sin embargo, su comparación es útil para averiguar la importancia del aporte de los tributarios y la validez de los resultados de los modelos RUSLE/WaTEM-SEDEM.

Se multiplican los volúmenes de agradación de los últimos 1000 años, estimados en el capítulo 6, por una densidad de $1,5 \text{ g/cm}^3$ (Eberli, 1984). Los volúmenes de la agradación en las llanuras deltaicas son de $45,7 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ ka}^{-1}$ para el Aare y $14,7 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ ka}^{-1}$ para el Lüttschine. Se calcula una masa de sedimentos acumulados en la llanura deltaica del Aare de $68.550.000 \text{ t ka}^{-1}$ y de $22.050.000 \text{ t ka}^{-1}$ para la llanura deltaica del Lüttschine. Dividendo estos valores por 1000 años tenemos una agradación de 68.550 t a^{-1} para la llanura deltaica del Aare y 22.050 t a^{-1} . Este cálculo se basa en la premisa poco realista de que las variables físicas y de usos del suelo no han cambiado durante este periodo, si bien se asume este error a efectos de comparación de resultados. La cantidad total de sedimentos exportados por los tributarios de la llanura deltaica del Aare ha sido de 32892 t a^{-1} y de 7803 t a^{-1} para los principales tributarios del Lüttschine. La comparación de las dos estimaciones indica que en el caso del valle Hasli el aporte de los tributarios equivale prácticamente a la mitad de los sedimentos acumulados en la llanura deltaica, mientras que en el caso del Lüttschine la proporción baja a cerca del 35% de la cantidad de sedimentos acumulados. La magnitud de esta relación puede por un lado ser un indicador de la importancia del aporte sedimentario de estos tributarios, especialmente en el caso del valle Hasli inferior; y por otro lado puede reflejar la importancia del *sediment storage* en el tramo intermedio del río Aare, como el verificado en cuencas de los Alpes Bávares (Schrott *et al.*, 2002, 2003).

Mediante la integración de las modelizaciones realizadas en este trabajo con los resultados de los flujos de sedimentos calculados por Anselmetti *et al.* (2007) se pretende dar una visión general de la agradación actual en la cuenca del Aare. Los valores de los flujos sedimentarios que se presentan a continuación deben ser

considerados como aproximaciones preliminares, ya que los márgenes de error de las modelizaciones realizadas pueden ser elevados (ver apartados 6.10 y 7.3).

La modelización del volumen de sedimentos acumulados en la llanura deltaica del Aare para los últimos 1000 años permite estimar una acumulación media de 68,5 kt a⁻¹. Los modelos de erosión y transporte realizados para los tributarios del valle Hasli indican un aporte sedimentario del orden de 32,9 kt a⁻¹. Este valor no representa la totalidad de los sedimentos producidos por los tributarios, puesto que sólo se contempla el transporte fluvial de sedimentos. Analizando las estimaciones realizadas por Anselmetti *et al.* (2007) se puede observar que una gran cantidad de sedimentos procedente de la cabecera de la cuenca del Aare se queda atrapada en las presas hidroeléctricas de Grimsel (Figura 7.8). Es preciso remarcar que esta cantidad significativa de sedimentos atrapados proviene en gran parte de procesos activos de erosión glaciar, localizados mayoritariamente aguas arriba de las presas. El valor estimado por Anselmetti *et al.* (2007) indica la elevada magnitud de los procesos de erosión glaciar (232 kt a⁻¹) frente a los de origen fluvial (128 kt a⁻¹).

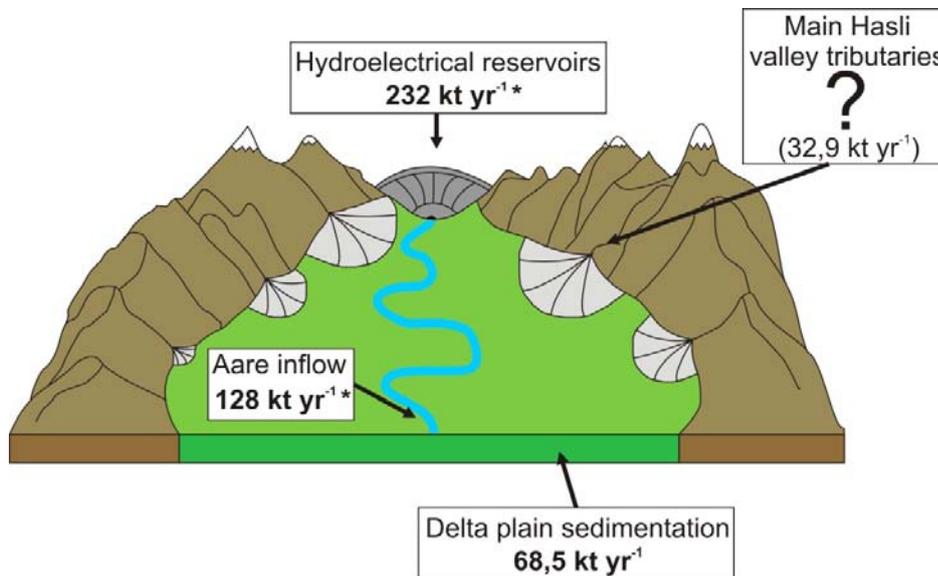


Figura 7.8 - Relación entre los diferentes aportes sedimentarios de la cuenca superior del Aare. Los valores con un asterisco han sido obtenidos del trabajo de Anselmetti *et al.* (2007). El aporte sedimentario de los principales tributarios del valle Hasli se encuentra entre paréntesis por la elevada incertidumbre de las estimaciones.

7.3 Adecuación y límites de los modelos RUSLE/WaTEM-SEDEM aplicados a relieves alpinos

Los objetivos principales de las modelizaciones realizadas en este capítulo consisten en evaluar la adecuación del modelo RUSLE/WaTEM-SEDEM al ámbito alpino, así como proporcionar un primer avance metodológico hacia una modelización del aporte sedimentario de los principales tributarios del valle Hasli inferior y de la llanura deltaica del río Lütshine.

Las estimaciones de erosión de sedimentos a partir del modelo RUSLE permiten identificar una relación de proporcionalidad con el área de la respectiva cuenca de drenaje. La Figura 7.9 muestra esta relación, observándose una correlación elevada (0,96) entre las dos variables. Esta relación indica que los modelos realizados dependen en gran medida de la dimensión de la cuenca y no tienen en cuenta las características geomorfológicas de cada cuenca, como por ejemplo la existencia de depósitos morrénicos o conos de deyección. En el caso de las estimaciones de la cantidad anual de sedimentos exportados se observa la misma relación con el área de la cuenca.

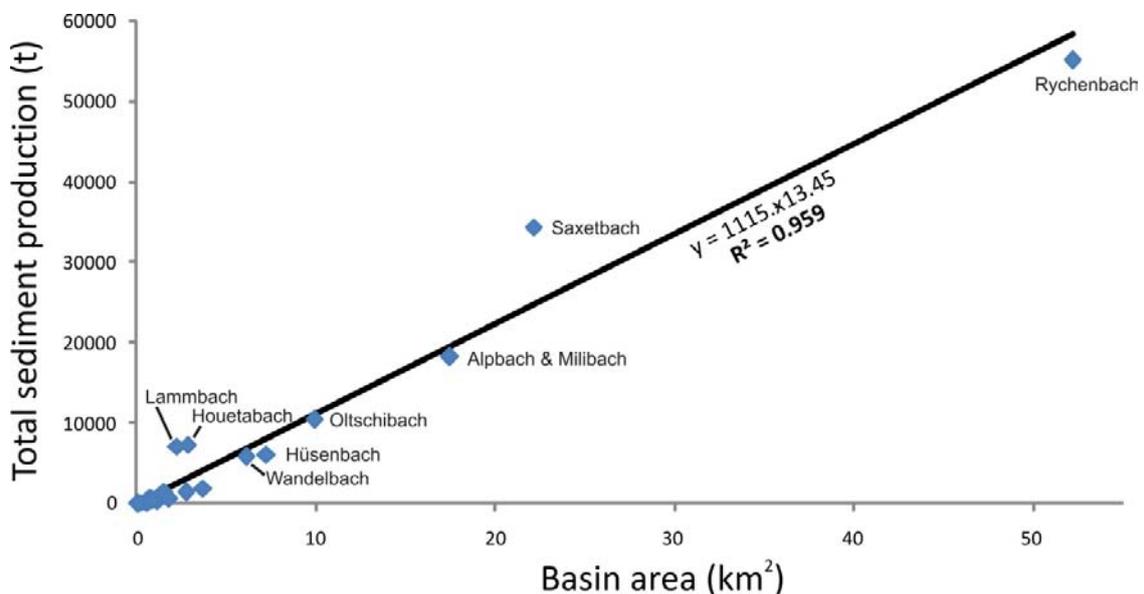


Figura 7.9 - Relación entre la cuenca de drenaje de los principales tributarios de las llanuras deltaicas del Aare y del Lütshine y la estimación de la erosión potencial de sedimentos a partir del modelo RUSLE. El área de las cuencas se encuentra delimitada en las figuras 7.1 y 7.2.

Para evaluar la adecuación de los modelos realizados se han comparado los resultados obtenidos con estimaciones realizadas en otros ámbitos de estudio. Alewell

et al. (2014) han realizado un estudio de las tasas de erosión en vertientes del valle Urseren (Alpes Lepontinos). A partir de la realización de mediciones de $^{239+240}\text{Pu}$ a lo largo de un transecto en el valle Urseren han determinado tasas de erosión medias entre $8,3 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ y $5,4 \text{ ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$. Comparando estos valores con las tasas de erosión medias obtenidas en el presente trabajo, de $6,7 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ para los tributarios del valle Hasli y de $12 \text{ t ha}^{-1} \text{ a}^{-1}$ para los tributarios del río Lütschine, se observa que se sitúan dentro del mismo orden de valores. Sin embargo, los tributarios del valle Hasli presentan valores más elevados. Esta diferencia se puede deber por un lado a las diferencias del valle Valle Hasli con respecto al valle Urseren, con altitudes entre 1400 y 3200, una pendiente media de $24,6^\circ$ y formado principalmente por rocas cristalinas (más resistentes a la erosión).

Con el fin de entender la importancia del relieve en los modelos realizados se han comparado los resultados del presente estudio con los resultados del modelo SEDEM realizado por Van Rompaey *et al.* (2001) en cuencas hidrográficas de la región central de Bélgica. Se analizan los resultados de nueve cuencas con dimensiones entre 20 y 1394 ha, situadas en la zona de transición entre las llanuras costeras en el norte y las mesetas del sur de Bélgica. La Figura 7.10 muestra una tendencia a estimaciones más elevadas en el caso de los Alpes, principalmente en cuencas de mayor dimensión. Esto parece indicar una mayor capacidad de exportación de sedimentos en las cuencas Alpinas, fruto de la importancia del relieve en las estimaciones realizadas. Es importante remarcar que esta importancia del relieve en los modelos puede causar distorsiones. Desmet (1997), refiere el problema de la sobreestimación en superficies con desniveles muy marcados, donde los modelos tienden a producir patrones incongruentes de erosión potencial y tasas de erosión extremas, como puede ser el caso de los valores obtenidos para la cuenca del Lambach (Figura 7.6). Sin embargo, parece no ser el caso de las estimaciones realizadas en el presente trabajo, puesto que los valores obtenidos están dentro del mismo orden de magnitud que los expuestos en otros trabajos en los Alpes (Meusburger *et al.*, 2010; Konz *et al.*, 2012; Alewell *et al.*, 2014).

Una de las limitaciones del modelo se debe al enfoque en la erosión fluvial. Konz *et al.* (2009) señala que el modelo utilizado en el presente trabajo no tiene en cuenta los procesos gravitatorios, como por ejemplo deslizamientos o aludes, que son

importantes agentes potenciales de movilización de sedimentos en áreas de montaña. La validez de estos modelos tiene que ser cuidadosamente considerada para las regiones alpinas, especialmente si tenemos en cuenta que el modelo RUSLE fue diseñado para las regiones occidentales de EE.UU., de topografía accidentada, pero con regímenes de precipitación bastantes distintos. Se precisa una escala más detallada y llevar a cabo validaciones de las estimaciones con datos de campo instrumentales a nivel de cuenca o dataciones de incisión del suelo (Meusburger *et al.*, 2010).

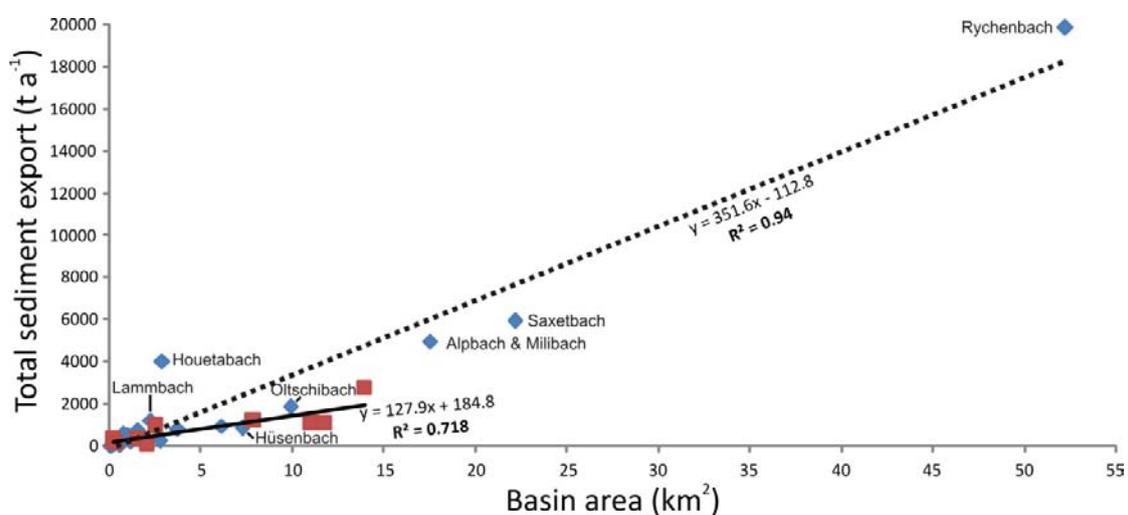


Figura 7.10 - Comparación entre la cantidad anual de sedimentos exportados en los principales tributarios de las llanuras deltaicas del Aare y del Lütchine (rombos azules) y nueve cuencas de la región central de Bélgica (Van Rompaey *et al.*, 2001; cuadrados rojos). Tendencia lineal de las cuencas alpinas en línea discontinua.

La calibración de las modelizaciones se realiza a partir de la comparación con la realidad geomorfológica en campo. Todos los tributarios analizados en el presente estudio se caracterizan por el desarrollo de un abanico aluvial en su tramo final. Esta formación es el resultado del cambio de pendiente del canal principal y de la pérdida de capacidad de transporte fluvial. Estos factores determinan el predominio de la acumulación sedimentaria en estas áreas del valle. Teniendo en cuenta que tiende a existir una relación proporcional entre el área de la cuenca (área de erosión) y el área del abanico deltaico (área de acumulación), sería de esperar que los tributarios con las cuencas de drenaje de mayor dimensión tuvieran también abanicos aluviales con mayor área (Harvey *et al.* 2005 y referencias incluidas en el artículo). A pesar de que se constata esta relación en la mayoría de los casos de estudio (Figura 7.11), existen

importantes anomalías. Por un lado, los abanicos aluviales del Lammbach y del Houetabach poseen áreas más elevadas que la mayoría de los tributarios estudiados, sin que las dimensiones de sus cuencas de drenaje expliquen las diferencias con los restantes casos de estudio. Por otro lado, el abanico del Rychenbach presenta un área proporcionalmente pequeña con respecto a su cuenca de drenaje y la cantidad de sedimentos exportados (puntos en rojo de la Figura 7.11). Estos casos anómalos muestran los problemas de la modelización del transporte de sedimentos en medios alpinos, ya que las estimaciones no reflejan suficientemente la realidad geomorfológica de las cuencas tributarias, como por ejemplo el almacenamiento de sedimentos en los sectores intermedios de la cuenca.

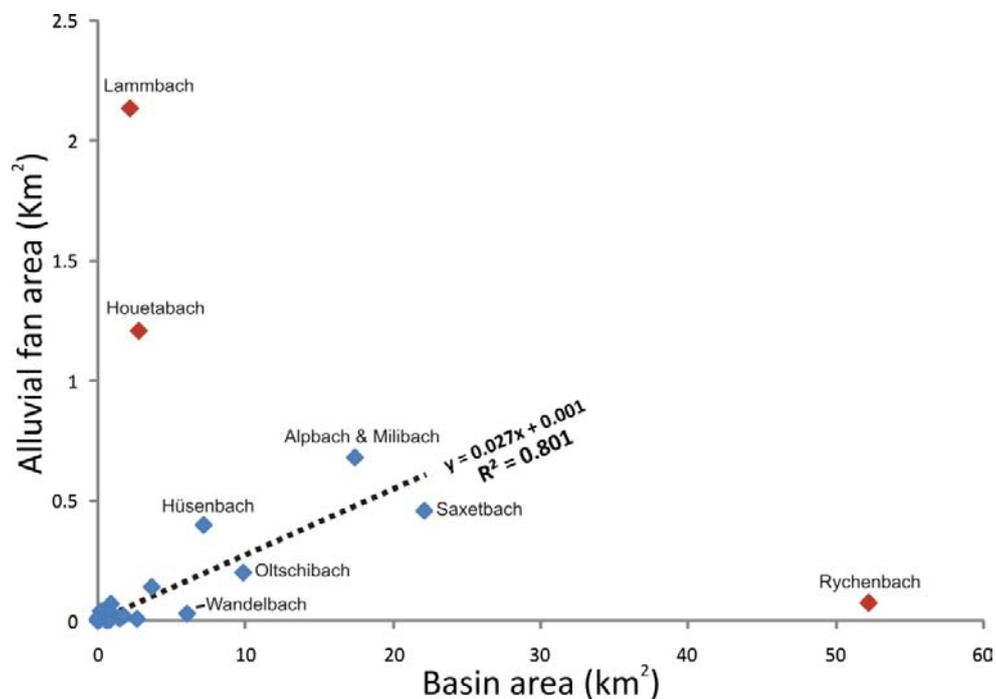


Figura 7.11 – Relación entre el área de los abanicos de los tributarios del Aare y del Lütschine con su respectiva área de drenaje. Los tributarios en rojo no han sido incluidos en la recta de regresión.

Teniendo en cuenta que los modelos de erosión y transporte de sedimentos utilizados en este trabajo están basados en variables espaciales y carecen de validación de datos de campo, cabe mencionar las principales limitaciones encontradas en la aplicación de esta metodología en áreas de montaña.

En primer lugar, el análisis de los parámetros desencadenantes de procesos de erosión y acumulación es bastante complejo y se desconoce la influencia y comportamiento de todas las variables, principalmente en áreas tan dinámicas como las de alta montaña. Además, la aplicación de esta metodología en cuencas con

dimensiones superiores a 20 km² no aporta, como sería de esperar, datos de precisión comparables a los de estudios efectuados a gran escala, basados en la monitorización instrumental de pequeñas cuencas experimentales, localizadas en ámbitos de estudio limitados (Vaezi *et al.*, 2008).

Otra limitación proviene del modelo RUSLE, que sólo estima la erosión de sedimentos a largo plazo, utilizando valores medios anuales para cada parámetro de entrada. El índice de erosión hídrica (R) se basa en la precipitación media anual de dos estaciones meteorológicas localizadas en fondos de valle, implicando que no se contempla la variabilidad de la precipitación en áreas más elevadas de la cuenca o la ocurrencia de eventos extremos de baja frecuencia (muy eficientes a nivel morfológico). Otro problema es la variabilidad ambiental, ya que durante años individuales o en determinados episodios meteorológicos (p.e. tormentas) la respuesta puede ser muy diferente y las condiciones locales pueden variar sustancialmente en el tiempo y en el espacio.

La combinación de la complejidad de los sistemas naturales con la heterogeneidad espacio-temporal, la ocurrencia de procesos no lineales, la falta de datos de alta resolución y la inexistencia de datos instrumentales de validación de resultados causan problemas de calibración para el desarrollo de un modelo que abarque todos los procesos erosivos que tienen lugar en las cuencas alpinas.

Sin embargo, se ha realizado un primer avance para intentar cuantificar la erosión y el transporte fluvial en áreas de montaña, aplicando un modelo desarrollado para áreas agrícolas de Centroeuropa. Los resultados obtenidos indican incoherencias en relación a la realidad geomorfológica, ya que son incapaces de explicar la elevada variabilidad de los procesos erosivos y de transporte en ámbito alpino.

Se considera que los resultados aportan datos para la evaluación del modelo RUSLE en ámbitos alpinos, así como para el análisis de la influencia del coeficiente de erosión e importancia de los usos del suelo. Se buscará complementar el modelo a partir de datos de campo y obtener una validación de las estimaciones en futuros trabajos, basados en mediciones en campo y datos instrumentales.

8 Consideraciones finales

El trabajo realizado combina tres abordajes que permiten conocer las características sedimentarias de dos llanuras deltaicas situadas en un entorno de alta montaña. El primer abordaje se centra en un análisis cronoestratigráfico y geoquímico de testigos sedimentarios de la llanura deltaica del río Aare. Este estudio contribuye a mejorar el conocimiento de la dinámica sedimentaria en la cuenca del Aare y evaluar las posibles influencias climáticas y antrópicas. El segundo abordaje se centra en la modelización de la agradación de sedimentos en las llanuras deltaicas de los ríos Aare y Lüttschine en los últimos 2500 años. Este estudio se ha realizado mediante la modelización geoestadística de testigos sedimentarios. Por último, se ha realizado un primer avance metodológico para estudiar la erosión y transporte del suelo en los principales tributarios de las llanuras deltaicas de los ríos Aare y Lüttschine. Este estudio se basa en el análisis geoespacial de variables físicas de las cuencas tributarias.

El análisis de testigos sedimentarios de la llanura deltaica del Aare ha permitido identificar patrones y tendencias en la geoquímica de los sedimentos. Se ha podido identificar distintas fases de sedimentación en la llanura deltaica del Aare, marcadas por diferencias en los procesos de sedimentación y caracterizadas por secuencias sedimentarias granodecrecientes. Destaca la importancia de los horizontes turbosos en este ámbito sedimentario, siendo posible encontrar formaciones potentes con varios cm de espesor. Estos horizontes normalmente están asociados a concentraciones muy bajas de los elementos químicos de la fracción mineral, tales como Si, Al, Fe y K.

La respuesta de la geoquímica indica como tendencia general la dominancia de elementos como el Al y el Si, que presentan variaciones idénticas en todos los testigos. Se observa que estos elementos tienen una vinculación con la granulometría y el contenido de materia orgánica de los sedimentos. El análisis factorial ha posibilitado la separación de dos *clusters* de elementos: 1) el grupo de elementos que engloba el OC y los metales que se asocian con los horizontes orgánicos; y 2) los elementos inorgánicos, donde se agrupan los elementos químicos de materiales asociados a minerales de filosilicatos y siliciclastos.

El análisis paleoclimático ha permitido identificar una posible relación entre fases de mayor actividad fluvial y periodos climáticos fríos. Estas fases son evidenciadas por una acumulación de materiales más gruesos (dominados por capas de arenas) y podrían estar influidas por cambios en la dinámica glacial, ya que en periodos climáticos fríos ésta tiene una mayor capacidad erosiva. En eventos climáticos cálidos se detecta la existencia de fases más intensas de formación de suelos orgánicos.

La realización de un índice de concentración de metales de minería ha permitido identificar posibles anomalías en periodo histórico. Se han observado tendencias semejantes en todos los testigos y se han encontrado evidencias que podrían indicar fases de actividad minera durante el Periodo Romano y la Edad Media Temprana. En relación a la minería durante la Edad Moderna, documentada a partir de fuentes históricas y datos arqueológicos, se ha identificado un incremento de metales en los sedimentos aluviales de la llanura deltaica del Aare.

A partir del modelo de acumulación de sedimentos ha sido posible conocer la dinámica de los ambientes sedimentarios de fondo de valle y la variabilidad de la agradación fluvial en estos lugares. Se ha elaborado una reconstrucción de la acumulación de sedimentos del Holoceno tardío, dividida en intervalos temporales de 500 años. Los resultados señalan que los procesos de agradación han disminuido (Aare) o se han mantenido prácticamente estables (Lütschine) durante los últimos 1500 años, a pesar del fuerte impacto del hombre sobre los usos del suelo y por las intervenciones hidráulicas. Una razón probable para esta disminución, a pesar del posible aumento de la erosión en las laderas y cuencas tributarias causado por la actividad humana, podría ser la gestión hidráulica eficiente por parte de las poblaciones locales durante el último milenio. Se considera que la mayor parte de los sedimentos transportados por los ríos Aare y Lütschine se ha transferido directamente hacia el frente deltaico, formando parte del crecimiento del prodelta del Aare y del Lütschine y de la acreción en los sectores subacuáticos de los deltas del lago Brienz.

Los resultados obtenidos confirman las hipótesis expuestas por estudios anteriores (Bodmer *et al.*, 1976; Hinderer, 2001; Schulte *et al.*, 2009a; Champagnac *et*

al., 2009), en los que la sedimentación post-LGM y tardiglaciario en ambientes alpinos ha sido mucho más elevada que durante el Holoceno.

La distribución espacial de las tasas de sedimentación indica una tendencia decreciente desde el ápice hacia las áreas distales de la llanura deltaica, en la desembocadura del lago Brienz. Este gradiente está relacionado con la adaptación del perfil longitudinal del río a la morfología glaciario del Pleistoceno. Se han detectado modificaciones locales de esta tendencia en tramos afectados por procesos gravitatorios de vertiente que han condicionado el flujo del río.

La reconstrucción de la magnitud de la aggradación sedimentaria en las llanuras deltaicas y las estimaciones del volumen de sedimentos movilizados por el río Aare en los flujos de derrubios del Spreitlauri en 2010 (Hählen, 2010) apoyan la hipótesis de la conectividad desde el origen (cabecera de las cuencas) hacia la desembocadura (deltas) en los sistemas fluviales de los Alpes Berneses. Esta conectividad es importante para la validación de los estudios paleoclimáticos, donde la variabilidad de los *proxies* geoquímicos de los sedimentos de las llanuras deltaicas se atribuye a una respuesta a un forzamiento climático y antrópico (Schulte *et al.*, 2008, 2009a).

No es posible aún correlacionar los diferentes intervalos temporales de acumulación de volúmenes de sedimentos fluviales y aluviales con períodos climáticos concretos, como la Pequeña Edad del Hielo, el Período Cálido Medieval, etc., ya que la resolución temporal no es lo suficientemente precisa para que coincida con los intervalos temporales específicos de los cambios climáticos de baja frecuencia. Se pretende mejorar la resolución de los modelos en futuros trabajos de investigación.

El análisis de la erosión y el transporte en los principales tributarios de las llanuras deltaicas del Aare y del Lütchine ha contribuido al análisis de la aplicabilidad en ámbito alpino de un modelo empírico, desarrollado en las *low lands* de EEUU. La realización de un análisis preliminar de la cantidad de erosión del suelo en toneladas anuales, mediante el modelo RUSLE, permitió valorar la importancia de diferentes variables como el área de la cuenca, la pendiente y los usos del suelo en la modelización geoespacial. Se han identificado incoherencias importantes en algunas

modelizaciones con respecto a la realidad geomorfológica, como la importancia de los procesos gravitatorios o la acumulación en el tramo intermedio de la cuenca (*intermediate storage*). Esto indica que es necesario mejorar las estimaciones y validarlas con datos de campo. Sin embargo, el avance preliminar realizado ha podido aportar conocimiento sobre las áreas con mayor erosión potencial, como por ejemplo las vertientes de los tributarios Lammbach en la cuenca del Aare o el Houetabach en la cuenca del Lütschine, caracterizados por procesos de erosión hídrica y gravitatoria muy marcados.

Como conclusión, la presente tesis doctoral muestra posibilidades, límites e incertidumbres de la aplicabilidad de metodologías de análisis sedimentario para el conocimiento de la dinámica de agradación en fondos de valle. Los resultados aportan datos útiles para la planificación del territorio y ofrecen información sobre la dinámica pasada y las tendencias de la evolución fluvial, tan necesarias para la evaluación de riesgos y para una correcta gestión de los espacios naturales.

9 Conclusions

This work has combined three different methodological approaches that provide new insights about the sedimentary dynamics of two alpine delta plains. The first approach focused on a chronostratigraphic and geochemical analysis of sediment cores from the delta plain of the Aare River. This study allowed the characterization of sediment dynamics in the Aare basin and helped to evaluate possible climatic and human influences in the fluvial system. The second approach focused on modeling the sediment aggradation in the Aare and Lüttschine delta plains, during the last 2500 years. This study was performed by means of geostatistical modeling of sediment cores from these delta plains. The last approach consisted in a preliminary estimation of soil erosion and transport in the main tributaries of the Aare and Lüttschine delta plains. This study was based on a geospatial modeling of erosion and transport, using some of the physical variables of the tributary watersheds as the main inputs of the model.

The analysis of sediment cores from the Aare delta plain allowed the identification of trends and patterns in sediment geochemistry. It was possible to identify diverse sedimentation phases in the delta plain, marked by differences in sedimentation processes and characterized by decreasing grain size sequences. It is worth mentioning the importance of peat formations in this sedimentary environment, reaching several centimeters thick in some cases. These horizons are normally associated with very low concentrations of chemical elements from the mineral fraction, such as Si, Al, Fe, and K.

The general trends in geochemistry indicate the dominance of elements such as Al and Si, which have similar variability in all cores. It is noted that these elements have a reasonably good correlation with grain size and inverse relation with organic matter content.

Factor analysis made for 3 sediment cores of the Aare delta plain has enabled the recognition of two clusters: 1) a group of elements that include the OC and metals, which are associated with organic horizons and 2) a group of inorganic elements, where the main response seems to be associated with phyllosilicate and siliciclastic minerals.

A paleoclimatic analysis was carried out using the main trends of the geochemistry analysis. This helped to identify a possible link between phases of

increased fluvial activity and cold climatic periods. These phases are supported by an accumulation of coarser materials (sand-dominated layers) and may be influenced by glacier dynamics. It is assumed that during cold climatic periods, glaciers have greater erosive capacity. In warm periods there is strong evidence of an increase of peat formation.

The development of an index of metal anomalies allowed the study of mining activities in the Aare basin during historical period. Three sediment cores were analyzed and results show similar trends which suggest periods of increased mining activity during the Roman Period and Early Medieval Age, as well as a general increase of metal concentration during the Modern Era.

The analysis of the sedimentary environments and aggradation dynamics of the Aare and the Lütschine delta plains focused on the last 2500 years and reconstructed the volume of aggradation in 500-year time slices. The spatial distribution of sedimentation rates indicate a decreasing trend from the delta apex to the delta front at Lake Brienz. This is related to the adaption of the river's longitudinal profile to the Pleistocene overdeepened valley morphology and to the river transport capacity.

Delta plain modeling of sediment volumes provide evidence that aggradation processes have decreased (Aare) or remained nearly stable (Lütschine) in the delta plains during the last 1500 years despite the strong impact of land use changes. It should be considered the influence of efficient river detour, embankment, and regulation of the river channels during the last millennium, which may have caused the transfer of large amounts of sediments into Lake Brienz. The results confirm the hypothesis of previous studies (Bodmer et al, 1976; Hinderer, 2001; Schulte et al, 2009a; Champagnac et al, 2009) that the post-LGM and Late Glacial sedimentation in alpine environments was much higher than during the Holocene.

The reconstruction of the magnitude of sediment aggradation in the subaerial delta plains and the volume estimations of transferred sediments from the Spreitlaur debris cone to the valley fill at Guttannen during the 2010 events (Hählen, 2010) support the hypothesis of connectivity from source (headwater catchments) to sink (deltas) in alpine river systems in the Bernese Alps. This connectivity is important for the validation of paleoclimate studies where the variability of geochemical proxies of

delta plain sediments is attributed to a sensitive catchment response to climate forcing (Schulte et al., 2008, 2009a).

At present it is not possible to correlate the different sedimentary storage time slices and late Holocene climate periods (Little Ice Age, Medieval Warm Period, etc.) because aggradation variability is not significant and time resolution is not precise enough to match specific time slices to low frequency climate changes.

The modeling of erosion and transport in the main tributaries of the Aare and Lüttschine delta plains has shown the strengths and weaknesses of the use of RUSLE empirical model in alpine areas. A preliminary analysis of the amount of soil erosion and transport was made and allowed the identification of the influence of variables such as basin area, slope and land use in modeling. Discrepancies toward the geomorphological reality have been identified in some estimations, indicating the need to improve and validate the model with field data. Nevertheless, preliminary progress has been made to provide understanding about potential soil erosion, such as the study cases of the slopes of the Lammbach and Houetabach tributaries, marked by strong water erosion and gravitational processes.

In conclusion, this work demonstrates the applicability of different methodologies for the understanding of sediment dynamics in alpine delta plains. Many of the results shown in this work provide useful tools for planning and give an insight on past trends in fluvial dynamics, which are valuable for risk assessment and management of natural areas.

Referencias bibliográficas

- Adams, E., Schlager, W., Anselmetti F., 2001. Morphology and curvature of delta slopes in Swiss lakes: lessons for the interpretation of clinoforms in seismic data. *Sedimentology* 48, 661-679.
- Ahnert, F., 1970. Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large, mid-latitude drainage basins. *American Journal of Science* 268 (3), 243–263.
- Alewell, C., Meusbürger, K., Juretzko, G., Mabit, L., Ketterer, M.E., 2014. Suitability of $^{239+240}\text{Pu}$ and ^{137}Cs as tracers for soil erosion assessment in mountain grasslands. *Chemosphere* 103, 274-280.
- Allan, J. D., 2004. Landscapes and riverscapes: the influence of land use on stream ecosystems. *Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics*, 257-284.
- Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C., Clark, P.U., 1997. Holocene climatic instability: a prominent widespread event 8200 years ago. *Geology* 25, 483–486.
- Aniya, M., Naruse, R., 1985. Structure and morphology of Solar Glacier. In Nakajima, C. (Ed.), *Glaciological Studies in Patagonia Northern Icefield, 1983-1984*. Data Center for Glacier Research, Japanese Society for Snow and Ice, 70-9.
- Aniya, M., Welch, R., 1981. Morphological Analysis of Glacial Valleys and Estimates of Sediment Thickness on the Valley Floor: Victoria Valley System, Antarctica. National Institute of Polar Research.
- Anklin, M., Barnola, J. M., Beer, J., Blunier, T., Chappellaz, J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Dansgaard, W., De Angelis, M., Delmas, R. J., 1993. Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature*, 364, 203-207.
- Anselmetti, F.S., Bühler, R., Finger, D., Girardclos, S., Lancini, A., Rellstab, C., Sturm, M., 2007. Effects of Alpine hydropower dams on particle transport and lacustrine sedimentation. *Aquat. Sci.* 69, 179–198.
- Arche, A., 1992. *Sedimentología*. CSIC, Madrid, 543 pp.
- Arn K., 2002. Geochemical weathering in the sub- and proglacialzone of two glaciated crystalline catchments in the Swiss Alps (Oberaar- and Rhoneglacier). PhD Thesis, University of Neuchatel, 331 pp.
- Arnaud, F., Revel, M., Chapron, E., Desmet M., Tribovillard, N., 2005. 7200 years of Rhône river flooding activity in Lake Le Bourget, France: a high-resolution sediment record of NW Alps hydrology. *The Holocene* 15, 420-428.
- Arnaud-Fassetta, G., Cossart, E., Fort, M., 2005. Hydro-geomorphic hazards and impact of man-made structures during the catastrophic flood of June 2000 in the Upper Guil catchment (Queyras, Southern French Alps). *Geomorphology* 66, 41–67.
- Asselman, N.E.M., Middelkoop, H., van Dijk, P.M., 2003. The impact of changes in climate and land use on soil erosion, transport and deposition of suspended sediment in the River Rhine. *Hydrological Processes* 17, 3225–3244
- Avouac, J.P., Burov, E.B., 1996. Erosion as a driving mechanism of intracontinental mountain growth. *J. Geophys. Res. B.* 101, 17747–17769.
- BAFU, 2008. Hochwasser 2005 in der Schweiz. Bundesamt für Umwelt BAFU, Bern, 24pp.
- BAFU, 2013. Hydrologisches Jahrbuch der Schweiz 2009. Bundesamt für Umwelt BAFU, Bern, 617 pp.

- Baines, D., Smith, D.G., Froese, D.G., Bauman, P., Nimeck, G., 2002. Electrical Resistivity Ground Imaging (ERGI): a new tool for mapping the lithology and geometry of channel-belts and valleyfills. *Sedimentology* 49, 441–449.
- Baliunas, S.L., Soon, W.H., 1995. Are variations in the length of the activity cycle related to changes in brightness in solar-type stars? *Astrophysical Journal* 450, 896-901.
- Bard, A., Frank, M., 2006. Climate change and solar variability. What's new under the sun? *Earth Planet. Sci. Lett.* 248, 480–493.
- Bard, E., Raisbeck, G., Yiou, F., Jouzel, J., 2000. Solar irradiation during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides. *Tellus* 52(B), 985– 992.
- Baró, M., Schulte, L., 2009. La influencia de la variabilidad climática histórica sobre el registro sedimentario del abanico deltaico del río Lütischine. VII Reunião do Quaternário Ibérico, Portugal-Faro 2009, 123–127.
- Baró, M., 2010. Agradación de abanicos deltaicos y paleoinundaciones en ambientes de alta montaña durante los últimos tres milenios: análisis multiproxy de alta resolución del registro sedimentario del río Lütischine en los Alpes Suizos. Tesina de Máster. Universidad de Barcelona, 99 pp.
- Basson, G.R., Beck, J.S. 2002: Simulation of artificial flood releases from Skuifraam Dam to limit its impact on the Berg River morphology. En: Bousmar, D., Zech, Y. (Eds.), *River flow 2002. Proceedings of the international conference on fluvial hydraulics*. Louvain-La-Neuve, Belgium, 4-6 September 2002. Lisse: A.A. Balkema Publishers, 2, 941–50.
- Bauder, A., Pralong, A., Funk, M., Faillettaz, J., 2006. Die Gletscher der Schweizer Alpen 2003/04 und 2004/05. *Die Alpen* 82 (10), 34-43
- Beasley, D.B., Huggins, L.F., Monke, E.J., 1982. Modelling sediment yields from agricultural watersheds. *J. Soil Water Conservation* 37(2), 113-117.
- Beaudoin, A., 2003. A comparison of two methods for estimating the organic content of sediments. *Journal of Paleolimnology* 29, 387–390.
- Beer, J., Joos, F., Lukaczyk, C., Mende, W., Rodriguez, J., Siegenthaler, U., Stellmacher, R., 1994. ¹⁰Be as an indicator of solar variability and climate. In Nesme-Ribes E. (ed.), *The solar engine and its influence on terrestrial atmosphere and climate*. Berlin, Springer-Verlag, I, 25, 221-233.
- Beer, J., 2000. Polar ice as an archive for solar cycles and the terrestrial climate. *The Solar Cycle and Terrestrial Climate, Proc. 1st Solar and Space Weather Euroconference*, vol. SP-463. ESA, Santa Cruz de Tenerife, España, pp. 671– 676.
- Bengtsson, L., Enell, M., 1986. Chemical analysis. In Berglund, B. E. (ed.), *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, 423–451.
- Beniston, M., Jungo, P., 2002. Shifts in the distributions of pressure, temperature and moisture in the alpine region in response to the behavior of the North Atlantic Oscillation. *Theoretical and Applied Climatology* 71, 29-42.
- Beniston, M., 2007. Linking extreme climate events and economic impacts: Examples from the Swiss Alps. *Energy Policy* 35, 5384–5392.
- Benito, G., Lang, M., Barriandos, M., Llasat, C., Francés, F., Ouarda, T., Thorndycraft, V. R., Enzel, Y., Bardossy, A., Coeur, D., Bobée, B., 2004. Use of Systematic, Palaeoflood and Historical Data for the Improvement of Flood Risk Estimation. *Review of Scientific Methods. Natural Hazards* 31, 623–643.

- Bennett, J.M., Hollister C.W., 2005. *Medieval Europe: a short history*. McGraw-Hill Editions, 383 pp.
- Berendsen, H. J. A., Stouthamer, E., 2001. *Palaeogeographical Development of the Rhine-Meuse Delta, The Netherlands*. Van Gorcum, Assen, The Netherlands.
- Bierman, P.R., Nichols, K.K., 2004. Rock to sediment–slope to sea with Be-10–rates of landscape change. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 32, 215–255.
- Birkhead, A.L., Heritage, G.L., White, H., Niekerk, A.W., 1996. Ground-penetrating radar as a tool for mapping the phreatic surface, bedrock profile, and alluvial stratigraphy in the Sabie River, Kruger National Park. *Journal of Soil Water Conservation* 51, 234–241.
- Blass, A., Anselmetti, F.S., Grosjean, M., Sturm, M., 2005. The last 1300 years of environmental history recorded in the sediments of Lake Sils (Engadine, Switzerland). *Eclogae Geol. Helv.* 98, 319–332.
- Blott, S.J., Croft, D.J., Pye, K., Saye, S.E., Wilson, H.E., 2004. Particle size analysis by laser diffraction. En: Pye, K., Croft D., (Eds.), *Forensic Geoscience – Principles, Techniques and Applications*, Geological Society of London Special Publication 232, 63–73.
- Blott, S.J., Pye, K., 2001. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 1237-1248.
- Blott, S. J., Pye, K. 2006. Particle size distribution analysis of sand-sized particles by laser diffraction: an experimental investigation of instrument sensitivity and the effects of particle shape. *Sedimentology*, 53(3), 671-685.
- Blumberg, S., Lamy, F., Arz, H.W., Echtler, H.P., Wiedicke, M., Haug, G.H., Oncken, O., 2008. Turbiditic trench deposits at the South-Chilean active margin: A Pleistocene–Holocene record of climate and tectonics. *Earth and Planetary Science Letters* 268, 526–539.
- Bodmer, R., Matter, A., Scheller, E., Sturm, M., 1976. Geologische, seismische und pollenanalytische Untersuchungen im Bödéli bei Interlaken. *Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft in Bern. Neue Folge* 30, 51–62.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M. N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., Bonani, G., 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 294 (5549), 2130-2136.
- Bork, H.–R., Bork, H., Dalchow, C., Faust, B., Piorr, H.-P., Schatz, T., 1998. *Landschaftsentwicklung in Mitteleuropa*. Ghotha, Klett-Perthes.
- Bork, H. R., Hensel, H., 1988. Computer-aided construction of soil erosion and deposition maps. *Geologisches Jahrbuch A104*, 357–371.
- Bork, H.R., Lang, A., 2003. Quantification of past soil erosion and land use/land cover changes in Germany. *Long term hillslope Fluv. Syst. Model.* 231–239.
- Boyle J.F. 2004. A comparison of two methods for estimating the organic matter content of sediments. *J. Paleolim.* 31, 125–127.
- Bradley, R.S., 1999. *Paleoclimatology: reconstructing climates of the Quaternary*, International Geophysics Series. Academic Press, 614 pp.
- Brandhuber, R., 2010. *Erosionsgefährdungskataster: Umsetzung in Bayern*. Bayerische Landesanstalt für Landwirtschaft. Schriftenreihe 3, 19–30.

- Brauer, A, Mangili, C., Moscariello, A, Witt, A, 2008. Palaeoclimatic implications from micro-facies data of a 5900 varve time series from the Piànico interglacial sediment record, southern Alps. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 259, 121–135.
- Bravard, J., 1996. Des versants aux cours d'eau, les implications des fluctuations paleohydrologiques a l'epoque medievale. En: Collardell, M., (ed.), *Actes du Veme Congre's International d'archeologie medivale*, Grenoble, 171-179.
- Bravard, J., Verot-Bourrely, A., Salvador, P., 1992. Le climat d'après les informations fournies par les enregistrements sédimentaires étudiés sur des sites archéologiques. En: Magny, M., Rischard, H. (Eds.), *Le climat à la fin de l'Âge du Fer et dans l'Antiquité (500BC-500AD). Méthodes d'approche et résultats*, *Nouvelles d'Archéologie*, 50, 7-13.
- Bray, J.R., 1971. Solar-climate relationships in the post-Pleistocene. *Science* 171, 1242– 1243.
- Bridgland, D.R., Schreve, D., Keen, D.H., Meyrick, R., Westaway, R., 2004. Biostratigraphic correlation between the late Quaternary sequence of the Thames and key fluvial localities in Central Germany. *Proceedings of the Geologists Association* 115, 125–140.
- Brown, A.G, Cooper, L., Salisbury, C.R., Smith, D.N., 2001. Late Holocene channel changes of the Middle Trent: channel response to a thousand-year flood record. *Geomorphology* 39, 69–82.
- Brown, A. G., 2006. The Late Pleistocene sediment geometry of confluence migration: A major process of floodplain formation. Programme Abstracts of the GLOCOPH-IGCP 518 meeting on Present and past fluvial systems: Methods and Applications, Aug. 25–Sept 2, 2006, Guarulhos and Maringá (Brazil) (2006), p. 30
- Brown, A. G., Carey, C., Erkens, G., Fuchs, M., Hoffmann, T., Macaire, J., Moldenhauer, K., Walling, D.E., 2009. From sedimentary records to sediment budgets: Multiple approaches to catchment sediment flux. *Geomorphology* 108, (1-2), 35-47.
- Büntgen, U., Tegel, W., Nicolussi, K., McCormick, M., Frank, D., Trouet, V., Kaplan, J.O., Herzig, F., Heussner, K.-U., Wanner, H., Luterbacher, J., Esper, J., 2011. 2500 years of European climate variability and human susceptibility. *Science* 331, 578–82.
- Burga, C.A., Perret, R., Gehrig, S., Vogel, H.-H., Magetti, B., Fitze, P., Maisch, M., Graf, K., 1997. *Geoökologische und klimamorphologische Untersuchungen im Alpenraum. Isola-Delta, Val Fedoz und Val Fex, Oberengadin, Kanton Graubünden. Schlussbericht NFP, 31. Hochschulverlag ETH Zürich, 71 pp.*
- Callataÿ, F., 2005. The Graeco-Roman Economy in the Super Long-Run: Lead, Copper, and Shipwrecks. *Journal of Roman Archaeology* 18, 361–372.
- Carey, C. J., Brown, T., Challis, K. C., Howard, A., Cooper, L., 2006. Predictive modelling of multiperiod geoarchaeological resources at a river confluence: a case study from the Trent-Soar, UK. *Archaeological Prospection* 13, 241–250.
- Carvalho, F., Schulte, L., 2009. Análise da dinâmica fluvial alpina no vale hasli, Alpes suíços, sob a influencia da variabilidade climática. VII Reunião do Quaternário Ibérico, Portugal-Faro 2009, 128–132.
- Carvalho, F., Schulte, L., 2013. Morphological control on sedimentation rates and patterns of delta floodplains in the Swiss Alps. *Geomorphology* 198, 163-176.

- Casty, C., Wanner, H., Luterbacher, J., Esper, J., Böhm, R., 2005. Temperature and precipitation variability in the European Alps since 1500. *International Journal of Climatology*, 25(14), 1855-1880.
- Cellino, M., Essyad, K. 2004: Reduction of sediment deposition by introducing an artificial stony bank. A practical example in upper Rhodes river, Switzerland. En: Bousmar, D., Zech, Y. (Eds.), *River flow 2002*. Proceedings of the international conference on fluvial hydraulics. Louvain-La-Neuve, Belgium, 4–6 September 2002. Lisse: A.A. Balkema Publishers, 2, 951–59.
- Champagnac, J. D., Schlunegger, F., Norton, K., von Blanckenburg, F., Abbühl, L. M., Schwab, M., 2009. Erosion-driven uplift of the modern Central Alps. *Tectonophysics*, 474(1), 236-249.
- Chang, T.J., Bayes, T.D., McKeever, S. 2003. Investigating reservoir sediment and watershed erosion using a geographical information system. *Hydrological Processes* 17, 979–87.
- Chanudet, V., Filella, M., 2008. Size and composition of inorganic colloids in a perialpine, glacial flour-rich lake. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72 (5), 1466-1479.
- Chapron, E., Desmet, M., De Putter, T., Loutre, M.F., Beck, C., Deconinck, J.F., 2002. Climatic variability in the northwestern Alps, France, as evidenced by 600 years of terrigenous sedimentation in Lake Le Bourget. *The Holocene* 12, 177–185.
- Charlton, M.E., Large, A.R.G., Fuller, I.C. 2003. Application of airborne LiDAR in river environments: the river Coquet, Northumberland, UK. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 299–306.
- Chiles, J.-P., Delfiner, P., 2012. *Geostatistics, Modeling Spatial Uncertainty*, Wiley Series in Probability and statistics. John Wiley & Sons, Inc. pp. 734.
- Chiverrell, R.C., Foster, G.C., Thomas, G.S.P., Marshall, P., Hamilton, D., 2008. Robust chronologies for landform development. *Earth Surface Processes and Landforms* 34, 319–328.
- Chough, S.K., Choe, M.Y., Hwang, I.G., 1988. The miocene Doumsan fan delta, Southeastern Korea: an example of composite (Gilbert-slope) system in back-arc margin. *Abstr. Int. Works. Fan Deltas, Calabria*, 11.
- Church, M., Ryder, J.M., 1972. Paraglacial sedimentation — a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geological Society of America Bulletin* 83 (10), 3059–3072.
- Church, M., Slaymaker, O., 1989. Disequilibrium of Holocene sediment yield in glaciated British Columbia. *Nature* 337 (2), 452– 454.
- Cockburn, H.A.P., Summerfield, M.A., 2004. Geomorphological applications of cosmogenic isotope analysis. *Progress in Physical Geography* 28, 1–42.
- Coleman, J.M., Wright, L.D., 1975. Modern river deltas: variability of processes and sand bodies. In *Deltas, Models for exploration*. Ed. Broussard, M. L. Houston, Geological Society, 99-149.
- Corbeanu, R.M., Soegaard, K., Szerbiak, R.B., Thurmond, J.B., McMechan, G.A., Wang, D., Snelgrove, S.H., Forster, C.B., Menitove, A., 2001. Detailed internal architecture of a fluvial channel sandstone determined from outcrop, cores, and 3-D ground-penetrating radar: example from the middle Cretaceous Ferron Sandstone, east-central Utah. *Bulletin of the Association of American Petroleum Geologists* 85, 1583–1608.

- Dapples, F., Lotter, A.F., van Leeuwen, J.F.N., van der Knapp, W.O., Dimitriadis, S., Oswald, D., 2002. Paleolimnological evidence for increased landslide activity due to forest clearing and land-use since 3600 cal BP in the western Swiss Alps. *Journal of Paleolimnology* 27, 239–248.
- Davis, B.A.S., Brewer, S., Stevenson, A.C., Guiot, J., 2003. The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews* 22, 1701-1716.
- De Moor, J. J. W., Kasse, C., Van Balen, R., Vandenberghe, J., & Wallinga, J., 2008. Human and climate impact on catchment development during the Holocene—Geul River, the Netherlands. *Geomorphology*, 98(3), 316-339.
- De Moor, J.J.W., Verstraeten, G., 2008. Alluvial and colluvial sediment storage in the Geul River catchment (The Netherlands) — Combining field and modelling data to construct a Late Holocene sediment budget. *Geomorphology* 95, 487–503.
- De Roo, A.P.J., 1998. Modelling runoff and sediment transport in catchments using GIS. *Hydrol. Processes* 12, 905-922.
- Dean, W. E. Jr., 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition: Comparison with other methods. *J. Sed. Petrol.* 44, 242–248.
- Debret, M., Chapron, E., Desmet, M., Rolland-revel, M., Magand, O., Trentesaux, A., Bout-Roumazeille, V., Nomade, J., Arnaud, F., 2010. North western Alps Holocene paleohydrology recorded by flooding activity in Lake Le Bourget , France. *Quat. Sci. Rev.* 29, 2185–2200.
- Dehnert, A., Lowick, S.E., Preusser, F., Anselmetti, F.S., Drescher-Schneider, R., Graf, H.R., Heller, F., Horstmeyer, H., Kemna, H.A., Nowaczyk, N.R., Züger, A., Furrer, H., 2012. Evolution of an overdeepened trough in the northern Alpine Foreland at Niederweningen, Switzerland. *Quat. Sci. Rev.* 34, 127–145.
- Delaygue, G., Bard, E., 2010. An Antarctic view of Beryllium-10 and solar activity for the past millennium. *Clim. Dyn.* 36, 2201–2218.
- Denton, G.H., Karlén, W., 1973. Holocene climatic variations: their pattern and possible cause. *Quaternary Research* 3, 155– 205.
- Desmet, P., Govers, G., 1996. A GIS procedure for automatically calculating the USLE LS factor on topographically complex landscape units. *Journal of Soil and Water Conservation* 51, 427–433.
- Desmet, P., 1997. Effects of interpolation errors on the analysis of DEM's. *Earth Surface Processes and Landforms* 22, 563-580.
- Deumlich, D., Kiesel, J., Thiery, J., Reuter, H.I., Völker, L., Funk, R., 2006. Application of the site comparison method (SICOM) to assess the potential erosion risk - a basis for the evaluation of spatial equivalence of agri-environmental measures. *Catena* 68, 141–152.
- Dodson J.R. and Ramrath A. 2001. An Upper Pliocene lacustrine environmental record from south-Western Australia –preliminary results. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 167, 309–320.
- Dollar, E.S.J., 2004. Fluvial geomorphology. *Progress in Physical Geography* 28 (3), 405–450.
- Dufour, 1865. Carte Dufour 1845/64. 1:100.000. Swisstopo (K614-01-032019).

- Duller, G.A.T., 2004. Luminescence dating of Quaternary sediments: recent advances. *Journal of Quaternary Science* 19, 183–192.
- Duncan-Jones, R.P., 2004. Economic change and the transition to Late Antiquity. En: Swain, S., Edwards, M. (Eds.), *Approaching Late Antiquity: The Transformation from Early to Late Empire*. Oxford Univ. Press, 20–52.
- Eberli, G.P., 1984. Water content and bulk density of Zübo sediments. En: *Quaternary geology of Lake Zurich: An interdisciplinary investigation by deep-lake drilling*. In Hsü, K. J., Kelts, K. (Eds.), *Contributions to Sedimentology* 13, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 115-124.
- Ebersbach R., Gutscher, D., 2008. Alpine Prospektion im Oberhasli. *Archäologie Bern, Jahrbuch des Archäologischen Dienstes des Kanton Bern* 2008, 189-196.
- EEA, 2010. Europe's ecological backbone: recognising the true value of our mountains. *European Environment Agency Report* 6, Copenhagen, 248 pp.
- EJPD, 1980. Soil suitability map of Switzerland, 1:200.000 En: Hurni, L. (Ed.), *Atlas of Switzerland*. Institute of Cartography IKA, ETH Zurich, Switzerland.
- Erkens, G., Cohen, K.M., Gouw, M.J.P., Middelkoop, H., Hoek, W.Z., 2006. Holocene sediment budgets of the Rhine Delta (The Netherlands): a record of changing sediment delivery. *Sediment Dynamics and the Hydromorphology of Fluvial Systems*. IAHS Publ., 306, 406–415.
- Erkens, G., 2009. *Sediment Dynamics in the Rhine Catchment: Quantification of Fluvial Response to Climate Change and Human Impact*. Ph.D. thesis, Netherlands Geographical Studies, Utrecht University, Netherlands, 278 pp.
- Esper, J., Wilson, R.J.S., Frank, D.C., Moberg, A., Wanner, H., Luterbacher, J., 2005. Climate: past ranges and future changes. *Quaternary Science Reviews* 24, 2164–2166.
- Ethridge, F.G., Wescott, W.A., 1984. Tectonic setting, recognition and hydrocarbon reservoir potential of fan delta deposits. En: *Sedimentology of gravels and conglomerates*. En Kosters, E. H., Steel, R. J. (Eds.), *Mem. Can. Soc. Petrol. Geol.* 10, 217-235.
- Evans, I.S., 1986. The morphometry of specific landforms. In: Gardiner, V. (Ed.), *International Geomorphology 1986*. Wiley, New York, 105–124.
- Finckh, P., Kelts, K., 1976. Geophysical investigations into the nature of pre-Holocene sediments of Lake Zurich. *Eclogae Geol. Helv.* 69, 139 – 148.
- Finger, D., Schmid M., West, A., 2006. Effects of upstream hydropower operation on riverine particle transport and turbidity in downstream lakes. *Water Resources Research* 42.
- Florineth, D. 1998. Surface geometry of the Last Glacial Maximum (LGM) in the southeastern Swiss Alps (Graubünden) and its paleoclimatological significance. *Eiszeitalter und Gegenwart* 48, 23–37.
- FOEN, 2005. *Hydrological Yearbook of Switzerland*. Federal Office for the Environment (FOEN), Hydrology Division, Bern. Disponible en: <<http://www.bafu.admin.ch/hydrologie/index.html>> (visitada en 21.04.2011).
- Fontana, A., Mozzi, P., & Bondesan, A., 2008. Alluvial megafans in the Venetian–Friulian Plain (north-eastern Italy): evidence of sedimentary and erosive phases during Late Pleistocene and Holocene. *Quaternary International*, 189(1), 71-90.
- Fotheringham, A.S., Brunson, C., Charlton, M., 2000. *Qualitative Geography*. Sage Publications, London, 270pp.

- Frank, D., Büntgen, U., Böhm, R., Maugeri, M., Esper, J., 2007. Warmer early instrumental measurements versus colder reconstructed temperatures: shooting at a moving target, *Quaternary Science Reviews* 26 (25–28), 3298-3310.
- Frank, D., Esper, J., 2005. Temperature reconstructions and comparisons with instrumental data from a tree-ring network for the European Alps. *International Journal of Climatology*, 25(11), 1437-1454.
- French, J.R. 2003. Airborne LiDAR in support of geomorphological and hydraulic modelling. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 321–35.
- Friedmann, A., 2000. Die Spät- und Postglaziale Landschafts- und Vegetationsgeschichte des Südlichen Oberrheintieflands und Schwarzwalds. *Freiburger Geographische Hefte*, 62.
- Friend, P.F., 1983. Towards the field classification of alluvial architecture or sequence. *Modern and Ancient Fluvial Systems*. En: Collinson, J. D. y Lewin, J. (Eds.), *Sediment. Spec. Pub.*, 6, 195-206.
- Galloway, W.E., 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of the deltaic depositional systems. In *Deltas, Models for exploration*. Ed. Broussard, M. L. Houston Geological Society, 87-98.
- Gander, P., 2007. Altersbestimmung des Bergsturzes von Balm, Meiringen BE - Radiokarbon- Datierung an Holzproben und Bestimmung von aktuellen Sedimentationsraten. *Bulletin für Angewandte Geologie* 12 (2), 63–71.
- Gaswirth, S.B., Ashley, G.M., Sheridan, R.E., 2002. Use of seismic stratigraphy to identify conduits for saltwater intrusion in the vicinity of Raritan Bay, New Jersey. *Environmental and Engineering Geoscience* 8, 209–218.
- Gavrilovic, S., 1972. Engineering of Torrents and Erosion. *Izgradnja*, Beograd.
- Gavrilovic, S., 1976. Torrents and erosion. In: *Gradevinski calendar 1976*, Beograd, Serbia, 159–311.
- Gavrilovic, S., 1988. The use of an empirical method (Erosion Potential Method) for calculating sediment production and transportation in unstudied or torrential streams. In: White, W.R. (Ed.), *International Conference on River Regime*. Wiley, New York (Chichester, UK), 411–422.
- Geitner, C., 1999. Sedimentologische und vegetationsgeschichtliche Untersuchungen anfluviatilen Sedimenten in den Hochlagen des Horlachtales (Stubai Alpen/Tirol). *Münchener Geographische Abhandlungen Reihe B* 31. Geobuch-Verl., München.
- Gilbert, G.K., 1890. *Lake Bonneville*. U.S. Geol. Surv. Monography 1, 438 pp.
- Girardclos, S., Schmidt, O. T., Sturm, M., Ariztegui, D., Pugin, A., Anselmetti, F. S., 2007. The 1996 AD delta collapse and large turbidite in Lake Brienz. *Marine Geology*, 241(1), 137-154.
- Govers, G., Poesen J., 1988. Assessment of the interrill and rill contributions to total soil loss from an upland field plot. *Geomorphology* 1, 343–354.
- Gregory, K.J., 2006. The human role in changing river channels. *Geomorphology* 79, 172–191.
- Grimm, M., Jones, R.J.A., Rusco, E., Montanarella, L., 2003. Soil erosion risk in Italy: a revised USLE approach. *European Soil Bureau Research Report* 11.
- Grossniklaus, H., 1957. *Wilderswil*. Berner Heimatbücher. Verlag Paul Haupt, Bern.

- Grove, J.M., 2001. The initiation of the Little Ice Age in regions around the North Atlantic. *Climatic Change* 48, 53–82.
- Gubler-Gross, R., 1962. *Moderne Transhumanz in der Schweiz*. Thèse Sc. Zurich. 72 pp.
- Hahlen, N., 2010. *Murgänge Spreitgraben Guttannen*. Fachleute Naturgefahren Schweiz, Herbstkurs 2010.FAN, St. Gallen, Switzerland.
- Hallet, B., Hunter, L., Bogen, J., 1996. Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implications. *Global and Planetary Change* 12 (1–4), 213–235.
- Hantke, R., Scheidegger, A.E., 2007. Zur Entstehungsgeschichte der Berner Oberländer Seen. *Jahrbuch Uferschutzverband Thuner- und Brienersee*, 11–24.
- Hantke, R., Wagner, G., 2005. Eiszeitliche und nacheiszeitliche Gletscherstände im Berner Oberland – Erster Teil: Östliches Berner Oberland bis zur Kander. – *Mitt. naturf. Ges. Bern N. F.* 62: 107–134.
- Hantke, R. & Wagner, G. 2006: Eiszeitliche und nacheiszeitliche Gletscherstände im Berner Oberland – Zweiter Teil: Täler westlich der Kander. – *Mitt. naturf. Ges. Bern N. F.* 63: 133–153.
- Hantke, R., 1980. *Eiszeitalter. Die jüngste Erdgeschichte der Schweiz und ihrer Nachbargebiete*. Bd. 1. Ott, Thun - Switzerland.
- Harbor, J.M., Wheeler, D.A., 1992. On the mathematical description of glaciated valley cross sections. *Earth Surface Processes and Landforms* 17, 477– 485.
- Harbor, J.M., 1992. Numerical modeling of the development of U-shaped valleys by glacial erosion. *Geological Society of America Bulletin* 104, 1364–1375.
- Harman, H.H., 1976. *Modern factor analysis*. The University of Chicago Press, Chicago, USA, 447 pp.
- Hartmann, D.L., Klein, A.M.G., Rusticucci, M., Alexander, L.V., Brönnimann, S., Charabi, Y., Dentener, F.J., Dlugokencky, E.J., Easterling, D.R., Kaplan, A., Soden, B.J., Thorne, P.W., Wild, M., Zhai, P.M., 2013. Observations: Atmosphere and Surface. En: Stocker, T.F., Qin, D., Plattner, G.-K., Tignor, M., Allen, S.K., Boschung, J., Nauels, A., Xia, Y., Bex, V., Midgley P.M. (Eds.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, 1529 pp.
- Harvey, A. M., Mather, A. E., Stokes, M., 2005. Alluvial fans: geomorphology, sedimentology, dynamics—introduction. A review of alluvial-fan research. *Geological Society, Special Publications*, 251(1), 1-7.
- Heiri, O., Lotter, A. F., Lemcke, G., 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology* 25, 101–110.
- Hilker N., Badoux A., Hegg C., 2009. The Swiss flood and landslide damage database 1972–2007. *Nat. Haz. Earth Syst. Sci.* 9, 913–925.
- Hinderer, M., 2001. Late Quaternary denudation of the Alps valley and lake fillings and modern river loads. *Geodinamica Acta* 14, 231–263.
- Hinderer, M., 2012. From gullies to mountain belts: A review of sediment budgets at various scales. *Sediment. Geol.* 280, 21–59.
- Hinderer, M., Kastowski, M., Kamelger, A., Bartolini, C., Schlunegger, F., 2013. River loads and modern denudation of the Alps — A review. *Earth-Science Reviews* 118, 11–44.

- Hirano, M., Aniya, M., 1988. A rational explanation of cross-profile morphology for glacial valleys and of Glacial Valley Development. *Earth Surface Processes and Landforms* 13, 707-716.
- Hoerder, D., Moch, L.P. (Eds.), 1996. *European migrants: global and local perspectives*. Northeastern University Press, USA, 329 pp.
- Hoffmann, T., 2006. *Modelling the Holocene Sediment Budget of the Rhine System*. Doctoral dissertation, Ph. D. thesis. Universitäts-und Landesbibliothek Bonn, Germany, 158 pp.
- Hoffmann, T., Thorndycraft, V. R., Brown, A. G., Coulthard, T. J., Damnati, B., Kale, V. S., Middelkoop, H., Notebaerth, B., Walling, D. E., 2010. Human impact on fluvial regimes and sediment flux during the Holocene: Review and future research agenda. *Global and Planetary Change*, 72(3), 87-98.
- Holzhauser, H., 1997. Fluctuations of the Grosser Aletsch Glacier and the Gorner Glacier during the last 3200 years, new results. In Frenzel, B., editor, *Glacier fluctuations during the Holocene*. *Paläoklimaforschung/Palaeoclimate Research* 24, 35–58.
- Holzhauser, H., Magny, M., Zumbu, H.J., 2005. Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *The Holocene* 15, 789-801.
- Hopkins, K., 1980. Taxes and Trade in the Roman Empire (200 B.C.–A.D. 400). *Journal of Roman Studies* 70, 101-125.
- Hong, S., Candelone, J-P. Patterson, C.C., Boutron, C.F., 1996. History of ancient copper smelting pollution during Roman and Medieval times recorded in Greenland ice. *Science* 272(5259), 246-249.
- Hormes, A., Schlüchter, C., Stocker, T. F., 1998. Minimal extension phases of Unteraarglacier (Swiss Alps) during the Holocene based on 14c analysis of wood. *Radiocarbon*, 40(2), 809-817.
- Hormes, A., Müller, B. U., Schlüchter, C., 2001. The Alps with little ice: evidence for eight Holocene phases of reduced glacier extent in the Central Swiss Alps. *The Holocene*, 11(3), 255-265.
- Hornung, J., Pflanz, D., Hechler, A., Beer, A., Hinderer, M., Maisch, M., Bieg, U., 2010. 3-D architecture, depositional patterns and climate triggered sediment fluxes of an alpine alluvial fan (Samedan, Switzerland). *Geomorphology*, 115(3), 202-214.
- Horton, P., Jaboyedoff, M., Metzger, R., Obled, C., Marty, R., 2012. Spatial relationship between the atmospheric circulation and the precipitation measured in the western Swiss Alps by means of the analogue method. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 777-784
- Houben, P., Hoffman, T., Zimmermann, A., Dikau, R., 2006. Land use and climatic impacts on the Rhine system (RheinLUCIFS): quantifying sediment fluxes and human impact with available data. *Catena* 66, 42–52.
- Hoyt, D.V., Schatten, K.H., 1998. Group sunspot numbers: A new solar activity reconstruction. Part 1. *Solar Phys.* 179, 189–219.
- Huggel, C., Clague, J., Korup, O., 2012. Is climate change responsible for changing landslide activity in high mountains? *Earth Surf. Process. Landforms* 37, 77–91.
- Hughen, K.A., Southon, J.R., Lehman, S.J., Overpeck, J.T., 2000. Synchronous radiocarbon and climate shifts during the last deglaciation. *Science* 290 (5498), 1951–1954.

- Huntley, D.J., Godfrey-Smith, D.I., Thewalt, M.L.W., 1985. Optical dating of sediments. *Nature*, 313, 105–107.
- Huntley, B., Baillie, M., Grove, J., Hammer, C., Harrison, S.P., Jacomet, S., Jansen, E., Karlen, W., Koc, N., Luterbacher, J., Negendank, J.F.W., Schibler, J., 2002. Holocene palaeoenvironmental changes in North-West Europe: Climatic implications and the human dimension. En: Wefer, G., Berger, W., Behre, K.-E., Jansen, E. (Eds.), *Climate Development and History of the North Atlantic Realm*, Springer, Berlin, 259–298.
- Hurni, L. (Ed.), 2004. *Atlas of Switzerland*. Institute of Cartography IKA, ETH Zurich, Switzerland (2004).
- Huss, M., Sugiyama, S., Bauder, A., Funk, M., 2007. Retreat scenarios of Unteraargletscher, Switzerland, using a combined ice-flow mass-balance model. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 39 (3), 422–431.
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Maisch, M., Christl, M., Kubik, P. W., & Schlüchter, C., 2009. Latest Pleistocene and Holocene glacier variations in the European Alps. *Quaternary Science Reviews*, 28(21), 2137-2149.
- Jäckli, H., 1962. Die Vergletscherung der Schweiz im Würmmaximum. *Eclogae geol. Helv.* 55 (2), 85-294.
- Jäckli, H., 1970. Die Schweiz zur letzten Eiszeit. – Karte 1:550000; Atlas der Schweiz, Blatt 6; Bundesamt für Landestopographie; Wabern, Bern.
- Jacob, A.F., 1973. Depositional Environments of Paleocene Tongue River Formation, Western North Dakota. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.* 57 (6), 1038-1052.
- James, L.A., Marcus, W.A., 2006. The human role in changing fluvial systems: Retrospect, inventory and prospect. *Geomorphology* 79 (3–4), 152-171.
- Jansen, J. H. F., Van der Gaast, S. J., Koster, B., Vaars, A. J., 1998. CORTEX, a shipboard XRF-scanner for element analyses in split sediment cores. *Marine Geology*, 151(1), 143-153.
- Jaun, L., Finger, D., Zeh, M., Schurter, M., Wüest, A., 2007. Effects of upstream hydropower operation and oligotrophication on the light regime of a turbid perialpine lake. *Aquat. Sci.* 69, 212 – 226.
- Jerz, H., Schneider, T., Krause, K.H., 2000. Zur Entwicklung der Schwemmfächer und Schwemmkegel in Randbereichen des Murnauer Mosses — Mit Ergebnissen der GLA-Forschungsbohrungen bei Grafenaschau und Eschenlohe. *Geologica Bavarica* 105, 251–264.
- Joerin, U.E., Stocker, T.F., Schlüchter, C., 2006. Multicentury glacier fluctuations in the Swiss Alps during the Holocene. *Holocene* 16 (5), 697-704.
- Joerin, U. E., Nicolussi, K., Fischer, A., Stocker, T. F., Schlüchter, C., 2008. Holocene optimum events inferred from subglacial sediments at Tschierwa Glacier, Eastern Swiss Alps. *Quaternary Science Reviews*, 27(3), 337-350.
- Jungo, P., Goyette, S., Beniston, M., 2002. Daily wind gust speed probabilities over Switzerland according to three types of synoptic circulation. *Int. J. Climatol.* 22 (4), 485-499.
- Karlén, W., Kuylenskierna, J., 1996. On solar forcing of Holocene climate: evidence from Scandinavia. *Holocene* 6, 359– 365.
- Kassem, A.A., Chaudhry, M.H., 2004. Numerical modelling of bed evolution in channel bends. *Journal of Hydraulic Engineering* 128(5), 507–14.

- Kellerhals, P., Haefeli, C., 1985. Hydrogeologie Bördeli-Interlaken. Wasser- und Energiewirtschaftsamt des Kanton Bern (WEA), Bern.
- Kelly, M.A., Buoncristiani, J.-F., Schluchter, C., 2004. A reconstruction of the last glacial maximum (LGM) ice-surface geometry in the western Swiss Alps and contiguous Alpine regions in Italy and France. *Eclogae Geol. Helv.* 97, 57–75.
- Kesel, R. H., Yodis, E. G., McCraw, D. J., 1992. An approximation of the sediment budget of the lower Mississippi River prior to major human modification. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17(7), 711-722.
- Kirkby, M.J., Le Bissonais, Y., Coulthard, T.J., Daroussin, J., McMahon, M.D., 2000. The development of land quality indicators for soil degradation by water erosion. *Agriculture, Ecosystems & Environment* 81, 125–135.
- Kirkby, M., Robert, J., Irvine, B., Gobin, A., Govers, G., Cerdan, O., Tompaey, A., Le Bissonais, Y., Daroussin, J., King, D., Montanarella, L., Grimm, M., Vieilefont, V., Puigdefabregas, J., Boer, M., Kosmas, C., Yassoglou, N., Tsara, M., Mantel, S., Van Lynden, G., Hunting, J., 2003. Pan-European Soil Erosion Risk Assessment. Joint Research Centre, ISPRA.
- Knighton, D., 1998. *Fluvial Forms and Processes*. Hodder Arnold, London. 400 pp.
- Kodera, K., 2003. Solar influence on the spatial structure of the NAO during the winter 1900–1999. *Geophys. Res. Lett.* 30.
- Koinig, K. A., Shotyk, W., Lotter A. F., Ohlendorf, C., Sturm, M., 2003. 9000 years of geochemical evolution of lithogenic major and trace elements in the sediment of an alpine lake – the role of climate, vegetation, and land-use history. *Journal of Paleolimnology* 30, 307–320.
- Konz, N., Bänninger, D., Nearing, M., Alewell, C., 2009. Does WEPP meet the specificity of soil erosion in steep mountain regions? *Hydrology and Earth System Sciences Discussion* 6, 2153–2188.
- Konz, N., Prasuhn, V., Alewell, C., 2012. On the measurement of alpine soil erosion. *Catena* 91, 63–71.
- Krayss, E., Keller, O., 1996. Hydrographie des Bodenseeraums während der letzten Vorlandvereisung. *Schriften Verein Geschichte Bodensee Friedrichshafen* 114, 111 – 142.
- Kuhlemann, J., 2007. Paleogeographic and paleotopographic evolution of the Swiss and Eastern Alps since the Oligocene. *Glob. Planet. Change* 58, 224–236.
- Lea, D.W., D.K. Pak, L.C. Peterson, K.A. Hughen, 2003. Synchronicity of tropical and high-latitude Atlantic temperatures over the last glacial termination. *Science* 301, 1361-1364.
- Lewin, J., Macklin, M.G., Johnstone, E., 2005. Interpreting alluvial archives: sedimentological factors in the British Holocene fluvial record. *Quaternary Science Reviews* 24, 1873–1889.
- Li, Y., Liu, G., Cui, Z., 2001. Glacial valley cross-profile morphology, Tian Shan Mountains, China. *Geomorphology*, 38(1), 153-166.
- Litt, T., Schmincke, H.-U., Kromer, B., 2003. Environmental response to climatic and volcanic events in central Europe during the Weichselian Lateglacial. *Quaternary Science Reviews* 22, 7–32.
- Llorca, J., Schulte, L., Carvalho, F., 2012. Reconstrucción de la dinámica histórica del lecho del río Aar en el valle Hasli (Alpes Suizas). XII Reunión Nacional de Geomorfología, Santander, 449-452.

- López-Vicente, M., Navas, A., Machín, J., 2008. Identifying erosive periods by using RUSLE factors in mountain fields of the Central Spanish Pyrenees. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 12, 523-535.
- Luterbacher, J., Dietrich, D., Xoplaki, E., Grosjean, M., Wanner, H., 2004. European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500. *Science*, 303(5663), 1499-1503.
- Macklin, M.G., Benito, G., Gregory, K., Johnstone, E., Lewin, J., Michczynska, D., Soja, R., Starkel, L., Thorndycraft, V.R., 2006. Past hydrological events reflected in the Holocene fluvial record of Europe. *Catena* 66, 145–154.
- Magny, M., 1993. Solar Influences on Holocene Climatic Changes Illustrated by Correlations between Past Lake-Level Fluctuations and the Atmospheric ^{14}C Record. *Quaternary Research* 40 (1), 1-9.
- Magny, M., Peyron, O., Gauthier, E., Vannièrè, B., Millet, L., Vermot-desroches, B., 2011. Quantitative estimates of temperature and precipitation changes over the last millennium from pollen and lake-level data at Lake Joux, Swiss Jura Mountains ND. *Quat. Res.* 75, 45–54.
- Maisch, M., Wipf, A., Denneler, B., Battaglia, J., Benz, C., 2000. Die Gletscher der Schweizer Alpen. Gletscherhochstand 1850, Aktuelle Vergletscherung, Gletscherschwund-Szenarien. vdf, Zürich, 373 pp.
- Mangini, A., Spötl, C., Verdes, P., 2005. Reconstruction of temperature in the Central Alps during the past 2000 yr from a $\delta^{18}\text{O}$ stalagmite record. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 235, 3-4, 741-751.
- Masek, J.G., Isacks, B.L., Gubbels, T.L., Fielding, E.J., 1994. Erosion and tectonics at the margins of continental plateaus. *J. Geophys. Res.* B 99, 13941–13956.
- Matter, A., Dessolini, D., Sturm, M., Süssstrunk, A. E., 1973. Reflexionsseismische Untersuchung des Brienersees. *Eclogae geol. Helv.* 66, 71-82.
- Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Curt Stager, J., Karlén, W. , Maasch, K.A., David Meeker, L., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Kreveland, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J., 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62, 243–255.
- McCool, D.K., Foster, G.R., Mutchler, C.K., Meyer, L.D., 1989. Revised slope length factor for the Universal Soil Loss Equation. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers* 32(5), 1571–1576.
- McCormick, M., 2001. *Origins of the European Economy: Communications and Commerce, A.D. 300–900.* Cambridge Univ. Press.
- McKean, J., Roering, J., 2004. Objective landslide detection and surface morphology mapping using high-resolution airborne laser altimetry. *Geomorphology*, 57(3), 331-351.
- McPherson, J. G., Shanmugam, G., Moiola, R. J., 1987. Fan-deltas and braid deltas: varieties of coarse-grained deltas. *Geological Society of America Bulletin*, 99, 331-340.
- Meeker, L.D., Mayewski, P.A., 2002. A 1400-year high-resolution record of atmospheric circulation over the North Atlantic and Asia. *Holocene* 12, 257–266.
- Meese, D.A., Alley, R.B., Gow, A.J., Grootes, P., Mayewski, P.A., Ram, M., Taylor, K.C., Waddington, E.D., Zielinski, G., 1994. Preliminary Depth–Age Scale of the GISP2 Ice Core. Special Report 94–1, US Army Corps of Engineers, Cold Regions Research & Engineering Laboratory, Hanover, NH, USA, 66 pp.

- Meese, D.A., Gow, A.J., Alley, R.B., Zielinski, G.A., Grootes, P.M., Ram, M., Taylor, K.C., Mayewski, P.A., Bolzan J.F., 1997. The Greenland Ice Sheet Project 2 depth-age scale: Methods and results. *Journal of Geophysical Research* 102: 26411–26423.
- Meusburger, K., Konz, N., Schaub, M., Alewell, C., 2010. Soil erosion modelled with USLE and PESERA using QuickBird derived vegetation parameters in an alpine catchment. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* 12 (3), 208-215.
- Meyer, J. R., Weiss, J. H., 1802. *Atlas Suisse 1:120000*. Bern.
- Mirani, A., 1764. *Karte topographique der Aare uber Haslital zum Brienersee*. Bern.
- Mützenberg, S., 2010. Investment Projects of the «Kraftwerke Oberhasli AG» KWO – A stony path through the Grimsel Granite. *Swiss Bull. angew. Geol.* 15 (1), 67-70.
- Nearing, M.A., Norton, L.D., Bulgakov, D.A., Larionov, G.A., West, L.T., Dontsova, K.M., 1997. Hydraulics and erosion in eroding rills. *Water Resources Research* 33 (4), 865-876.
- Nemec, W., 1990. Deltas - remarks on terminology and classification. En: Colella, A., Prior, D. B. (Eds.), *Coarse-Grained Deltas*. Spec. Publ. Int. Ass. Sediment. 10, 3-12.
- Nesbitt, W., Young, G.M., 1996. Petrogenesis of sediments in the absence of chemical weathering: effects of abrasion and sorting on bulk composition and mineralogy. *Sedimentology* 43, 341-358.
- Nicolussi, K., 2009. Klimaentwicklung in den Alpen während der letzten 7000 Jahre. *Impulsreferate*, 109–124.
- Notebaert, B., Verstraeten, G., Rommens, T., Vanmontfort, B., Govers, G., & Poesen, J., 2009. Establishing a Holocene sediment budget for the river Dijle. *Catena*, 77(2), 150-163.
- Nriagu, J. O., 1996. A History of Global Metal Pollution. *Science* 272 (5259), 223-224.
- O'Brien, S.R., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Meese, D.A., Twickler, M.S., Whitlow, S.I., 1995. Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science* 270, 1962–1964.
- Oerlemans, J., 2005. Extracting a climate signal from 169 glacier records. *Science* 308, 675–677.
- Oliver, M. A., Webster, R., 1990. Kriging: a method of interpolation for geographical information systems. *International Journal of Geographical Information System*, 4(3), 313-332.
- Onori, F., De Bonis, P., Grauso, S., 2006. Soil erosion prediction at the basin scale using the revised universal soil loss equation (RUSLE) in a catchment of Sicily (southern Italy). *Environmental Geology* 50 (8), 1129-1140.
- Oppikofer, T., Jaboyedoff, M., Keusen, H.R., 2008. Collapse of the eastern Eiger flank in the Swiss Alps. *Nature Geosciences* 1, 531–535.
- Orton, G. J., 1988. A spectrum of Middle Ordovician fan deltas and braidplain delta, North Wales: a consequence of varying fluvial clastic input. En: Nemec, W., Postma, G. (Eds.), *Fan deltas: Sedimentology and Tectonic Settings*. Blackie and Son, London, 23-49.
- Orton, G.J., Reading, H.G., 1993. Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology* 40, 475-512.
- Otto, J.-C., Goetz, J., Schrott, L., 2008. Sediment storage in Alpine sedimentary systems - Quantification and scaling issues. *Sediment Dynamics in Changing Environments*, IAHS Publ. 325, 258-265.

- Patzelt, G., 1994. Holocene development of alluvial fans and the floor of the Inn valley, Tyrol. En: Aulitzky, H., Heuberger, H., Patzelt, G. (Eds.), Mountain hazard geomorphology of Tyrol and Voralberg, Austria. Mountain Research and Development 14, 283–284.
- Patzelt, G., 2008. Die Schwemmkegel von Hall. En: Zanesco, A., Schmitz-Esser R. (Eds.), Forum Hall in Tirol, Neues zur Geschichte der Stadt (Hsg.), 12-21.
- Peña, J.C.; Schulte, L., 2014. Influencia de la actividad solar y de la variabilidad climática sobre las grandes crecidas en Suiza. Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles 65, 249-270.
- Peña, J.C.; Schulte, L; Badoux, A.; Barriendos, A. Barrera, T., en prensa. Frequency analysis of severe floods in Switzerland. Links to solar forcing and low-frequency atmospheric circulation indices. Global and Planetary Change.
- Peng, Y., Shen, C., Wang, W. C., & Xu, Y., 2010. Response of summer precipitation over Eastern China to large volcanic eruptions. Journal of Climate, 23(3), 818-824.
- Pfister, C. 2003. Ein Blick auf die letzten 500 Jahre. In OcCC Bern: Extremereignisse und Klimaänderung., 21-24.
- Pinet, P., Souriau, M., 1988. Continental erosion and large-scale relief. Tectonics 7 (3), 563–582.
- Postma, G., 1990. Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis. En: Colella, A., Prior, D. B. (Eds.), Coarse-Grained Deltas. Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ., 10, 13-27.
- Potts, P.J., 1993. Laboratory Methods of Analysis. In: Riddle, C. (Ed.) Analysis of Geological materials. Marcel Decker, Inc. New York.
- Prasuhn, V., Liniger, H., Gisler, S., Herweg, K., Candinas, A., Clément, J.-P., 2013. A high-resolution soil erosion risk map of Switzerland as strategic policy support system. Land Use Policy 32, 281-291.
- Raetzo, H., Bauder, A., Marty, C., Nötzli, J., 2009. Schnee, Gletscher und Permafrost 2007/2008. Die Alpen 85 (9), 52-59.
- Rahmstorf, S., 2006. Thermohaline Ocean Circulation. In: Elias., S. A. (Ed.) Encyclopedia of Quaternary Sciences. Elsevier, Amsterdam, 1-10.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L, Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Ramsey, C.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2004. IntCal04 Terrestrial Radiocarbon Age Calibration, 0–26 Cal Kyr BP., Radiocarbon 46 (3), 1029-1058.
- Rein, B., Sirocko, F., 2002. In-situ reflectance spectroscopy – analysing techniques for high-resolution pigment logging in sediment cores. Int J Earth Sci (Geol Rundsch) 91, 950–954.
- Renard, K.G., Foster, G.R., Yoder, D.C., McCool, D.K, 1994. RUSLE revisited: Status, questions, answers, and the future. Journal of Soil and Water Conservation 49 (3), 213-220.

- Renard, K.G., Foster, G.R., Weesies, G.A., McCool, D.K., Yoder, D.C., 1997. Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). Agriculture Handbook. No. 703. US Department of Agriculture, Washington, DC, 384 pp.
- Renberg, I., Brannvall, M.-L., Bindler, R., Emterydb, O., 2002. Stable lead isotopes and lake sediments—a useful combination for the study of atmospheric lead pollution history. *The Science of the Total Environment* 292, 45–54.
- Reusing, M., Schneider, T., Ammer, U., 2000. Modelling soil loss rates in the Ethiopian highlands by integration of high resolution MOMS-02/D2-stereo-data in a GIS. *International Journal of Remote Sensing* 21, 1885–1896.
- Rogler, H., Schwertmann, U., 1981. Rainfall erosivity and isoerodent map of Bavaria. *Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung* 22, 99–112.
- Röhl, U., Abrams, L., 2000. High resolution, downhole, and nondestructive core measurements from Sites 999 and 1001 in the Caribbean Sea: Application to the late Paleocene thermal maximum, Proc. Ocean Drill. Program, Sci. Results, 165, 191–204.
- Rommens, T., Verstraeten, G., Poesen, J., Govers, G., Van Rompaey, A., Peeters, I., Lang, A., 2005. Soil erosion and sediment deposition in the Belgian loess belt during the Holocene: establishing a sediment budget for a small agricultural catchment. *The Holocene* 15 (7), 1032-1043.
- Roos-Barraclough, F., Van Der Knaap, W.O., Van Leeuwen, J.F.N., Shotyk, W., 2004. A Late-glacial and Holocene record of climatic change from a Swiss peat humidication profile. *The Holocene* 14, 7-19.
- Rosatti, G., 2002. Validation of the physical modeling approach for braided rivers. *Water Resources Research* 38(12), 31-1–31-8.
- Rozanski, K., Froehlich, K., 1996. La radiactividad y las ciencias geológicas: Comprensión del medio natural. *Boletín del OIEA*, 2, 9-15.
- Rumsby B.T., Macklin M.G., 1996. River response to the last Neoglacial (the 'Little Ice Age') in northern, western and central Europe. En: J. Branson, A.G. Brown, K.G. Gregory (Eds.), *Global Continental Changes: the Context of Palaeohydrology*, Special Publication, vol. 115, Geological Society, London (1996), 217–233.
- Santisteban, J.I., Mediavilla, R., López-Pamo, E., Dabrio, C.J., Ruiz, M.B., Gil, M.J., Castaño, S., Martínez-Alfaro, P.E., 2004. Loss on ignition: a qualitative or quantitative method for organic matter and carbonate mineral content in sediments? *Journal of Paleolimnology* 32, 287–299.
- Sass, O., Krautblatter, M., 2007. Debris flow-dominated and rockfall-dominated talus slopes: Genetic models derived from GPR measurements. *Geomorphology* 86, 176–192.
- Schirmer, W., Bos, J., Dambeck, R., Hinderer, M., Preston, N., Schulte, A., Schwalb, A., Wessels, M., 2005. Holocene fluvial processes and valley history in the river Rhine catchment. *Erdkunde* 59(3/4), 199–215.
- Schmid, S. M., Fügenschuh, B., Kissling, E., Schuster, R., 2004. Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. *Eclogae geol. Helv.* 97, 93–117.
- Schmidt R., Koinig K.A., Thompson R., Kamenik C., 2002. A multi proxy core study of the last 7000 years of climate and alpine land-use impacts on an Austrian mountain lake (Unterer Landschitzsee Niedere Tauern). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 187, 101–120.

- Schmidt, R., Kamemik, C., 2007. Siliceous algae-based seasonal temperature inference and indicator pollen tracking ca. 4,000 years of climate/land use dependency in the southern Austrian Alps. *Journal of Paleolimnology* 38, 541-554.
- Schmocker-Fackel, P., Naef, F., 2010. Changes in flood frequencies in Switzerland since 1500. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 14, 1581-1594.
- Schöpf, T., 1578. Karte des Bernischen staabgesietes von 1577-78. Bern.
- Schrott, L., Niederheide, A., Hankammer, M., Hufschmidt, G., Dikau, R., 2002. Sediment storage in a mountain catchment: geomorphic coupling and temporal variability (Reintal, Bavarian Alps, Germany). *Zeitschrift für Geomorphologie Suppl.-Bd* 127, 175-196.
- Schrott, L., Hufschmidt, G., Hankammer, M., Hoffmann, T., Dikau, R., 2003. Spatial distribution of sediment storage types and quantification of valley fill deposits in an alpine basin, Reintal, Bavarian Alps, Germany. *Geomorphology* 55, 45-63.
- Schulte, L., 2002. Evolución cuaternaria de la depresión de Vera y de Sorbas oriental. SE-Península Ibérica: reconstrucción de las fluctuaciones paleoclimáticas a partir de estudios morfológicos y edafológicos. *Publicaciones de la Universidad de Barcelona*, 251 pp.
- Schulte, L., Veit, H., Burjachs, F., Julià, R., Burrull, R., 2004. Dinámica fluvial y variabilidad climática en los Alpes suizos durante el Holoceno Superior. En: Benito, G., Díez Herrero A. (Eds.), *Contribuciones Recientes sobre Geomorfología*. (Actas de la VIII Reunión Nacional de Geomorfología, Toledo, 22-25 de setiembre de 2004). SEG y CSIC, Madrid, 400 págs.
- Schulte, L., Veit, H., Burjachs, F., Julià, R., 2005. Response of fluvial environments in the Swiss Alps to Late Holocene climate changes. *Proceedings of the Sixth International Conference on Geomorphology*, 7. -11.9.2005- Zaragoza. p. 90. IAG, Zaragoza.
- Schulte, L., Julià, R., Oliva, O., Burjachs, F., Veit, H., Carvalho, F., 2008. Sensitivity of Alpine fluvial environments in the Swiss Alps to climate forcing during the Late Holocene. *Sediment Dynamics in Changing Environments*, IAHS Publ. 325, 367-374.
- Schulte, L., Veit, H., Burjachs, F., Julia, R., 2009a. Lutschine fan delta response to climate variability and land use in the Bernese Alps during the last 2400 years. *Geomorphology* 108, Issues 1-2, 107-121.
- Schulte, L., Julià, R., Veit, H., Carvalho, F., 2009b. Do high-resolution fan delta records provide a useful tool for hazard assessment in mountain regions? *International Journal of Climate Change Strategies and Management*, Volume 1, Num. 2, 197-210.
- Schulte, L.; Carvalho, F.; Peña, J.C.; Baró, M.; Julià, R.; Burjachs F.; Lomax J.; Villanueva, I.; Rubio, P.; Veit, H., 2012. Trying to understand mountain flood dynamics from multiproxy data: a 4600-year high resolution record from the Swiss Alps. *Quaternary International* 279-280: 439.
- Schulte, L., Peña, J.C., Julià, R., Carvalho, F., Llorca, J., Losada, J., Burjachs, F., Schmidt, T., Rubio, P., Veit, H., 2014. Climate forcing of paleofloods in the Swiss Alps. En: Schnabel S., Gómez Gutiérrez, A. (Eds.), *Avances de la Geomorfología en España 2012-2014*, XIII Reunión Nacional de Geomorfología, Cáceres, 143-146.
- Seddik, H., Greve, R., Sugiyama, S., & Naruse, R. 2009. Numerical simulation of the evolution of glacial valley cross sections. arXiv preprint arXiv:0901.1177.

- Sidorchuk, A.Y., Golosov, V.N., 2003. The history of erosion and sedimentation on the Russian Plain during the period of intensive agriculture. *Hydrological Processes* 17, 3347-3358.
- Solanki, S.K., Usoskin, I.G., Kromer, B., Schüssler, M., Beer, J., 2004. An unusually active Sun during recent decades compared to the previous 11,000 years. *Nature*, 43, 1084-1087.
- Solanki, S.K., Usoskin, I.G., Kromer, B., Schüssler, M., Beer, J., 2005. 11,000 Year Sunspot Number Reconstruction. IGBP PAGES/World Data Center for Paleoclimatology. Data Contribution Series #2005-015. NOAA/NGDC Paleoclimatology Program, Boulder CO, USA.
- Starkel, L., 2002. Change in the frequency of extreme events as the indicator of climatic change in the Holocene (in fluvial systems). *Quaternary International*, 91(1), 25-32.
- Stewart, M.M., Grosjean, M., Kuglitsch, F.G., Nussbaumer, S.U., Gunten, L. Von, 2011. Reconstructions of late Holocene paleofloods and glacier length changes in the Upper Engadine, Switzerland (ca. 1450 BC-AD 420). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 311, 215–223.
- Stucki, J.W., 2013. Properties and Behaviour of Iron in Clay Minerals. En: Bergaya, F., Lagaly, G. (Eds.), *Developments in Clay Science, Volume 5*, Elsevier, 559-611.
- Stuiver, M., Braziunas, T.F., 1993. Sun, ocean, climate and atmospheric $^{14}\text{CO}_2$: an evaluation of causal and spectral relationships. *Holocene* 3, 289– 305.
- Stuiver, M., Braziunas, T.F., Grootes, P.M., Zielinski, G.A., 1997. Is there evidence for solar forcing of climate in the GISP2 oxygen isotope record? *Quaternary Research*, 48 (3), 259-266.
- Stuiver, M., Grootes, P.M., 2000. GISP2 Oxygen Isotope Ratios, *Quaternary Research* 53 (3), 277-284.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., 1993, Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon* 35,215-230.
- Sturm, M., 1976. Die Oberflächensedimente des Brienersees. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 69, 111–123.
- Sturm, M., Matter, A., 1978. Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents. *Spec. Publs int. Ass. Sediment.* 2, 147-168.
- Swift, D. J., Borns Jr., H. W., 1967. A raised fluviomarine outwash terrace, north shore of the Minas Basin, Nova Scotia. *The Journal of Geology*, 693-710.
- SwissTopo, 2005. DTMAV2: Digitales Geländemodell 2m. DTM-AV © Swisstopo, Bern (DV002380).
- Swiss Tourism Federation, 2013. *Swiss tourism in figures*. Bern, 60 pp.
- Tanabe, S., Saito, Y., Lan Vu, Q., Hanebuth, T. J., Lan Ngo, Q., & Kitamura, A., 2006. Holocene evolution of the Song Hong (Red River) delta system, northern Vietnam. *Sedimentary Geology*, 187(1), 29-61.
- Tebbens, L., Veldkamp, A., Westerhoff, W., Kroonenberg, S., 1999. Fluvial incision and channel downcutting as a response to Late-glacial and Early Holocene climate change: the lower reach of the River Meuse (Maas), The Netherlands. *Journal of Quaternary Science* 14(1), 59-75.
- Telford, R. J., Heegaard, E., & Birks, H. J. B., 2004. All age–depth models are wrong: but how badly?. *Quaternary science reviews*, 23(1), 1-5.

- Thompson, R., Battarbee, R.W., O'Sullivan, P.E., Oldfield, F., 1975. Magnetic Susceptibility of Lake Sediments. *Limnology and Oceanography* 20, 687-698.
- Thorndycraft, V.R., Benito, G., 2006. Late Holocene fluvial chronology in Spain: the role of climatic variability and human impact. *Catena* 66, 34–41.
- Thorndycraft, V., Benito, G., Gregory, K., 2008. Fluvial geomorphology: A perspective on current status and methods. *Geomorphology* 98, 2-12.
- Tinner, W., Theurillat, J., 2003. Uppermost Limit, Extent, and Fluctuations of the Timberline and Treeline Ecocline in the Swiss Central Alps during the Past 11,500 Years. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 35 (2), 158-169.
- Tinner, W., Kaltenrieder, P., Soom, M., Zwahlen, P., Schmidhalter, M., Boschetti, A., Schlüchter, C., 2005. Der nacheiszeitliche Bergsturz im Kandertal (Schweiz): Alter und Auswirkungen auf die damalige Umwelt. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 98(1), 83-95.
- Tooth, S., McCarthy, T.S., Brandt, D., Hancox, P. J., Morris, R., 2002. Geological controls on the formation of alluvial meanders and floodplain wetlands: the example of the Klip River, eastern Free State, South Africa. *Earth Surface Processes and Landforms* 27, 797-815.
- Trimble, S., 1999. Decreased Rates of Alluvial Sediment Storage in the Coon Creek Basin, Wisconsin, 1975-93. *Science* 285, 1244 (1999), 1244-1246.
- Trimble, S., 2009. Fluvial processes, morphology and sediment budgets in the Coon Creek Basin, WI, USA, 1975–1993. *Geomorphology* 108, 8–23.
- Tylecote, R. F. 1992, *A History of Metallurgy* (2nd ed.), The Institute of Materials, London, 205 pp.
- Uehlinger, U., Wantzen, K. M., Leuven, R., Arndt, H., 2009. The Rhine River Basin. En: Tockner, K., Robinson, C. T., Uehlinger, U. (Eds), *Rivers of Europe*. Academic Press. Inc., 699 pp.
- Vaezi, A.R., Sadeghi, S.H.R., Bahrami, H.A., Mahdian, M.H., 2008. Modeling the USLE K-factor for calcareous soils in northwestern Iran. *Geomorphology* 97, 414–423.
- Valle, G. (Ed.), 1994. *Hydrogeologie Haslital, zwischen Innertkirchen und Briener See*. Wasser- und Energiewirtschaftsamt des kantons Bern (WEA). Bern, Switzerland, 152 pp.
- Van der Knijff, J.M., Jones, R.J.A., Montanarella, L., 1999. Soil erosion risk assessment in Italy. European Soil Bureau. EUR 19044 EN, 52pp.
- Van Dessel, W., Van Rompaey, A., Poelmans, L., Szilassi, P., 2008. Predicting land cover changes and their impact on the sediment influx in the Lake Balaton catchment. *Landscape Ecology* 23, 6, 645-656.
- Van Helvoort, 2003. Complex confining layers. Physical and geochemical characterization of heterogeneous unconsolidated fluvial deposits using a facies-based approach. Universiteit Utrecht, Netherlands Geographical Studies 321, 147pp.
- Van Oost, K., Govers, G., Desmet, P.J.J., 2000. Evaluating the effects of changes in landscape structure on soil erosion by water and tillage. *Landscape Ecology* 15, 577-589.
- Van Rompaey, A., Verstraeten, G., Van Oost, K., Govers, G., Poesen, J., 2001. Modelling mean annual sediment yield using a distributed approach. *Earth Surf. Process. Landforms* 26, 1221–1236.

- Van Rompaey, A., Krasa, J., Dostal, T., Govers, G., 2003. Modelling sediment supply to rivers and reservoirs in Eastern Europe during and after the collectivisation period. *Hydrobiologia* 494, 169–176.
- Van Rompaey, A., Bazzoffi, P., Jones, R., Montanarella, L., 2005. Modeling sediment yields in Italian catchments. *Geomorphology* 65, 157–169.
- Veit, H., 1988. Fluviale und solifluidale Morphodynamik des Spät- und Postglazials in einem zentralalpinen Flusseinzugsgebiet (südliche Hohe Tauern, Osttirol). *Bayreuther Geographische Arbeiten* 13. Bayreuth. 167 pp.
- Verhoeven, J.T.A., 1986. Nutrient dynamics in minerotrophic peat mires. *Aquatic Botany* 25, 117 – 137.
- Verstraeten G., Van Oost K., Van Rompaey A., Poesen J., Govers G., 2002. Evaluating an integrated approach to catchment management to reduce soil loss and sediment pollution through modelling. *Soil Use and Management* 18, 386-394.
- Vetsch, D., Faeh, R., 2005: Numerical simulation of morphological development of the river Rhine at the lake of Constance. En: Bousmar, D., Zech, Y. (Eds.), *River flow 2002. Proceedings of the international conference on fluvial hydraulics*. Louvain-La-Neuve, Belgium, 4–6 September 2002. Lisse: A.A. Balkema Publishers, 2, 889–94.
- Vischer, D., 1989. Die Umleitung der Lutschine in den Brienzersee im Mittelalter. *Wasser, Energie, Luft* 81, 239–242.
- Vischer, D., 2003. Die Geschichte des Hochwasserschutzes in der Schweiz. Von den Anfängen bis ins 19. Jahrhundert. *Berichte des BWG, Serie Wasser*, Bern. 208 pp.
- Volk, M., Möller, M., Wurbs, D., 2010. A pragmatic approach for soil erosion risk assessment within policy hierarchies. *Land Use Policy* 27, 997–1009.
- von Grafenstein, U., Erlenkeuser, H., Brauer, A., Jouzel, J., Johnsen, S.J. 1999: A mid-European decadal isotope-climate record from 15 500 to 5000 years BP. *Science* 284, 1654-1657.
- Walling, D. E., Webb, B., 1996. Erosion and sediment yield: a global overview. *IAHS Publ.* 236, 3–19.
- Werder, M.A., Bauder, A., Funk, M., Keusen, H.-R., 2010. Hazard assessment investigations in connection with the formation of a lake on the tongue of Unterer Grindelwaldgletscher, Bernese Alps, Switzerland, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10, 227-237.
- Wintle, A.G., Murray, A.S., 2006. A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements* 41, 369–391.
- Wischmeier, W.H., Smith, D.D., 1978. Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning. *Agricultural Handbook*, No. 537. US Department of Agriculture, Washington, DC, 58 pp.
- Wüest, A., M. Zeh and J. Ackerman, 2007. Lake Brienz Project: An interdisciplinary catchment-to-lake study. *Aquatic Sciences* 69: 173-178.
- Wurstemberger, J. L., 1862. *Geschichte der alten Landschaft Bern*, Vol. 2. Verlag der Dalp'schen Buchhandlung. 370 pp.
- Yang, C. T., 1971. On river meanders. *J. Hydrol.*, 13, 231-253.
- Young, R. A., Onstad, C. A., Bosch, D. D., Anderson, W. P., 1987. *Agricultural Nonpoint Source Pollution Model: A large watershed analysis tool*. Conservation Research report no. 35, USDA-ARS, Washington, USA.

- Ziegler, M., Loew, S., Moore, J.R., 2013. Distribution and inferred age of exfoliation joints in the Aar Granite of the central Swiss Alps and relationship to Quaternary landscape evolution. *Geomorphology* 201, 344–362.
- Zolitschka, B., 1998. A 14,000 year sediment yield record from western Germany based on annually laminated lake sediments. *Geomorphology* 22, 1–17.
- Zoller, H., 1977. Alter und Ausmass postglazialer Klimaschwankungen in den Schweizer Alpen. In Frenzel, B. (ed.): *Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa*. *Erdwissenschaftliche Forschung*, 13, 271-281.
- Zumbühl, H.J., Steiner, D., Nussbaumer, S.U., 2008. 19th century glacier representations and fluctuations in the central and western European Alps: An interdisciplinary approach. *Global and Planetary Change* 60, 1–2, 42-57.

