

UNIVERSITAT DE BARCELONA

Integración de métodos para la caracterización hidrogeomorfológica de la actividad torrencial en una cuenca de montaña (Portainé, Pirineos Orientales)

Ane Victoriano Lamariano



Integración de métodos para la caracterización hidrogeomorfológica de la actividad torrencial en una cuenca de montaña (Portainé, Pirineos Orientales)



Ane Victoriano Lamariano

Tesis doctoral







Universitat de Barcelona Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà Instituto de investigación Geomodels Grupo de investigación RISKNAT

Integración de métodos para la caracterización hidrogeomorfológica de la actividad torrencial en una cuenca de montaña (Portainé, Pirineos Orientales)

Memoria presentada por

Ane Victoriano Lamariano

para optar al título de Doctora dentro del programa de doctorado de Ciencias de la Tierra de la Universitat de Barcelona, bajo la dirección de las Dras. Glòria Furdada Bellavista y Marta Guinau Sellés.

Barcelona, mayo de 2018

Dra. Glòria Furdada

Dra. Marta Guinau

Directora

Dr. Joan Manuel Vilaplana Tutor

Directora

Esta tesis ha sido posible gracias a una ayuda predoctoral APIF (*Ajuts de Personal Investigador en Formació*) y a una ayuda para estancias predoctorales (*Ajuts per a la realització d'estades formatives a Espanya i l'estranger per als beneficiaris d'un APIF*), ambas concedidas por la Universitat de Barcelona.

Los siguientes proyectos, grupos de investigación e instituciones también han colaborado en la financiación de la tesis:

- Proyecto CHARMA (Caracterización y Control de Movimientos de Masa. Un Reto para la Mitigación del Riesgo Geológico; CGL2013-40828-R), Ministerio de Economía y Competitividad.
- Proyecto PROMONTEC (Monitoreo, Modelización e Integración de Métodos para el Control de Procesos Activos en Montañas; CGL2017-84720-R), Fondo Europeo de Desarrollo Regional y Ministerio de Economía, Industria y Competitividad.
- Convenio de colaboración para la realización de un proyecto piloto de evaluación de datos LiDAR en el campo de la geomorfología (Código 012854), Universitat de Barcelona e Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya.
- Grupo de investigación RISKNAT (Grup de Recerca en Riscos Naturals; 2014SGR1243 y 2017SGR126), Agència de Gestió d'Ajuts Universitaris i de Recerca.
- Instituto de Investigación Geomodels, Universitat de Barcelona
- Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Universitat de Barcelona.

"Quién pudiera como el río, ser fugitivo y eterno"

Dulce María Loynaz

Agradecimientos

Ahora que esta fase de mi vida que ha sido la tesis está a punto de llegar a su fin, no puedo dejar de acordarme de las muchas personas que durante los últimos tres años me han ayudado, apoyado y motivado, tanto desde un punto de vista científico como puramente personal. A todos ellos les debo este trabajo y mi más sincero agradecimiento.

En primer lugar, como no podría ser de otro modo, me gustaría dar las gracias a mis dos directoras, Glòria Furdada y Marta Guinau, por introducirme en el emocionante mundo de la investigación. Glòria, todavía recuerdo el día en que me planteaste la oportunidad de hacer una tesis doctoral en vuestro equipo, que para entonces yo apenas conocía, y el vértigo que me dio. Pero con tu apoyo incondicional (y ese taller de relajación que nunca olvidaré) todo se hace más fácil. Marta, tu dedicación y pasión por la ciencia (y la docencia) te hacen todo un referente. A las dos, mil gracias por ofrecerme vuestro conocimiento y depositar vuestra confianza en mí. Espero haber estado a la altura.

Una de las piezas clave de esta tesis han sido las estancias realizadas en otros centros de investigación. La primera de ellas fue en el Instituto Geológico y Minero de España con Andrés Díez Herrero. A él le quiero expresar mi gratitud por haberme acogido y haberse volcado en mí, transfiriéndome parte de sus extensos conocimientos en hidrología y modelización hidráulica. Mencionar a Luciano Martins por su disposición durante aquellos días y por hacerme un hueco en su lugar de trabajo (y a Hodei, por hacérmelo en su hogar). La segunda estancia la hice en la *School of Geography* de la *Queen Mary University of London* (Reino Unido) bajo la supervisión del Dr. James Brasington, experto en geomorfología fluvial y técnicas topográficas remotas. Thank you, James, for giving me the opportunity to work with you and deepen my knowledge on geomorphic change detection and uncertainty analysis. I also want to thank David and Elsa for all the funny moments and interesting talks at home and, of course, for those amazing breakfasts (best porridge ever)!

Quiero mostrar mi agradecimiento a los demás miembros del grupo de avenidas torrenciales del proyecto CHARMA: Jaume Calvet, Giorgi Khazaradze y Mar Génova (autora además de la foto de portada). Con vosotros he vivido mis primeras campañas de campo como parte de un equipo de investigación y, creedme, han sido inmejorables... ¡sobre todos las sabrosas cenas! Y al resto de integrantes: Emma Suriñach, Joan Manuel Vilaplana (gracias por tu función como tutor), David García y Sara Fontquerni. Mención aparte merece Mar Tapia, por orientarme con los cálculos matemáticos e inundar de alegría el despacho cada vez que viene. Sobre todo, cuando nos deja disfrutar de mini Salva.

A los miembros del *Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya* que han participado activamente en el convenio de colaboración (Armand Güell, Myriam Moysset y Mariló Cabré), muchas gracias por el minucioso trabajo de georreferenciación y clasificación de las nubes de puntos LiDAR. Gracias especialmente por haber atendido de buen grado nuestras demandas y haber realizado un filtrado manual de los datos.

Muchas otras personas o entidades me han facilitado de una forma u otra información y datos para la tesis. Gracias a Josep Maria Casas (UB) y Aina Margalef (CENMA), que me acompañaron al campo y me ayudaron a caracterizar el sustrato rocoso. A Lluís Pla (MeteoPirineu), AEMET y Meteocat, por las series pluviométricas, y a FGC y al ICGC, por permitirme consultar los informes internos sobre Portainé. Al equipo de la UPC, y en concreto a Marcel Hürlimann y a Rosa Maria Palau, porque nuestras colaboraciones han sido muy fructíferas. Por último, agradecerle a Carles Fañanás (DARP) su continua predisposición a proporcionarme información de primera mano acerca de las avenidas y medidas de defensa, y por el cariño que le tiene al Pallars.

A los responsables de mis orígenes como geóloga, mis profesores de la licenciatura de la Universidad del País Vasco – *Euskal Herriko Unibertsitatea* y del máster de la *Universitat de Barcelona*, gracias a vosotros he aprendido el valor de la geología. Indispensable también reconocer el papel de mis compañeros de clase y piso durante todos esos años de formación (sois tantos que no puedo nombraros a todos...), porque ni siquiera sabría por dónde empezar si tuviera que contar una única anécdota. Destacar a Maddalen, que tras diez años aguántame aún le quedan fuerzas para revisar parte del texto, y a Andrea, por cuidar de mi cuando estoy malita y por tantos y tantos ánimos...

Gracias a los miembros del *Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà* (*Geodinàmica i Gefísica*, cuando empecé), que hacéis de éste un lugar de trabajo agradable y serio, a la vez que divertido. En concreto, a los componentes de la comisión académica de mi tesis (Jaume Pous, Miquel Torta y Josep Maria Casas). Reconocer también el trabajo del personal gestor, de administración y servicios del departamento (Ana, Mónica y M. José) y de la *Facultat de Ciències de la Terra*.

A los que más tiempo han compartido conmigo estos tres años, mis queridos becarios (muchos de vosotros ya doctores): Albert, Anna, Cris, Eloi, Hoël, Lena, Manu, Mar, Marta, Octavi, Pere, Robert, Xabi y Xènia. Tanto a los compañeros de despacho como a los de la segunda planta, aunque a alguno ya le hubiera gustado ser del 329B (eh, Pere). Echaré de menos las comidas al sol, los cafés y, en menor medida, tener un dron sobrevolando mi cabeza mientras intento escribir esta memoria.

También a la que ha sido mi familia en Barcelona. Con quienes empecé compartiendo piso y se convirtieron en verdaderos amigos (Eva, Gla, Luis, Rafa, Ricardo, Ro). A mis dos chicas (María, Marta) por esas innumerables cervezas, ¡que no cambiaría por nada!

Y, por supuesto, a mi *kuadrilla* de Eibar (Aiora, Amaia, Izas, Leires, Maialen, Mayi, Miren, Os, Yur), porque aunque estos años haya estado lejos, con ellas aprendí a disfrutar de la vida y a ser quien soy. También a Gema y Mikel, porque desde el minuto uno me ofrecieron su confianza y me han dado fuerza con cada una de sus palabras de ánimo, ¡gracias!

Finalmente llego a esas personas a las que les debo todo. Mi familia. Tíos y primos, que aunque a algunos les vea poco, siempre tengo su apoyo. Y lo más importante, mis padres. *Aita, ama*, gracias por todo el cariño que me habéis dado, por los valores que me habéis transmitido y por ser la luz en mi camino. Con vosotros he aprendido que a base de esfuerzo (y como dice el aita, de horas), todo se consigue. Sin vosotros, esto hubiera sido imposible. A Lorea, porque no eres solo una hermana, eres una amiga, eskerrik asko! La conexión que hemos tenido desde pequeñas es difícil de describir. Y a Cristian, que es el mejor "cuñi" del mundo. Las noches de cena y juegos con vosotros son insuperables.

A ti, Julen, que diste un vuelco a mi vida convirtiéndote en proyecto de la misma. Tú que me animaste a que me embarcara en esta tesis aunque eso supusiera que me alejara por tres años. Has sido testigo directo de los buenos momentos y de los obstáculos, que con tu amor, apoyo y compresión hemos superado juntos. Muchísimas gracias por tantos viajes y aventuras (y los que vendrán...), y por tu habilidad para hacerme feliz.

Resumen

La predicción de las avenidas torrenciales en zonas de montaña está limitada por la complejidad de las inestabilidades meteorológicas que las generan (tormentas convectivas con un fuerte efecto orográfico), la rápida respuesta hidrológica de las cuencas hidrográficas (avenidas súbitas) y la variabilidad de carga sólida de los flujos resultantes (acuosos, hiperconcentrados y de derrubios). Esto hace necesario buscar alternativas para determinar la actividad fluvio-torrencial de las cuencas y poder así evaluar su peligrosidad. Los métodos sistemáticos y paleohidrológicos presentan grandes dificultades en contextos montañosos debido a la falta de fuentes de datos completas y precisas. Llegados a este punto, la comprensión integral de un sistema pasa por adoptar una perspectiva holística que combine todas las evidencias disponibles en la zona y sus posibles métodos de análisis, correlacionando los resultados en función de la fiabilidad e incertidumbre de cada uno de ellos.

El objetivo de este trabajo ha sido desarrollar e integrar la mayor cantidad de métodos posibles para caracterizar la actividad hidrogeomorfológica de la cuenca de Portainé (Pirineos Orientales), la cual presenta un alto riesgo torrencial. Dada la envergadura del estudio, éste se ha realizado en dos fases: a escala de cuenca y a escala de red de drenaje.

Por un lado, se ha caracterizado la cuenca en su conjunto con métodos estructurales, sedimentológicos, geomorfológicos, históricos, dendrocronológicos y pluviométricos, así como la cartografía de coberturas del suelo ampliamente reconocidos. Esto ha permitido recopilar y analizar los flujos torrenciales y las alteraciones antropogénicas de las últimas décadas. Por otro lado, se han estudiado en detalle los cambios temporales y las avenidas extraordinarias en los torrentes principales mediante datos multi-temporales de LiDAR aéreo y modelizaciones hidráulicas, respectivamente. En este caso, se ha detectado que las aproximaciones convencionales generan grandes incertidumbres al aplicarse en cuencas de monaña sin series precisas de aforos ni lluvias. Para hacer frente a este reto, se han desarrollado dos procedimientos metodológicos novedosos. El primero consiste en un análisis de modelos digitales de elevaciones (MDEs) secuenciales que considera que los errores son espacialmente variables entre secciones transversales al canal. El segundo combina geomorfología, dendrogeomorfología, hidráulica e hidrodinámica para obtener una reconstrucción más fidedigna de las avenidas modelizadas.

Las investigaciones llevadas a cabo conllevan nuevos avances paleohidrológicos en cuencas densamente forestadas, no aforadas y de carácter torrencial. En el campo de la teledetección, se ha conseguido discernir de forma más efectiva entre los errores de los MDEs y los cambios geomorfológicos reales, pudiendo cuantificar fiablemente la magnitud y patrón de los fenómenos de erosión-acumulación y optimizar los cálculos volumétricos del balance sedimentario. Además, se ha estimado el impacto geomorfológico de las barreras flexibles de retención de sedimentos, aportando así nuevas herramientas para la evaluación de la efectividad y estabilidad de este tipo de estructuras en terrenos de difícil acceso. Respecto a la reconstrucción de paleoavenidas mediante evidencias dendrogeomorfológicas, se ha inspeccionado la distribución de los daños externos en la vegetación en base a su posición geomorfológica y a la energía del flujo. También se han examinado las diferencias entre la altura de las heridas y la del flujo modelizado. Así, se ha identificado que las heridas más fiables para las estimaciones del caudal pico corresponden a los árboles situados sobre formas de energía intermedia (terrazas y conos aluviales), mientras que el lecho y las laderas están sujetas a mayores errores.

Los resultados obtenidos indican que las cuencas pequeñas de montaña son altamente vulnerables a la actividad humana. En el caso de estudio, se ha detectado una intensificación de los procesos torrenciales en el siglo XXI, con un recurrencia anual de flujos torrenciales en la actualidad que difiere de la periodicidad media cercana a los 5 años que se registra durante el siglo XX. Teniendo en cuenta que no existen variaciones temporales de las precipitaciones desencadenantes, dicho fenómeno se debe a una alteración en las condiciones del terreno que resulta en una menor capacidad de intercepción de las aguas pluviales y una mayor escorrentía superficial. Estos factores han generado una ruptura del equilibrio geomorfológico, aumentando la capacidad erosiva de los torrentes, cuya evolución actual está condicionada por la interacción entre la dinámica fluvio-torrencial natural y las medidas de defensa.

En conclusión, la integración de metodologías multidisciplinares permite una aproximación robusta al funcionamiento hidrogeomorfológico en cuencas carentes de fuentes de datos directos o con una limitada disponibilidad de evidencias indirectas. Un estudio de estas características requiere de una cuidadosa interpretación de los resultados dependiendo de las particularidades de la zona, pero su adaptación y extrapolación es viable para otros sistemas torrenciales montañosos.

Х

Abstract

Flood forecasting in mountain areas is limited by the complexity of triggering meteorological instabilities (convective storms with high orographic influence), the rapid hydrological response of the watersheds (flash floods) and the variable sediment load of the resulting torrential flows (stream, hyperconcentrated or debris flows). Thus, in order to define fluvial and torrential activity for an adequate hazard assessment, a research for different alternatives needs to be done. Systematic and paleohydrological methods have additional drawbacks when applied to mountain environments lacking complete and accurate data sources. At this point, a comprehensive understanding of a system could be reported by adopting a holistic approach that combines all the available evidences in the area and their potential analysis methods, correlating the obtained results according to their reliability and uncertainty.

The main objective of this work was to develop and integrate as many methods as possible to characterize the hydrogeomorphological activity of the Portainé catchment (Eastern Pyrenees), which shows high torrential risk. Given the scope of the study, it was divided in two stages depending on the subject under consideration: basin-scale and channel-scale assessments.

On the one hand, the catchment was investigated in its entirety through widely tested sedimentological, structural. geomorphological, historical, dendrocronological, pluviometric and land-cover mapping methods. This allowed us to collect and analyse torrential flows and anthropogenic alterations that played out during last decades. On the other hand, temporal changes and extraordinary events along main torrents were reconstructed in detail using multi-temporal airborne LiDAR data and hydraulic modelling, respectively. In this case, large uncertainties arise from conventional techniques as long as mountain catchments lack of reliable discharge and rainfall time series. Two novel methodological approaches were developed so as to face this challenge. First, sequential digital elevation models (DEMs) were analysed accounting the spatial variability of errors on a section-by-section basis along channels. Second, a more consistent paleoflood reconstruction was obtained by combining geomorphology, dendrogeomorphology, flow hydraulics and hydrodynamics.

This research involves new paleohydrological contributions for ungauged and densely forested torrential catchments. In the field of remote sensing, an effective appreciation of DEM errors and real geomorphic changes was achieved, which allowed magnitude and pattern of erosion-deposition phenomena to be quantified and sediment budget volumetric calculations to be optimized. Moreover, the geomorphic impact of flexible sediment retention barriers was also estimated, providing new tools for a high-resolution assessment of the behaviour, effectiveness and stability of engineering structures in remote areas that are hardly reached in the field. Regarding the dendrogeomorphic paleoflood reconstruction, the distribution of external disturbances was analysed in terms of their geomorphological position and flow energy. Differences between scar height and modelled water surface were also compared. This revealed that, while most reliable scars for peak discharge estimations are those from trees located on intermediate energy forms (alluvial terraces and fans), the riverbed and lateral slopes are prone to greater errors.

The results achieved confirm that small mountain catchments are highly sensible to human activities. The study case shows that there has been an intensification of torrential processes in the 21st century, with an annual recurrence of torrential flows present-day. This tendency differs from the approximately 5-year interval recorded during the 20th century. Considering the non-variability in time of triggering rainfalls, this phenomenon must be related to changes in soil conditions, essentially resulting in lower rainfall interception and higher surface runoff. Those factors have provoked the geomorphological threshold to be exceeded and the transport capacity of the torrents to be increased. Their evolution is now strictly conditioned by the interaction of the natural river dynamics and debris flow protection measures.

In conclusion, the integration of multidisciplinary methodologies enables a robust approximation to hydrogeomorphic behaviour in catchments lacking direct data or with limited indirect evidences. Even if such a study requires a thorough interpretation of the results according to site characteristics, it can also be adapted and extrapolated to other mountain torrential systems.

Laburpena

Mendi inguruneetan garatzen diren uholdeen iragarpena oso mugatua da, batez ere ezegonkortasun meteorologiko sortzaileen konplexutasuna (efektu orografiko handiko ekaitz konbektikoak), arro hidrografikoen erantzun bizkorra (bat-bateko uholdeak) eta fluxuen sedimentu kontzentrazio aldakorra (urtsuak, hiperkontzentratuak edo *debris flow* motatakoak) direla eta. Hortaz, beste alternatiba batzuk bilatu behar dira arroetako mendierreken jarduera eta honi lotutako uholde-arriskugarritasuna zehaztu ahal izateko. Metodo sistematiko eta paleohidrologikoek, ordea, zailtasun handiak erakusten dituzte eremu hauetan aplikatzen direnean, ez baitago datu iturri zehatz edota osorik. Gauzak horrela, sistema baten ulermen integrala lortu nahi izanez gero beharrezkoa da ikuspuntu holistiko bat hartzea, tokian eskuragarri dauden ebidentziak eta dagozkien analisi-metodo guztiak erabiliz, eta lortzen diren emaitzak euren fidagarritasun eta ziurgabetasunaren arabera erlazionatuz.

Lan honen helburua uholde-arrisku handia erakusten duen Portainé arroa (Ekialdeko Pirinioak) hidrogeomorfologikoki aztertzeko ahalik eta metodologia gehien garatzea eta integratzea izan da. Ikerketaren zabaltasuna kontuan izanik, bi fasetan burutu da: arro eskalara eta drainatze-sare eskalara.

Alde batetik, arroa bere osotasunean ikertu da metodo estruktural, sedimentologiko, geomorfologiko, historiko, dendrokronologiko eta plubiometrikoetaz baliatuz, baita lurrazal-estalkiaren kartografiaren bitartez ere. Honi esker, azken hamarkadetako mendiuholdeak eta eraldaketa antropogenikoak biltzea eta ezaugarritzea lortu da. Bestetik, LiDAR hegaldietako datuak eta modelizazio hidraulikoak erabiliz, ibaibideetako aldaketa tenporalak eta ohiz kanpoko uraldiak zehaztasunez aztertu dira, hurrenez hurren. Kasu honetan, ikuspegi klasikoek ur-emari eta prezipitazio datu-serie zehatz gabeko mendi arroetan ziurgabetasun ugari sortzen dituztela igarri da. Erronka horri aurre egiteko, bi prozesu metodologiko berri garatu dira. Lehenengoa lurzoruaren eredu digital (LED) sekuentzialen azterketa sakon bati dagokio, non euren erroreak ibilguaren zeharkako profiletik profilera espazialki aldakortzat jotzen diren. Bigarrenak geomorfologia, dendrogeomorfologia, hidraulika eta hidrodinamika bateratzen ditu modelizatutako uholdeen berregite zintzoago bat lortu nahian. Garatutako ikerketek pausu paleohidrologiko nabarmenak dakartzate landaredi dentsodun, emari estazio gabeko eta bat-bateko uholde izaeradun arroetarako. Teledetekzioaren alorrean, LEDen erroreen eta aldaketa geomorfologiko errealen arteko bereizketa eraginkorra lortu da, higadura-metaketa prozesuen magnitude eta banaketa hobeto kuantifikatzea ahalbidetuz, eta era berean, balantze sedimentarioaren kalkulu bolumetrikoak optimizatuz. Gainera, sedimentua atxikitzeko diseinatutako sare deformagarrien inpaktu geomorfologikoa zenbatu da. Honek, iristeko zailak diren tokietan kokatzen diren neurri estrukturalen eraginkortasuna eta egonkortasuna balioztatzeko irizpide berriak dakartza. Iraganeko uholdeak seinale dendrogeomorfologikoen bidez berreraikitzeari dagokionez, landarediak erakusten dituen kanpo-kalteen sakabanaketa euren posizio geomorfologikoaren eta ur korrontearen energiaren arabera aztertu da. Enborretako zaurien eta modelizatutako ur mailaren arteko altuera diferentzia ere neurtu da. Honela, muturreko emaria kalkulatzeko erabilitako zaurien artean fidagarrienak energia ertaineko formetan kokatzen direla ikusi ahal izan da, ubide eta magalek errore handiagoak ekartzen dituztelarik.

Lortutako emaitzek mendi arro txikiek giza jarduerekiko duten kalteberatasun altua uzten dute agerian. Ikerketa tokian, XXI. mendean zehar uholdezko prozesuak zeharo biziagotu direla nabarmentzen da. Izan ere, gaur egun fluxuak urtero garatzen dira. XX. mendean, ostera, hauen maiztasuna 5 urte ingurukoa zen. Prezipitazio eragileen patroi aldaketarik ez dela eman kontuan izanda, gertakari honek lurzoruaren baldintzekin lotuta egon behar du. Hain zuzen ere, azken urteetan gauzatutako lurzoru erabilerek infiltrazio gaitasuna txikitu eta azaleko isurketa areagotu dute. Faktore guzti hauek oreka geomorfologikoa gainditzea ekarri dute, baserreken higadura ahalmena handituz. Beren egungo eboluzioa ibai-dinamika naturalaren eta defentsa neurrien arteko interakzioaren emaitza da.

Ondorioz, metodologia multidisziplinarrak integratzea aukera ezinhobea da datu zuzen gabeko eta zeharkako-datu eskaseko arroen funtzionamendu hidrogeomorfologikoa era sendoan aztertzeko. Horrelako ikerketa bat gauzatu ahal izateko, ezinbestekoa da emaitzak ingurunearen ezaugarrien arabera arreta handiz interpretatzea. Hala ere, aurkeztutako lana gainerako mendi-sistemetara egokitu eta estrapolatu daiteke.

Resum

La predicció de les avingudes torrencials en zones de muntanya està limitada per la complexitat de les inestabilitats meteorològiques que les generen (tempestes convectives amb un fort efecte orogràfic), la ràpida resposta hidrològica de les conques hidrogràfiques (avingudes sobtades) i la variabilitat de càrrega sòlida dels fluxos resultants (aquosos, hiperconcentrats i corrents d'arrossegalls). Això fa necessari buscar alternatives per determinar l'activitat fluvio-torrencial de les conques i així poder avaluar la seva perillositat. Els mètodes sistemàtics i paleohidrològics presenten grans dificultats en contextos muntanyosos per causa de la falta de fonts de dades completes i precises. Arribats a aquest punt, la comprensió integral d'un sistema passa per adoptar una perspectiva holística que combini totes les evidències disponibles a la zona i els seus possibles mètodes d'anàlisi, tot correlacionant els resultats en funció de la fiabilitat i incertesa de cada un d'ells.

L'objectiu d'aquest treball ha estat desenvolupar i integrar la major quantitat de mètodes per caracteritzar l'activitat hidrogeomorfològica de la conca de Portainé (Pirineus Orientals), la qual presenta un alt risc torrencial. Donada l'envergadura de l'estudi, aquest s'ha realitzat en dues fases: a escala de conca i a escala de xarxa de drenatge.

D'una banda, s'ha caracteritzat la conca en el seu conjunt amb mètodes estructurals, sedimentològics, geomorfològics, històrics, dendrocronològics, pluviomètrics i de cartografia de cobertes del sòl àmpliament reconeguts. Això ha permès recopilar i analitzar els fluxos torrencials i les alteracions antropogèniques de les últimes dècades. D'altra banda, s'han estudiat en detall els canvis temporals i les avingudes extraordinàries en els torrents principals mitjançant dades multi-temporals de LiDAR aeri i modelitzacions hidràuliques, respectivament. En aquest cas, s'ha detectat que les aproximacions convencionals generen grans incerteses a l'aplicar-se en conques de muntanya sense aforaments ni sèries pluviomètriques precises. Per fer front a aquest repte, s'han desenvolupat dos procediments metodològics nous. El primer consisteix en una anàlisi de models digitals d'elevacions (MDEs) seqüencials que considera que els errors son espacialment variables entre seccions transversals al canal. El segon combina geomorfologia, dendrogeomorfologia, hidràulica i hidrodinàmica per obtenir una reconstrucció més fidedigna de les avingudes modelitzades.

Les investigacions dutes a terme comporten nous avenços paleohidrològics en conques amb bosc dens, no aforades i de caràcter torrencial. En el camp de la teledetecció, s'ha aconseguit discernir de forma més efectiva entre els errors dels MDEs i els canvis geomorfològics reals, tot quantificant amb fiabilitat la magnitud i el patró dels fenòmens d'erosió-acumulació i optimitzant els càlculs volumètrics del balanç sedimentari. A més, s'ha estimat l'impacte geomorfològic de les barreres flexibles de retenció de sediments, tot aportant noves eines per a l'avaluació de l'efectivitat i estabilitat d'aquest tipus d'estructures en terrenys de difícil accés. Respecte a la reconstrucció de paleoavingudes mitjançant evidències dendrogeomorfològiques, s'ha inspeccionat la distribució dels danys externs en la vegetació en base a la seva posició geomorfològica i l'energia del flux. També s'han examinat les diferències entre l'altura de les ferides i la del flux modelitzat. Així, s'ha identificat que les ferides més fiables per a les estimacions del cabal pic corresponen als arbres situats sobre formes d'energia intermèdia (terrasses i cons al·luvials), mentre que el llit i els vessants estan subjectes a majors errors.

Els resultats obtinguts indiquen que les conques petites de muntanya són altament vulnerables a l'activitat humana. En el cas d'estudi s'ha detectat una intensificació dels processos torrencials al segle XXI, amb un recurrència anual de fluxos torrencials en l'actualitat que difereix de la periodicitat mitjana propera als 5 anys que s'enregistra durant el segle XX. Tenint en compte que no hi ha variacions temporals en les pluges desencadenants, aquest fenomen es deu a una alteració en les condicions del terreny que resulta en una menor capacitat d'intercepció de les aigües pluvials i un major escolament superficial. Aquests factors han generat una ruptura de l'equilibri geomorfològic, tot augmentant la capacitat erosiva dels torrents, l'evolució actual dels quals està condicionada per la interacció entre la dinàmica fluvio-torrencial natural i les mesures de defensa.

En conclusió, la integració de metodologies multidisciplinaris permet una aproximació robusta al funcionament hidrogeomorfològic en conques mancades de fonts de dades directes o amb una limitada disponibilitat d'evidències indirectes. Un estudi d'aquestes característiques requereix d'una acurada interpretació dels resultats, que depenen de les particularitats de la zona, però la seva adaptació i extrapolació és viable per a altres sistemes torrencials muntanyencs.

Acrónimos y abreviaturas

1D	Unidimensional
2D	Bidimensional
3D	Tridimensional
AD	Año dendrogeomorfológico
ALS	Aerial Laser Scanning
DoD	DEM of Difference
EA	Error de aerotriangulación
EI	Error de interpolación
FDE	Flood Dendrogeomorphological Evidence
GNSS	Global Navigation Satellite System
GPS	Global Positioning System
HWM	High-water mark
I _{max}	Intensidad horaria máxima
INS	Inertial Navigation System
InSAR	Interferometric Synthetic Aperture Radar
LiDAR	Light Detection and Ranging
MDE	Modelo digital de elevaciones
minLoD	Minimum level of detection
OSL	Optically Stimulated Luminiscence
Pmax	Precipitación máxima
Ptotal	Precipitación diaria acumulada
PSI	Palaeostage indicator
RMSE	Root mean squared error
SfM	Structure from Motion
SIG	Sistemas de Información Geográfica
s.n.m.	Sobre el nivel del mar
TIN	Triangulated Irregular Network
TLS	Terrestrial Laser Scanning
XS	Cross-section

ÍNDICE

A	gradecimie	ntos	••••••••••••••••••••••••••••••••••••••
R	esumen		ix
A	bstract		xi
L	aburpena		xiii
R	osum		VV
	<pre>csuiii</pre>	·····	····· A V
A	cronimos y	abreviaturas	XV11
Li	ista de figu	ras	XXV
Li	ista de tabl	as	xxxiii
P	ARTE I: IN	TRODUCCIÓN Y ÁREA DE ESTUDIO	
1	Introducc	ión	
	1.1. Intro	ducción general	5
	1.1.1.	Motivación	5
	1.1.2.	Objetivos	8
		Objetivo general	8
		Objetivos específicos	
	1.1.3.	Estructura de la memoria	9
	1.2. Marc	o teórico	
	1.2.1.	Geomorfología y dinámica fluvio-torrencial	11
		Procesos hidrogeomorfológicos	
		Clasificación de los flujos torrenciales	14
		Formas fluvio-torrenciales	17
	1.2.2.	Riesgo de avenidas	20
		Avenidas torrenciales	
		Gestión del riesgo	21
	1.2.3.	Métodos de estudio de la actividad fluvio-torrencial	23
		Hidrología instrumental	
		Post-evento	
		Paleohidrología	27
	1.3. Enfo	que metodológico	
	1.3.1.	Encuadre del estudio y métodos utilizados	

	1.3.2.	Multidisciplinariedad e integración de métodos	31
2	Zona de es	tudio: cuenca de Portainé	
	2.1. Conte	extualización	
	2.1.1.	Marco geográfico, climático y botánico	
	2.1.2.	Contexto geológico y geomorfológico	36
	2.2. Descr	ipción de la cuenca	
	2.3. Probl	emática	
	2.3.1.	Flujos y avenidas torrenciales	42
	2.3.2.	Medidas de corrección	43
PA	ARTE II: C	ONTEXTUALIZACIÓN GENERAL DE LA CU	ENCA
Y	DE SU AC	TIVIDAD TORRENCIAL	47
2		alá alan an ann anfalá alan	40
3	Estudio ge	ologico y geomoriologico	
	3.1. Introc	lucción y antecedentes	51
	3.2. Méto	dos	57
	3.2.1.	Geología: estudio de los materiales geológicos	57
	3.2.2.	Geomorfología: reconocimiento de formas y sedimentos	58
	3.3. Resul	tados	
	3.3.1.	Análisis geológico y estructural del sustrato	58
	3.3.2.	Descripción de las formaciones superficiales	65
		Depósitos coluviales	
	2 2 2	Depósitos torrenciales	
	3.3.3.	Formas, características y procesos hidrogeomorfologicos	
		Sector superior: cabecera	
		Sector inferior: cono aluvial	73
	3.4. Discu	sión de los resultados	74
4	Ocurrenci	a de avenidas torrenciales y actuaciones antrópic	as77
	4.1. Introd	lucción y antecedentes	79
	4.2. Méto	dos	
	4.2.1.	Hidrología histórica: recopilación de información documen	tal81
	4.2.2.	Pluviometría: análisis de precipitaciones	82
	4.2.3.	Dendrocronología: datación de paleoavenidas	85

		4.2.4.	Coberturas del suelo: cartografía de cambios de usos	
	4.3.	Resul	tados	
		4.3.1.	Intervención humana	
			Cambios y actuaciones en el dominio esquiable	
			Obras y medidas de defensa en los torrentes	
		4.3.2.	Registro temporal, análisis pluviométrico y frecuencia de av	enidas95
			Eventos históricos (pre 2006)	95
			Eventos recientes (post 2006)	
		4.3.3.	Descripción de los eventos recientes y de sus efectos	102
	4.4.	Discu	sión de los resultados	113
		4.4.1.	Relación entre la magnitud del evento y la precipitación	113
		4.4.2.	Influencia de la acción humana en la hidrología superficial	116
PA	RTE	E III: A	ANÁLISIS DETALLADO DE LOS PROCESOS	
н	DRC	OCEO.	MOFOI ÓGICOS EN LOS TORRENTES	117
111	DRU	OLO.	MOFOLOGICOS EN LOS TORRENTES	••••••• 11/
5	Dete	cción	y cuantificación de cambios geomorfológicos	119
	5.1.	Introc	lucción y antecedentes	121
	5.2.	Méto	dos	
		5.2.1.	LiDAR aéreo: adquisición y procesado de nubes de puntos	123
			Campañas y parámetros de vuelo	
			Georreferenciación y clasificación de las nubes de puntos	
			Preparación y pre-análisis de los datos	
			Creación de los modelos digitales de elevaciones	
		5.2.2.	MDEs: análisis de incertidumbre y detección de cambios	130
			Comparación de las nubes de puntos	
			DoD bruto	
				101
			Estimación del error individual de los MDEs	134
			Estimación del error individual de los MDEs Propagación de errores	
			Estimación del error individual de los MDEs Propagación de errores Aplicación de umbral probabilístico	
	5.3.	Resul	Estimación del error individual de los MDEs Propagación de errores Aplicación de umbral probabilístico tados	
	5.3.	Resul 5.3.1.	Estimación del error individual de los MDEs Propagación de errores Aplicación de umbral probabilístico tados Perfiles de las nubes de puntos	
	5.3.	Resul 5.3.1. 5.3.2.	Estimación del error individual de los MDEs Propagación de errores Aplicación de umbral probabilístico tados Perfiles de las nubes de puntos Distribución espacial y magnitud de los cambios geomorfolo	
	5.3.	Resul 5.3.1. 5.3.2. 5.3.3.	Estimación del error individual de los MDEs Propagación de errores Aplicación de umbral probabilístico tados Perfiles de las nubes de puntos Distribución espacial y magnitud de los cambios geomorfoló Cuantificación de los cambios geomorfológicos	
	5.3.	Resul 5.3.1. 5.3.2. 5.3.3.	Estimación del error individual de los MDEs Propagación de errores Aplicación de umbral probabilístico tados Perfiles de las nubes de puntos Distribución espacial y magnitud de los cambios geomorfoló Cuantificación de los cambios geomorfológicos Cálculo de los volúmenes totales de erosión y acumulación	

	5.4. Di	scusión de los resultados	151
	5.4	4.1. Consideraciones sobre la metodología diseñada	151
	5.4	4.2. Actividad hidrogeomorfológica y dinámica de la cuenca	153
6	Reconst	trucción de avenidas extraordinarias	
	6.1. Int	troducción y antecedentes	159
	6.2. M	étodos	
	62	2.1 Geomorfología: cartografía fluvio-torrencial de detalle	162
	0.2	Adquisición de datos tonográficos y geomorfológicos	102
		Georreferenciación de los puntos y digitalización de los mapas	
	6.2	2.2. Dendrogeomorfología: posicionamiento de evidencias extern	as165
	6.2	2.3. Modelización hidráulica: estimación de paleocaudales	166
		Datos geométricos	167
		Condiciones de contorno	170
		Caudales	171
	6.2	2.4. Hidrodinámica: estudio de la dinámica y transporte del flujo	174
	6.3. Re	esultados	175
	6.3	3.1. Mapa geomorfológico y análisis de las formas	175
	6.3	3.2. Distribución de las evidencias dendrogeomorfológicas	177
	6.3	3.3. Caudales punta y de desbordamiento	178
	6.3	3.4. Parámetros hidráulicos y tamaño de partícula movilizable	
	6.3	3.5. Relación entre formas geomorfológicas, FDEs e hidráulica	
	6.4. Di	scusión de los resultados	
	6.4	4.1. Dinámica de las avenidas torrenciales de 2008 y 2010	
	6.4	4.2. Contribuciones en el campo de la paleohidrología	187
P	ARTE IV	V: DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	
_		.,	100
7	Discus	sión	
	7.1. Di	iscusión metodológica	195
	7.1	1.1. Ventajas y limitaciones de cada método	195
		Geología	195
		Geomorfología	196
		Hidrología histórica	
		Pluviometría	197
		Dendrogeomorfogía	198

	Coberturas del suelo	199
	LiDAR aéreo	199
	Modelos digitales de elevaciones	
	Modelización hidráulica	
	Hidrodinámica	
	7.1.2. Potencial de la integración de métodos	203
	7.2. Funcionamiento y evolución de la cuenca de Portainé	206
	7.2.1. Frecuencia y magnitud de los flujos torrenciales	206
	7.2.2. Factores condicionantes y desencadenantes	208
	7.2.3. Interpretación sobre la ruptura del umbral geomorfológico	210
	7.3. Implicaciones en la gestión del riesgo	212
	7.3.1. Evaluación de las barreras de retención de sedimentos	213
	7.3.2. Recomendaciones para el control de las avenidas torrenciales	214
8	Conclusiones y perspectivas futuras	217
	8.1. Conclusiones	219
	8.2. Perspectivas futuras	221
BIBLIOGRAFÍA223		
Aľ	NEXOS	253

Lista de figuras

Figura 2.3. Perfil longitudinal combinado de los principales torrentes que drenan la cuenca de Portainé. El cambio de pendiente aproximadamente a 1900 m s.n.m. delimita

Figura 2.4. A) Delimitación de la zona de estudio, subcuencas de drenaje, y localización de las principales infraestructuras, incluyendo las barreras de retención. B) Fotografías de las barreras (cedidas por el Dr. Jaume Calvet), mostrando los diferentes estados en los

Figura 3.4. Mapa de localización de las estaciones estructurales, correspondiendo las localizadas dentro de la cuenca de Portainé a los mejores afloramientos de la zona.... 59

Figura 3.14. Estudio de los depósitos torrenciales en el margen derecho de tramo inferior del torrente de Caners. A) Foto del afloramiento y localización del esquema y la columna.
B) Esquema panorámico con la interpretación de los materiales y episodios torrenciales.
C) Columna estratigráfica con la descripción de los paquetes sedimentológicos identificados y la interpretación del proceso torrencial que generó cada uno de ellos. . 69

Figura 3.17. Cono aluvial del tramo inferior. A) Vista panorámica. B) Apariencia general del cono. C) Escarpe erosivo en los depósitos torrenciales que conforman el cono. 73

 Figura 3.18. Fracturación del sustrato a favor del clivaje regional inducida por la incisión

 del canal.
 74

Figura 5.8. DoDs entre 2009 y 2011 (izquierda) y 2011 y 2016 (derecha). Para cada comparación, arriba el histograma con la distribución de la magnitud de los cambios y abajo el mapa DoD de un tramo ejemplo del torrente de Portainé desde aguas arriba de la barrera 52 hasta el cruce OD8 (1560-1450 m s.n.m.), en el que destacan los efectos geomorfológicos de una barrera instalada en 2010 (5) y de dos de 2012 (51 y 52)..... 143

Figura 6.11. Modelización hidráulica en el cono aluvial. A) Mapa del área inundada por un caudal de 30 m³/s, ocupando el canal de régimen ordinario. B) Mapa del área inundada por un caudal de 58 m³/s, que desborda en el ápice e inunda la superficie del cono. .. 179

Figura 6.12. Modelización hidráulica de la avenida torrencial de 2008. A) Mapa batimétrico del área inundada. B) Proyecciones 3D (arriba) y 2D (abajo) del perfil

Figura 7.1. Registro temporal de flujos torrenciales, con una disminución brusca del intervalo de recurrencia (IR) en 2006. Los eventos históricos (triángulos) se han datado dendrocronológicamente con un grado de fiabilidad alto (verde), medio (amarillo) y dudoso (rojo). Entre los eventos recientes (círculos) documentados, muchos acumularon material en el cono (verde), otros solo produjeron erosión (amarillo) y algunos ni siquiera alcanzaron esa zona (rojo). Para cada periodo, la variabilidad del IR se refiere a la diferencia en la frecuencia si consideramos todos los eventos o solo los más fiables (verdes).

Lista de tablas
Tabla 4.9. Clasificación de las lluvias según su intensidad (AEMET, Meteocat) y de los flujos torrenciales según su magnitud relativa en base a sus efectos. ?: día estimado. 114

 Tabla 5.2.
 Metodologías utilizadas para la generación de los modelos digitales de elevaciones (MDEs).

 129

Tabla 5.3. Resultados del análisis de incertidumbre para la cuantificación de los cambiosgeomorfológicos en dos secciones ejemplo (ver ubicación en la Figura 5.4).147

Tabla 5.5. Relación entre las dimensiones, volumen de retención y desplazamientohorizontal de las barreras, ordenadas en dirección aguas abajo. ?: falta de datos precisos;- : fenómeno no capturado.151

 Tabla 5.6. Comparación de los dos métodos utilizados para cuantificar los cambios

 geomorfológicos.
 153

Tabla 6.1. Valores de coeficiente de rugosidad (n) de Manning para las secciones del torrente de Caners.
 170

Tabla 6.2.Posición geomorfológica de los árboles analizados con técnicasdendrocronológicas y de las heridas externas formadas en las avenidas torrenciales de2008 y 2010.177

Tabla 6.5. Mediciones en campo de los bloques del depósito del cono aluvial (L:longitud; B: anchura; H: altura).183

Tabla 6.7. Diferencias (d) entre la altitud de las heridas y de la lámina de agua de la avenida de 2008 para la posición geomorfológica de los respectivos árboles.

 189

PARTE I:

INTRODUCCIÓN Y ÁREA DE ESTUDIO

1 Introducción

En este capítulo introductorio se presentan la motivación, los objetivos y la estructura de la tesis. Posteriormente, se incluye el marco teórico del ámbito de investigación, en el que se detallan los conceptos relativos a la geomorfología, la dinámica fluvio-torrencial, el riesgo por avenidas y los métodos de estudio existentes. Por último, se describe brevemente el enfoque metodológico adoptado en este trabajo.

1 Introducción

1.1. Introdu	cción general	5
1.1.1. N	Motivación	5
1.1.2. (Objetivos	
	Objetivo general	8
	Objetivos específicos	8
1.1.3. H	Estructura de la memoria	9
1.2. Marco	teórico	11
1.2.1. (Geomorfología y dinámica fluvio-torrencial	11
	Procesos hidrogeomorfológicos	12
	Clasificación de los flujos torrenciales	14
	Formas fluvio-torrenciales	17
1.2.2. F	Riesgo de avenidas	
	Avenidas torrenciales	20
	Gestión del riesgo	21
1.2.3. N	Métodos de estudio de la actividad fluvio-torrencial	
	Hidrología instrumental	24
	Post-evento	
	Paleohidrología	27
1.3. Enfoqu	e metodológico	
1.3.1. H	Encuadre del estudio y métodos utilizados	30
1.3.2. N	Aultidisciplinariedad e integración de métodos	

1.1. Introducción general

1.1.1. Motivación

Los eventos hidrometeorológicos son causantes de los desastres naturales de mayor repercusión global (Munich Re, 2016), ocasionando severos impactos socioeconómicos, geomorfológicos, medioambientales, culturales y de salud. Dichos eventos son especialmente peligrosos cuando la dinámica natural se ve modificada por la acción humana.

Las inundaciones y avenidas son los fenómenos más frecuentes a escala global, produciendo anualmente numerosos daños económicos y víctimas (Jonkman, 2005; Ashley y Ashley, 2008). Solo en 2015, las inundaciones se cobraron 3.449 vidas y se estima que causaron pérdidas económicas por un valor de 20.108 millones de euros (Guha-Sapir et al., 2016). En las últimas décadas, la ocurrencia y daños derivados de este tipo de eventos están aumentando en Europa (Barredo, 2007, 2009). En España, las inundaciones constituyen el riesgo geológico que más pérdidas produce (Ferrer Gijón et al., 2004), y más concretamente en Cataluña (noreste de España), el de mayor frecuencia y afectación (Protección Civil, 2011).

El control de los eventos de crecidas es todavía un desafío para la sociedad (Montz y Gruntfest, 2002). Surge de ahí el interés por estudiar los procesos hidrogeomorfológicos como herramienta indispensable para evaluar su peligrosidad y determinar las estrategias necesarias para una correcta gestión para la reducción del riesgo.

Uno de los entornos más susceptibles son las cuencas de montaña, caracterizadas por una intensa actividad torrencial marcada por la ocurrencia periódica de avenidas súbitas (*flash floods*) que suelen estar precedidas por precipitaciones localizadas, intensas y de corta duración. La rápida respuesta hidrológica de estos episodios hace especialmente difícil prevenir sus daños (Borga et al., 2008), constituyendo uno de los peligros naturales más significativos en términos de pérdidas económicas y humanas (Gaume et al., 2009; Marchi et al., 2010). No obstante, los canales torrenciales no han sido estudiados en detalle en el pasado, aunque el interés por los mismos ha mostrado una tendencia al alza en las últimas décadas (Wohl, 2010). La explosión de literatura relacionada con las avenidas en ambientes de montaña (ver recopilaciones en Bodoque et al., 2015; Stoffel et al., 2016) demuestra la importancia de esta línea de investigación que todavía se encuentra en desarrollo.

Los torrentes de montaña propensos al transporte de sedimento pueden registrar una variedad de regímenes que varían desde flujos de agua con transporte de partículas individuales hasta flujos con un transporte masivo de carga sólida (Arattano y Franzi, 2004), como consecuencia de la fuerte conectividad entre los procesos de canal y de ladera (Wohl, 2010). Esto se debe a que la rápida concentración de la escorrentía a lo largo de las pendientes pronunciadas da lugar a caudales de gran velocidad que, al incorporar grandes volúmenes de sedimento por erosión del lecho y desestabilización de los márgenes, evolucionan hacia flujos hiperconcentrados o de derrubios que van creciendo aguas abajo a lo largo de su trayectoria (Hungr et al., 2005; Pierson, 2005). Estos últimos tienen un alto poder destructivo debido a su alta velocidad, largo alcance, fuerte energía de impacto e impredecibilidad (Jakob y Hungr, 2005). Sus consecuencias son potencialmente catastróficas, suponiendo un riesgo severo para las zonas de ribera, infraestructuras y vidas humanas (Dowling y Santi, 2014).

Los Pirineos son un claro ejemplo de esta problemática. Múltiples cuencas han sido afectadas por este tipo de fenómenos en las últimas décadas con sus consecuentes impactos socioeconómicos y geomorfológicos, pero su control continúa siendo un reto. Algunos autores han estudiado la ocurrencia de flujos y las características de la actividad torrencial en varias cuencas pirenaicas (Lorente et al., 2003; Hürlimann et al., 2006; García-Ruiz et al., 2008; Abancó, 2013; Chevalier et al., 2013; Abancó y Hürlimann, 2014), mientras que otros se han enfocado en la caracterización de eventos concretos de gran magnitud (Gallart y Clotet, 1988; Corominas y Alonso, 1990; White et al., 1997; Benito et al., 1998; Gutiérrez et al., 1998; Batalla et al., 1999; Portilla et al., 2010; Palau et al., 2017). Sin embargo, ninguno de ellos analiza espacio-temporalmente los factores condicionantes y el funcionamiento torrencial de una misma cuenca.

Mientras que la predicción de las avenidas súbitas está limitada por la naturaleza compleja de los fenómenos meteorológicos (Borga et al., 2014), una evaluación de la peligrosidad puede ser obtenida con un reconocimiento de los controles geomorfológicos de la cuenca. Para ello es fundamental comprender la relación entre litología, morfología del relieve y patrones de acumulación del flujo, la cual condiciona la energía y transporte de sedimento de la corriente resultante. Esta interacción determina el potencial de un flujo de agua para pasar a comportarse como un fluido hiperconcentrado y viceversa, lo que influye en la distribución del mismo a lo largo de su trayectoria y de la llanura o cono aluvial (Scheidl y Rickenmann, 2011; Chiang et al., 2012).

Una perspectiva holística de una cuenca, considerándola como un sistema geomorfológico condicionado por una serie de procesos interconectados, otorga nuevas ideas para entender su funcionamiento. Se asume que la respuesta de una cuenca varía en el espacio y tiempo, es decir, que los cambios sucedidos en una parte concreta provocan un efecto en otras, condicionando su evolución local y regional. Por ejemplo, la deforestación disminuye la capacidad de retención e infiltración de la precipitación en el terreno, aumentando la escorrentía superficial, los caudales y su capacidad erosiva, que progresivamente incorporan material; así, el flujo puede evolucionar hasta un flujo de derrubios, o a la inversa, pasando a flujo hiperconcentrado si pierde material por quedar retenido en un obstáculo o depositado en un cambio de pendiente. Así, se precisa de la caracterización espacio-temporal detallada del conjunto de la cuenca, analizando todos aquellos factores y mecanismos que puedan influir en su dinámica.

Esta comprensión idónea pasaría por adoptar un enfoque multidisciplinar que integre una visión geológica, geomorfológica, hidrológica, hidráulica, histórica, antropogénica, etc. El potencial de la multidisciplinariedad reside en su capacidad de solventar problemáticas complejas, y ésta ya se ha manifestado como una herramienta de gran utilidad para el estudio de diversos riesgos naturales, tales como inundaciones (ej. Ruiz-Bellet et al., 2015), flujos de derrubios (ej. Hürlimann et al., 2006), deslizamientos (ej. Agnesi et al., 2005) y terremotos (ej. Salvi et al., 1999). Aunque existen algunos trabajos multidisciplinares aplicados a torrentes de montaña (Imaizumi et al., 2016; van den Heuvel et al., 2016), hasta la actualidad no se ha realizado un análisis integral de la dinámica torrencial a escala de cuenca. Un estudio de esta envergadura implica la utilización de múltiples técnicas, que pueden variar desde cartografías geomorfológicas hasta modelos hidráulicos. Pero sobre todo, es esencial integrar todos los métodos utilizados y correlacionar entre si los resultados obtenidos.

En esta tesis se ha escogido una cuenca de montaña (Portainé, Pirineos Orientales) que presenta actividad torrencial tanto histórica como reciente. La ocurrencia anual de flujos junto a la presencia de una carretera que cruza los torrentes la hace una zona de especial interés que, a pesar de su problemática, todavía no ha sido suficientemente estudiada. Dado que su evolución está condicionada por la interacción de una serie de procesos geomorfológicos de diferente origen y tipología, se han adoptado, diseñado e integrado diversas metodologías para la correcta caracterización de la totalidad de la cuenca. Dicho enfoque holístico abre nuevas vías para el estudio de la torrencialidad.

1.1.2. Objetivos

Objetivo general

El propósito principal de esta tesis es la integración de métodos para la mejora en la caracterización del funcionamiento torrencial en ambientes de montaña con un riesgo asociado. El estudio se lleva a cabo en la cuenca de Portainé (Pirineos), aunque su aplicación podría extenderse a otras zonas con una problemática similar.

Objetivos específicos

Los objetivos concretos para alcanzar el objetivo general son principalmente tres, que se subdividen en diferentes tareas. Cada uno de ellos se trabaja y presenta en una parte de la memoria.

- 1) Caracterizar el conjunto de la cuenca y determinar su actividad torrencial histórica y reciente (Parte II).
 - a) Análisis del material movilizable disponible.
 - b) Registro temporal de avenidas torrenciales.
 - c) Recopilación de acciones antrópicas.
 - d) Estimación de la magnitud y frecuencia de los eventos.
- Estudiar detalladamente los procesos hidrogeomorfológicos actuales a lo largo de los torrentes (Parte III).
 - a) Cuantificación de los cambios geomorfológicos.
 - b) Establecimiento del balance sedimentario.
 - c) Reconstrucción hidráulica de eventos extraordinarios.
 - d) Determinación de la hidrodinámica de los flujos torrenciales.
- Aplicar los resultados al estudio de la torrencialidad para contribuir en la mejora de la gestión del riesgo (Parte IV).
 - a) Evaluación de la metodología multidisciplinar utilizada para el estudio de la dinámica torrencial en zonas de montaña.
 - b) Compresión del funcionamiento y evolución espacio-temporal de la cuenca de Portainé.
 - c) Evaluación de las medidas de corrección existentes.
 - d) Recomendaciones de acciones futuras para la gestión de la dinámica torrencial.

1.1.3. Estructura de la memoria

El trabajo realizado se presenta en esta memoria que consta de 8 capítulos, estructurados en cuatro partes.

En la primera parte (*Parte I*; Capítulos 1 y 2) se incluyen los conceptos teóricos necesarios para la comprensión de la memoria y se contextualiza el estudio realizado. Las dos siguientes partes (*Parte II y III*; Capítulos 3, 4, 5 y 6) coinciden respectivamente con el primer y segundo objetivo específico de la tesis y son su eje central. En cada uno de los capítulos, que presenta un tipo de estudio concreto, se exponen los antecedentes (*state-of-the-art*), los métodos, los resultados parciales y la discusión de dichos resultados. Por último, la cuarta parte (*Parte IV*; Capítulos 7 y 8), que corresponde al tercer y último objetivo específico, presenta la discusión global que integra todos los métodos y resultados, así como las conclusiones finales.

A continuación se detallan los contenidos de cada capítulo:

• Parte I: Introducción y área de estudio

En el *Capítulo 1*, primero se relatan el interés y objetivos del trabajo. Después se incluye un marco teórico en el que se describen la dinámica fluvio-torrencial, el riesgo por avenidas y las metodologías existentes para el análisis de torrentes de montaña. Por último, se explica brevemente el enfoque metodológico adoptado en esta tesis.

El *Capítulo 2* corresponde a la contextualización geográfica y geológica del área de estudio. También se justifica su elección mediante la explicación de su problemática torrencial y de las actuaciones de mitigación ya implementadas.

• Parte II: Caracterización general de la cuenca y de su actividad torrencial

En el *Capítulo 3* se realiza un estudio geológico y geomorfológico específico de la cuenca de Portainé. Además del reconocimiento de campo, se lleva a cabo un análisis estructural del sustrato y sus discontinuidades.

El *Capítulo 4* se centra en reconstruir los eventos y cambios antrópicos ocurridos en las últimas décadas. Las técnicas utilizadas son la recopilación histórica, el análisis pluviométrico, la dendrogeomorfología y el estudio de la cobertura del suelo. Los resultados permiten obtener un registro completo de la actividad torrencial y antropogénica, así como correlacionarlas entre sí.

Parte III: Análisis detallado de los procesos hidrogeomorfológicos en los torrentes

El *Capítulo 5* se dedica al diseño y aplicación de una metodología específica para el estudio de los cambios geomorfológicos a lo largo de los torrentes a través de datos multi-temporales de LiDAR aéreo. Ello permite la detección y cuantificación de los fenómenos de erosión y deposición, así como determinar el balance sedimentario de la cuenca.

En el *Capítulo 6* se reconstruyen dos eventos extraordinarios pretéritos mediante modelización hidráulica. Para ello se combinan de forma novedosa las siguientes disciplinas: topografía, geomorfología, dendrogeomorfología, hidráulica e hidrodinámica del flujo. De este modo, se ha establecido la relación entre los parámetros hidráulicos del flujo y la posición geomorfológica de los árboles dañados, lo que permite detectar las zonas óptimas para los muestreos dendrogeomorfológicos y la estimación de caudales pico en este tipo de contextos.

• Parte IV: Discusión y conclusiones

En el *Capítulo* 7 se discuten individualmente e integradamente los métodos utilizados, recalcando el potencial de la integración de metodologías en contextos torrenciales de montaña. En base a los resultados de los diferentes capítulos, se reconstruye el registro temporal de avenidas de la cuenca de Portainé y se interpretan las causas de su funcionamiento actual. Finalmente se exponen las implicaciones prácticas del estudio, valorando la efectividad de las medidas de corrección existentes y proponiendo una serie de estrategias de gestión.

El *Capítulo* 8 presenta las conclusiones derivadas de la tesis y las perspectivas de futuro que se abren, enumerando algunas posibles líneas de investigación y trabajos a realizar.

Al final de la memoria, se listan las referencias (*Bibliografía*) y se adjuntan información adicional y los artículos publicados en el transcurso de la tesis en revistas indexadas (*Anexos*).

- Anexo A: Mapa geomorfológico fluvio-torrencial.
- Anexo B: Parámetros hidráulicos de la avenida de 2008.
- Anexo C: Publicaciones propias en revistas de SCI.

Artículo 1: publicación del estudio presentado en el Capítulo 5.

Victoriano, A., Díez-Herrero, A., Génova, M., Guinau, M., Furdada, G., Khazaradze, G., Calvet, J., 2018. Four-topic correlation between flood dendrogeomorphological evidence and hydraulic parameters (the Portainé stream, Iberian Peninsula). Catena 162, 216-229. doi:10.1016/j.catena.2017.11.009

Artículo 2: publicación del estudio presentado en el Capítulo 6.

Victoriano, A., Brasington, J., Guinau, M., Furdada, G., Cabré, M., Moysset, M., 2018. Geomorphic impact and assessment of flexible barriers using multi-temporal LiDAR data: The Portainé mountain catchment (Pyrenees). Engineering Geology 237, 168-180. doi:10.1016/j.enggeo.2018.02.016

• Anexo D: Publicaciones en revistas de SCI en las que he colaborado.

1.2. Marco teórico

Con el objetivo de facilitar la lectura de la memoria, se desarrollan algunos conceptos relacionados con el ámbito de la investigación. Considerando que en esta tesis se estudia la actividad torrencial de una cuenca pirenaica, a continuación se presentan los antecedentes teóricos relativos al funcionamiento de ríos y torrentes y las metodologías de trabajo existentes, con especial énfasis en los ambientes de montaña.

1.2.1. Geomorfología y dinámica fluvio-torrencial

La geomorfología (subdisciplina de la geología) se define como la ciencia que estudia la historia del relieve mediante el análisis de las formas de la superficie terrestre y los procesos de meteorización, erosión, transporte y deposición que las crearon (Selby, 1985; Summerfield, 1991), aunque el impacto humano también puede afectar en la geomorfología resultante, como por ejemplo la disminución del aporte de sedimento aguas abajo de las presas (Hugget, 2011). En concreto, la geomorfología fluvial es la rama que se enfoca en el estudio de los procesos biofísicos y las formas asociados a la acción del agua en los ríos y torrentes (Kondolf y Piégay, 2003), y ha sido ampliamente reconocida por ser crucial en el análisis de las avenidas (Baker et al., 1988; Benito y Hudson, 2010).

Es importante aclarar que aunque a lo largo de este apartado en algunos casos se ha utilizado el término "fluvial", especialmente al referirse a la rama de la geomorfología que estudia los cursos fluviales, ésta también es aplicable al régimen torrencial. Una exhaustiva descripción de las particularidades de la dinámica torrencial de ríos de montaña frente a la geomorfología fluvial de grandes cuencas se presenta en Ruiz-Villanueva (2012).

Procesos hidrogeomorfológicos

Los torrentes son accidentes geográficos de regiones montañosas en los que la acción hidrológica de la corriente genera cambios morfológicos en los canales y zonas adyacentes. Estos se conocen como procesos hidrogeomorfológicos y se distinguen tres tipos: erosión (que incluye degradación, incisión y socavación), transporte y deposición (también denominada agradación, acumulación o sedimentación).

Así, la erosión implica la extracción de material rocoso o sedimentos del lecho y los márgenes del canal, así como la fragmentación de los bloques movilizados por el flujo (Selby, 1985). En canales torrenciales los principales procesos de erosión son el desgaste del canal y bancos de orilla por el propio material transportado (abrasión e impacto, que producen incisión y socavación) y la fragmentación de los bloques al chocar entre ellos (desgaste o atrición); y en menor medida la meteorización química de minerales solubles (corrosión) y la acción hidráulica del agua limpia (cavitación), ésta última especialmente en estructuras artificiales (Summerfield, 1991). La ocurrencia y magnitud de estos procesos depende tanto de la energía de la corriente, la cual es directamente proporcional a la velocidad, como de la erodibilidad o susceptibilidad a la erosión de los materiales, esta última siendo inversamente proporcional a su grado de consolidación.

El material erosionado es incorporado al flujo y movilizado aguas abajo. La carga sólida (roca, sedimento y madera) puede ser transportada como carga suspendida (suspensión y flotación) o como carga de fondo (saltación, rotación y tracción). En la mayoría de torrentes la carga de fondo comporta la mayor cantidad de material, aunque la carga leñosa puede jugar un papel importante (Ruiz-Villanueva, 2012). Un concepto importante para entender la relación entre el transporte y la energía del flujo es la "potencia de la corriente" (*stream power* o *total stream power*) descrita por Bagnold (1960), y más concretamente la "potencia específica de la corriente" (*unit stream power* o *specific stream power*), definida como la tasa de disipación de energía por unidad de área en un canal específico, lecho o bancos de orilla (Yang y Stall, 1974), siendo proporcional a la densidad del agua, la aceleración de la gravedad, el caudal y la pendiente del canal.

La deposición ocurre cuando la corriente pierde energía, y por tanto, capacidad de transporte. Generalmente este fenómeno se produce por una disminución de la pendiente o por un cambio en la hidrodinámica del flujo, como por ejemplo la avulsión o la divergencia en flujos secundarios (Summerfield, 1991). El material puede acumularse tanto dentro como fuera del canal, dando lugar a la generación de formas de diferentes tipologías y granulometrías. Se distinguen principalmente cuatro tipos de deposición: de canal, de bancos de orilla, de desbordamiento y de margen de valle, aunque estos últimos se forman en la base de las vertientes y están estrechamente relacionados con el efecto de la gravedad (Summerfield, 1991).

La ocurrencia de los procesos hidrogeomorfológicos en regiones montañosas depende de las propiedades geológicas, morfológicas, climáticas e hidrológicas de la cuenca hidrográfica (Ruiz-Villanueva, 2012). Una aproximación al funcionamiento de una cuenca es el sistema fluvial idealizado de Schumm (1977) (Figura 1.1). La cabecera corresponde la cuenca de drenaje y se define como la zona de producción de escorrentía y fuente de material. La zona intermedia es el tramo de transferencia de sedimentos, por lo que es proceso principal es el transporte. La zona inferior es donde se acumula la mayor parte del material, formando llanuras, abanicos/conos aluviales o deltas. Aunque el esquema propuesto por Schumm (1977) no deja de ser una generalización y en realidad el material es erosionado, transportado y sedimentado a lo largo de todo el sistema, en cada parte tiende a predominar un proceso concreto. A escala de torrente, la distribución erosión-deposición variará con las características locales del canal.



Figura 1.1. Sistema fluvial idealizado indicando las diferentes zonas y el proceso hidrogeomorfológico predominante (modificado de Schumm, 1977).

Los procesos hidrogeomorfológicos también determinan el tipo de corriente y viceversa. De forma simplificada, las zonas inferiores suelen mostrar una dinámica fluvial "tranquila" con una corriente de agua relativamente limpia. Las cabeceras generalmente son áreas montañosas caracterizadas por una dinámica torrencial "salvaje" debido a su pendiente pronunciada y a la alta disponibilidad de material erosionable. La dinámica torrencial se define como el régimen hidrológico típico de cauces de montaña caracterizado por la interacción entre la dinámica fluvial y de vertiente y por una ocurrencia periódica de avenidas extremas (Benda et al., 2005; Santos-Alonso, 2011) en forma de flujos mixtos de agua y sedimento, llamados flujos torrenciales.

Clasificación de los flujos torrenciales

La retroalimentación entre los fenómenos fluviales y de ladera en cuencas pequeñas y de fuerte pendiente resulta en una mayor incorporación de material a la corriente y al desarrollo de flujos densos cargados en sedimento (*sediment-laden flows*). El comportamiento de los flujos está determinado por su contenido en carga sólida y el grado de conectividad vertiente-canal.



Figura 1.2. Clasificación reológica de los tipos de flujos dependiendo de su concentración de sedimento y de la velocidad (Svendsen et al., 2003; modificado de Pierson y Costa, 1987).

Diversos autores han propuesto criterios para la clasificación de los flujos. Inicialmente, Beverage & Culbertson (1964) definieron los flujos hiperconcentrados como "flujos intermedios" cuya concentración en sedimento en suspensión constituye entre el 20% y el 60% del volumen total. Estos umbrales han sido utilizados por múltiples autores como criterio de distinción entre tipos de flujos (Pierson y Scott, 1985; Lavigne y Suwa, 2004; Santos-Alonso, 2011) e incluso para determinar la susceptibilidad de las cuencas a la ocurrencia de cada uno de ellos en base a parámetros morfométricos (Wilford et al., 2004). Utilizando estos mismos valores, Pierson & Costa (1987) proponen una clasificación reológica que distingue entre seis tipos de mecanismos de transporte fluidos dependiendo de la proporción agua/sedimento y de la velocidad: *normal streamflow*, *hyperconcentrated streamflow*, *debris flow*, *debris avalanche*, *grain flow* y *earth flow* (Figura 1.2.). Respecto a los flujos torrenciales, indican que se pueden agrupar en tres principales categorías, también en función de su concentración de sedimento: *normal*, *hyperconcentrated* y *debris flows*.

En este trabajo se presenta una clasificación de los flujos torrenciales basada principalmente en Pierson y Costa (1987). De este modo, distinguimos tres clases de transporte torrencial: flujos acuosos (*stream flows*), flujos hiperconcentrados (*hyperconcentrated flows*) y flujos de derrubios (*debris flows*) (Tabla 1.1). Los dos primeros son fenómenos fluvio-torrenciales, mientras que las corrientes de derrubios son un mecanismo de transporte en masa que forma parte de la dinámica de vertientes, pero que debido a que tiende a circular por las zonas topográficamente deprimidas y a que en la zona de estudio interacciona con los procesos de canal, en esta tesis se han considerado como un tipo de flujo torrencial que forma parte de la dinámica de los torrentes de montaña.

Flujo torrencial	Carga sólida	Tipo de fluido	Comportamiento
Flujo acuoso	< 20% vol.	Newtoniano	Fluido (Líquido)
		Turbulento	Bifásico
Flujo	20-60% vol.	No-Newtoniano	Pseudoplástico
hiperconcentrado		Turbulento a laminar	Bifásico
Flujo de	> 60% vol.	No-Newtoniano	Plástico (Bingham)
derrubios		Laminar	Unifásico

Tabla 1.1. Clasificación y características reológicas de los flujos torrenciales (según Pierson y Costa, 1987).

Los flujos acuosos son corrientes de agua relativamente limpia con un bajo contenido de sedimento (<20% vol.). Suelen arrastrar una cierta cantidad de material grueso como carga de fondo, por lo que son flujos bifásicos turbulentos en los que los sólidos (sedimentos) y líquido (agua) son componentes separados (Costa, 1988). Debido a la escasa carga en suspensión, muestran el mismo comportamiento reológico que el agua, manteniendo las propiedades de fluido Newtoniano. Las características de los flujos acuosos se pueden describir mediante las ecuaciones clásicas de la hidráulica, como la ecuación de Manning.

Los flujos hiperconcentrados se definen como "flujos intermedios" en términos de carga sólida (20-60% vol.) que se sitúan entre los flujos acuosos y los flujos de derrubios (Beverage y Culbertson, 1964; Pierson, 2005). Estos complejos flujos tienen una alta concentración de partículas finas en suspensión y una viscosidad mayor a la del agua (Rickenmann, 1991), aunque también pueden transportar grandes cantidades de material grueso. Igual que los acuosos, son fluidos bifásicos con dos fases diferenciadas que varían desde turbulentos a laminares (Costa, 1988). La alta carga de finos en suspensión da lugar a un fluido no-Newtoniano pseudoplástico (Nemec, 2009), aunque las características reológicas particulares de cada flujo hiperconcentrado dependen de la concentración de limos y arcillas (Costa, 1988). Este tipo de flujos pueden ser altamente erosivos, intensificando la interacción entre los procesos de canal y de vertiente.

Los flujos de derrubios se caracterizan por movilizar en masa una gran cantidad de material, que puede incluir partículas de diversa granulometría (>60% vol.). Son flujos unifásicos laminares en los que los sólidos y el agua se mueven a la misma velocidad como un único conjunto. Sus propiedades reológicas son las de un fluido cohesivo de tipo no-Newtoniano de comportamiento plástico, conocido como modelo Bingham (Pierson y Costa, 1987; Nemec, 2009). Varnes (1978) introdujo el término de flujo de derrubios para describir un tipo de movimiento de masa de carácter fluido. Posteriormente, Cruden y Varnes (1996) diferenciaron dos clases dependiendo de su mecanismo de transporte: flujos abiertos, los que generan su propio canal a medida que avanzan; y flujos canalizados, que se mueven por un canal existente. Coussot y Meunier (1996) distinguieron, en este caso en base a su proceso de iniciación: flujos por deslizamiento, originados por un deslizamiento; y flujos de canal, formados por la erosión de los canales. La clasificación más utilizada hoy en día está basada en las anteriormente mencionadas y reconoce que existen flujos de derrubios de vertiente y flujos de derrubios canalizados.

En este trabajo se toma la concepción de Hungr et al. (2014), que define los flujos de derrubios como flujos muy rápidos constituidos por un fluido saturado en agua y con una alta presencia de material heterométrico grueso que se desplazan a lo largo de un canal preexistente de gran pendiente, normalmente barrancos o cursos de primer o segundo orden.

Una misma cuenca puede ser susceptible tanto a flujos acuosos como a hiperconcentrados o de derrubios. Es más, durante un mismo evento pueden tener lugar simultáneamente varios procesos con diferentes características reológicas (Bodoque et al., 2011). En la naturaleza las condiciones de flujo son continuas y los límites entre los tipos de flujos no son bruscos, por lo que en muchos casos es difícil determinar la tipología exacta de un evento torrencial concreto. En efecto, los torrentes de montaña se caracterizan precisamente por la ocurrencia de flujos que pueden evolucionar gradualmente de un tipo a otro sin solución de continuidad debido a la incorporación y/o pérdida de agua y/o sedimento. Por ejemplo, un caudal excepcional con un alto poder erosivo puede ir incorporando material evolucionando hacia un flujo hiperconcentrado o incluso de derrubios. Del mismo modo ocurre a la inversa, cuando un flujo de derrubios pierde energía y deposita parte del material, o cuando incorpora agua de un canal tributario. La disminución de carga sólida provoca que el flujo pase a ser hiperconcentrado y posteriormente acuoso con algo de sedimento en suspensión. Por último, cabe mencionar que dentro de un flujo de derrubios bien desarrollado también se pueden encontrar zonas más diluidas que se comportan como un flujo hiperconcentrado, como la cola de la corriente.

En conclusión, un único evento torrencial puede presentar varias tipologías de flujos tanto en diferentes momentos durante su duración, como en un mismo momento a lo largo de su trayectoria.

Formas fluvio-torrenciales

La morfología y evolución de un canal depende de la interacción entre el flujo y los materiales geológicos del cauce (Liu et al., 2011), es decir, de los procesos hidrogeomorfológicos. Los sistemas torrenciales están compuestos por geomorfologías erosivas (ej. barrancos, canales, escarpes) y deposicionales (ej. barras, *levees*, terrazas, conos). Las descripciones de las formas que se presentan en este subapartado están adaptadas de Hugget (2011).

Las formas erosivas más comunes son los valles, depresiones formadas por la erosión continuada en el tiempo. En mayor detalle, las principales son los canales o cauces, que en cuencas de montaña se caracterizan por ser encajados y estrechos. Dependiendo del material sobre el que fluye el torrente, pueden ser cauces de lecho rocoso, cuando el canal se encaja en la roca y tienden a ser estables; y cauces coluviales o aluviales, formados por la erosión de sedimentos o formaciones superficiales y por tanto, más móviles y dinámicos (Montgomery y Buffington, 1997). La mayoría de ríos de montaña discurren en una alternancia de tramos rocosos y coluviales-aluviales. Por último, la erosión puede generar escarpes en formas deposicionales generadas con anterioridad, por ejemplo, cuando el flujo arrastra parte de una terraza aluvial (Figura 1.3 A).



Figura 1.3. Ejemplos de formas fluvio-torrenciales. A) Escarpe erosivo en una terraza aluvial. B) Cono aluvial formado por la acumulación de bloques y gravas transportados por un flujo de derrubios.

Las formas deposicionales se generan en los fondos de valle. Dentro del canal funcional se acumulan localmente gravas y arenas en forma de barras alargadas o lóbulos. Debido al desbordamiento de un caudal extraordinario se pueden formar diques o *levees* laterales de bloques en los márgenes del canal. Otro tipo de formas son los lóbulos formados por la deposición de la parte frontal de los flujos de derrubios, difícilmente distinguibles de los producidos por flujos hiperconcentrados. En los torrentes de montaña no se suelen encontrar llanuras de inundación bien desarrolladas, pero si relictos de terrazas aluviales. Las formas de mayor extensión son los conos aluviales o de deyección que se forman por la acumulación de partículas heterométricas al disminuir la pendiente (Figura 1.3 B). Se generan típicamente en la parte inferior de torrentes tributarios, en la zona de confluencia con un río de mayor orden. Desde la punta o ápice hasta el pie del cono en su parte más distal, en estos depósitos se suelen encajar canales distributarios de disposición radial. Todas las formas deposicionales descritas no están presentes en todos los sistemas torrenciales, si no que su formación depende de las características de cada cuenca.

Las características de todas estas formas varían según el tipo de flujo y procesos hidrogeomorfológicos asociados. De hecho, la generación y las propiedades morfológicas y sedimentológicas de las formas fluvio-torrenciales dependen de si fueron originadas por un flujo acuoso, hiperconcentrado o de derrubios (Tabla 1.2). De forma general, los flujos con un bajo contenido en carga sólida dan lugar a cauces anchos en forma de "U" con una relación anchura-profundidad alta y a formas deposicionales con una cierta estructura sedimentaria, como la estratificación e imbricación. Por el contrario, cuanta mayor cantidad de sólidos transporte la corriente, más caótica es la estructura interna de los depósitos y más estrechos son los canales, los cuales tienden a mostrar forma de "V". El reconocimiento en campo e interpretación de las formas geomorfológicas y estructuras sedimentarias características de cada tipo de flujo sirven, en la medida de lo posible, como diagnóstico de los diferentes procesos.

Tabla 1.2. Características geomorfológicas y sedimentológicas de los flujos torrenciales, detallando los tipos de formas geomorfológicas generadas y la estructura sedimentaria de los depósitos (modificado de Costa, 1988).

Flujo	Formas geomorfológicas		Características sedimentológicas		
torrencial	Erosión	Deposición	Estructura	Textura	
Flujo acuoso	Cauces anchos y poco profundos	Barras Conos Crevasse splays	Estratificación: cruzada a masiva Imbricación: ligera a fuerte Gradación: gradada a nula Estructuras corte-relleno	Clasto-soportado Tamaño de grano: diverso Redondez: redondeados Selección: moderada a pobre	
Flujo hiperconcentrado	Cauces anchos y poco profundos	Barras Conos <i>Crevasse</i> <i>splays</i> <i>Levees</i> marginales	Estratificación: horizontal a masiva Imbricación: ligera Gradación: normal o inversa Estructuras lenticulares	Clasto-soportado Tamaño de grano: arena gruesa predominante Redondez: redondeados a angulosos Selección: pobre	
Flujo de derrubios	Cauces estrechos y profundos Valle con erosión intensa	Conos de bloques <i>Levees</i> marginales Lóbulos frontales Depósitos extensos	Estratificación: nula Imbricación: ligera a nula Gradación: inversa, normal en superficie Estructura masiva Clastos con marcas de percusión	Matriz-soportado Tamaño de grano: muy diverso, incluyendo megaclastos, troncos y trozos de madera Redondez: angulosos Selección: muy pobre a extremadamente pobre	

La cartografía y análisis de las formas geomorfológicas permite conocer la evolución fluvio-torrencial y es de vital utilidad para el estudio y la evaluación de las inundaciones y avenidas, aunque a veces su descripción e interpretación no son triviales.

1.2.2. Riesgo de avenidas

Un riesgo geológico es la combinación de la probabilidad de que se produzca un evento y sus consecuencias negativas (UNISDR, 2009). El riesgo se determina por la peligrosidad, vulnerabilidad y exposición. Los dos últimos son factores socioeconómicos que cuantifican las pérdidas o daños en los elementos vulnerables expuestos (personas, construcciones, elementos culturales, etc.). En las últimas décadas hay una tendencia general de aumento de estos dos componentes debido a la ocupación de zonas del territorio expuestas al peligro.

En cambio, la peligrosidad o amenaza está definida por la magnitud y frecuencia de ocurrencia del fenómeno físico propiamente dicho, el cual podría ocasionar la muerte, lesiones u otros impactos a la salud, al igual que daños a la propiedad, la pérdida de medios de sustento y de servicios, trastornos sociales y económicos, o daños ambientales (UNISDR, 2009). En el campo de la geología se trabaja para mejorar la evaluación de la peligrosidad, que en este trabajo corresponde a la de las avenidas torrenciales. Por los objetivos y contenido de esta tesis no se ha considerado necesario incluir definiciones más particularizadas de estos conceptos.

Avenidas torrenciales

Las inundaciones, riadas, crecidas o avenidas son fenómenos geológicos en los que el agua (que puede transportar una mayor o menor cantidad de sedimento) ocupa un terreno que en condiciones normales está emergido (Ward, 1978). Generalmente estos eventos están asociados a fenómenos meteorológicos que provocan un aumento del caudal. No obstante, también pueden ser provocados por causas antrópicas, como por ejemplo la rotura de infraestructuras hidráulicas o la impermeabilización del suelo en zonas urbanizadas. En esta memoria se utiliza el concepto de "avenida torrencial" (y no inundación) para englobar todas las crecidas excepcionales en torrentes de montaña. Éstas pueden dan lugar a flujos de diferentes características (Tabla 1.1), que en este caso de estudio incorporan sedimentos en mayor o menor grado.

Las cuencas de montaña se caracterizan por la ocurrencia de avenidas torrenciales súbitas (*flash floods*) causadas por lluvias intensas de corta duración, normalmente asociadas a tormentas convectivas de carácter local (Marchi et al., 2010). Estos eventos se producen en cuencas pequeñas con pendientes pronunciadas y tienen un alto potencial destructivo debido a su respuesta repentina, pero sobre todo, a su alta velocidad (Viglione y Rogger, 2015). El conocimiento exhaustivo de dichos fenómenos es esencial para la correcta gestión de la zona afectada.

Gestión del riesgo

Existen múltiples métodos de estudio para la evaluación de la peligrosidad por avenidas (Díez-Herrero et al., 2008), los cuales se explican en el próximo apartado (ver apartado 1.2.3). El objetivo de todos ellos es contribuir en la toma de decisiones para la adopción de medidas de mitigación del riesgo.

La gestión del riesgo por avenidas torrenciales se lleva a cabo de diferente forma dependiendo de las características del fenómeno (peligrosidad) y de la cuenca. Las medidas de gestión pueden ser activas, que actúan reduciendo o inhibiendo el fenómeno, o pasivas, que defienden ante el mismo; y temporales, que se activan solo en el momento de la emergencia, o permanentes, que se mantienen a lo largo del tiempo. Todas estas medidas se agrupan a su vez en tres grandes categorías: predictivas, preventivas y correctoras (Díez-Herrero et al., 2008), las cuales pueden consistir en actuaciones estructurales o no estructurales (Colombo et al., 2002).

Por un lado, las medidas de predicción son métodos no estructurales que tienen como objetivo anticiparse a las avenidas. Se basan en la monitorización de la precipitación y el caudal con el fin de simular con modelos hidrológicos la respuesta de los ríos ante las lluvias y así detectar situaciones meteorológicas de riesgo (Smith y Ward, 1998). Este tipo de estudios son la base para el diseño de sistemas de alerta temprana (Alfieri et al., 2012). La predicción de las avenidas torrenciales ha suscitado un gran interés en las últimas décadas debido a la dificultad de monitorizar las complejas condiciones meteorológicas y la rápida respuesta hidrológica de las cuencas de montaña (Johnson, 2000; Collier, 2007; Borga et al., 2011, 2014). Además, otros muchos factores del terreno también influyen en el potencial de las lluvias a generar crecidas súbitas, como los usos, saturación y cohesión del suelo (Hapuarachchi et al., 2011). Lamentablemente hoy por hoy la predicción exacta de los eventos torrenciales sigue sin ser una realidad.

Por otro lado, las medidas de prevención o mitigación, que pueden consistir en actuaciones estructurales o no estructurales, buscan evitar o reducir los efectos negativos y daños (UNISDR, 2009). Es imprescindible que estos métodos se diseñen en base al tipo de flujo; por ejemplo, las actuaciones para flujos acuosos, como las canalizaciones, son inefectivas para otro tipo de avenidas cargadas en sedimento, ya que pueden ser fácilmente obturadas y causar efectos adversos, como una oleada (Costa, 1988).

Se consideran medidas estructurales las obras ingenieriles que actúan sobre los mecanismos de formación y propagación de las avenidas modificando la hidrodinámica del flujo para reducir su intensidad. Generalmente estas medidas de defensa se realizan en los cauces o en zonas vulnerables, pero en algunos casos se llevan a cabo en otras partes de la cuenca que tienen una relación directa con la dinámica fluvio-torrencial; por ejemplo, el control de la erosión en cabecera para disminuir el aporte de material a los canales. Las principales medidas estructurales son las correcciones de los cauces (ensanchamiento/estrechamiento), las modificaciones del curso (cauces alternativos y desvíos), la protección de riberas (revegetaciones), las canalizaciones (de hormigón o escollera) y laminación del caudal (presas y azudes) (Smith y Ward, 1998; Colombo et al., 2002). En canales con un régimen torrencial, recientemente se ha experimentado un incremento en el uso de barreras flexibles de retención de flujos de derrubios (Wendeler et al., 2008; Luis-Fonseca et al., 2011).

Los métodos no estructurales, en cambio, no actúan sobre la avenida propiamente dicha, sino que buscan reducir la vulnerabilidad de las zonas inundables mediante el desarrollo del conocimiento, políticas de concienciación y compromiso público. Los más destacables son la cartografía del riesgo (delimitación de zonas inundables), la ordenación territorial (regulación de los usos del suelo) y los planes de emergencia (modo de actuación y organización humana). Además, es indispensable informar y concienciar a la sociedad del peligro de las avenidas. Los mapas de zonas inundables se consideran una de las herramientas más útiles para la prevención del riesgo (DGA, 2011).

Por último, las medidas correctoras se adoptan una vez ocurrida la avenida, por lo que también se denominan medidas post-catástrofe. Se tratan de métodos no estructurales que pretenden compensar los daños o impedir que se agraven, como la protección civil (operaciones de rescate y evacuación), los seguros (indemnizaciones por pérdidas), las

actuaciones en los cauces (dragado y limpieza) y el replanteamiento territorial (reforestación y declaración de zonas catastróficas).

Actualmente las administraciones públicas priorizan la ejecución de medidas preventivas debido a la dificultad de predecir las avenidas y a la insatisfacción social de solamente actuar sobre una catástrofe ya ocurrida. En el pasado se ha optado por las actuaciones estructurales, pero últimamente se está apostando por medidas no estructurales por ser las más acordes al desarrollo sostenible. En efecto, actualmente uno de los campos de actuación más importantes es la planificación territorial y el ordenamiento urbanístico, considerado una medida preventiva idónea (Díez-Herrero et al., 2008).

1.2.3. Métodos de estudio de la actividad fluvio-torrencial

La comprensión de la ocurrencia de avenidas extraordinarias en una cuenca requiere caracterizar la dinámica fluvio-torrencial para evaluar la peligrosidad asociada. Según el Plan Especial de Emergencias para las inundaciones de Cataluña de la *Agència Catalana de l'Aigua* (ACA, 2015), denominado INUNCAT, la peligrosidad por avenidas viene determinada por la distribución espacial y temporal del fenómeno, determinados por su magnitud (intensidad, caudal y extensión) y frecuencia (periodo de retorno), el conocimiento de los efectos dominó (ej. deslizamientos, afectación en estructuras hidráulicas) y la identificación de puntos negros. Este mismo informe también señala que los factores principales a considerar que pueden afectar a los elementos vulnerables expuestos son el calado (altura de la lámina de agua), la velocidad de la corriente, la concentración de sedimentos (carga sólida), la duración del evento y su permanencia temporal.

La evaluación de la peligrosidad por avenidas se ha centrado convencionalmente en análisis estadísticos de magnitud-frecuencia. Sin embargo, estos pueden resultar de difícil aplicación en cuencas de montaña remotas, de dimensiones pequeñas y torrencialmente activas debido a la escasez o ausencia de datos instrumentales (Ruiz-Villanueva et al., 2013; Kundzewicz et al., 2014). Actualmente se ha dado una evolución notoria en el estudio de las zonas afectadas por fenómenos torrenciales, y hoy por hoy existen diversidad de métodos que se pueden agrupar en tres grandes ramas de la hidrología (Figura 1.4).



Figura 1.4. Esquema conceptual de los principales métodos existentes para el estudio de los fenómenos fluvio-torrenciales y la caracterización de avenidas extraordinarias.

En primer lugar está la hidrología instrumental, que se basa en la medición sistemática en tiempo real de evidencias directas, como por ejemplo el calado, el caudal o la precipitación. En segundo y tercer lugar, existen aproximaciones no sistemáticas que utilizan evidencias indirectas para la caracterización de eventos recientes o antiguos, que son los métodos post-evento y los paleohidrológicos, respectivamente. Dichos métodos y sus correspondientes submétodos se detallan a continuación, incluyendo al menos una referencia lo más reciente posible de cada uno de ellos como ejemplo de la aplicación de dicha técnica en el estudio de avenidas. Cabe decir que todos estos métodos de estudio tienen puntos de contacto entre ellos y que algunos pueden ser utilizados indistintamente; por ejemplo, el análisis de fotografías e imágenes de video tanto en análisis sistemáticos como post-evento, o la adquisición de datos topográficos en campo para estudios post-evento y paleohidrológicos.

Hidrología instrumental

Los métodos sistemáticos, consisten en mediciones directas en tiempo real mediante instrumentación específica, obteniendo registros o series temporales de los parámetros medidos. El análisis estadístico de dichos valores, junto con la posible ocurrencia de avenidas, permite estudiar la variabilidad y distribución de los mismos, y de ese modo cuantificar los eventos extraordinarios y su relación magnitud-frecuencia. Existen múltiples técnicas para la adquisición de datos, desde sistemas instalados en campo hasta sensores remotos, y cada una de ellas consta de una instrumentación característica que mide un tipo de variable. Dependiendo de su función, se pueden agrupar en tres categorías: mediciones instantáneas de la corriente, monitorización meteorológica y monitorización de avenidas.

Las mediciones hidrométricas clásicas consisten en la adquisición de datos instantáneos del flujo que circula por un canal en estaciones de aforo, que son secciones en las que se toman datos del calado. Para que las mediciones sean precisas, es necesario que estas instalaciones se ubiquen en secciones estables, o en su ausencia, se impermeabilice el cauce. Los datos sistemáticos de aforo han sido tradicionalmente utilizados para la obtención de hidrogramas utilizados para el análisis de frecuencia de avenidas mediante la estimación de cuantiles y periodos de retorno (Dalrymple, 1960). Este método es de difícil aplicación en canales torrenciales, generalmente no aforados.

La monitorización hidrometeorológica tiene como objetivo cuantificar la naturaleza de las condiciones meteorológicas y su relación con los procesos de canal. El factor meteorológico más determinante en el desarrollo de crecidas es la lluvia, la cual se puede medir con aparatos *in situ* o con sensores remotos. Los primeros consisten en la instalación de pluviómetros en el terreno para medir la cantidad de precipitación y correlacionarla con las avenidas (Llasat et al., 2016). Los segundos corresponden al uso de radares meteorológicos para realizar simulaciones numéricas de gran precisión de las situaciones sinópticas o como base para alertas tempranas (Berenguer et al., 2015). En el caso de cuencas pequeñas de montaña, la fiabilidad de estas herramientas está limitada por el carácter local de las tormentas convectivas y por el fuerte efecto orográfico.

También se utilizan sistemas de monitorización de avenidas, para los que se instalan diferentes instrumentos en zonas próximas al canal dependiendo del tipo de flujo y parámetro a registrar. En contextos torrenciales, se utilizan sismómetros/geófonos (vibración del terreno), sensores de ultrasonido (altura del flujo), videocámaras (velocidad superficial del flujo), micrófonos (sonido), células de carga (esfuerzo normal y de cizalla), sensores de presión (presión de poro del sustrato) y sensores piezoeléctricos (esfuerzo de impacto), entre otros (Arattano y Marchi, 2008; Abancó, 2013; Hürlimann et al., 2014). Estos sistemas de monitoreo permiten captar y medir las características de las avenidas, e incluso diseñar sistemas de alerta (Hürlimann et al., 2016).

Post-evento

Una vez ocurrida una avenida, el método no sistemático que más información proporciona es el reconocimiento de sus efectos en campo (Williams y Costa, 1988). Su potencial es aún más destacable en cuencas no aforadas. Los estudios post-evento consisten en la recopilación de evidencias indirectas mediante observaciones de campo, y en su posterior análisis para la reconstrucción de los eventos. Las campañas se deben realizar en el menor intervalo de tiempo posible tras la ocurrencia del evento para evitar que se degraden sus efectos y desaparezcan las evidencias efímeras (Marchi et al., 2009) y requieren de una concienzuda preparación previa para su realización exitosa (Gaume y Borga, 2008). Principalmente, en el campo se llevan a cabo cuatro tipos de tareas: medición de marcas avenidas, análisis geomorfológico-sedimentológico, adquisición de de datos topográficos, y obtención de testimonios presenciales y gráficos.

Las marcas y huellas dejadas por el agua o sedimento son un dato de durabilidad limitada pero de gran utilidad para conocer la magnitud y extensión del fenómeno (Van Campenhout et al., 2015). Las más valiosas son las marcas de altura de agua (*high-water mark*, HWM). Normalmente son marcas lineales que indican sobre el terreno el nivel máximo que alcanzó el caudal pico y por lo tanto constituyen un dato directo de la altura del flujo. Se pueden formar por diversos procesos, como madera en deriva, flotantes atrapados, lavado de hojas muertas o sedimento (Figura 1.5), limos incrustados, marcas de humedad, etc. (Baker, 1987). También se pueden encontrar evidencias de daños en la vegetación de ribera que dan idea sobre el alcance de la avenida, que van desde árboles caídos hasta hierba aplastada por el paso del flujo.



Figura 1.5. HWM (línea amarilla discontinua) coincidiendo con el límite entre la ausencia de hojas muertas y sedimento (área inundada) y la presencia de este tipo de material (área no afectada).

Otra fuente de datos es el reconocimiento geomorfológico y sedimentológico de los depósitos fluvio-torrenciales. Las avenidas extraordinarias producen efectos en las geomorfologías existentes y generan otras nuevas. En este ámbito, las principales tareas son la descripción de las formas y sus cambios (ej. deslizamientos laterales, erosión del cauce, depósitos); y el análisis sedimentológico de los depósitos (ej. estructura, tamaño de partícula, redondez) (Williams y Costa, 1988). Todos estos trabajos post-evento permiten interpretar los procesos hidrogeomorfológicos que actuaron durante la avenida (Marchi et al., 2009) y así deducir su tipología y dinámica (Tabla 1.2).

También se adquieren datos topográficos mediante técnicas como el teodolito o estación total (Keim et al., 1999), los sistemas de posicionamiento global (*Global Positioning System*; GPS) (Brasington et al., 2000), los sistemas globales de navegación por satélite (*Global Navigation Satellite System*; GNSS) (Khazaradze et al., 2016), la fotogrametría (*Structure from Motion*; SfM) (Smith et al., 2014) y el láser escáner (*Light Detection and Ranging*; LiDAR) (Croke et al., 2013). Los trabajos más comunes son el levantamiento de secciones transversales, el posicionamiento de puntos clave (ej. HWMs, grandes bloques, etc.) y el cálculo de la pendiente del lecho y de la superficie del flujo (Van Campenhout et al., 2015). Estos datos se utilizan para estimar los caudales pico a través del método de área-pendiente y de modelizaciones hidráulicas (Gaume y Borga, 2008).

Finalmente, el tratamiento de fotografías, filmaciones y testimonios del momento del evento permiten realizar estimaciones del caudal (Le Boursicaud et al., 2016). Asimismo, se toman fotografías post-evento *in situ* y aéreas, que se corrigen para crear ortofotos y modelos fotogramétricos con los que se pueden cartografiar los efectos (Victoriano et al., 2016a). Es de enorme importancia contextualizar todas estas evidencias en el contexto geomorfológico en el que se encuentran para su correcta interpretación.

Paleohidrología

La principal disciplina que estudia las avenidas extraordinarias pretéritas mediante evidencias físicas indirectas es la paleohidrología, formalmente introducida por Kochel y Baker (1982) y definida como la reconstrucción de la magnitud y frecuencia de eventos recientes, pasado y antiguos utilizando evidencias geológicas y una variedad de técnicas interdisciplinares (Baker et al., 2002; Benito y Díez-Herrero, 2015). Es un método de gran utilidad en cuencas de montaña torrencialmente activas, debido a la frecuente

inoperatividad de las estaciones pluviométricas y de aforo durante episodios extraordinarios, o a la inexistencia de las mismas.

Es una disciplina ampliamente utilizada que abarca diversas líneas de investigación dependiendo de las fuentes de datos y la metodología de trabajo (ver recopilaciones en Baker, 2008; Benito y Díez-Herrero, 2015). Algunos estudios se centran en la estimación de caudales utilizando indicadores de paleonivel (*palaeostage indicator*; PSI), mientras que otros buscan la reconstrucción cronológica de paleoavenidas. Los métodos paleohidrológicos se pueden clasificar en históricos, topográficos, geomorfológicos, sedimentológicos/estratigráficos, botánicos, hidrológicos e hidráulicos.

Los métodos históricos (hidrología histórica) se basan en datos documentales de archivos, hemerotecas, bibliotecas o testimonios personales para la reconstrucción del registro de paleoavenidas (Barriendos y Rodrigo, 2006). Las fuentes pueden ser escritas (trabajos científicos, informes, libros municipales, periódicos, diarios, etc.), gráficas (fotos y vídeos), epigráficas (limnimarcas e inscripciones) o testimoniales (entrevistas). También se consultan fotografías aéreas, sobre las que se ejecuta un trabajo de fotointerpretación para detectar los impactos de las avenidas y los cambios hidrogeomorfológicos temporales sobre el terreno (Mascareñas, 2012; Kidová et al., 2016).

Los datos topográficos son esenciales en el campo de la geomorfología de avenidas y se pueden adquirir de dos modos principales. Por un lado, utilizando instrumentos de levantamiento topográfico sobre el terreno como la estación total, el GPS/GNSS o el LiDAR terrestre (*Terrestrial Laser Scanning*; TLS). Por otro lado, y actualmente en auge, está la teledetección mediante campañas aéreas de LiDAR (*Aerial Laser Scanning*; ALS) y fotogrametría SfM. Con estos datos se generan modelos de elevaciones del terreno (MDEs) que se comparan para detectar cambios hidrogeomorfológicos (Cavalli et al., 2017) o que sirven como base topográfica para aplicar modelos hidráulicos (Ballesteros-Cánovas et al., 2016).

Los estudios geomorfológicos son una fuente de datos paleohidrológicos muy valiosa. El conocimiento teórico de la geomorfología de las avenidas (Baker et al., 1988; Mascareñas, 2012; Fernández-Iglesias, 2015) permite interpretar correctamente los elementos geomorfológicos y depósitos identificados en el terreno, cuyas propiedades irán asociadas a unas características morfodinámicas concretas (ver apartado 1.2.1).

El análisis sedimentológico y estratigráfico de los depósitos de paleoavenidas ha sido ampliamente utilizado para reconstruir la historia paleohidrológica de una cuenca. Entre los registros sedimentarios característicos de eventos extraordinarios, destacan los depósitos de remanso (*slackwater deposits*). La disposición estratigráfica de los sedimentos se estudia primero en campo, y posteriormente, se hacen dataciones por radiocarbono (¹⁴C) y/o termoluminiscencia estimulada ópticamente (*Optically stimulated luminescence*; OSL) para estimar la fecha de las avenidas (Benito y Díez-Herrero, 2015). Estos depósitos se forman por flujos "tranquilos" o, como su nombre indica, en remansos de la corriente, y no suelen encontrarse en cauces torrenciales. Más habituales en torrentes de montaña son los depósitos de gravas y bloques (Kochel y Baker, 1988; Webb y Jarrett, 2002). Sin embargo, las reconstrucciones suelen ser erróneas cuando se utilizan como PSIs depósitos que no fueron formados por flujos predominantemente acuosos (Jarrett y England, 2002).

Los indicadores botánicos son evidencias de avenidas presentes en la vegetación. Su estudio abarca dos disciplinas principales. En primer lugar, y cada vez más empleada globalmente, está la dendrogeomorfología, que utiliza los árboles de ribera o del lecho como fuente de información de eventos pasados a través del estudio de diversos tipos de evidencias dendrogeomorfológicas (*Flood Dendrogeomorphological Evidence*; FDE) que se encuentran en troncos, ramas o raíces (Díez-Herrero, 2015). Mediante el posterior conteo de anillos de crecimiento y datación de FDEs, se identifican eventos que permiten reconstruir el registro de paleoavenidas (Yanosky y Jarrett, 2002). En segundo lugar, la liquenometría estudia los líquenes en rocas o depósitos para datar la fecha mínima de movilización de los bloques arrastrados por el flujo (Gob et al., 2003).

Otras técnicas consisten en simular la respuesta hidrológica de la cuenca. El objetivo es la estimación de la distribución espacio-tiempo de las precipitaciones y la obtención de modelos precipitación-escorrentía. Se utilizan programas de modelización hidrológica que, a partir de precipitaciones correspondientes a distintos periodos de retorno, estiman el caudal drenante representándolo a través de hidrogramas (Luo et al., 2014).

Por último, los métodos hidráulicos son aquellos cuya finalidad es reconstruir la hidrodinámica de las avenidas sobre el terreno. La técnica más común es el uso de modelos hidráulicos unidimensionales (1D) o bidimensionales (2D) para reconstruir el flujo a lo largo de su trayectoria. Los datos de entrada suelen ser la topografía, las

condiciones de contorno (tipo de flujo) y los caudales. Con el fin de conocer estos últimos, se precisa de algún PSI (sedimentológicos, dendrogeomorfológicos, etc.) de la mayor fiabilidad posible (Jarrett y England, 2002). Los resultados de estas aproximaciones son el caudal pico y otros parámetros hidráulicos de la corriente, como la velocidad y potencia específica (Ballesteros-Cánovas et al., 2010). A menudo se combinan la obtención de caudales mediante simulación hidrológica con la modelización hidráulica.

1.3. Enfoque metodológico

El objetivo de este apartado es presentar la metodología integral diseñada en esta tesis. Cada uno de los métodos utilizados se detalla en los capítulos correspondientes (Capítulos 3, 4, 5 y 6) y su integración se explica en la discusión (Capítulo 7).

1.3.1. Encuadre del estudio y métodos utilizados

Las avenidas torrenciales se desarrollan a escalas espacio-temporales que los sistemas convencionales de medición sistemática de precipitación o caudal no son capaces de muestrear de manera efectiva, lo que las hace difíciles de monitorizar (Creutin y Borga, 2003). De hecho, su ocurrencia repentina y fuerte energía hace que los instrumentos no funcionen correctamente o puedan llegar incluso a ser destruidos durante una avenida. Es por ello y por el ingente número de equipos que serían necesarios, que la mayoría de cuencas de montaña afectadas por este tipo de fenómenos no estén aforadas. Además, pueden ser eventos localmente excepcionales y aislados que pueden pasar relativamente desapercibidos y en ocasiones resultan difíciles de captar mediante campañas post-evento minuciosamente diseñadas (Borga et al., 2008). En conclusión, debido a las limitaciones de los sistemas de medición y a la dificultad de llevar a cabo estudios post-evento, la paleohidrología tiene un potencial extraordinario en cuencas torrenciales.

El estudio presentado en esta memoria se lleva a cabo en una pequeña cuenca de montaña no aforada con una intensa actividad torrencial (ver capítulo 2). La ausencia de datos sistemáticos y la escasez de datos post-evento completos sugieren la adopción de métodos paleohidrológicos. En lugar de limitarse al estudio de eventos extraordinarios aislados, en esta tesis se adopta una visión holística de la cuenca con el objetivo de comprender las características y causas de su dinámica. Para ello, se considera que los cambios temporales y espaciales de la cuenca condicionan a su vez su respuesta temporal y espacial y que las variaciones locales provocan efectos en otras partes de la cuenca, dando lugar a un sistema interconectado que precisa del análisis de todos los factores que puedan influir en su evolución y en especial, en su respuesta hidrológica.

En general, se han realizado dos tipos de actividades: trabajo de campo y trabajo de gabinete. En el transcurso de esta tesis se han efectuado 8 visitas de campo (21 días en total) en un periodo de dos años (2015-2017). Algunas tareas han sido llevadas a cabo íntegramente por la autora de esta tesis y otras en colaboración con el equipo de avenidas torrenciales del proyecto CHARMA, del que forma parte. La información obtenida se ha examinado en gabinete, donde también se han realizado investigaciones de otra índole, tanto cuantitativas como cualitativas.

A continuación se listan las disciplinas en las que se ha trabajado en esta tesis, en el orden en el que se desarrollan a lo largo de la memoria:

- Geología
- Geomorfología general
- Hidrología histórica
- Pluviometría
- Dendrocronología
- Coberturas del suelo
- LiDAR aéreo
- MDEs secuenciales
- Topografía
- Geomorfología fluvio-torrencial
- Dendrogeomorfología
- Modelización hidráulica
- Hidrodinámica

La descripción minuciosa de la metodología de trabajo llevada a cabo en cada caso se desarrolla en los capítulos específicos (Capítulos 3, 4, 5 y 6).

1.3.2. Multidisciplinariedad e integración de métodos

Los métodos utilizados abarcan diversas disciplinas cuya fiabilidad y utilidad individual ha sido ampliamente reconocida. Sin embargo, la evolución fluvio-torrencial de una cuenca es compleja y no responde a un único proceso. De este modo, cada fuente de datos es generalmente insuficiente por no ser éstos estadísticamente significativos en términos espacio-temporales. Es por ello que se adopta un enfoque multidisciplinar que implica el uso de múltiples métodos, cada uno de ellos enfocado al análisis de una variable o factor influyente en la dinámica torrencial. Cabe señalar que aunque la mayoría de los datos utilizados han sido tratados por mí, también se han integrado otros trabajos del equipo del proyecto CHARMA, que me han ayudado a entender el conjunto del problema.

En definitiva, el procedimiento metodológico de esta tesis se puede resumir en cinco grandes pasos:

- Elección de métodos de estudio y de sus técnicas correspondientes.
- Desarrollo metodológico para la aplicación de los métodos en torrentes de montaña.
- Obtención de resultados parciales.
- Integración de métodos y correlación de resultados parciales.
- Obtención de resultados globales: caracterización de la dinámica torrencial de la cuenca estudio.

Las ventajas y desventajas de cada método y la integración de los mismos se explican en detalle en la discusión global de la tesis (Capítulo 7).

2 Zona de estudio: cuenca de Portainé

El ámbito de estudio es la cuenca de Portainé (Pirineos Orientales). En este capítulo se sitúa la zona tanto geográficamente como geológicamente, y se describen sus características y problemática. Los torrentes que drenan la cuenca muestran una dinámica activa, con una ocurrencia periódica de avenidas torrenciales que ocasionan daños en infraestructuras y cambios geomorfológicos. Con el fin de controlar el riesgo, se han efectuado diversas actuaciones antrópicas como medida de corrección hidrológica.
2 Zona de estudio: cuenca de Portainé

2.1. Contextualización		xtualización	.35
2	2.1.1.	Marco geográfico, climático y botánico	. 35
2	2.1.2.	Contexto geológico y geomorfológico	. 36
2.2. E	Descr	ipción de la cuenca	. 39
2.3. P	2.3. Problemática		
2	2.3.1.	Flujos y avenidas torrenciales	. 42
2	2.3.2.	Medidas de corrección	. 43

2.1. Contextualización

El trabajo se lleva a cabo en la cuenca pirenaica de Portainé, una pequeña cuenca de montaña con una alta actividad torrencial. Antes de analizar la zona de estudio en detalle, es necesario conocer su entorno.

2.1.1. Marco geográfico, climático y botánico

La cordillera de los Pirineos, extendiéndose en dirección WNW-ESE, se sitúa al noreste de la Península Ibérica y limita al norte y sur con las cuencas de antepaís de Aquitania y Ebro, respectivamente (Figura 2.1 A). La cuenca de Portainé, tributaria de la Noguera Pallaresa y perteneciendo a la cuenca hidrográfica del Ebro, se ubica en los Pirineos Orientales, concretamente en la comarca del Pallars Sobirà al norte de la provincia de Lleida (Cataluña).

La región presenta un clima alpino con influencia mediterránea, caracterizado por una alta humedad, grandes variaciones de temperatura y una pluviometría cuantiosa e irregular. La precipitación anual media es de 800 mm y la temperatura anual media de 5-7 °C, con una amplitud térmica de 14-16 °C (Meteocat, 2008). Las precipitaciones máximas en términos de intensidad y frecuencia se dan a modo de tormentas convectivas en primavera y verano, mientras que el resto del año se registra una pluviometría abundante asociada al paso de sistemas frontales (ACA, 2015). Un factor importante en la meteorología local es la orografía, que ejerce un fuerte control en la generación de células convectivas (Trapero et al., 2013).

En cuanto a la vegetación, la mayoría de bosques naturales de ribera en las latitudes medias de las zonas templadas constan de múltiples especies caducifolias en régimen de codominancia, mientras que los bosques de montaña pueden ser de coníferas o frondosas. En la región estudiada, los bosques montanos en altitud creciente son robledales de *Quercus pubescens* y *Quercus petraea*, pinares de *Pinus sylvestris*, pinares-abetares de *Pinus sylvestris* y *Abies alba*, y en el cinturón subalpino, también *Pinus uncinata*. En altitudes medias crecen arbustos y cultivos herbáceos y, a partir de 2100 m s.n.m., pastos con agrupaciones arbustivas de *Rhododendron ferrugineum*. En barrancos y ríos, en relación con las condiciones de humedad del suelo, se desarrollan fresnedas de *Fraxinus excelsior* y bosques de tilos *Tilia platyphyllos* y avellanos *Corylus avellana* (Carreras i Raurell, 1993). En el torrente de Caners, el margen derecho de su tramo inferior probablemente fue intensamente explotado para el cultivo, y cuando esa actividad fue

abandonada, la zona fue colonizada por la vegetación actual (Génova et al., en prensa), que forma un bosque mixto de hoja caduca con una gran diversidad de especies como chopos (*Populus tremula* L. y *Populus nigra* L.), fresnos (*Fraxinus excelsior* L.), tilos (*Tilia platiphyllos* Scop.), cerezos (*Prunus avium* L.), abedules (*Betula pendula* Roth), arces (*Acer campestre* L.) y sauces (*Salix caprea* L.), así como escasos ejemplares de roble (*Quercus petraea* (Matt). Liebl.) y nogal (*Juglans regia* L.).

2.1.2. Contexto geológico y geomorfológico

Los Pirineos son el resultado de la convergencia entre la placa Ibérica y Euroasiática durante la orogenia alpina del Cretácico superior – Oligoceno (Muñoz, 1992). El acortamiento cortical producido por los esfuerzos compresivos se acomodó mediante un apilamiento antiformal de mantos cabalgantes (Muñoz et al., 1983; Margalef, 2015), dando lugar a una estructura tectónica formada por cabalgamientos y pliegues orientados de forma casi paralela a la cordillera. Se considera que el proceso de convergencia comenzó en el Cretácico Superior y se prolongó hasta el Mioceno Medio, aunque su final es asincrónico (Ortuño et al., 2013). En la zona E, el periodo post-orogénico comenzó en el Oligoceno tardío y se caracteriza por una convergencia relativamente lenta (Beaumont et al., 2000). Estudios neotectónicos de los Pirineos han identificado zonas de extensión y compresión que indican un levantamiento continuado asociado a procesos isostáticos, demostrando la tectónica activa de la zona axial (Lacan y Ortuño, 2012). Los materiales encontrados en los Pirineos se agrupan en tres grandes unidades: el sustrato paleozoico, la cobertera mesozoica y los depósitos cenozoicos (Fontboté, 1991).

El ámbito del estudio de la tesis corresponde a la zona del Pirineo Axial, núcleo del orógeno (Figura 2.1 B) y compuesta por tres mantos de corrimiento cabalgantes: Nogueres, Orri y Rialp (Muñoz, 1992). La cuenca de Portainé se ubica en el manto de l'Orri, una estructura antifome varisca con orientación WNW-ESE constituida por rocas del Paleozoico superpuestas sobre materiales del Triásico (IGC y Geocat, 2012). Más concretamente, se ubica en la vertiente norte del domo de l'Orri (Figura 2.1 C), fragmento del orógeno varisco reactivado por el orógeno alpino (Gil-Peña y Barnolas, 2004). Su configuración actual es la de un anticlinorio alargado formado por materiales Cambro-Ordovícicos (Poblet, 1991). La falla de Espui, también asociada a la tectónica alpina, cruza el flanco norte del domo en dirección SE-NW, buza hacia el norte y tiene un sentido de movimiento normal (Poblet, 1991). Esta falla atraviesa la cuenca de Portainé.



Figura 2.1. A) Situación geográfica del estudio; el cuadro rojo delimita los Pirineos. B) Esquema geológico de la cordillera pirenaica; el cuadro rojo corresponde al área de extensión de la figura 2.1 C. C) Esquema estructural de la parte sur-central de la zona axial pirenaica (extraído de Poblet, 1991); el cuadro rojo indica la localización de la cuenca de Portainé.

Las rocas que afloran en la cuenca de Portainé son cambro-ordovícicas y están compuestas por una alternancia de metapelitas (pizarras y esquistos) y areniscas con intercalaciones de cuarcitas (Hartevelt, 1969). Estos materiales han sufrido varias fases de deformación, incluyendo la orogenia varisca o herciniana (Devónico-Pérmico) y alpina (Cretácico-Mioceno), y se encuentran cubiertos en gran parte de su extensión por depósitos cuaternarios coluviales y torrenciales (IGC, 2013a).

Geomorfológicamente, el paisaje actual de los Pirineos es el resultado de una larga evolución post orogenia alpina, especialmente condicionada por las últimas glaciaciones. Las superficies de erosión o niveles de aplanamiento (planicies) actualmente situados a cotas superiores a 2000 m s.n.m. son preglaciares y probablemente datan del Neógeno (Ortuño et al., 2013). En las zonas más altas de la cuenca de Portainé se encuentran restos

de dichas superficies (Hartevelt, 1969) (Figura 2.2). Durante el Plioceno (y posteriormente en el Cuaternario), la erosión fluvial dio paso al desarrollo de la red de drenaje y a la formación de valles (Stange et al., 2014), los cuales fueron excavados en estas llanuras. Además, durante el Mioceno Tardío, el paleoclima era cálido y húmedo (Barrón et al., 2016), lo que favoreció la intensa erosión química de las rocas. A lo largo del Pleistoceno, la acción glaciar y periglaciar ocasionó una intensa meteorización del sustrato. En la zona de estudio se localizan los modelados del último periodo glaciar (circos) más meridionales de la cuenca de la Noguera Pallaresa (Hartevelt, 1969). Las áreas no ocupadas por glaciares fueron severamente afectadas por intensos procesos periglaciares, produciendo una gran cantidad de derrubios. Finalmente, el periodo post-glacial del Holoceno estuvo marcado por una incisión fluvio-torrencial continuada de las laderas alteradas, que resultó en el actual relieve pronunciado.

El resultado de esta evolución geológica y geomorfológica es, en cabecera, la acumulación de derrubios estratificados (*grèzes litées*), y regularizando las laderas, una gruesa formación superficial coluvial (de hasta 10 m de espesor) que cubre irregularmente gran parte del terreno. Asimismo, a lo largo de los fondos de valle se identifican depósitos torrenciales, también de edad Cuaternaria. Todos estos materiales se describen en detalle en el capítulo 3 (ver apartado 3.2.2). Como consecuencia tanto de la intensa fracturación del sustrato Cambro-Ordovícico como de la baja consolidación de los depósitos superficiales Cuaternarios, los materiales son fácilmente erosionados y transportados a lo largo de los torrenciales cargados en sedimento.

Actualmente la cuenca de Portainé se puede dividir en dos grandes sectores (IGC, 2013a) morfológicamente distintos y en los que actúan procesos hidrogeomorfológicos con diferencias destacables (Figuras 2.2 y 2.3). El sector sur, correspondiendo a la cabecera de la cuenca y donde actualmente se ubica una estación de esquí, tiene una morfología glacial debido a que estuvo previamente ocupado por un circo glaciar. Esta zona se caracteriza por estar menos vegetada, mostrar pendientes más suaves ($<25^\circ$, aunque normalmente 10-20°), excepto en las paredes del antiguo circo, y una red de drenaje poco encajada. En el sector norte, densamente forestado, las pendientes son pronunciadas (generalmente $>25^\circ$) y los torrentes están fuertemente encajados, dando lugar a barrancos confinados en los que se desarrolla una intensa actividad torrencial.



Figura 2.2. Contexto geomorfológico del área de estudio indicando las macroformas geomorfológicas sobre el modelo de sombras extraído del Modelo de Elevaciones del Terreno de 15x15 m del ICGC (CC-BY 4.0). Se incluyen los principales municipios y carreteras de la zona.

2.2. Descripción de la cuenca

La cuenca de Portainé es un terreno montañoso abrupto, poco urbanizado y de dimensiones pequeñas. Cubre una extensión de 5,72 km² con un desnivel total de 1489 m. Su altitud máxima corresponde al pico denominado Torreta de l'Orri (2439 m s.n.m.) y la mínima a la confluencia con el río Romadriu o Santa Magdalena (950 m s.n.m.), que es tributario de la Noguera Pallaresa, a su vez afluente del Ebro.

Dos torrentes principales, Portainé y Reguerals, drenan hacia el norte, el segundo siendo tributario del primero (Figuras 2.2 y 2.3). El torrente de Portainé nace en la sierra de Costa Negra y, con una longitud de 5,7 km y una pendiente media de 24,7 % drena un área de 3,73 km². El de Reguerals se origina en el collado de Portella y discurre a lo largo de 3 km con un 31,3 % de pendiente, conformando una subcuenca hidrográfica de 1,99 km². Ambos confluyen a 1285 m s.n.m., punto desde el cual el torrente de Portainé pasa a llamarse Caners y circula aguas abajo hasta confluir con el río Romadriu.



Figura 2.3. Perfil longitudinal combinado de los principales torrentes que drenan la cuenca de Portainé. El cambio de pendiente aproximadamente a 1900 m s.n.m. delimita los sectores sur (cabecera) y norte (zona intermedia e inferior).

La delimitación y aspecto de la cuenca y la ubicación de las principales infraestructuras existentes se pueden observar en la figura 2.4 A. En la cabecera se emplaza una estación de esquí llamada Port Ainé, propiedad de la Generalitat de Catalunya y motor económico de esta región de montaña. Es en este sector donde abundan los prados (pastos) y arbustos (matorrales), aunque también se encuentran zonas de coníferas (bosque) y algunas áreas erosionadas (suelo desnudo) (CREAF, 2009). Existen diversas instalaciones asociadas a la construcción y ampliación de la estación, como pistas, zonas de recreo (parque lúdico y *snowpark*), remontes (telesillas, telesquí y cinta) y parkings; así como construcciones puntuales, entre las cuales destacan un edificio de entrada a la estación (1650 m s.n.m.), un hotel (2000 m s.n.m.), una cafetería (2100 m s.n.m.) y una balsa de agua para fabricar nieve artificial (2200 m s.n.m.).

El acceso al dominio esquiable se realiza por una carretera (carretera de Port Ainé) que sale desde la carretera C-13 al norte de Rialp y discurre sinuosamente por las vertientes cruzando repetidamente a su paso los torrentes de Portainé y Reguerals, hasta en un total de en cinco ocasiones. Las laderas de esta zona intermedia están densamente forestadas por pinos (CREAF, 2009) y muestran pendientes muy pronunciadas. Los torrentes fluyen altamente encajados, formando barrancos estrechos y profundos que confluyen cerca de un prado en el que se sitúa la borda de Simó (1315 m s.n.m).

A lo largo de la parte baja transcurre una carretera relativamente horizontal que se dirige a la población de Montenartró (carretera de Montenartró). En su cruce con el torrente de Caners se encuentra el puente de Montenartró (1035 m s.n.m.). Aguas abajo de dicha zona, la cuenca se estrecha considerablemente. Los fondos de valle están colonizados por una vegetación mixta de árboles caducifolios (ver apartado 2.1.1). En el tramo más inferior hay un cono aluvial elongado que se extiende hasta la confluencia con el río Romadriu, donde se localiza la presa y central hidroeléctrica de Vallespir (950 m s.n.m.). El depósito, en el margen izquierdo, está compuesto por gravas y bloques heterométricos. Varios canales distributarios, inactivos durante el régimen ordinario, cruzan el cono indicando la dirección preferente del flujo en momentos de crecida del caudal.



Figura 2.4. A) Delimitación de la zona de estudio, subcuencas de drenaje, y localización de las principales infraestructuras, incluyendo las barreras de retención. B) Fotografías de las barreras (cedidas por el Dr. Jaume Calvet), mostrando los diferentes estados en los que se pueden encontrar: vacía (arriba; 29/06/2010), parcialmente llena (centro; 28/06/2013) y completamente llena (abajo; 27/06/2013).

2.3. Problemática

Actualmente la cuenca de Portainé presenta una alta actividad torrencial, con una ocurrencia periódica de avenidas torrenciales de diversa tipología, desde flujos acuosos hasta flujos de derrubios, pasando por flujos hiperconcentrados intermedios con mayor o menor carga sólida.

Los flujos torrenciales cargados en sedimento suponen un riesgo significativo, ya que provocan afectaciones en instalaciones e infraestructuras, especialmente en los puntos en los que la carretera de acceso a la estación de esquí atraviesa los torrentes, cuyos desagües llegan en ocasiones a ser obstruidos. Estos fenómenos conllevan anualmente cuantiosos costes económicos no solo por la reparación de infraestructuras dañadas y por la instalación y mantenimiento de medidas de corrección, sino también por las pérdidas asociadas a la interrupción de la actividad turística. Desde 2009, la Administración Pública ha invertido 5.800.000 \in en obras de reparación, estabilización y protección de la carretera, así como 510.000 \in en medidas de defensa y restauraciones hidrológico-forestales (Pinyol et al., 2017). Todo ello hace de esta cuenca una zona en la que el estudio de la torrencialidad tiene un gran interés práctico.

2.3.1. Flujos y avenidas torrenciales

Los procesos fluvio-torrenciales son muy intensos en los torrentes de Portainé, Reguerals y Caners. No obstante, la ocurrencia periódica de avenidas torrenciales de carácter extraordinario se conoce especialmente desde 2006, año a partir del cual se han registrado daños en los cruces de la carretera prácticamente de forma anual.

Anteriormente a 2006 no se tiene constancia precisa de eventos históricos en la zona de estudio. La interpretación de fotografías aéreas antiguas de hasta 1956 no revela cambios geomorfológicos importantes a lo largo de los torrentes durante la segunda mitad del siglo XX. En 1982 se registraron unas lluvias catastróficas extraordinariamente intensas que generaron numerosos deslizamientos y flujos de derrubios en los Pirineos (Palau et al., 2017), aunque no se conoce con exactitud si se desarrollaron flujos torrenciales en la cuenca de Portainé. Aguas abajo, en la confluencia del río Romadriu con la Noguera Pallaresa, se produjo una acumulación de sedimento que bloqueó la Noguera Pallaresa (Balasch et al., 2008). Fañanas-Aguilera et al. (2009) interpretan, mediante la identificación de unos *levees* y depósitos que relacionan con este evento, la ocurrencia de un flujo de derrubios en la cuenca de Portainé en ese año. Aunque esta es la única fecha

histórica recogida en la información documental, estudios dendrogeomorfológicos han identificado otros eventos torrenciales anteriores a 2006 aunque con una frecuencia media de 4,5 años, mucho menor a la actual (Génova et al., en prensa).

Desde 2006 hasta 2015 se conoce con gran fiabilidad que sucedieron diez flujos torrenciales en la cuenca de Portainé, siete de los cuales afectaron la carretera (Furdada et al., 2016). Esto indica un intervalo de recurrencia aproximadamente anual, y por lo tanto, una intensificación de la actividad torrencial e incremento en la frecuencia de avenidas. Cabe destacar que éstas se producen en respuesta a precipitaciones intensas pero que no son extraordinarias para la zona de estudio. Además de los diez eventos documentados, en esta tesis se han identificado y estudiado dos flujos más en 2016, sumando un total de doce entre 2006 y 2017. El evento más destructivo conocido sucedió en septiembre de 2008 y fue catalogado como un flujo de derrubios con un volumen de material movilizado de 26.000 m³ (Portilla et al., 2010) o incluso de 43.380 m³ (IGC, 2010a). De todos modos, en julio de 2010 también ocurrió otro flujo de derrubios de grandes dimensiones durante el cual Raïmat et al. (2013) estiman que se movilizaron hasta 30.000 m³ de material. Al contrario, la avenida de menor magnitud corresponde a agosto de 2016, cuando a pesar de algunas acumulaciones locales en un par de drenajes que cruzan la carretera a su paso por los torrentes, éstos no se llegaron a obstruir ni tampoco se registró ningún otro tipo de daño relevante en la cuenca.

El registro completo de las avenidas torrenciales históricas ocurridas de la cuenca de Portainé, así como las características y efectos de cada uno de los eventos recientes mencionados en este apartado, se analizan en el capítulo 4.

2.3.2. Medidas de corrección

Con el fin de corregir la problemática torrencial y poder reducir los daños que esta implica, se han ejecutado ciertas actuaciones en los cauces durante la última década. Dichas medidas tienen como objeto disminuir la intensidad de los procesos activos mediante el control de la erosión. Se centran en la modificación del perfil longitudinal de los canales, actuando sobre la pendiente del lecho e induciendo su escalonamiento. En la cuenca de Portainé se han llevado a cabo dos tipos de proyectos de corrección hidrológica.

El principal foco de actuación en materia de gestión ha sido la instalación de barreras flexibles de retención de sedimentos. A partir de 2009 y hasta el momento se han emplazado como medida a medio plazo múltiples estructuras de este tipo a lo largo de los

tramos intermedios más activos y encajados de los torrentes (Fañanas-Aguilera et al., 2009; Luis-Fonseca et al., 2011). Son barreras flexibles de tipo VX-160 diseñadas para la contención de flujos de derrubios en torrentes estrechos de base triangular, y constan esencialmente de una red de anillos de acero que se sujeta a las paredes del canal mediante anclajes de cable de acero o cabezas de anclaje flexibles (https://www.geobrugg.com/). La instalación de dichas estructuras fue impulsada por la *Direcció General de Medi Ambient i Habitàtge* (Generalitat de Catalunya) en colaboración con el Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino (Gobierno de España).

El proyecto ha constado hasta el momento de tres fases de construcción (2009, 2012 y 2014) hasta alcanzar en la actualidad un sistema multi-barrera con un total de quince estructuras en los torrentes de Portainé, Reguerals y Caners, diez, cuatro y una respectivamente (Figura 2.4 A). Su función es retener parte del material transportado por las avenidas e inducir un perfil escalonado para así reducir la energía del flujo, y por ende, evitar la incisión. Actualmente la mayoría de barreras se encuentran completamente llenas, otras muestran un llenado parcial y dos de ellas todavía no han retenido material (Figura 2.4 B). Su cronología, dimensiones y descripción detallada se presentan en el capítulo 4, mientras que en el capítulo 7 se valora su impacto geomorfológico, funcionamiento y efectividad. Aunque las barreras cumplan su función reteniendo parte del material y modificando el perfil de los torrentes, no solucionan por completo el problema. Hoy por hoy, los eventos torrenciales siguen ocurriendo casi anualmente, contribuyendo a la tendencia erosiva de los cada vez más encajados barrancos (Victoriano et al., 2016b).

Por otro lado, el proyecto *Boscos de Muntanya* (https://www.projecteboscos.cat/) ha ido realizando desde 2009 hasta ahora actuaciones no-invasivas mediante técnicas de bioingeniería en la cabecera de la cuenca y en el tramo inicial del torrente de Portainé (Figura 2.4 A). Consisten en estructuras de corrección hidrológica respetuosas con el entorno natural que priorizan el uso de materiales no artificiales. Principalmente se han construido gradas a lo largo de los torrentes mediante la colocación de troncos de manera transversal, tanto en canales existentes como en zanjas de canalización (Figura 2.5 A). También en algún punto se han construido barreras "de sombrilla", una estructura metálica sencilla que genera un escalonamiento del canal por la acumulación de bloques aguas arriba (Figura 2.5 B).



Figura 2.5. Obras de bioingeniería del proyecto *Boscos de Muntanya* (fotos extraídas de IGC y GEOCAT 2012). A) Zanja de gradas de troncos en la plana de Clots (Portainé). B) Barreras "de sombrilla" llenas de material en el barranco de Clots (Portainé).

A modo de conclusión, las medidas y actuaciones llevadas a cabo en la cuenca de Portainé no han eliminado la problemática torrencial actual. Por tanto, es necesario tener un conocimiento más amplio del funcionamiento de la cuenca en su conjunto y de los procesos torrenciales en los cauces en detalle para plantear soluciones efectivas.

PARTE II:

CONTEXTUALIZACIÓN GENERAL DE LA CUENCA Y DE SU ACTIVIDAD TORRENCIAL

3 Estudio geológico y geomorfológico

Este capítulo presenta un análisis geológico-geomorfológico específico de la cuenca de Portainé. En primer lugar, se revisan los antecedentes existentes en profundidad. A continuación, por un lado, se examinan los materiales geológicos disponibles y susceptibles a ser erosionados e incorporados a los canales torrenciales, mediante un análisis estructural del sustrato y el estudio de las formaciones superficiales. Por otro lado, se realiza un reconocimiento geomorfológico de campo y se interpretan las formas y procesos.

3	Estudio geológico y geomorfológico					
	3.1. Intro	ducción y antecedentes	51			
	3.2. Méto	dos	57			
	3.2.1.	Geología: estudio de los materiales geológicos	57			
	3.2.2.	Geomorfología: reconocimiento de formas y sedimentos	58			
	3.3. Resu	ltados				
	3.3.1.	Análisis geológico y estructural del sustrato	58			
	3.3.2.	Descripción de las formaciones superficiales	65			
		Depósitos coluviales	65			
		Depósitos torrenciales	68			
	3.3.3.	Formas, características y procesos hidrogeomorfológicos	70			
		Sector superior: cabecera	70			
		Sector intermedio: torrentes	72			
		Sector inferior: cono aluvial	73			
	3.4. Discu	usión de los resultados	74			

3.1. Introducción y antecedentes

Los primeros trabajos de referencia en lo que al estudio geológico de los materiales paleozoicos de los Pirineos Orientales se refiere son el de Fontboté (1949) en la vertiente española y el de Cavet (1957) en la vertiente francesa. Fontboté (1949) analizó la estratigrafía y estructura de la cuenca del Ter y obtuvo conclusiones pioneras acerca de la evolución tectónica superpuesta del Pirineo Axial, distinguiendo entre la estructura del orógeno varisco (o herciniano), y el alpino. Cavet (1957) estudió las series sedimentarias pre-variscas de la zona axial, definiendo las series Canaveilles y Jujols (Figura 3.1).



Figura 3.1. Evolución histórica de las divisiones litoestratigráficas de los grupos Canaveilles y Jujols (modificado de Padel, 2016).

Entre los estudios posteriores cabe destacar el de Laumonier et al. (2004), que propusieron un modelo de redefinición litoestratigráfica de las series pre-variscas del Paleozoico inferior definidas por Cavet (1957) estableciéndolas como el grupo Canaveilles en la base (Precámbrico) y el grupo Jujols en el techo (Cámbrico inferior – Cámbrico superior), ambas compuestas por diferentes formaciones (Figura 3.1). Así pues, el grupo Jujols fue durante décadas considerado como una serie del Cámbrico (Cavet, 1957; Laumonier et al., 2004), pero trabajos más recientes basados en dataciones bioestratigráficas y de circones detríticos indican una edad máxima del Ordovícico inferior (Casas y Palacios, 2012; Margalef et al., 2016). En lo que a la unidad del domo de l'Orri se refiere, Laumonier et al. (2004) indicaron que corresponde concretamente a la formación Jujols (parte del grupo Jujols), compuesta por una alternancia de metapelitas y areniscas con intercalaciones cuarcíticas. Recientemente también se han redefinido estos grupos, denominando a la formación Jujols como formación Serdinya (Padel, 2016).

Respecto a la tectonoestratigrafía de los materiales, durante la segunda mitad del siglo XX la geología de los Pirineos fue objeto de investigación del *Department of Structural Geology* de la Universidad de Leiden. Entre 1948 y 1968 se llevaron a cabo numerosos trabajos de campo para la realización de una cartografía geológica de esta cadena montañosa. A raíz de ello se presentaron una serie de mapas e informes acerca de la estructura y estratigrafía de los Pirineos Centrales, que se recopilan en la memoria final publicada por Zwart (1979).

Dichos trabajos incluyen la zona sur del Pirineo Axial, ámbito de estudio de esta tesis (Hartevelt, 1969, 1970). Hartevelt (1970) distinguió diversas fases de deformación (F; Tabla 3.1) que dan lugar a múltiples foliaciones o clivajes (S; Tabla 3.1). Una de las unidades estructurales que estudió es el domo de l'Orri, nombrado por primera vez por Schmidt (1931) y que define como una unidad antiformal de edad varisca compuesta de un basamento del Cambro-Ordovícico, Ordovícico Superior y Silúrico (Poblet, 1991) y reactivada durante la orogenia alpina (Gil-Peña y Barnolas, 2004). Hartevelt (1970) indica que el flanco norte de este domo, donde se sitúa la cuenca de Portainé, muestra una inclinación suave (20-25°) que aumenta gradualmente hacia el norte. Las rocas que afloran pertenecen a la formación Seo del Cambro-Ordovícico (nombre con el que Hartevelt denominó al grupo Jujols) que consiste de una alternancia monótona de pizarras, limos y areniscas de grosor variable (mm-dm) y localmente estratos de cuarcita. La estratificación (SS; Tabla 3.1) y la esquistosidad (SO; Tabla 3.1) son habitualmente paralelas y están conjuntamente plegadas, dando lugar a pliegues cuyo plano axial marca un clivaje de crenulación (S2; Tabla 3.1) casi paralelo a la superficie del propio domo. Dichos pliegues son de tamaño variable; los de mayor dimensión (longitud de onda \sim 1000 m) se pueden trazar a gran escala, mientras que los menores (desde 100 m hasta microscópicos) se pueden observar en las pizarras bandeadas. El S2 muestra en su parte norte una orientación E-W y un buzamiento de 30º hacia el N, pero cambia hacia el este a una orientación N-S buzando 65º hacia el E.

Estructura	Fase de plegamiento	Plano axial	Descripción
SS	-	-	Estratificación sedimentaria
S 0	Pre F1	-	Clivaje pizarroso (esquistosidad)
S1	F1	B1	Clivaje
S2	F2	B2	Clivaje de crenulación
S3	F3	B3	Clivaje de fracturación / Kink-bands
S4	F4	B4	Kink-bands

Tabla 3.1. Estructuras variscas descritas por Hartevelt (1970) en la zona sur del Pirineo Axial.

Posteriormente Poblet (1991) realizó un análisis estructural detallado de la vertiente sur de la zona axial del Pirineo Central-Oriental, en el que incluye el estudio de la deformación del domo de l'Orri mediante la identificación y caracterización de pliegues, cabalgamientos y fracturas. Este trabajo amplía las deformaciones sugeridas por autores previos. En el domo de l'Orri diferencia hasta siete fases de deformación, tanto variscas como alpinas, que generan múltiples fábricas planares que intersecan entre sí, produciendo un complejo conjunto de estructuras. El clivaje principal en esta zona es el que denomina DH3, que corresponde al S2 definido por Hartevelt (1970) y que en el flanco norte del domo muestra una dirección E-W buzando entre 15° y 60° hacia el N. Adicionalmente, identifica una falla alpina que denomina falla de Espui y que cruza la ladera norte del macizo de l'Orri y afecta a los materiales de la cuenca de Portainé.

A pesar de la cantidad de trabajos realizados en los Pirineos, la mayoría de ellos (incluyendo los mencionados) se enfocan principalmente en las rocas Paleozoicas plegadas, fracturadas y metamorfizadas que conforman el basamento varisco, y prestan poca atención a las rocas de la cobertera mesozoica y cenozoica. Las únicas cartografías geológicas recientes que cubren el área de estudio de Portainé y consideran todos los materiales a diferentes escalas son las del Instituto Cartográfico y Geológico de Cataluña (*Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya*; ICGC; antes ICC e IGC) (Figura 3.2).

El mapa geológico a escala 1:250.000 (ICC, 2002) distingue dos tipos de materiales en la cuenca de Portainé (Figura 3.2 A). Una secuencia de pelitas, areniscas y grauvacas del Cambro-Ordovícico aflora en la mayoría de la zona, mientras que los fondos de valle y las cotas altas están cubiertas por depósitos coluviales y fluvioglaciares del Holoceno compuestos de limos y cantos. En el mapa 1:50.000 (ICC e IGC, 2007) también se distinguen dos clases de materiales, aunque la cartografía y descripción litológica son más

precisas (Figura 3.2 B). Por un lado, en cabecera aflora el sustrato del Cambro-Ordovícico en una alternancia centimétrica de areniscas y lutitas de la formación Jujols. Por otro lado, las laderas de la zona intermedia y baja de la cuenca están cubiertas prácticamente en su totalidad por depósitos coluviales del Holoceno formados por clastos angulosos dispersos en una matriz arcillosa.



Figura 3.2. Cartografía geológica del área de estudio, mostrando la red de drenaje en azul y la delimitación de la cuenca de Portainé en negro (la línea discontinua marca el límite entre los sectores norte y sur). A) Mapa geológico 1:250.000 (ICC, 2002). B) Mapa geológico 1:50.000 (ICC y IGC, 2007).

Sin embargo, a la hora de estudiar en detalle el funcionamiento de la cuenca de Portainé, objetivo de esta tesis, las cartografías existentes se presentan insuficientes, por lo que se requiere de un análisis geológico del sustrato y las formaciones superficiales a nivel local.

En cuanto a la geomorfología, la zona muestra algunas macroformas características (Figura 2.2) que han sido descritas por diversos autores. Uno de los elementos principales son las crestas que separan los valles en los que actúan los procesos fluvio-torrenciales y de vertiente activos (Ortuño et al., 2017). Estas zonas muchas veces corresponden a restos de superficies Neógenas (~ 2000 m s.n.m.) de pendiente suave (<20°) comunes en los

Pirineos y que se interpretan como superficies de erosión previas a las glaciaciones del Pleistoceno (Boissevain, 1934; Zandvliet, 1960; Serrat et al., 1994; Babault et al., 2005; Ortuño et al., 2013). En la cuenca de Portainé, Hartevelt (1969) identificó estas planicies en los alrededores de la Torreta de l'Orri.

La cabecera de la cuenca se caracteriza por una morfología resultante de un antiguo circo glaciar, cuyos límites vienen marcados por unas paredes de mayor pendiente. Un gran deslizamiento afecta esta zona (Hartevelt, 1969), probablemente ocurrido como resultado del deshielo y la consecuente descomprensión de la pared del circo. Las morrenas y *tills* han sido degradados por la erosión post-glacial y los cambios antrópicos asociados a la estación de esquí de Port Ainé (Génova et al., en prensa). Además de dicho deslizamiento, recientemente Ortuño et al. (2017) han identificado en el área de Portainé numerosos escarpes asociados a grandes movimientos de masa incipientes mediante el análisis de modelos digitales del terreno de alta resolución obtenidos con datos de LiDAR aéreo, los cuales se encuentran principalmente en las proximidades de las superficies de erosión (dominio parafluvial) y están asociados a la verticalización de las vertientes debida a los procesos fluviales.

Finalmente, en los últimos años se han realizado diversos informes técnicos específicos en la cuenca de Portainé. Algunos son notas de visitas de campo post-evento que muestran los efectos de eventos concretos, como erosiones, depósitos, deslizamientos, etc. (IGC, 2008, 2010b, 2011, 2013b; IGC et al., 2013). También existen dos informes extensos cuyo objetivo es la evaluación de la dinámica torrencial de la cuenca (IGC y Geocat, 2012; IGC, 2013a), en los que se presenta una contextualización geomorfológica y geológica de la cuenca.

En concreto, para la realización del último informe (IGC, 2013a), se ejecutó un estudio geomorfológico de detalle a cargo del Dr. Jaume Calvet y Miquel Camafort, de la *Universitat de Barcelona* (UB), basado en la información disponible acerca de las avenidas torrenciales, en la interpretación de fotos aéreas y MDEs, y en varias visitas de campo. Como resultado se obtuvo un mapa geomorfológico detallado de la zona de Portainé que muestra las principales formas que se identifican en los sectores norte y sur (Figura 3.3), tanto naturales (incisiones, rupturas de pendiente, etc.) como antrópicas (pistas de esquí, balsas de agua, canalizaciones de aguas pluviales, etc.).



Figura 3.3. Estudio geomorfológico de la zona de Portainé realizado por el Dr. Jaume Calvet y Miquel Camafort (extraído de IGC, 2013a). A) Mapa geomorfológico del sector sur. B) Mapa geomorfológico del sector norte.

Considerando la indudable influencia de la geología y la geomorfología en el funcionamiento hidrológico de una cuenca, se considera esencial caracterizar geológicamente los materiales que afloran en particular en la cuenca de Portainé para entender el comportamiento y las causas de su actual dinámica torrencial que, como ya se ha presentado, genera avenidas con una gran cantidad de carga sólida proveniente de la erosión y transporte de los materiales del sustrato y las formaciones superficiales. Debido a que la información existente en la zona de estudio muestra importantes carencias a escala de detalle, se ha realizado un estudio geológico y geomorfológico específico, que se presenta en este capítulo.

3.2. Métodos

El análisis geológico y geomorfológico de la cuenca de Portainé se ha basado principalmente en el trabajo de campo realizado durante la tesis.

3.2.1. Geología: estudio de los materiales geológicos

Uno de los factores condicionantes de la actividad torrencial es la tipología del propio terreno y, por ende, las características de los materiales geológicos que lo componen. Por ello, se han examinado las rocas que afloran en la cuenca, así como las formaciones superficiales que las cubren. Este estudio ha consistido en una primera fase de campo y una segunda fase de trabajo de gabinete.

Se han hecho ocho visitas de campo en las que se han llevado a cabo trabajos de diversa índole, que incluyen observaciones sobre el terreno que han contribuido a la caracterización de los materiales geológicos. Más concretamente, dos de ellas han sido campañas específicas para el análisis geológico y estructural del sustrato Cambro-Ordovícico, a las cuales me han acompañado la Dra. Aina Margalef (noviembre de 2015) y el Dr. Josep Maria Casas (noviembre de 2016) del CENMA (IEA) y de la UB, respectivamente. En el resto de visitas (junio y septiembre de 2015; febrero, mayo y septiembre de 2016; febrero de 2017), realizadas con parte del equipo del proyecto CHARMA, se han estudiado los depósitos coluviales y torrenciales a la vez que otros miembros realizaban otras tareas. Los trabajos principales han sido: selección de afloramientos, medición (estratificación, foliación de estructuras y otras discontinuidades), descripción de los materiales, realización de esquemas panorámicos y levantamiento de columnas estratigráficas.

Posteriormente se han analizado toda la información y datos adquiridos. Respecto al sustrato, para cada superficie medida, se han proyectado estereográficamente los polos de las mediciones de campo utilizando el programa GEOrient © (Holcombe, 2015) y se ha dibujado el plano promedio que representa la orientación principal de la estructura. Se han digitalizado e interpretado columnas y esquemas. Todo ello junto con las descripciones de campo ha permitido estudiar el origen y estado del sustrato y las formaciones superficiales de la cuenca de Portainé, para así determinar su influencia en los procesos torrenciales.

3.2.2. Geomorfología: reconocimiento de formas y sedimentos

El mapa geomorfológico que incluye la cuenca de Portainé y su correspondiente memoria (IGC, 2013a) tienen algunas limitaciones en el marco de este trabajo, especialmente respecto a la descripción y caracterización de las formaciones superficiales. Si consideramos la intensa actividad fluvio-torrencial de la cuenca y la constante ocurrencia de avenidas con elevada carga de sedimento, resulta necesario examinar personalmente las formas y depósitos asociados para comprender dichos fenómenos.

Durante las ocho visitas de campo se han realizado observaciones generales y puntuales del terreno a lo largo de toda la extensión de la cuenca de Portainé, desde la cabecera hasta la confluencia con el río Romadriu, recorriendo los torrentes a lo largo de su trayectoria. Dichas observaciones se han centrado en el reconocimiento de elementos geomorfológicos relacionados con la hidrología superficial directa (ej. cárcavas) o indirectamente (ej. depósitos aluviales). Todas las evidencias identificadas se han descrito, fotografiado y localizado en el contexto del mapa geomorfológico existente. La información recopilada ha permitido interpretar la tipología, magnitud y distribución de los procesos hidrogeomorfológicos actuales.

3.3. Resultados

3.3.1. Análisis geológico y estructural del sustrato

El sustrato rocoso que aflora en la cuenca de Portainé, de edad cambro-Ordovícica, forma parte del domo de l'Orri, un dominio anticlinal dentro del manto de l'Orri, este último siendo el manto cabalgante intermedio de los Pirineos.

En este contexto, se han levantado un total de quince estaciones estructurales (Figura 3.4), ocho de las cuales se ubican dentro de la cuenca de Portainé (puntos 1, 5, 6, 8, 9, 10, 11 y 12), cuatro en la cuenca de la Ramiosa (al W; puntos 2, 3, 7 y 13), dos en las cuencas adyacentes (una al E y otra al W; puntos 14 y 4, respectivamente) y una en la vertiente opuesta (al N; punto 15). Los afloramientos seleccionados son aquellos en los que la roca mostraba una menor alteración. Las descripciones litológicas y estructurales que se detallan a continuación corresponden a las observaciones y mediciones en dichas estaciones.



Figura 3.4. Mapa de localización de las estaciones estructurales, correspondiendo las localizadas dentro de la cuenca de Portainé a los mejores afloramientos de la zona.

Se han identificado litologías diversas de metapelitas que varían en granulometría dependiendo del afloramiento, todas ellas mostrando una marcada foliación (Figura 3.5). Principalmente se encuentran pizarras y filitas sin un patrón de distribución homogéneo. En detalle, se observan capas milimétricas de areniscas en alternancia con dichas metapelitas, y localmente intercalados, niveles cuarcíticos de grosor centimétrico que en algunos sectores muestran pliegues marcados (Figura 3.6 A). La presencia de estas cuarcitas es más abundante en la ladera del margen derecho del río Romadriu (estación 15) que en la del margen izquierdo, donde se ubica la cuenca de Portainé.

En cuanto a la estructura, se distinguen diversas superficies a mesoescala, tanto fábricas planares asociadas a la deformación tectónica como fracturas de diferentes características (Tabla 3.2), que se describen a continuación. La estratificación (S0) viene dada por la alternancia rítmica milimétrica de areniscas amarillentas y pelitas grises, y está plegada por varias fases de deformación, aunque muestra una orientación preferente buzando suavemente hacia el N o NE (Figura 3.7 A). La característica más remarcable es que el sustrato está muy deformado, desarrollando una marcada esquistosidad. Esta foliación corresponde al clivaje regional (Sr o S2) que buza de suave a fuertemente hacia el N (Figura 3.7 B) en la misma dirección que la pendiente general del terreno (Figura 3.5). Ambas superficies (S0 y Sr) presentan orientaciones constantes a mesoescala, mientras que el resto de foliaciones varían localmente. En algunos casos cuesta diferenciar entre Sr y un sistema de discontinuidades bastante regular que muestra la misma orientación y que probablemente se desarrolla como consecuencia de dicha foliación. Por último, hay otras dos estructuras que se observan de forma más irregular y localizada, una foliación anterior a Sr (S1) muy plegada y difícil de identificar (Figura 3.7 C) y una foliación poco marcada (S3) que buza 50-66° hacia el NW (Figura 3.7 D).

Estructura	Descripción	Buzamiento general
S0	Estratificación	Subhorizontal, NE
S1	Foliación antigua plegada	Muy variable
S2 / Sr	Foliación principal / Clivaje regional	30-50°, N
S 3	Foliación poco marcada	≈50°, NW
Fc	Fracturas cerradas	-
Fa	Fracturas abiertas	-

Tabla 3.2. Superficies de foliación y fracturación del sustrato rocoso de la cuenca de Portainé.



Figura 3.5. Aspecto del sustrato rocoso en la cuenca de Portainé (estación 9). La orientación preferente que se observa es la foliación principal o regional (S2 o Sr).



Figura 3.6. Detalle del sustrato rocoso en la cuenca de Portainé. A) Pizarras atravesadas por un filón cuarcítico plegado (estación 4). B) Fracturación superficial y grietas de distensión en el margen izquierdo del torrente de Portainé (estación 5).



Figura 3.7. Proyecciones estereográficas de las estructuras de deformación del sustrato Cambro-Orodvício de la formación Jujols obtenidas de mediciones en 15 afloramientos de la cuenca de Portainé, siendo en cada caso la orientación media principal la dirección de buzamiento promedio. A) S0: estratificación original. B) S2/Sr: foliación principal o regional, la más marcada. C) S1: foliación antigua, plegada y muy localizada. D) S3: foliación poco marcada.

Los afloramientos no presentan un grado de fracturación remarcable, a excepción de los de la zona baja a lo largo de la carretera de Montenartró. La fracturación interna de la roca se presenta como varios sistemas de discontinuidades que pueden dar lugar a bloques completamente fracturados. La mayoría de fracturas están cerradas y corresponden al diaclasado de la roca (Fc; Tabla 3.2), aunque en ocasiones están rellenas por cuarzo hidrotermal de aproximadamente 0.5 cm de grosor. Existen dos sistemas de fracturas principales subverticales con espaciados variables que van desde el decímetro hasta medio metro (20-50 cm), uno perpendicular a Sr y otro casi paralelo a Sr (Figura 3.8 A).

Cerca de la superficie topográfica, cerca del contacto entre el sustrato y la formación superficial coluvial y/o en paredes muy verticalizadas se observan fracturas abiertas de origen no tectónico (Fa; Tabla 3.2 y Figura 3.8 B). Por un lado, se reconocen algunas con una apertura de orden decimétrico en las zonas altas de los afloramientos, en los primeros dos metros cerca de la superficie, mientras que en el resto del afloramiento se encuentran cerradas. En algunos casos hay bloques que han sufrido pequeñas rotaciones antihorarias respecto a la pendiente, debido a la movilización de los bloques a favor de las fracturas abiertas e incluso a planos de estratificación también abiertos. Por otro lado, se observan fracturas muy irregulares y con una apertura de escasos centímetros en los taludes de la carretera y en los márgenes de los torrentes en tramos encajados (Figura 3.6 B). Estas últimas son grietas de distensión.



Figura 3.8. Proyecciones estereográficas de las fracturas. A) Fc: fracturas cerradas asociadas al diaclasado.B) Fa: fracturas abiertas relacionadas con fenómenos superficiales o de distensión.

Cabe destacar las particularidades de los afloramientos de la parte baja de la cuenca. En las estaciones 1 y 2 el sustrato muestra un grado de fracturación más elevado que en las zonas intermedia y alta. Se pueden identificar bloques movilizados de dimensiones decamétricas. Además, las orientaciones de las mesoestructruras son muy variables. La foliación principal cambia de orientación sin mostrar una estructura espacial continua y llegando a buzar hacia el S. Se observan contactos discordantes con la formación superficial e incluso zonas en las que el sustrato se encuentra sobre el coluvión (Figura 3.9). Todo ello indica que en esta zona podrían haberse producido movimientos de bloques y de la formación superficial que los sostiene, tratándose de una zona movilizada en que la roca que observamos corresponde a grandes bloques movidos que podrían formar parte de un deslizamiento ocurrido entre el torrente de Portainé y de la Ramiosa (Dr. Josep Maria Casas, com. pers.). También hay zonas muy tectonizadas que podrían asociarse a la proximidad de la falla de Espui. En el área próxima a la estación 14, en la cuenca adyacente al E de Portainé, se percibe un sustrato más fracturado y con desplazamiento de bloques. También se ha identificado la cicatriz de un deslizamiento al W de la estación 14. Estas estructuras no presentan expresión morfológica y solamente son reconocibles gracias al análisis estructural.



Figura 3.9. Contacto discordante entre el sustrato (S) y la formación superficial (Fm) en la estación 2.

3.3.2. Descripción de las formaciones superficiales

En la cuenca de Portainé se distinguen tres tipos de formaciones superficiales de edad cenozoica, dos de ellas coluviales y una aluvial. El origen, características y distribución espacial de dichos depósitos son completamente diferentes.

Depósitos coluviales

Dos tipos de formaciones superficiales de origen coluvial cubren en gran parte el sustrato: depósitos de gelifractos en la zona de cabecera y depósitos de vertiente regularizando las laderas de mayor pendiente.

Los depósitos que se localizan en cabecera, recubriendo las superficies somitales de erosión y zonas colindantes provienen de la alteración predominantemente física del substrato Cambro-Ordovícico. Se trata de una formación superficial ordenada y grano-soportada, con clastos de gravas metasedimentarias angulosas en forma de losa orientados en dirección a la pendiente de la topografía local, indicando que no han sufrido transporte o que este ha sido mínimo, y con poca matriz lutítico-arenosa (Figura 3.10 A). Estos depósitos se asemejan a los derrubios estratificados denominados *grèzes litées*, que tapizan la vertiente mediante deposición secuencial, y son resultado característico de procesos de gelifracción en ambientes periglaciares.

Unos depósitos detríticos de espesor métrico regularizan las laderas más pronunciadas, dando lugar a una formación coluvial no consolidada que cubre gran parte del terreno. Dichos coluviones tienen su origen en la meteorización físico-química del sustrato (ver apartado 3.4) pero su extensión actual es considerablemente mayor a la de los afloramientos rocosos, que son muy localizados. Las características de esta formación superficial se han podido estudiar a lo largo de los torrentes (márgenes) y de la carretera (taludes). En los cruces entre la carretera y los barrancos se encuentran los mejores puntos de observación, en términos de calidad y accesibilidad de los afloramientos.

La estructura interna de los depósitos de vertiente varía espacialmente, desde áreas en las que los bloques muestran una cierta imbricación, generalmente en la zona alta de la cuenca, hasta otras con una fábrica caótica. A diferencia de los depósitos de gelifractos, en los sectores medios y bajos los depósitos coluviales no tienen una estructura organizada y contienen bloques equidimensionales de mayor tamaño sin una orientación preferente (Figura 3.10 B).



Figura 3.10. Aspecto de los depósitos coluviales. A) Depósito de gelifractos (*grèzes litées*) ordenado, con fragmentos en forma de lasca. B) Depósito de vertiente desestructurado, con bloques equidimensionales y heterométricos.

En cuanto a su composición, se trata de un depósito mayoritariamente grano-soportado compuesto por clastos centimétricos y bloques decimétricos angulosos a sub-angulosos sostenidos principalmente por gravas angulosas milimétricas y en menor proporción por una matriz lutítico-arenosa (Figura 3.10 B). Dichas partículas tienen una litología similar a los *grèzes litées*, ya que también son fragmentos de roca que se desprendieron del sustrato subyacente o adyacente. En algunos casos incluyen clastos modelados por procesos glaciares, provenientes de cabecera. Los depósitos resultantes forman una formación superficial de baja consolidación que está estabilizada por la vegetación. El suelo edáfico en general es poco espeso (cm-dm).

La transición entre el sustrato y el coluvión a menudo es gradual y sin solución de continuidad. No hay un contacto discordante, si no que el sustrato está progresivamente cada vez más fracturado y alterado hasta convertirse en una formación superficial compuesta de bloques y sedimentos finos (Figura 3.11). Es tal la progresividad del proceso de generación de la formación coluvial que en muchos casos cuesta diferenciarla del propio sustrato, dado el grado de fracturación del mismo cerca de la superficie topográfica o en los afloramientos con pendientes pronunciadas.





Figura 3.11. Transición gradual entre el sustrato (S) y la formación superficial (Fm). El cuadro negro delimita el área de la foto detallada de la derecha.

En el caso de los torrentes, éstos se van encajando en la formación superficial a medida que el flujo excava el cauce inestable (Figura 3.12). En muchos tramos, el encajamiento es de tal magnitud que se ha erosionado todo el espesor de la formación superficial y la corriente fluye sobre un lecho rocoso fisurado y fragmentado.



Figura 3.12 Formación superficial coluvial fácilmente erosionable en el margen del torrente.

Depósitos torrenciales

En los fondos de valle predominan unos depósitos con unas características diferentes a los coluviales y cuyo origen está asociado a la dinámica torrencial. Dichos materiales afloran a lo largo de los torrentes en el sector N de la cuenca, precisamente donde se desarrolla la actividad torrencial.

En su mayor parte son depósitos matriz-soportados con una estructura caótica, sin estratificación ni orientación preferente (Figura 3.13). Además de una gran cantidad de matriz fina arcillosa, contienen bloques heterométricos (decimétricos a métricos) de metapelitas. Estos bloques provienen tanto de la erosión del sustrato como de las formaciones superficiales coluviales.



Figura 3.13. Aspecto de los depósitos torrenciales.A) Afloramiento completo. B) Foto de detalle.



En el tramo inferior de la cuenca de Portainé y en el margen derecho del río Romadriu (justamente frente al torrente de Caners, ocupando una cavidad del sustrato rocoso) se han identificado depósitos de diamicton muy significativos. Todos los materiales son de origen torrencial, aunque se observan diferentes estructuras sedimentológicas que han permitido distinguir depósitos asociados a flujos de diversa tipología y antigüedad. La figura 3.14 ilustra el estudio de un afloramiento en el margen derecho del torrente de Caners, donde se ha realizado un esquema panorámico interpretativo y una columna estratigráfica. La secuencia sedimentaria muestra dos rellenos principales.



Figura 3.14. Estudio de los depósitos torrenciales en el margen derecho de tramo inferior del torrente de Caners. A) Foto del afloramiento y localización del esquema y la columna. B) Esquema panorámico con la interpretación de los materiales y episodios torrenciales. C) Columna estratigráfica con la descripción de los paquetes sedimentológicos identificados y la interpretación del proceso torrencial que generó cada uno de ellos.
Los materiales más recientes tienen un espesor generalmente menor a un metro y están compuestos por cantos imbricados en el sentido de la corriente. Esta disposición se observa también en los cantos acumulados en superficie (Figura 3.14 B). El origen de este depósito se atribuye a uno o varios flujos torrenciales con una alta proporción de carga sólida, que podría(n) ser de tipo de flujo hiperconcentrado.

El resto del afloramiento corresponde a un relleno no compactado de unos 2 m con una estructura más caótica, grandes bloques, algunos clastos con morfoscopías características del modelado glaciar y una mayor proporción de arcillas. Estos materiales son típicos de flujos de derrubios (*debris flow*), que transportan en masa material muy heterométrico que se deposita como una mezcla desorganizada de finos y gruesos. Se distinguen tres paquetes con una gradación inversa, cada uno de ellos con una clara predominancia de finos en la base y un aumento gradual de bloques hasta llegar a una textura granosoportada (Figura 3.14 C). Todo este relleno pudo formarse en un único evento de gran magnitud con varios pulsos u oleadas (*surges*), que como resultado produjo un apilamiento de lóbulos en el que los bloques de mayor tamaño, transportados en la parte frontal durante la avenida, se acumularon en la parte superior.

3.3.3. Formas, características y procesos hidrogeomorfológicos

El reconocimiento de campo ha dejado en evidencia que los procesos hidrogeomorfológicos actuales no son homogéneos a lo largo de la cuenca, ya que hay morfologías muy dispares. En base a ello, se han dividido los torrentes en tres sectores (superior, intermedio, inferior) con una dinámica particular. En este apartado se describen brevemente las formas observadas, acompañándolo de fotografías, y la explicación de los procesos y causas que las generan se presentan en el apartado 3.4.

Sector superior: cabecera

La cabecera de la cuenca está ocupada por la estación de esquí, la cual condiciona en gran medida la respuesta hidrológica de la zona. La mayoría de las formas identificadas son consecuencia de la escorrentía superficial (Figura 3.15).

En las cotas más altas se observan antiguas erosiones en forma de cárcavas (ya presentes en las fotos aéreas de 1946). En el dominio esquiable se forman actualmente regueros superficiales que en dirección aguas abajo son cada vez más profundos. La magnitud de la erosión a lo largo de estos canales incrementa a medida que van confluyendo y se intensifica por la presencia de drenajes artificiales transversales a las pistas de esquí, hasta llegar a generarse incisiones métricas. El agua finalmente se concentra en los torrentes de Portainé y Reguerals, aumentando la capacidad erosiva de los mismos. Se observan algunos deslizamientos laterales en los márgenes de los torrentes, aunque de forma localizada. El fenómeno más significativo se ha identificado a la salida del drenaje de una pista de esquí, el cual ha inducido la formación de un canal que muestra una incisión superior a 3 m (Figura 3.15 E). Por último, en algunos puntos se encuentran clastos estriados de origen glaciar removilizados de los antiguos depósitos periglaciares.



Figura 3.15. Evidencias de erosión en cabecera. A) Cárcavas (anteriores a 1946). B) Formación de regueros. C) Canales. D) Deslizamiento lateral. E) Incisión métrica a la salida de un drenaje artificial.

Sector intermedio: torrentes

El tramo intermedio se extiende desde la cota del hotel Port Ainé hasta el puente de Montenartró (Figura 2.4) y es el área de mayor pendiente.

Se observa una tendencia erosiva generalizada a lo largo de los torrentes principales (Figura 3.16), a excepción de las zonas en las que se sitúan las barreras de retención y que generan acumulaciones importantes detrás de las mismas. La intensa erosión continuada en el tiempo ha dado lugar a una red de drenaje altamente encajada con unos márgenes muy abruptos e inestables, en los que se generan deslizamientos asociados a la socavación de la base de los taludes.



Figura 3.16. Dinámica erosiva de los torrentes. A) Vista panorámica. B) Incisión y encajamiento generalizados. C) Deslizamiento lateral por socavación de la base, a la altura de la borda de Simó.

Sector inferior: cono aluvial

La pendiente disminuye ligeramente aguas abajo del puente de Montenartró. Desde este punto y hasta confluir con el río Romadriu, el torrente de Caners es menos profundo que en el sector intermedio e intercala tramos de lecho rocoso y lecho coluvial o aluvial.

La geomorfología más destacable de este sector es de carácter deposicional y corresponde a un cono aluvial elongado formado en el tramo más bajo (Figura 3.17). A grandes rasgos, el cono se extiende desde su ápice progresivamente hasta alcanzar una amplitud de 40 m en su parte más distal. Entre el depósito y la ladera del margen izquierdo, transcurre un canal secundario de medio metro de profundidad y 1-3 m de anchura, en el cual confluyen otros canales distributarios. A ambos lados del canal funcional que corta el cono, se identifican escarpes del orden de 0.5-1.5 m (Figura 3.17 C), así como relictos de pequeños niveles de terrazas aluviales. La cartografía y descripción geomorfológica de detalle de esta zona se presenta en el capítulo 6. En la parte más inferior, el agua es canalizada hacia la presa de Vallespir (Figura 3.17 B).



Figura 3.17. Cono aluvial del tramo inferior. A) Vista panorámica. B) Apariencia general del cono. C) Escarpe erosivo en los depósitos torrenciales que conforman el cono.

3.4. Discusión de los resultados

La disponibilidad de materiales susceptibles a ser movilizados en la cuenca se considera casi infinita (Bovis y Jakob, 1999; Palau et al., 2017), siendo los torrentes estudiados y su entorno un área de erosión potencial. Uno de los principales controles de la dinámica hidrogeomorfológica es la elevada erodibilidad del sustrato y los depósitos superficiales.

El sustrato de Portainé pertenece a la formación Serdinya, Jujols o Seo (Cavet, 1957; Hartevelt, 1970; Padel, 2016), cuya edad está comprendida entre el Cámbrico mediosuperior y el Ordovícico inferior (Margalef et al., 2016). Está muy tectonizado y muestra características similares a otros afloramientos de dicha formación en el Pirineo Catalán (ej. el Ripollés, la Cerdaña) o Andorra (Dr. Josep Maria Casas, com. pers.).

La característica más remarcable es su esquistosidad, que corresponde a la segunda fase de plegamiento y se manifiesta como un clivaje marcado que buza hacia en N con un ángulo variable (Hartevelt, 1970; Ortuño et al., 2017). La roca fresca no muestra un grado de fracturación elevado. El diaclasado aparece como sistemas de discontinuidades paralelas, mientras que los fenómenos de descompresión y/ o meteorización generan fracturas irregulares en taludes y zonas cercanas a la superficie o transicionales al coluvión. Las orientaciones preferentes de la estratificación S0 y del clivaje principal Sr (subparalelas a la pendiente topográfica general), favorecida por el diaclasado (subparalelo a Sr), hacen que, cuando la roca queda expuesta, se fracture y se desprenda en lascas con relativa facilidad siguiendo los planos de foliación (Figura 3.18), incorporándose al flujo. La existencia de probables movimientos de masa, evidenciados por el análisis estructural (ver apartado 3.3.1), aumenta las discontinuidades y zonas de debilidad, propiciando también la erosión.



Figura 3.18. Fracturación del sustrato a favor del clivaje regional inducida por la incisión del canal.

En cuanto a los depósitos coluviales, son materiales no consolidados con poca cohesión y ángulos de fricción bajos y por ello, son altamente erosionables y constituyen la principal fuente de sedimento de la cuenca.

Hasta el momento, el origen de esta formación se ha atribuido a procesos periglaciares tras el máximo glacial pleistoceno (IGC, 2013a), aunque algunas de sus características, como su gran extensión, espesor (incluso >10 m) y sobre todo la considerable cantidad de matriz, parecen indicar un origen más antiguo, probablemente preglaciar. Algunos autores han descrito depósitos similares formados por meteorización química del sustrato en climas cálidos y húmedos, por ejemplo en los Andes (Aristizábal et al., 2005). La existencia de un periodo subtropical durante el Mioceno ha sido también reconocida en estudios de la evolución post-orogénica del Pirineo Axial (Ortuño et al., 2013) y paleobotánicos en la Península Ibérica (Jiménez-Moreno et al., 2010) y la Cerdanya (Barrón et al., 2016). Los depósitos de Portainé, ricos en materiales finos, podrían estar también asociados a procesos climáticos de este tipo. La incisión del valle del Romadriu y la alteración preglaciar, sumada al periglaciarismo cuaternario, produjeron la degradación de los afloramientos rocosos en depósitos coluviales que regularizan las laderas.

Actualmente, la acción superficial del agua sobre estos materiales da lugar a procesos hidrogeomorfológicos cuya intensidad aumenta en dirección aguas abajo. En las partes más altas de las pistas, desprovistas de vegetación arbórea o arbustiva, el agua pluvial escurre formando regueros que aumentan su capacidad erosiva a medida que confluyen. La incisión se agrava a la salida de los drenajes artificiales que concentran el agua hacia los torrentes principales. Éstos aumentan en dirección aguas abajo su pendiente, y por ende, su energía. La erosión se convierte en el proceso claramente predominante en los cada vez más encajados barrancos. En algunas zonas ésta se intensifica por la presencia de estructuras (carretera y barreras), cambios morfológicos (ej. estrechamiento del cauce, aumento de la pendiente) u otros procesos geomorfológicos (ej. deslizamientos laterales). Además, se produce un fenómeno de erosión remontante o retrogradante en las zonas de mayor incisión, como en la confluencia entre el torrente de Reguerals y el de Portainé. El material que no se deposita tras las barreras o a lo largo del cauce se acumula en el cono de la confluencia con el río Romadriu, mientras que otra parte es exportada fuera de la cuenca.

En conclusión, los materiales existentes en la cuenca de Portainé son altamente susceptibles a ser erosionados y movilizados por la corriente en forma de fragmentos del sustrato o como sedimentos procedentes de la formación superficial, densificando los flujos y generando avenidas más erosivas que retroalimentan los procesos actuales.

4 Ocurrencia de avenidas torrenciales y actuaciones antrópicas

La dinámica torrencial de la cuenca es muy intensa en la actualidad. El primer evento del que se tiene constancia que afectó en la carretera de acceso a la estación de esquí se registró en 2006, lo cual no implica que no hayan ocurrido otros anteriormente. Los eventos recientes se han caracterizado meteorológicamente y geomorfológicamente con el fin de establecer su magnitud y se han aplicado técnicas dendrogeomorfológicas para identificar eventos históricos, que junto con una recopilación exhaustiva de la información documental ha permitido completar el registro de avenidas. También se han analizado los cambios asociados a la actividad humana de las últimas décadas y sus consecuencias en el funcionamiento hidrológico de la cuenca.

4	Ocurrencia de avenidas torrenciales y actuaciones antrópicas
	4.1. Introducción y antecedentes
	4.2. Métodos
	4.2.1. Hidrología histórica: recopilación de información documental 81
	4.2.2. Pluviometría: análisis de precipitaciones
	4.2.3. Dendrocronología: datación de paleoavenidas
	4.2.4. Coberturas del suelo: cartografía de cambios de usos
	4.3. Resultados
	4.3.1. Intervención humana
	Cambios y actuaciones en el dominio esquiable
	Obras y medidas de defensa en los torrentes92
	4.3.2. Registro temporal, análisis pluviométrico y frecuencia de avenidas. 95
	Eventos históricos (pre 2006)95
	Eventos recientes (post 2006)99
	4.3.3. Descripción de los eventos recientes y de sus efectos 102
	4.4. Discusión de los resultados113
	4.4.1. Relación entre la magnitud del evento y la precipitación 113
	4.4.2. Influencia de la acción humana en la hidrología superficial

4.1. Introducción y antecedentes

La cuenca de Portainé es conocida por ser una de las más activas del Pirineo en los últimos años, con una alta recurrencia de flujos cargados en sedimentos que se desarrollan a lo largo de los torrentes. Estos episodios producen daños e incluso cortes en la carretera, de los cuales se derivan cuantiosos costes económicos. Esto ha despertado el interés de diferentes colectivos, tanto desde el ámbito práctico de la gestión del territorio hasta el científico, este último enfocado all estudio de la dinámica torrencial (Pinyol et al., 2017).

Por un lado, diversos entes de la administración pública están implicados en el mantenimiento de la zona. El organismo competente de la gestión de la estación de esquí de Port Ainé y de la carretera de acceso es *Ferrocarrils de la Generalitat de Catalunya* (FGC), mientras que la empresa Promociones y Proyectos Modolell S.L. (a través de Opyce S.A.) se ocupa de la explotación y mantenimiento de la central hidroeléctrica de Vallespir (propiedad de Ingeteam S.A.), incluyendo la limpieza de la canalización de la confluencia del torrente de Caners hacia el río Romadriu, bajo la supervisión del Sr. Farrera. El *Departament d'Agricultura, Ramaderia, Pesca i Alimentació* (DARP) de la *Generalitat de Catalunya*, con el técnico forestal el Sr. Carles Fañanás como encargado del proyecto y que informó en 2006 del primero de los flujos recientes ocurridos en Portainé, se responsabiliza de las medidas de corrección hidrológica de los torrentes, que han consistido en la instalación de múltiples barreras de retención de sedimentos realizada por la empresa Geobrugg (Fañanas-Aguilera et al., 2009; Raïmat et al., 2010).

Adicionalmente, el *Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya* (ICGC) se ha ocupado de documentar los eventos mediante la realización de visitas de campo y la redacción de informes específicos (IGC, 2008, 2010a, 2010b, 2011, 2013b; IGC et al., 2013). En 2012, el ICGC encargó a la empresa *Geocat Gestió de Projectes S.A.* un estudio de evaluación hidrológica y geológica en el que se recopilan los eventos y acciones antrópicas hasta dicha fecha (IGC y Geocat, 2012). Posteriormente, en 2013, el ICGC encomendó la elaboración de otro informe sobre la dinámica torrencial de la cuenca de Portainé al *Departament de Geodinàmica i Geofísica* de la *Universitat de Barcelona* (UB) (IGC, 2013a). En 2015, el ICGC y FGC establecieron un convenio de colaboración para el seguimiento geológico-geotécnico de la carretera, a raíz del cual se realizan inspecciones mensuales de los taludes, terraplenes y pasos de los torrentes (FGC e ICGC, 2015a).

Por otro lado, esta zona es de gran interés para la comunidad científica. Actualmente se llevan a cabo diferentes trabajos de investigación principalmente desde dos universidades. El Departamento de Ingeniería Civil y Ambiental de la *Universitat Politècnica de Catalunya* (UPC) ha estudiado el flujo de derrubios ocurrido en septiembre de 2008 (Portilla et al., 2010; Abancó y Hürlimann, 2014) y, en julio de 2015, instaló un sistema de monitorización de flujos torrenciales en un tramo del torrente de Portainé que consta de varios geófonos unidireccionales y un sensor de ultrasonidos que permiten calcular la velocidad y altura del flujo a su paso (Hürlimann et al., 2014). En agosto de 2015, este sistema captó un flujo de derrubios que constó de tres oleadas y que movilizó 2130 m³ de material (Palau et al., 2017). En contraste, desde el *Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà* (antes *Geodinàmica i Geofísica*) de la UB se realiza un análisis multidisciplinar de la dinámica torrencial de la cuenca de Portainé en el marco de los proyectos CHARMA (MINECO) y PROMONTEC (MINEICO-FEDER), en los que también participan el Instituto Geológico y Minero de España (IGME) y la Universidad Politécnica de Madrid (UPM) y en el cual se enmarca esta tesis.

La información disponible pone en evidencia una intensa torrencialidad con episodios extraordinarios recurrentes a partir de 2006. Entre 2006 y 2015, es decir, en un periodo de diez años, diez eventos torrenciales han sido extensamente documentados. En el año 1982 podría haberse desarrollado un flujo de derrubios en la cuenca de Portainé, aunque este evento no ha sido contrastado (ver apartado 2.3.1). Sin embargo, la ausencia de datos documentales previos no implica que fenómenos de este tipo no hayan ocurrido con anterioridad, ya que simplemente podrían haber pasado desapercibidos por la sociedad al no haber causado daños significativos en infraestructuras. En cuanto al periodo posterior a 2015, no existen informes sobre avenidas específicas como tal, pero en esta tesis se han reportado dos en 2016. De todos modos, podrían haberse desarrollado otros flujos torrenciales de menor magnitud con importantes efectos geomorfológicos pero que al no producir cortes en la carretera no han sido documentados.

Con el fin de obtener una comprensión íntegra de la ocurrencia y distribución de los flujos torrenciales en la cuenca de Portainé a lo largo de las últimas décadas, se ha realizado un trabajo dendrogeomorfológico para la estimación de eventos históricos no documentados y un análisis exhaustivo de los eventos recientes desde una perspectiva geomorfológica, meteorológica y antrópica.

4.2. Métodos

Para obtener el registro de avenidas extraordinarias y acciones antrópicas ocurridas en la cuenca de Portainé y caracterizarlas en detalle, se combinan diferentes disciplinas de aplicación (paleo) hidrológica.

Algunos de los trabajos se han realizado conjuntamente con otros miembros del equipo CHARMA, pero todos ellos se detallan en este capítulo debido a que los datos y resultados de los mismos se utilizan en combinación con los obtenidos exclusivamente por la autora de esta tesis. En concreto, el trabajo de recopilación histórica y el análisis pluviométrico los he realizado yo misma, aunque algunas personas me han proporcionado valiosos documentos o testimonios que se citan en los apartados metodológicos correspondientes. En cuanto a la dendrogeomorfología, el muestreo de campo ha contado con la colaboración de muchas personas del grupo de investigación, aunque cabe recalcar la inestimable participación de la Dra. Mar Génova (UPM) y del Dr. Andrés Díez Herrero (IGME). La toma de datos topográficos y geomorfológicos, así como su incorporación en un entorno SIG ha sido realizada por los Dres. Marta Guinau y Jaume Calvet (UB), con mi colaboración (ver capítulo 6). El análisis de laboratorio de medición y datación de anillos lo ha realizado la Dra. Mar Génova (UPM). Por último, la cartografía de cambios de vegetación y usos del suelo ha sido proporcionada por la Dra. Glòria Furdada (UB). Mi aportación en esta parte del trabajo ha consistido, pues, en la integración de todos los datos y resultados.

4.2.1. Hidrología histórica: recopilación de información documental

La búsqueda de información relativa a fenómenos torrenciales e intervenciones antrópicas ha sido extensa y exhaustiva, recopilando dos tipos de datos: documentales y testimoniales.

Se ha consultado la documentación escrita y gráfica disponible al público, como artículos científicos, periódicos (La Vanguardia, El Mundo, ABC) y archivos históricos (Arxiu Comarcal del Pallars Sobirà). La recopilación de hemeroteca y la obtención de fotografías históricas han sido posible gracias a la Dra. Glória Furdada (UB). También se han solicitado expresamente diversos documentos internos no accesibles al público general (informes técnicos del ICGC y FGC). De cada una de las fuentes, se ha recopilado tanto la información acerca de los efectos y daños asociados a los diferentes eventos torrenciales como de las intervenciones humanas llevadas a cabo en la cuenca.

Las evidencias testimoniales se han obtenido mediante la búsqueda y entrevista de testigos que dispusieran de cualquier tipo de información relacionada con los fenómenos y actuaciones ocurridas en la zona que pueda ser de relevancia en la dinámica torrencial de la cuenca. El Sr. Tachó, alcalde de Montenartró, nos relató el 6 de marzo de 2015, la ocurrencia de una fuerte granizada en agosto de, probablemente, 1960, que afectó la cuenca de Portainé provocando la destrucción del entonces recién construido puente de Montenartró. Asimismo, mencionó la baja actividad de los torrentes durante las tormentas de 1982. El Sr. J. Montserrat, vecino del pueblo de Romadriu, fue entrevistado el 10 de junio de 2015 sobre las afectaciones de las inundaciones de 1982 y 1997 a lo largo del río Romadriu. También el Sr. Farrera, quien trabaja en la empresa Opyce S.A. gestionando las tres minicentrales hidroeléctricas del río Romadriu (entre ellas la de Vallespir), nos ha proporcionado en varias ocasiones testimonios acerca de los efectos de las torrentadas en el tramo inferior del torrente de Caners entre 2014 y 2016. Gracias al Sr. C. Fañanás, técnico forestal del DARP, se han obtenido datos precisos de las actuaciones antrópicas, en especial la fecha de instalación de las barreras en los torrentes y de los embalses en cabecera, aunque también ha otorgado información del evento de mayo de 2006.

Finalmente, se ha creado una base de datos de eventos y acciones antrópicas, indicando para cada caso la fecha y descripción del fenómeno. En el caso de los eventos torrenciales, se han detallado los efectos geomorfológicos (incisión, transporte y acumulación) y los daños en infraestructuras (carretera y barreras), en base a los cuales se ha calculado la magnitud relativa de cada uno de ellos, especialmente dependiendo del número de cruces obstruidos. También se incluyen las precipitaciones diarias y horarias registradas en las estaciones cercanas correspondientes a los episodios torrenciales documentados (ver apartado 4.2.2).

4.2.2. Pluviometría: análisis de precipitaciones

Las avenidas torrenciales recientes coinciden con tormentas de lluvias intensas, por lo que la meteorología es un elemento esencial para entender la dinámica de la cuenca.

Dentro de los límites de la cuenca de Portainé solamente hay una estación pluviométrica, que además no entró en funcionamiento hasta 2011. Por lo tanto, se ha realizado una búsqueda de datos adicionales en estaciones cercanas de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), el *Servei Meteorològic de Catalunya* (Meteocat) y la Red de estaciones meteorológicas del Pirineo (Meteopirineu). AEMET dispone de una red de

estaciones climatológicas repartidas por el estado. Meteocat cuenta con una red de estaciones automáticas (*Xarxa d'Estacions Meteorològiques Automàtiques*; XEMA). Meteopirineu es una red privada de estaciones meteorológicas para el estudio climatológico del Pirineo que consta de pluviómetros manuales y automáticos. Para cada ente, se han localizado las estaciones meteorológicas tanto actuales como antiguas con el fin de seleccionar las más próximas al área de estudio. En ninguno de los casos las series pluviométricas están disponibles al público. Por tanto, se han hecho solicitudes formales a AEMET y Meteocat. En el caso de Meteopirineu, los datos han sido cedidos personalmente por el Sr. Lluís Pla, quien gestiona la red de estaciones.

En total, se han obtenido y analizado las series pluviométricas de nueve estaciones, algunas de ellas operativas en la actualidad y otras que no están en funcionamiento pero que disponen de registros históricos. La localización de las estaciones se muestra en la Figura 4.1 y sus detalles en la Tabla 4.1, indicando la distancia lineal al hotel Port Ainé (donde se sitúa la única estación operativa en la cuenca) y la periodicidad de los registros. Los datos se han analizado de diferente forma dependiendo de su finalidad y antigüedad.



Figura 4.1. Mapa de localización de las estaciones meteorológicas más próximas a la cuenca de Portainé, entre las cuales seis están actualmente en funcionamiento y tres contienen series históricas del siglo XX. Percíbase que dentro de la cuenca hay una única estación operativa que se puso en marcha en 2011.

Horaria (2006-2016)

Diaria (1965-2016)

Estación	Propietario	Distancia	Altitud	Estado	Series pluviométricas
Port Ainé	Meteopirineu	0 km	1985 m	Operativa	Semihoraria (2011-2016)
Port Ainé, l'Orri	AEMET	2 km	2410 m	Inoperativa	Diaria (1989-1995)
Montenartró	Meteopirineu	2,4 km	1322 m	Operativa	Semihoraria (2010-2016)
Vilamur	AEMET	6,4 km	1264 m	Inoperativa	Diaria (1927-1938)
Llagunes	Meteopirineu	6,9 km	1300 m	Operativa	Semihoraria (2008-2016)
Sort	Meteocat AEMET	7,2 km	679 m	Operativa	10 minutal (2010-2016) Semihoraria (2010-2016) Horaria (2011-2015) Diaria (2009-2015) Diaria (1947-2004)
Llavorsí	AEMET	7,5 km	850 m	Inoperativa	Diaria (1960-1999)
Salòria	Meteocat	16,2 km	2451 m	Operativa	Semihoraria (2006-2016) Horaria (2007-2015) Diaria (2007-2015)

 Tabla 4.1. Estaciones meteorológicas más cercanas a la cuenca de Portainé analizadas en este trabajo.

 Distancia: distancia lineal entre cada estación y la de Port Ainé.

Por un lado, las series antiguas del siglo XX (estaciones inoperativas) sirven para estudiar con una resolución diaria las posibles lluvias desencadenates de las avenidas históricas datadas dendrogeomorfológicamente. Para los diferentes años dendrogeomorfológicos (ver apartado 4.2.3), se han buscado las precipitaciones máximas (P_{max}), tanto diarias como acumuladas en dos días.

677 m

Operativa

22,2 km

Por otro lado, las series actuales del siglo XXI comienzan a partir de 2006 (estaciones operativas), a excepción de la Seu d'Urgell que es la estación más lejana y menos representativa. El análisis se ha centrado en las fechas de los eventos torrenciales recientes registrados entre 2006 y 2017. Para cada uno, se han calculado las precipitaciones diarias acumuladas (P_{total}) y las intensidades horarias máximas (I_{max}) en cada estación. Los valores de I_{max} obtenidos se han comparado con los rangos de clasificación de intensidad de la lluvia propuestos por AEMET y Meteocat. En la estación de Port Ainé se han estudiado también las precipitaciones antecedentes de hasta los 4 días previos a la avenida, como factor condicionante que satura el terreno y al que después se suman episodios intensos que actúan como factor desencadenante.

La Seu d'Urgell

AEMET

4.2.3. Dendrocronología: datación de paleoavenidas

La dendrogeomorfología es una fuente de datos paleohidrológicos que proporciona información sobre eventos torrenciales pretéritos registrada en troncos, ramas y raíces de árboles de ribera (Díez-Herrero, 2015). La utilidad de las evidencias dendrocronológicas para la reconstrucción de paleoavenidas ha sido globalmente reconocida y se basa en el análisis de los anillos de crecimiento en árboles dañados (Ballesteros Cánovas et al., 2017; Génova et al., 2015; Gottesfeld, 1996; Kundzewicz et al., 2014; Malik y Matyja, 2008; Sigafoos, 1964; Stoffel y Corona, 2014; Yanosky y Jarrett, 2002; Zielonka et al., 2008, entre otros; ver recopilaciones en Ballesteros-Cánovas et al., 2015b; Benito y Díez-Herrero 2015; Stoffel y Bollschweiler 2008). Las evidencias dendrogeomorfológicas de avenidas (*Flood Dendrogeomorphological Evidence*; FDEs) pueden ser externas (muerte, herida/descortezado, decapitado, inclinación, enterramiento, exposición de raíces, erosión de la corteza) o internas (heridas internas, asimetría, supresión, liberación).

El análisis dendrogeomorfológico realizado en Portainé se presenta en detalle en Génova et al. (en prensa) y el contenido de este subapartado se basa en dicho trabajo. El área del estudio corresponde a la zona baja de la cuenca, concretamente al tramo inferior del torrente de Caners de 500 m de longitud que va desde el puente de Montenartró hasta la presa de Vallespir (Figura 2.4). La selección de este sector se debe a su accesibilidad y disponibilidad de árboles de ribera, pero además, la hipótesis subyacente es que éstos deben haber registrado las avenidas significativas de la cuenca. El trabajo se divide en tres tareas complementarias: muestreo dendrogeomorfológico; medición y datación de anillos; e interpretación de FDEs y eventos torrenciales históricos. Adicionalmente, en esta tesis se han estudiado las posiciones geomorfológicas de los árboles (ver capítulo 6).

El muestreo se ha realizado en tres campañas de campo de una semana de duración en marzo de 2014, marzo de 2015 y septiembre de 2015. La estrategia de selección se basó en el reconocimiento visual de perturbaciones externas en los árboles cercanos al cauce muy probablemente producidas por el impacto de bloques y/o troncos transportados por el flujo. Se muestrearon todos aquellos árboles que mostraban algún daño aparente, siendo los más comunes en la zona los descortezados, inclinados y decapitados (Figura 4.2), así como algunas raíces expuestas como consecuencia de la erosión. Algunos árboles próximos sin indicios externos también fueron muestreados, ya que podrían contener FDEs internas (Génova et al., 2015).



Figura 4.2. Evidencias dendrogeomorfológicas externas en los árboles de ribera. A) Herida abierta (descortezado) con formación de callo. B) Inclinación del tronco. C) Decapitación.

árboles se muestrearon siguiendo procedimientos dendrogeomorfológicos Los establecidos (Stoffel y Bollschweiler, 2008; Díez-Herrero et al., 2013a), obteniendo un total de 166 muestras (testigos, cuñas y secciones) de 67 ejemplares de 10 especies diferentes (Tabla 4.2). Se extrajeron testigos cilíndricos (cores) con una barrena Pressler de 5 mm de diámetro interior y 400 mm de longitud. Los testigos sacados se colocaron en soportes de madera para su conservación. Para cada árbol se obtuvieron un mínimo de dos muestras lo más completas posibles, una en el sentido de la corriente y otra perpendicularmente, así como muestras adicionales en las zonas de las heridas o en ramas suplentes de árboles decapitados. En algunos de los árboles con heridas también se sacaron cuñas del tejido calloso, mientras que en árboles muertos o muy dañados se cortaron secciones transversales completas del tronco. La posición geográfica de la base de los árboles se midió con una estación total Leica TC 1700, y también se posicionaron las alturas máximas de las heridas y los nodos de decapitación. Para cada ejemplar se tomaron fotos y se rellenó una ficha que recoge información adicional, como el código identificador, la fecha de muestreo, la especie, la descripción del árbol (altura y perímetro), la descripción de la FDE (tipo, altura y tamaño) y la descripción de la muestra (altura y posición).

En un contaje preliminar con lupa binocular y fuente de luz fría se descartaron las muestras de 10 árboles por su mala calidad. Finalmente, se analizó una población multiespecie compuesta por 57 árboles de 9 especies con una predominancia de chopos y fresnos (Tabla 4.2).

Fsnecie	Nombre común	Número d	e árboles
Lspeen	Tombre comun	Muestreados	Analizados
Populus tremula L.	Chopo temblón	17	15
Populus nigra L.	Chopo negro	16	13
Fraxinus excelsior L.	Fresno	14	13
Prunus avium L.	Cerezo	5	5
Quercus petraea (Matt.) Liebl.	Roble	3	3
Tilia platyphyllos Scop.	Tilo	3	3
Juglans regia L.	Nogal	3	3
Acer campestre L.	Arce	1	1
Salix caprea L.	Sauce	2	1
Betula pendula Roth	Abedul	3	0

Tabla 4.2. Especies arbóreas y número de ejemplares dendrogeomorfológicamente muestreados y analizados en el tramo inferior de la cuenca de Portainé (información extraída de Génova et al., en prensa).

El análisis de anillos en laboratorio ha consistido en (Génova et al., 2015): (i) secado al aire, cortado y lijado de muestras; (ii) medición del grosor de los anillos y representación de las secuencias de crecimiento con una mesa LINTAB de precisión 1/100 mm asociada al programa TSAP-Win TM (RinnTech, 2003); (iii) datación de las secuencias mediante técnicas visuales, gráficas y estadísticas de sincronización (Cook y Kairiukstis, 1991); y (iv) control de calidad utilizando el programa Cofecha (Grissino-Mayer, 2001). En el caso de los árboles muertos, la fecha del último anillo se ha obtenido comparando su secuencia de crecimiento con la de otros ejemplares vivos de su misma especie. Este proceso de análisis ha permitido datar las FDEs. Toda la información se ha recopilado en una base de datos dendrocronológica en la que, para cada árbol, se indica: código identificador, coordenadas (X, Y, Z), especie, altura, perímetro, fecha de muestreo, tipo y número de muestras tomadas (testigos, cuñas, secciones), número de secuencias estudiadas, fecha del primer y último anillo, edad del árbol, tipo de FDEs externas que presenta (muerte, heridas con descortezado, decapitados, inclinaciones, desenraizados y enterramientos), fecha estimada de muerte (si procede), altura y fecha de las heridas externas, altura de decapitado(s) y fecha de la(s) rama(s) suplente(s), fecha de formación de las FDEs internas (heridas internas, anillos oscuros, supresiones, liberaciones y asimetrías) y otros comentarios adicionales.

La fecha de las diferentes FDEs, su tipología y la relación entre las mismas ha permitido identificar eventos torrenciales pasados que afectaron la zona en la que se ha desempeñado el estudio dendrogeomorfológico (para más detalles ver Génova et al., en prensa). Se ha considerado que las FDEs que aportan información sobre la historia de la actividad torrencial de la cuenca de Portainé son las heridas (externas e internas), los decapitados, las asimetrías y los cambios abruptos de crecimiento (supresiones y liberaciones). Las heridas y decapitados se han utilizado como un dato preciso y fiable que está directamente asociado a la ocurrencia de una avenida. En cuanto a las asimetrías, supresiones y liberaciones, pueden deberse a otros factores ecológicos ajenos a la torrencialidad y además son respuestas que se dan con un cierto retardo temporal, por lo que se consideran indicadores complementarios y solamente se utilizan cuando coinciden en el tiempo con otro tipo de evidencia y afectan a más del 10% de los ejemplares.

4.2.4. Coberturas del suelo: cartografía de cambios de usos

La cuenca ha sufrido grandes cambios a consecuencia de la estación de esquí y sus instalaciones. Con el fin de estudiar el posible impacto hidrológico de dichas actuaciones, la Dra. Glòria Furdada (UB) realizó una cartografía multi-temporal de la cobertura del suelo en la cabecera de la cuenca de Portainé (Furdada et al., 2016, 2017). Debido a que los resultados de esos trabajos se integran en la recopilación histórica presentada en este capítulo de la tesis, a continuación se resume brevemente el procedimiento metodológico del mencionado estudio.

Consiste principalmente en un trabajo de fotointerpretación de las fotografías aéreas históricas y ortofotografías disponibles para el área de estudio (Figura 4.3 A). Las imágenes específicas sobre las que se trabajó fueron fotografías aéreas verticales (1956-1957) y ortofotos en blanco y negro (1956, 1997), infrarrojas (1996, 2008, 2014) y en color (2008 y 2014), propiedad del ICGC (CC-BY 4.0) y consultables en línea (WMS http://geoserveis.icgc.cat/icc_ortohistorica/wms/service?). Se cartografiaron en detalle los diferentes tipos de cobertera vegetal de cada año, obteniendo mapas de la cobertura del suelo entre 1956 y 2014. Se prestó especial atención al dominio esquiable, en el que destacan las pistas de esquí y los drenajes para canalizar las aguas pluviales a lo largo de las mismas. La comparación entre las cartografías de diferentes años permite visualizar la evolución de la zona de cabecera y medir los cambios en la vegetación y usos del suelo ocurridos desde la segunda mitad del siglo XX.

4.3. Resultados

4.3.1. Intervención humana

Ha habido una importante actividad humana en las últimas décadas en el ámbito de la estación de esquí (cabecera), de los viales (carretera a Port Ainé y carretera a Montenartró) y de los fondos de valle (cruces con las carreteras y medidas de defensa). Entre 1958 y 1960 se construyó la carretera a Montenartró, incluyendo el puente de Montenartró en su intersección con el torrente de Caners. La carretera de acceso a Port Ainé es posterior y se ejecutó en dos fases. De 1970 a 1980 se realizó un primer tramo que llegó hasta 1650 m s.n.m., donde se edificaron las infraestructuras de entrada a la estación de esquí, la cual se inauguró en el año 1986. Posteriormente, en miras de ampliar la estación, sus accesos y servicios, para 1995 se alargó la carretera hasta alcanzar la cota 2000 m, donde se emplazó un hotel y otras instalaciones asociadas a la actividad de invierno. En 1996 se construyó la central hidroeléctrica de Vallespir y la pista de acceso a la misma. Desde entonces, se han ido realizando diversas actuaciones, que se detallan a continuación.

Se ha considerado desdeñable la influencia de las obras de construcción y reparación de las carreteras en la dinámica fluvio-torrencial, a excepción de cuando ésta atraviesa la red de drenaje principal. Por tanto, el estudio de la actividad antropogénica se ha centrado en los otros dos sectores específicos que, siendo morfológicamente dispares, mayores cambios han sufrido, como son la totalidad del área de cabecera y los torrentes principales a lo largo de su trayectoria.

Cambios y actuaciones en el dominio esquiable

Desde mediados del siglo XX la cabecera de la cuenca de Portainé, pero también parte de la de la Ramiosa, han sufrido una modificación importante como consecuencia del conjunto de intervenciones antrópicas derivadas de la construcción y ampliación de la estación de esquí. Estas alteraciones se pueden agrupar en dos categorías en base a su dimensión espacial: cambios en las coberturas del suelo y trabajos puntuales en infraestructuras.

Se detectan cuantiosas variaciones en la vegetación y usos del suelo a lo largo de la totalidad de la cabecera, especialmente de mayor magnitud en el área ocupada por las pistas de esquí. Los principales cambios que muestra la cartografía de la evolución de la

cobertera vegetal son una progresiva destrucción de las zonas de vegetación baja (prados y, sobretodo, arbustos) y un acrecentamiento de la superficie desprovista de vegetación, es decir, una reducción generalizada de la cantidad y extensión de la cobertera vegetal (Figura 4.3 B). De forma cuantitativa, desde 1956 hasta 2014 el área de cabecera cubierta por arbustos y prados han disminuido en un 63% (29 ha) y 36% (37 ha), respectivamente, mientras que las zonas sin cobertura vegetal han pasado de ocupar 0,08 km² a 0,57 km², lo que supone un aumento del 612,5% (49 ha). Los bosques han sufrido un ligero incremento en superficie, aunque éste ocurre principalmente en la cuenca de la Ramiosa, siendo despreciable en Portainé. En cuanto a los canales de drenajes transversales a las pistas de esquí que concentran el agua de lluvia, la cartografía de estos elementos revela una considerable mayor cantidad de los mismos (Figura 4.3 C). En el año 2007 estos canales pluviales tenían una longitud de 236 m que aumentó hasta alcanzar 6,8 km para 2011 y 8,3 km en 2013. Esto significa que se han construido 8,1 km de canales a lo largo de las pistas en un periodo de seis años, lo que supone un incremento del 3417 % (\approx 570% por año).

También se han ejecutado en fechas puntuales obras de construcción o reparación de edificaciones y otras infraestructuras concretas dentro del dominio de esquí. A finales del siglo XX se construyeron tres pequeños embalses aprovechando depresiones naturales cercanas a la cafetería de la estación (entre las cotas 2110-2015 m del torrente de Portainé). En 2008 se realizaron importantes movimientos de tierra para rellenar dos de dichos embalses (conservando únicamente el mayor de los tres, que se situaba entre medio), modificar el cauce del torrente y soterrar distintas líneas de cables e infraestructuras diversas. Dos años después, en 2010, se procedió al levantamiento de una gran balsa de innivación para la retención de agua y obtención de nieve artificial con una capacidad de 118.000 m³ (ver localización en Figura 2.4), para lo que se realizaron voluminosos movimientos de tierra en las zonas adyacentes. En octubre de ese mismo año, mientras la balsa todavía se encontraba en proceso de construcción, se registró una fuga de 15.000 m³ de agua. Esta infraestructura finalmente se inauguró en noviembre de 2010. El próximo año, en 2011, fue cuando se hicieron la mayor parte de los drenajes de canalización de aguas pluviales en las pistas, que se han ido ampliando progresivamente en los años subsecuentes (ver párrafo anterior y Figura 4.3 C).



Figura 4.3. Cartografía de los cambios de las coberturas del suelo en cabecera (extraído de Furdada et al., 2016; consultar para mayor detalle). A) Fotografías aéreas y ortofotos de referencia del ICGC (CC-BY 4.0). B) Mapas multi-temporales de la cobertera vegetal. C) Evolución de los drenajes de aguas pluviales en las pistas de esquí.

Obras y medidas de defensa en los torrentes

Especialmente a partir del primer evento torrencial de 2006, se han ejecutado diversas actuaciones a lo largo de los torrentes, principalmente en sus tramos aguas abajo del hotel situado a cota 2000 m (Figura 4.4). Estas acciones han sido enfocadas por un lado a la mejora de los pasos de los torrentes con la carretera, y por otro lado a la construcción y reparación de medidas de mitigación de las avenidas.



Figura 4.4. Ubicación de las barreras de retención de sedimentos a lo largo de los torrentes (amarillo: 2009-2010; naranja: 2012; rojo: 2014) y de los desagües (OD) en los puntos de cruce con la carretera (verde).

Los primeros desagües en los cruces carretera-torrente se construyeron simultáneamente a la construcción de la carretera de acceso a la estación (Figura 4.4). Cabe destacar que en la intersección correspondiente al desagüe OD1 se realizaron importantes movimientos de tierra para canalizar el torrente a su paso con un tubo metálico-galvanizado de 2 m de diámetro, el cual se cubrió con material arenoso y tierra formando un terraplén sobre el que se emplazó un amplio parking. Posteriormente, en éste y en el resto de desagües se han llevado a cabo diferentes obras a medida que éstos se presentaban insuficientes. Siguiendo un orden cronológico, inmediatamente después del evento de 2006 se limpió la carretera apartando las gravas y bloques que en ella se habían acumulado, los cuales se arrojaron al propio canal. A su vez, ese mismo años se arreglaron los entonces existentes drenajes de paso en las intersecciones. En 2009 se construyeron nuevos desagües algo más anchos que los anteriores y se fortalecieron aguas abajo con muros de escollera a ambos lados del cauce. Sin embargo, tuvieron que ser nuevamente reparados en 2011 debido a su mal estado.

En cuanto a las actuaciones para la atenuación de avenidas torrenciales, consisten en medidas de corrección hidrológica a medio plazo que pretenden disminuir la energía del flujo y retener el material transportando para así evitar los daños en la medida de lo posible. En algunos puntos de los tramos superiores (ej. en el torrente de Portainé a 1925 y 1895 m s.n.m.) se han hecho estructuras bioingenieriles con materiales naturales del entorno (troncos y piedras) para inducir un perfil escalonado (Figura 2.5 A), pero las obras de corrección más efectivas han sido las barreras flexibles para la contención de flujos de derrubios (Figura 2.4 B).

Actualmente existen quince barreras de retención a lo largo del tramo intermedio de los torrentes, entre el hotel Port Ainé y el puente de Montenartró, que han sido instaladas en tres etapas (Figura 4.4 y Tabla 4.3). La primera y más destacable fase, ejecutada entre finales de 2009 y principios de 2010, consistió en la colocación de nueve barreras, seis de ellas en Portainé, dos en Reguerals y una en Caners. En una segunda fase, en el año 2012, se construyeron cuatro más en el torrente de Portainé, tres de las cuales se situaron entre los cruces OD5 y OD8 debido a la intensidad de los procesos erosivos en dicho tramo. La tercera y última fase se llevó a cabo en 2014 con el emplazamiento de dos barreras aguas abajo del OD6 en el torrente de Reguerals.

Código	Torrente	Fase	Cota (m s.n.m.)	Altura (m)	Anchura (m)	Llenado
0	Caners	1	1090	4	13.5	2010/07/22-23
1	Portainé	1	1308	4	16.8	2010/07/22-23
2	Portainé	1	1355	5	13.5	2010/07/22-23
3	Portainé	1	1380	5	11.5	2011/08/05
4	Portainé	1	1405	4	13.5	2010/07/22-23
5	Portainé	1	1470	5	20	2010/07/22-23
6	Reguerals	1	1490	4	27	2010/07/22-23
7	Reguerals	1	1510	4	26	2011/08/05
8	Portainé	1	1710	6	19.5	2010/07/22-23
11	Portainé	2	1345	5.5	16.5	2012 (artificial)
51	Portainé	2	1525	4.5	25	2013/07/23
52	Portainé	2	1555	4.8	27.1	2013/07/23
53	Portainé	2	1575	5.1	15.1	2013/07/23
Α	Reguerals	3	1615	5	19.2	-
В	Reguerals	3	1570	6	17.5	-

Tabla 4.3. Características y fecha de llenado de las barreras de retención instaladas en los torrentes de Portainé, Reguerals y Caners.

La capacidad de retención de diseño de cada una de estas barreras es de 1.400-2.000 m³. Todas tienen características similares, aunque sus dimensiones varían entre 4-6 m de alto y 12-24 m de ancho, factor que conjuntamente con la pendiente local y la anchura del canal en el tramo específico condiciona la capacidad de retención de cada una de ellas. Las barreras se han colmatado durante diferentes flujos torrenciales, a excepción de la barrera 11 que se llenó de manera artificial tras su instalación, y las barreras A y B que hasta el momento están vacías (Tabla 4.3). Además, algunas de estas estructuras han tenido que ser arregladas en varias ocasiones por su mal funcionamiento, deterioro o por mostrar desperfectos. Las obras de reparación más importantes han sido, en primer lugar, el cierre del paso inferior de la barrera 7 y de los huecos laterales abiertos en las barreras 2, 3 y 5 tras los dos eventos ocurridos en 2010, y en segundo lugar, a inicios de 2016, para cerrar los pasos abiertos en el margen izquierdo y poner nuevos anclajes en las barreras 51 y 53.

A pesar de la instalación de estas medidas, los procesos torrenciales siguen siendo muy intensos y altamente erosivos y los flujos cargados en sedimentos no han cesado, produciendo daños en infraestructuras.

4.3.2. Registro temporal, análisis pluviométrico y frecuencia de avenidas

La cuenca de Portainé se caracteriza por una ocurrencia periódica de avenidas extraordinarias. Los eventos ocurridos recientemente se han estudiado mediante la recopilación documental, mientras que los pasados se han identificado mediante datación dendrocronológica, por lo que se presentan separadamente en este apartado, incluyendo también en ambos casos un análisis pluviométrico.

Eventos históricos (pre 2006)

No existe apenas información documental sobre eventos torrenciales en la cuenca de Portainé con anterioridad a 2006 y la escasa disponibilidad de fotografías aéreas más antiguas no permite detectar claramente indicios de actividad en los torrentes.

Un testigo relata que una noche, probablemente de agosto de 1960, se produjo una fuerte granizada que afectó de manera muy localizada los alrededores de Portainé, incluyendo al municipio de Montenartró, pero que no alcanzó la población de Rialp (Sr. Tachó, com. pers.). Como consecuencia de esa tormenta y la resultante crecida del caudal, el recién construido puente de Montenartró (cruce OD10; Figura 4.4) fue arrasado y destruido.

En un ámbito regional, las inundaciones de 1982 y 1997 han sido ampliamente documentadas, pero no hay información precisa acerca de los fenómenos torrenciales en Portainé. Entre los días 6 y 8 de noviembre 1982 se registraron unas lluvias extraordinarias que produjeron daños en numerosas zonas de Cataluña. En el río Romadriu se produjo una crecida con un alto transporte de material que al ser depositado obstruyó la confluencia con la Noguera Pallaresa, represándolo (Balasch et al., 2008). Según los testimonios recogidos, en la cuenca del Romadriu el agua manaba de la ladera del margen izquierdo del río y al escurrir por la montaña arrastraba partes del terreno. Este fenómeno se recuerda especialmente intenso en los alrededores del municipio de Romadriu, mientras que en Portainé no se tiene constancia de que se produjeran procesos torrenciales de tal magnitud (Sres. Tachó y Montserrat, com. pers.). Algunos autores sugirieron que en dicho episodio se generó una corriente de derrubios de alta densidad en los torrentes de la cuenca de Portainé que estiman que movilizó 50.000 m³ y a la que asocian la formación de unas incisiones y levees "antiguos" identificados en campo (Fañanas-Aguilera et al., 2009). Sin embargo, en la fotografías aéreas de 1990 no se ven indicios de un evento de esas características a lo largo de los canales, como podrían ser la destrucción de la vegetación de ribera. En cuanto a 1997, el 16-18 de diciembre se registraron unas lluvias extraordinarias en el Pirineo. En el río Romadriu se produjo una crecida que arrastró una importante cantidad de material río abajo (Sr. J. Montserrat, com. pers.). En Portainé no se conoce que se produjera ningún evento torrencial.

En vista del inexistente registro documental de avenidas históricas en la cuenca de Portainé, se ha realizado un estudio dendrogeomorfológico (ver apartado 4.2.3). El análisis de anillos de los árboles situados en los márgenes del tramo inferior del torrente de Caners revela la ocurrencia de eventos torrenciales con anterioridad a 2006.

Las FDEs datadas se han agrupado en años dendrogeomorfológicos (AD) que expresan el intervalo de tiempo en el que se podría haber producido el evento que las generó. Considerando que el periodo vegetativo en la zona transcurre aproximadamente de abril a septiembre y que al ser tan corto impide identificar en los anillos los eventos ocurridos durante el periodo de reposo (desde el final del periodo vegetativo hasta el inicio del siguiente), cada AD abarca un periodo variable que para el análisis pluviométrico hemos asimilado que va desde el 1 de octubre hasta el 30 de septiembre del próximo año.

La tabla 4.4 recoge los ADs en los que se produjo un evento torrencial y las FDEs de cada uno de ellos. Se han datado con certeza doce episodios entre 1970 y 2010 que muestran numerosas FDEs, diez de ellos definidos con gran precisión (1969-1970, 1973-1974, 1976-1977, 1982-1982, 1992-1993, 1997-1998, 1999-2000, 2005-2006, 2007-2008 y 2009-2010) y dos de ellos con menor certeza pero una gran cantidad de evidencias (1972-1973 y 1987-1988). También se han identificado tres posibles avenidas más antiguas que presentan un menor número de evidencias (1956-1957, 1960-1961 y 1964-1965), por lo que su ocurrencia es más incierta. Algunos de los AD coinciden con testimonios sobre episodios torrenciales antiguos de carácter local en la cuenca del Romadriu (1960), y otros parecen estar en consonancia con la fecha de lluvias y riadas catastróficas de ámbito regional (1982 y 1997), confirmando así que en esos años efectivamente se produjeron avenidas torrenciales en la cuenca de Portainé. Respecto a 2005-2006, 2007-2008 y 2009-2010, corresponden a eventos torrenciales de los que existe información documental, por lo que se consideran eventos recientes y se estudian en el próximo subapartado. Además, se han detectado nueve eventos más de los que no se tenía constancia. Cabe mencionar que no es posible conocer la tipología de estas avenidas, por lo que podrían tratarse de flujos de derrubios, hiperconcentrados o acuosos con cierto transporte de sólidos y flotantes.

Fecha evento	Heridas	Decapitados	Asimetrías	Supresiones	Liberaciones	Total FDEs
(AD)						FDE5
1956-1957	1	0	0	0	0	1
1960-1961	0	0	5	0	0	5
1964-1965	1	0	0	0	0	1
1969-1970	0	7-8	11	10	0	28-29
1972-1973	0	0	5	0	10	15
1973-1974	1	2	0	10	0	13
1976-1977	3	0	5	14	0	22
1982-1983	0	0	0	23	13	36
1987-1988	0	0	0	19	0	19
1992-1993	3	0	8	15	0	26
1997-1998	1	0	10	17	39	67
1999-2000	4	0	0	10	0	14
2005-2006	1	0	0	13	0	14
2007-2008	20	0	14	26	0	60
2009-2010	6	0	6	26	0	38

Tabla 4.4. Eventos torrenciales detectados con dendrogeomorfología y FDEs datadas en cada caso (información extraída de Génova et al., en presa). Los doce primeros son avenidas históricas y los tres últimos corresponden a eventos recientes que han sido documentados en la cuenca de Portainé. AD: año dendrogeomofológico.

Para cada AD se han analizado los registros pluviométricos disponibles (Tabla 4.5). La estación de Vilamur dejó de operar en 1938 y no es de utilidad en este estudio, ya que el primer evento sucedió en 1956-1957. Las otras cuatro estaciones con datos históricos son las de Port Ainé l'Orri, Sort, Llavorsí y Seu d'Urgell, aunque en algunas de estas las series son incompletas. Teniendo en cuenta que las avenidas torrenciales del área de estudio suelen responder a tormentas convectivas muy intensas y de corta duración, la P_{max} diaria dentro del AD indica una posible fecha de ocurrencia del evento. La P_{max} de dos días sirve para reafirmar que las mayores precipitaciones del año se produjeron en la fecha señalada, pero en algunos casos no coincide con la P_{max} diaria y señala otro posible día, sugiriendo que se dieron varios episodios de lluvias de una misma intensidad y que se hace aún más difícil precisar una posible relación con la avenida. En muchos eventos la fecha de las precipitaciones máximas (diario y/o de 2 días) difiere de estación a estación. Esto se debe a la variabilidad espacial de las condiciones meteorológicas en esta zona, en la que el efecto orográfico condiciona la generación y evolución de las tormentas, por lo que se ha

considerado el dato de la estación más cercana (Tabla 4.1). Además, otros factores condicionantes difíciles de conocer (ej. humedad del suelo) podrían haber jugado un papel importante en el desencadenamiento del fenómeno.

Tabla 4.5. Precipitaciones máximas (P_{max}) diarias y de dos días de los eventos torrenciales históricos. La fecha del evento abarca un año dendrogeomorfológico (AD), que para el análisis pluviométrico hemos asumido como el periodo entre octubre del primer año hasta septiembre del segundo, ambos incluidos.

Fecha evento	Estación	P _{max} (diaria	P _{max} 2	2 días	Intervale sin datas
(AD)	Estacion	mm	Día	mm	2º día	Intervalo sin datos
1956-1957	Sort	4,6	1956/10/24	4,6	1956/10/24	Enero-septiembre 1957
1960-1961	Llavorsí	42	1961/09/29	48	1960/10/23	
106/ 1065	Llavorsí	52	1965/07/18	72	1965/97/27	Junio 1965
1904-1905	La Seu d'Urgell	58	1965/09/29	88	1965/09/30	Octubre-diciembre 1964
1060-1070	Llavorsí	45	1970/05/08	49	1970/05/08	
1909-1970	La Seu d'Urgell	39	1970/05/07	39,5	1970/05/08	
1072 1073	Llavorsí	30	1972/10/10	32	1972/10/11	Enero 1973
1972-1975	La Seu d'Urgell	47	1973/06/17	53,5	1973/06/18	
1073_107/	Llavorsí	68	1974/09/17	106	1974/09/18	
1775-1774	La Seu d'Urgell	70	1974/06/12	81	1973/12/24	
1076-1077	Llavorsí	46	1976/11/09	55	1977/05/19	
1770-1777	La Seu d'Urgell	92	1977/08/09	95	1977/08/10	
1082-1083	Llavorsí	98	1982/11/07	129	1982/11/07	
1902-1905	La Seu d'Urgell	56	1982/11/08	56	1982/11/09	
	Sort	230	1988/04/13	260	1988/04/14	
1987-1988	Llavorsí	64	1987/10/10	73	1987/10/10	
	La Seu d'Urgell	66	1988/09/10	67	1987/10/10	
	Port Ainé, l'Orri	30	1992/10/07	56	1992/10/31	Marzo-septiembre 1993
1002.1003	Sort	34,5	1993/08/24	55,5	1998/98/25	
1))2-1))3	Llavorsí	42	1992/11/17	70	1993/08/24	
	La Seu d'Urgell	33	1993/05/19	52,5	1992/10/31	Enero y septiembre 1993
	Sort	42	1998/08/02	45	1997/11/07	Diciembre 1997
1997.1998	Llavorsí	80	1998/07/01	80	1998/07/01	
1))/-1))0	La Seu d'Urgell	50.6	1998/09/25	58	1998/09/25	Octubre-diciembre 1997
	Lu Seu a Orgen	50,0	1770/07/25	50	1770/07/25	Enero-marzo 1998
	Sort	48,5	1999/11/13	61,5	1999/11/14	
1999-2000	La Seu d'Urgell	33,4	2000/09/28	37	2000/06/09	Octubre-diciembre 1999
	5	,	-		-	Febrero y julio 2000

A grandes rasgos, las P_{max} diarias de los ADs oscilan entre 30 y 100 mm. Las principales anomalías se dan en 1956-1957, con valores extremadamente bajos y no representativos debido a que solamente se dispone de la serie de Sort y de la cual además no hay datos para 1957, y en 1987-1988, que se registran lluvias que alcanzan los 230 mm diarios en la estación de Sort que podrían deberse a una célula convectiva muy localizada sobre esa zona.

Respecto a 1982-1983 y 1997-1998, los resultados obtenidos del análisis pluviométrico son consistentes con las lluvias regionales documentadas. En el caso de 1982-1983, las P_{max} de ese AD coinciden con la fecha de las riadas del 6-8 de noviembre de 1982. Para 1997-1998 las precipitaciones obtenidas no son fiables, ya que tanto la estación de Sort como la de la Seu d'Urgell no disponen de datos del 16-18 de diciembre de 1997, que es cuando se registraron las lluvias intensas en la comarca. Los únicos datos son de Llavorsí, con un total de 107,9 mm en tres días. La ausencia de datos para esa fecha probablemente se deba al mal funcionamiento de los pluviómetros por la magnitud extraordinaria de las precipitaciones.

Eventos recientes (post 2006)

Desde el primer evento destructivo reciente en mayo de 2006 en el torrente de Reguerals, se han documentado nueve más hasta 2015, tanto en Portainé como en Reguerals y que han afectado la carretera en diferentes puntos cada uno o dos años. Además del total de diez eventos conocidos, en esta tesis se han detectado dos más en 2016, los cuales no habían sido documentados porque no llegaron a producir cortes en la carretera.

En total, entre 2006 y 2017 se han identificado doce flujos torrenciales (mayo 2006, septiembre 2008, noviembre 2008, julio 2010, agosto 2010, julio 2013, dos en agosto 2014, agosto 2015, mayo 2016 y agosto 2016) de distinta magnitud y comportamiento, desde crecidas del caudal que removilizan material hasta corrientes de derrubios bien desarrolladas. La descripción detallada de cada evento se presenta en el apartado 4.3.3. El que se conoce que fue de mayor magnitud es el de septiembre de 2008, mientras que el menos significativo fue en agosto de 2016.

Los registros pluviométricos de cada estación para la fecha de los eventos se presentan en la figura 4.5 y en la tabla 4.6. Respecto al flujo de 2006, más allá de saber que ocurrió en mayo, se desconocía el día exacto; en función de los datos disponibles, en la tabla 4.6 se sugiere el día de lluvias más importantes registradas durante ese mes como el correspondiente a su ocurrencia. El análisis pluviométrico de los eventos revela algunas particularidades. Por un lado, los valores de P_{total} e I_{max} de un mismo evento muestran una alta dispersión dependiendo de la estación meteorológica, lo que se debe al carácter intenso y pasajero de los sistemas frontales y suslluvias. Las horas del pico de I_{max} en cada estación aproximan la distribución y evolución espacial de las tormentas. Por otro lado, las lluvias de una misma estación no siguen ningún patrón temporal (Figura 4.5 A). Eso sí, las estaciones de Port Ainé y Montenartró (las más próximas a la zona de estudio) son generalmente consistentes entre sí, con valores de intensidad que rondan una misma magnitud (Figura 4.5 B).



Figura 4.5. Representación gráfica de las intensidades de precipitación de los eventos torrenciales recientes. A) Precipitaciones diarias acumuladas. B) Intensidades horarias máximas.

Focho oriento	Ectavión	I _{max} hor:	aria	P _{total} di	aria		Port Ainé	12,6	2:30-3:30	62,6	57,2 mm en 10,5 h
	ESIACIOII	nm/h	Hora	mm	Observaciones		Montenartró	7,6	9:30-10:30	35,2	30,8 mm en 10,5 h
2005/05/073	Salória	2,2	16:00-17:00	7	Muy baja	0014006	Llagunes	13,4	3:00-4:00	70,8	70 mm en 11h
. 10/00/0007	La Seu	31	21:00-22:00	81	71 mm en 4 h	07/00/4107	Sort	11,9	2:30-3:30	60,9	55,9 mm en 10,5 h
2008/09/11-12	Salòria	14,6	18:00-19:00	43	40,7 mm en 6,5 h		Salòria	7,7	5:30-6:30	30,5	29 mm en 10,5 h
3006/11/03	Llagunes	15	8:30-9:30	75,6	95,2 mm en 2 días		La Seu	9,6	5:00-6:00	43,4	30,4 mm en 10 h
70/11/0007	Salòria	7,1	2:30-3:30	65,9	113,5 mm en 2 días		Port Ainé	20,4	19:00-20:00	26,8	24,2 mm en 2,5 h
	Montenartró	17,2	2:00-3:00	30,4	52,2 mm en 2 días		Montenartró	30,2	19:00-20:00	42,6	42,4 mm en 3 h
	Llagunes	21	20:00-21:00	10,6	34,4 mm en 2 días	06/40/14	Llagunes	12,6	18:00-19:00	44,6	38,4 mm en 7 h
2010/07/22-23	Sort	19,1	23:30-00:30	28	73,8 mm en 2 días	06/00/4102	Sort	10,9	20:00-21:00	36,6	36,6 mm en 9 h
	Salòria	11,9	23:30-00:30	13	31,7 mm en 2 días		Salòria	0	Nula	0	Nula
	La Seu	8,5	19:00-20:00	21,4	32,4 mm en 2 días		La Seu	0,1	19:00-20:00	0,3	Insignificante
	Montenartró	24,2	14:30-15:30	28,8	28,8mm en 3,5 h		Port Ainé	29	19:00-20:00	29,4	29,4 mm en 2 h
	Llagunes	11,8	15:30-16:30	21,4	21,4 mm en 2,5 h		Montenartró	~	19:00-20:00	8,4	Baja
2010/08/12	Sort	31,5	13:00-14:00	46,3	46,1 mm en 3,5 h	2015/08/21	Llagunes	7,2	19:00-20:00	7,4	Baja
	Salòria	1,5	12:30-13:30	2,4	Muy baja	17/00/07/07	Sort	0,2	19:00-20:00	0,2	Insignificante
	La Seu	8,5	13:00-14:00	16	Baja		Salòria	0	Nula	0	Nula
	Port Ainé	26,6	18:00-19:00	45,4	42,8 mm en 3,5 h		La Seu	0	Nula	0	Nula
	Montenartró	20	18:00-19:00	50,4	38,4 mm en 3 h		Port Ainé	12	20:30-21:30	87,6	127,8 mm en 2 días
2011/08/05	Llagunes	15,8	18:00-19:00	16,8	16,8 mm en 2,5 h		Montenartró	9,2	20:00-21:00	68,2	92 mm en 2 días
CN/00/TT07	Sort	42,6	18:00-19:00	64,7	64,7 mm en 6 h	2016/00	Llagunes	10,6	19:30-20:30	62,2	81,6 mm en 2 días
	Salòria	23,1	15:30-16:30	45,8	42,6 mm en 6 h	CO/CO/0107	Sort	8,5	20:00-21:00	61	69,7 mm en 2 días
	La Seu	1,9	18:00-19:00	2,3	Muy baja		Salòria	8,2	20:00-21:00	70,9	92 mm en 2 días
	Port Ainé	26,2	18:30-19:30	61	60,2 mm en 6,5 h		La Seu	5,7	8:00-9:00	54	56,9 mm en 2 días
	Montenartró	27,2	19:00-20:00	52,6	52,6 mm en 6 h		Port Ainé	35,8	17:00-18:00	40,8	40,2 mm en 2 h
2013/07/23	Llagunes	5,4	19:00-20:00	9,8	Baja		Montenartró	28,8	16:30-17:30	37,2	36,8 mm en 2 h
C71101CT07	Sort	7,2	19:00-20:00	15,9	Baja	2016/08/29	Llagunes	7,4	18:00-19:00	10	Baja
	Salòria	5,6	14:30-15:30	12,5	Baja		Sort	11,4	17:00-18:00	13,1	Baja
	La Seu	4,8	16:00-17:00	9,5	Baja		Salòria	9,8	16:00-17:00	10,7	Baja

Tabla 4.6. Intensidades horarias máximas y precipitaciones diarias acumuladas de los eventos torrenciales recientes. Los datos más representativos son los de la estación de Port Ainé, situada dentro de la cuenca. 2: día estimado como el de las mayores precipitaciones del mes para evento del que se desconocía la fecha exacta. Las precipitaciones antecedentes se han estudiado en la estación de Port Ainé, por ser la única ubicada dentro de la cuenca. Debido a la falta de datos previos y a la brevedad de los episodios tormentosos típicos de la zona, se tienen en cuenta los cuatro días anteriores a la avenida. Los eventos de 2011, 2013 y agosto de 2016 carecieron de lluvias precedentes. En el resto de episodios, se registraron algunas precipitaciones previas: 24,8 mm y 12 mm en los dos días previos a los del 20 y 30 de agosto de 2014, respectivamente; 50,6 mm cuatro días antes del de 2015; y 40,2 mm en la víspera del de mayo de 2016.

4.3.3. Descripción de los eventos recientes y de sus efectos

La extensión y magnitud de los últimos 12 flujos torrenciales ocurridos en la cuenca de Portainé varía entre ellos, aunque todos llevan asociados unos efectos geomorfológicos directos que en muchos casos implican daños severos en infraestructuras situadas a lo largo de los torrentes (ver localización en Figura 4.4). A continuación se describen el cuándo (fecha), dónde (efectos), cómo (tipología) y cuánto (volumen) de cada evento.

En mayo de 2006 el torrente de Reguerals bloqueó la carretera de acceso a la estación en OD7. En aquel momento dicho desagüe consistía de un tubo de 80 cm que se obturó con el material transportado, propiciando la circulación de agua y acumulación de aluviones sobre la carretera cortando el paso. Durante los posteriores trabajos de limpieza se retiró y arrojó el material al canal (Figura 4.6). La obstrucción de un único drenaje indica que se trató a lo sumo de un flujo hiperconcentrado. No se conoce la dimensión exacta del evento y no hay constancia de ningún fenómeno similar en el torrente de Portainé.



Figura 4.6. Evento de mayo de 2006. Limpieza de la carretera (fotografía de Carles Fañanás).

La noche del 11 al 12 de septiembre de 2008, a raíz de unas lluvias no extraordinarias, se registró el que se conoce como el mayor evento torrencial reciente. Un flujo de derrubios propiamente dicho con un elevado potencial destructivo se desplazó a lo largo de los

torrentes de Portainé y Reguerals arrasando todo a su paso. Todas las intersecciones de la carretera de acceso a la estación de esquí fueron dañadas por la obturación de los desagües y el consecuente depósito de sedimentos sobre la carretera. En el cruce OD1, al quedar el tubo obstruido, el agua se acumuló y circuló sobre el parking, hasta que la saturación del terraplén provocó el colapso del mismo, aportando una gran cantidad de material al torrente (Figura 4.7 A). Aguas abajo de OD5 y OD6 también llegó a deslizarse parte del talud, mientras que en OD7 y OD8 el corte de la carretera se debió a la acumulación de material sobre la misma (Figura 4.7 B). Al llegar a OD10, la corriente rompió un trozo de la barandilla del puente, aunque los daños no fueron severos y la luz del puente pudo absorber el flujo, dejando el paso transitable. Finalmente, en la confluencia con el río Romadriu, se generó un cono de derrubios que dañó gravemente la presa de Vallespir (Figura 4.7 C). El volumen movilizado en este *debris flow* de extensión y dimensiones extraordinarias se ha estimado, dependiendo del autor, en 20.000 m³ (Fañanas-Aguilera et al., 2009), 26.000 m³ (Hürlimann et al., 2009) o 43.380 m³ (IGC, 2010a).



Figura 4.7. Evento de septiembre de 2008. A) Derrumbe de la carretera en OD1 (fotografía de ICGC). B) Acumulación en OD8 (fotografía de ICGC). C) Depósito en forma de cono que ocasionó daños en la presa de Vallespir (fotografía cedida por Opyce S.A.).

Menos de un mes más tarde, el 2 de noviembre de 2008, se registró una crecida del caudal que removilizó el material que había dejado el evento anterior a lo largo del torrente de Portainé. El desagüe en OD8 se obstruyó completamente y el material se acumuló en la carretera, llegando a cortarla. Este evento no produjo ningún otro daño, por lo que parece que se trató simplemente de un flujo acuoso con un cierto arrastre de sólidos.

La noche del 22 al 23 de julio de 2010 cayeron unas fuertes precipitaciones en la sierra de Coma del Forn, bajo la torreta de l'Orri, que desencadenaron el primer flujo torrencial de gran magnitud tras la instalación de las primeras barreras de retención, el cual dejó efectos a lo largo de toda la cuenca, desde la cabecera hasta la confluencia de Vallespir. En cabecera, 3700 m³ de sedimentos se acumularon en la balsa de innivación artificial que se encontraba en esos momentos en proceso de construcción, generando un relleno de unos 50 cm de altura (IGC, 2013a). En la mayoría de los cruces de la carretera se generó una cierta deposición aguas arriba del desagüe, pero únicamente dos de ellos, OD7 y OD8, fueron totalmente bloqueados y la carretera cortada (Figura 4.8 A). La cantidad de aluviones acumulados en la carretera en OD7 se estima que fue menor que en septiembre de 2008, mientras que en OD8 fue similar. También se dieron deslizamientos en algunos de los taludes próximos a las escolleras aguas abajo de los desagües. Sin embargo, el fenómeno más importante fue el llenado de siete de las nueve recientemente emplazadas barreras (Figura 4.8 B), mientras que en las otras dos el flujo pasó por debajo de la red, sin quedar retenido, o por el lateral, a causa del paso abierto por la socavación del margen. Finalmente, llegó al tramo inferior del torrente de Caners, produciendo una notable acumulación en el cono. En conclusión, se trató de un flujo de derrubios que se desplazó por el tramo intermedio de ambos torrentes y que, a medida que el material quedaba retenido en las diferentes barreras, fue disminuyendo su contenido en carga sólida hasta evolucionar hacia a un flujo hiperconcentrado que alcanzó la confluencia con el río Romadriu sin generar grandes daños. Esta avenida movilizó aproximadamente 30.000 m³ de material (Raïmat et al., 2013) de los cuales 17.000 m³ quedaron retenidos en las barreras (IGC y Geocat, 2012).

Nuevamente, el 12 de agosto de ese mismo año, se registraron unas intensas lluvias que desencadenaron un episodio torrencial que dañó la carretera cortándola en los dos mismos puntos que un mes atrás y agravando las erosiones y deslizamiento de los taludes. Algunas de las barreras que habían funcionado correctamente durante el evento anterior sufrieron desperfectos, principalmente asociados a la erosión de los márgenes. Como resultado de

dicha socavación lateral los anclajes quedaron al aire en algunas de las barreras, generándose un hueco a través del cual dos de ellas llegaron a vaciarse parcialmente (Figura 4.8 B). A raíz de ello se realizaron obras de reparación de los desperfectos que habían sufrido las barreras y se cerraron los pasos inferiores y laterales que impedían su correcto funcionamiento. El único llenado, aunque parcial, se produjo en la barrera 3. En la zona de Vallespir la acumulación fue poco significativa en la confluencia con el Romadriu, aunque se produjo una erosión lateral al final del canal de evacuación hacia la presa (Figura 4.8 C).



Figura 4.8. Eventos de 2010. A) Acumulación aguas arriba y deslizamiento del talud aguas abajo de OD8 tras el episodio de julio (fotografía de ICGC). B) Estado de la barrera 2 en el momento de su instalación en 2009 (izquierda), después del episodio de julio 2010 (centro) y después del episodio de agosto 2010 (derecha). C) Erosión en el tramo inferior del torrente de Caners (flecha roja) y pequeño depósito en la presa de Vallespir tras el episodio de agosto (fotografía de ICGC).
El próximo episodio sucedió el 5 de agosto de 2011, cuando a media tarde una tormenta localizada dejó precipitaciones muy intensas que ocasionaron un aumento del caudal de los torrentes de Portainé y Reguerals. El OD1, el cruce a mayor cota, no sufrió daños relevantes. En dirección aguas abajo, el flujo fue incorporando material, aumentando su volumen y energía. En las intersecciones de los tramos intermedios, los drenajes fueron insuficientes para absorber la corriente, por lo que el agua circuló sobre la carretera, induciendo aguas abajo la erosión del talud próximo a las escolleras pero sin llegar a dejar el paso intransitable. En concreto, en OD8 se agravó el derrumbe existente (Figura 4.9 A). En cuanto a las barreras, se llenaron la única que hasta el momento no había retenido ningún flujo y la que estaba semillena, mientras que una de las que se encontraban colmatadas se erosionó lateralmente (Figura 4.9 B). En la zona de confluencia la acumulación llegó a la presa de Vallespir aunque no generó daños en la misma (Figura 4.9 C). Vistos los efectos y la ausencia de daños mayores, este evento podría considerarse como un flujo hiperconcentrado volumétricamente menor a los anteriores.



Figura 4.9. Evento de agosto de 2011. A) Tareas de limpieza de la acumulación en OD8 (fotografía de ICGC). B) Socavación lateral y vaciado parcial de la barrera 2 (fotografía de ICGC). C) Pequeño depósito (flecha roja) en la presa de Vallespir (fotografía de ICGC).

El 23 de julio de 2013, tras haberse instalado cuatro barreras más, volvió a desencadenarse una avenida de gran magnitud. En cabecera, se produjo un fuerte encajamiento de orden métrico a la salida de un drenaje de escollera transversal a una pista de esquí (a 1952 m s.n.m.) que dirige el agua hacia el torrente de Reguerals (Figura 4.10 A). El flujo cortó la carretera en tres puntos, concretamente en OD6, OD7 y OD8 (Figuras 4.10 B y 4.10 C). A excepción de dos barreras que registraron una fuerte socavación del margen izquierdo, el resto funcionaron adecuadamente pasando el flujo por encima del depósito y las nuevas se llenaron. En la presa de Vallespir no se generó una acumulación importante, pero si erosión en el tramo inferior de Caners. Aunque el volumen movilizado por el evento no ha sido estimado, los indicios apuntan a que éste fue mayor en el torrente de Reguerals que en el de Portainé.



Figura 4.10. Evento de julio de 2013. A) Incisión a la salida de un drenaje en cabecera (fotografía de Jaume Calvet). B) Tareas de limpieza del desagüe en OD8 (fotografía del Dr. Jaume Calvet). C) Acumulación en OD6 (fotografía de Miquel Camafort).

En agosto de 2014 sucedieron dos episodios. El primero de ellos, el día 20, no generó daños ni cortes en la carretera. El del día 30, en cambio, llegó a cortar la carretera en un punto. Los efectos principales fueron la obturación parcial del desagüe y resultante circulación de agua sobre la carretera en OD5 (Figura 4.11 A) y la obstrucción total y acumulación de material en OD8. Tres de las barreras de la fase 2 y dos de la fase 1

sufrieron desperfectos, quedando algunos anclajes al aire por la intensa socavación lateral y llegando a vaciarse parcialmente (Figura 4.11 B). Solo se conoce que el evento tuviera efectos en el torrente de Portainé.



Figura 4.11. Evento de agosto de 2014. A) Acumulación en OD5 tapando y cortando por completo la carretera (fotografía de Carles Fañanás). B) Socavación lateral (flecha roja) y vaciado parcial de la barrera 51 (fotografía de Carles Fañanás).

La tarde-noche del 21 de agosto de 2015 una tormenta de carácter convectivo que descargó intensamente sobre la cuenca de Portainé dio lugar a otro flujo torrencial. El tramo intermedio del torrente de Portainé fue el más activo, mientras que no se registró ningún indicio de reactivación de la dinámica torrencial en el torrente de Reguerals. En OD5 se acumularon sedimentos en la boca de entrada del tubo de desagüe pero que no llegaron a llenar ni la mitad de su capacidad. En cambio, en OD8 el drenaje fue totalmente obturado y un depósito de unos 2 m de altura sedimentó en la carretera, cortándola por completo (Figura 4.12). Los efectos generados en las barreras fueron similares a los de 2014. Se intensificó la erosión lateral en aquellos puntos en los que ya se había iniciado, creando un hueco entre la red y la ladera de hasta 2 m en algún caso, con los anclajes al aire. En el resto de barreras llenas el flujo pasó por encima del depósito anterior. En las observaciones post-evento de campo en la zona de Vallespir se ha identificado una acumulación nula en el cono y un fenómeno de erosión a lo largo del canal funcional. Esto indica que al tramo inferior solamente llegó agua limpia. Este evento se considera como un flujo de derrubios que depositó un volumen de 500 m³ (FGC e ICGC, 2015b) o 2120 m³ de material (Palau et al., 2017) aguas arriba del cruce OD8, punto a partir del cual evolucionó hacia un flujo hiperconcentrado por la pérdida de carga sólida, llegando a la confluencia a modo de flujo acuoso.



Figura 4.12. Evento de agosto de 2015. Acumulación de sedimentos en OD8 (fotografía de Rosa Maria Palau).

Según los operarios de la central de Vallespir, en un episodio de lluvias intensas a principios-mediados de mayo de 2016, el torrente de Caners arrastró cierta cantidad sedimentos que llegaron hasta el tramo inferior. La fecha exacta del suceso, 9 de mayo, se ha establecido mediante el análisis de las precipitaciones de ese mes. Durante ese evento, el tubo de canalización hacia la presa de Vallespir se obstruyó y el material se depositó aguas arriba, en la zona del cono aluvial. Aunque a mediados de mes limpiaron la zona y quitaron parte del material aguas arriba de la rejilla, a día 2 de junio el tubo todavía seguía taponado.

Otro episodio lluvioso tuvo lugar el 29 de agosto de ese mismo año (FGC e ICGC, 2016). Como consecuencia, incrementaron los caudales de los torrentes y, a la vez, su capacidad de transporte. La actividad torrencial y arrastre de material a lo largo del torrente de Portainé se observó en los pasos de carretera en OD1, donde se acumularon bloques y gravas en la entrada del desagüe, y en OD8, que éstos llegaron a taponar el 40% de la luz del conducto (Figura 4.13). Este evento fue de tan baja magnitud que ni siquiera fue percibido ni documentado, ya que no generó ningún daño o corte en la carretera ni en la presa de Vallespir. De acuerdo a las escasas evidencias, parece que este evento simplemente podría haberse tratado de una corriente de agua con una cierta concentración de sedimentos.



Figura 4.13. Evento de agosto de 2016. Acumulación de sedimentos en la entrada del desagüe en OD8 (fotografía de FGC e ICGC, 2016).

A modo de resumen, la tabla 4.7 recoge las consecuencias sufridas durante cada evento en los cruces de la carretera, así como los efectos en la zona del cono aluvial y canalización subterránea hacia la presa de Vallespir. La tabla 4.8 recopila detalladamente los efectos que cada flujo torrencial ha producido en las barreras de retención, indicando si la respuesta de dichas estructuras frente al flujo fue correcta, problemática o incorrecta.

Tabla 4.7. Efectos en los desagües de los cruces de la carretera (OD) y en la zona del cono aluvial (Vallespir), indicando el número de puntos en los que la carretera se cortó por completo debido a la acumulación de material sobre la misma. ?: día estimado; C: corte en la carretera; OP y OT: obstrucción parcial y total del desagüe, respectivamente; D: derrumbe; d: daños menores; A: acumulación; E: erosión.

Focho ovonto	Portainé		Reguerals		Caners		Total	
recha evento	OD1	OD5	OD8	OD6	OD7	OD10	Vallespir	cortes
2006/05/07?					OT, C			1
2008/09/11-12	OT, D, C	OT, D, C	OT, C	OT, D, C	OT, C	d	А	5
2008/11/02			OT, C					1
2010/07/22-23			OT, D, C		OT, C		A, E	2
2010/08/12			OT, C		OT, C		A, E	2
2011/08/05		OP	OT, D	d	d		А	0
2013/07/23			OT, C	OT, C	OT, C		A, E	3
2014/08/20								0
2014/08/30		OP	OT, C					1
2015/08/21		OP	OT, C				Е	1
2016/05/09							А	0
2016/08/29	OP		OP					0

Tabla 4.8. Efectos de los eventos torrenciales en las barreras de retención (excepto para los anteriores a 2010, en los que no existían las barreras, y para los de 2016, pues no se dispone de ningún dato), indicando si tuvieron un funcionamiento correcto (verde), incorrecto (naranja oscuro) o con problemas menores (naranja claro), y si han sido reparadas (amarillo).

Barrera	2010/07/22-23	2010/08/12		2011/08/05	2013/07/23		2014/08/20 y 30	2015/08/21	
0	LLENADO	El flujo pasa sobre la acumulación anterior.		Sin datos	Sin datos		Sin datos	Sin datos	
1	LLENADO	El flujo pasa sobre la acumulación anterior.		El flujo pasa sobre la	Socavación del	margen izquierdo y	Intensificación de la socavación del	Intensificación de la socavación de	lel margen
				acumulación anterior.	anclaje cedido.		margen izquierdo y anclaje cedido.	izquierdo y anclaje cedido.	
2	LLENADO	VACIADO PARCIAL	Cierre del paso	Socavación del	El flujo pasa sol	bre la acumulación	Sin datos	Sin datos	
	Inicios de socavación del margen izquierdo y	Intensificación de la socavación del margen	izquierdo y	margen izquierdo.	anterior.				
	pequeño paso lateral abierto.	izquierdo. El flujo pasa por el hueco lateral.	nuevos anclajes.						
3	Socavación del margen derecho y	LLENADO PARCIAL	Cierre del paso	LLENADO	El flujo pasa sol	bre la acumulación	Sin datos	Sin datos	
	parcialmente desanclada. El flujo pasa por el	Acumulación parcial favorecida por un	derecho y		anterior.				
	hueco lateral.	árbol que actúa como presa.	nuevos anclajes.						
4	LLENADO	VACIADO PARCIAL		El flujo pasa sobre la	LLENADO PAI	RCIAL	Sin datos	Sin datos	
		Socavación del margen izquierdo. Se vacía pa	arcialmente, pero	acumulación anterior.	El flujo pasa sol	bre la acumulación			
		muy poco.			anterior.				
5	LLENADO	Socavación del margen izquierdo, paso	Cierre del paso	El flujo pasa sobre la	Socavación del	margen izquierdo.	El flujo pasa sobre la acumulación	Estiramiento del freno y anclaje s	superior izquierdo
		lateral de 4 m de ancho abierto y anclajes al	izquierdo y	acumulación anterior.			anterior.	cedido.	
		aire. No se vacía por la presencia de un	nuevos anclajes.						
		gran bloque que actúa como presa.							
6	LLENADO	El flujo pasa sobre la acumulación anterior.		El flujo pasa sobre la	El flujo pasa sol	bre la acumulación	Sin datos	No hay actividad en Reguerals.	
				acumulación anterior.	anterior.				
7	El flujo pasa por debajo.	El flujo pasa por debajo.	Cierre del paso	LLENADO	El flujo pasa sol	bre la acumulación	Sin datos	No hay actividad en Reguerals.	
			inferior.		anterior.				
8	LLENADO	El flujo pasa sobre la acumulación anterior.		El flujo pasa sobre la	El flujo pasa sol	bre la acumulación	El flujo pasa sobre la acumulación	El flujo pasa sobre la acumulació	n anterior.
				acumulación anterior.	anterior.		anterior.		
11	No existía	No existía		No existía	LLENADO	El flujo pasa sobre	Sin datos	Sin datos	
					artificial tras	la acumulación			
					su instalación.	anterior.			
51	No existía	No existía		No existía	Inicios de socav	ación del margen	VACIADO PARCIAL	Socavación del margen	Cierre del paso
					izquierdo y com	ienzo de vaciado.	Socavación del margen izquierdo y	izquierdo y desanclada.	izquierdo y
							parcialmente desanclada.		nuevos anclajes.
52	No existía	No existía		No existía	Inicios de socav	ación del margen	VACIADO PARCIAL	LLENADO PARCIAL	
					izquierdo y com	ienzo de vaciado.	Socavación del margen derecho.	Socavación del margen izquierdo	y acumulación
								parcial favorecida por un deslizar	niento lateral.
53	No existía	No existía		No existía	Inicios de socav	ación del margen	Socavación del margen izquierdo,	Intensificación de la socavación	Cierre del paso
					izquierdo y com	ienzo de vaciado.	anclajes al aire y paso lateral abierto.	del margen izquierdo, anclajes	izquierdo y
								al aire y paso lateral abierto.	nuevos anclajes.
Α	No existía	No existía		No existía	No existía		No existía	No hay actividad en Reguerals.	
В	No existía	No existía		No existía	No existía		No existía	No hay actividad en Reguerals.	

4.4. Discusión de los resultados

4.4.1. Relación entre la magnitud del evento y la precipitación

Todas las avenidas torrenciales recientes de la última década se han generado en respuesta a tormentas intensas y localizadas, por lo que podríamos suponer que en el pasado ocurriera del mismo modo. Para las avenidas históricas, se han calculado las P_{max} para cada AD, pero no se puede asegurar con certeza que los flujos ocurrieran exactamente durante el episodio anual de mayores lluvias ya que el efecto orográfico y las consiguientes precipitaciones convectivas pudieron haber producido tormentas locales que no han sido registradas por la red de estaciones de la época. De todos modos, si coincidieran los episodios de mayor pluviometría con las avenidas datadas, la pluviosidad asociada a los eventos antiguos y a los recientes sería del mismo orden de magnitud, lo que indica que las condiciones meteorológicas que actualmente generan flujos torrenciales podrían ser similares a las del siglo XX.

Las precipitaciones registradas, sin embargo, varían temporalmente (entre avenidas) y espacialmente (entre estaciones). Con el fin de evaluar si hay relación entre la intensidad de las lluvias y la magnitud de los flujos desencadenados por las mismas, se han categorizado estos dos parámetros (Tabla 4.9). Esta comparación solo se ha podido realizar para los eventos recientes, de los que se conoce el día concreto de ocurrencia.

En primer lugar, la magnitud de las lluvias se puede establecer según los rangos propuestos por diferentes organismos. AEMET plantea una clasificación basada en la acumulación de agua en un periodo de tiempo de 1 hora, en base a la cual distingue entre lluvias de intensidad suave (<2 mm), moderada (2,1-15 mm), fuerte (15,1-30 mm), muy fuerte (30,1-60 mm) y torrencial (>60 mm). Meteocat, en cambio, considera en función de la intensidad semihoraria, es decir, la acumulación en 30 minutos, precipitaciones suaves (<3 mm), moderadas (3-20 mm), fuertes (20-40 mm) o torrenciales (>40 mm). En este trabajo disponemos de registros de diferentes estaciones meteorológicas cuya intensidad máxima difiere entre sí, por lo que para cada evento se escoge, de entre las estaciones con datos, la más cercana a la cuenca de Portainé. En los casos en que la categoría de intensidad de precipitación es diferente según los rangos de AEMET y Meteocat, se considera siempre la clasificación que otorga una magnitud más elevada.

En segundo lugar, la información más valiosa para fijar la magnitud relativa de los flujos torrenciales es la de sus efectos geomorfológicos y daños en infraestructuras.

Clasificaremos los eventos en tres tipos, tomando como criterio el número de veces que bloqueó y llegó a cortar la carretera: magnitud baja (ningún corte), intermedia (un corte) o alta (dos cortes o más). Además, a los dos episodios más y menos destructivos se les asigna una magnitud máxima y mínima, respectivamente. El mayor de ellos es el de septiembre de 2008, que obstruyó todos y cada uno de los desagües de las intersecciones de la carretera de acceso a Port Ainé, cortándola en cinco puntos. El menor, en agosto de 2016, no produjo ningún daño, solamente una pequeña acumulación en la entrada de un par de desagües.

 Tabla 4.9. Clasificación de las lluvias según su intensidad (AEMET, Meteocat) y de los flujos torrenciales según su magnitud relativa en base a sus efectos. ?: día estimado.

Facha	Estación	I _{max}	I _{max}	Intensidad	Magnitud
геспа	Estacion	horaria	semihoraria	precipitación	evento
2006/05/07?	Salòria	2,2 mm	-	Suave - Moderada	Intermedia
2008/09/11-12	Salòria	14,6 mm	11,9 mm	11,9 mmModerada - Fuerte	
2008/11/02	Llagunes	15 mm	9,6 mm	Moderada - Fuerte	Baja
2010/07/22-23	Montenartró	17,2 mm	12,8 mm	Fuerte	Alta
2010/08/12	Montenartró	24,2 mm	15,6 mm	Fuerte	Alta
2011/08/05	Port Ainé	26,6 mm	18,4 mm	Fuerte	Baja
2013/07/23	Port Ainé	26,2 mm	22,4 mm	Fuerte	Alta
2014/08/20	Port Ainé	12,6 mm	13 mm	Moderada	Baja
2014/08/30	Port Ainé	20,4 mm	17,8 mm	Fuerte	Intermedia
2015/08/21	Port Ainé	29 mm	17,4 mm	Fuerte - Muy fuerte	Intermedia
2016/05/09	Port Ainé	12 mm	6,6 mm	Moderada	Baja
2016/08/29	Port Ainé	35,8 mm	20 mm	Muy fuerte	Mínima

Los datos existentes sobre lluvias detonantes no se correlacionan con la magnitud de los eventos torrenciales ocurridos (Figura 4.14) y actualmente en la cuenca de Portainé se generan flujos extraordinarios en respuesta a episodios lluviosos no necesariamente extraordinarios. Ningún evento está relacionado con lluvias de tipo torrencial, si no que la mayoría ocurre como consecuencia de precipitaciones fuertes que no alcanzan la categoría de muy fuertes y que no son extremas para la zona de estudio. También se generan eventos torrenciales durante episodios moderados, siendo estos muy habituales en la región. De hecho, según los datos existentes, el flujo de derrubios más destructivo, de septiembre de 2008, estaría asociado a precipitaciones moderadas. Algún flujo aislado corresponde incluso a chubascos suaves con valores que no superan los 2 mm por hora.



Figura 4.14. Relación entre la magnitud de los eventos recientes y los datos existentes relativos a la precipitación asociada.

Si únicamente tenemos en cuenta los flujos torrenciales de los que se dispone de datos de la estación de Port Ainé, todos ellos están asociados a lluvias moderadas, fuertes o muy fuertes. Las moderadas solo dan lugar a eventos de magnitud baja, mientras que las avenidas de magnitud intermedia o alta vienen dadas por episodios de intensidad fuerte a muy fuerte. En cambio, las precipitaciones registradas en las estaciones situadas fuera de la cuenca son generalmente menores. Esta correlación demuestra el gran impacto orográfico en la evolución de los frentes convectivos y en la pluviometría local.

De las Heras (2016) realiza un modelo meteorológico para el punto más cercano a la cuenca de Portainé (en el término municipal de Sort) utilizando el software MAXIN 2.0 y la función de distribución SQRT-ET máx (Salas y Carrero, 2008) del cual obtiene los cuantiles de lluvia e hietogramas para diferentes periodos de retorno. Para el de 10 años (T10), propone unas P_{total} máximas de 86,2 mm y una I_{max} horaria de unos 22,5 mm/h. Si comparamos esas lluvias sintéticas con los valores reales registrados durante los eventos, vemos que no se corresponden. Las P_{total} de los días de los flujos torrenciales son menores que las correspondientes a T10 (Figura 4.5 A), lo que es ciertamente esperable ya que corresponden a lluvias frecuentes que se registran todos los años. En cuanto a la I_{max}, los valores registrados en las estaciones meteorológicas son similares a los sintéticos (Figura 4.5 B), indicando que las lluvias intensas correspondientes a T10 ocurren más frecuentemente de lo esperado, de hecho, con una recurrencia anual.

4.4.2. Influencia de la acción humana en la hidrología superficial

La construcción y mantenimiento de las estaciones de esquí modifican el entorno natural y tienen efectos geo-ambientales directos. Por un lado, suponen una degradación del terreno, produciendo daños en la vegetación y el suelo edáfico (Ruth-Balaganskaya y Myllynen-Malinen, 2000; Ristić et al., 2012; Gartzia et al., 2016). Además, tienden a aumentar la escorrentía y agravar la erosión, exacerbando el riesgo hidrogeomorfológico (Mosimann, 1985; Geneletti, 2008; Koscielny, 2008; Fidelus-Orzechowska et al., 2018).

En la cuenca de Portainé, la superficie ocupada por el dominio esquiable está marcada por un cambio en la cobertera vegetal y usos del suelo. Con el paso de los años se ha reducido la vegetación arbórea o arbustiva y se han construido numerosos canales para drenar aguas pluviales, resultando en una menor capacidad de infiltración del terreno, una mayor concentración de la escorrentía superficial y la formación de surcos de erosión. Esto genera un aumento en los caudales resultantes que se desplazan aguas abajo a lo largo de los torrentes con mayor energía y poder erosivo (García-Ruiz et al., 2008; de las Heras, 2016).

Además, en el ámbito de la estación se han realizado importantes movimientos de tierra (ej. embalses) que, en los periodos desprotegidos de vegetación, proporcionaron grandes cantidades de material disponible no consolidado y fácilmente movilizable por el agua, que al ser incorporados a la corriente comportarían un aumento en el contenido de sedimento de la misma, y por tanto, en su torrencialidad.

Otro elemento que podría haber jugado un papel esencial en la activación de la capacidad erosiva del torrente de Portainé es el terraplén de arena que se construyó en la intersección OD1 (Sr. C. Fañanás, com. pers.). En septiembre de 2008 el terraplén se saturó y derrumbó, aportando un gran volumen de material a la corriente que hizo que evolucionara hacia un flujo de derrubios altamente destructivo. Este hecho provocó una inestabilización del terreno, así como la destrucción de la cobertera vegetal próxima al cauce que ejercía un papel protector frente a la erosión, dando lugar a una situación de difícil retorno.

En conclusión, los cambios antropogénicos han modificado la respuesta hidrológica de la cuenca, dando lugar a una intensificación de la actividad hidrogeomorfológica. No se prevé que la actividad humana cese en un futuro cercano, contribuyendo a ésta dinámica.

PARTE III:

ANÁLISIS DETALLADO DE LOS PROCESOS HIDROGEOMOFOLÓGICOS EN LOS TORRENTES

5 Detección y cuantificación de cambios geomorfológicos

La actividad de los torrentes se puede cuantificar mediante el análisis de los cambios topográficos registrados a lo largo del tiempo. Para ello, se ha diseñado una metodología novedosa para el tratamiento de datos multi-temporales de LiDAR aéreo en contextos de montaña, que se presenta en este capítulo. La comparación de modelos digitales de elevaciones ha permitido identificar la distribución espacial y temporal de los fenómenos de erosión y acumulación a lo largo de los torrentes para así establecer el balance sedimentario. Los resultados tienen una aplicación directa en la comprensión de la dinámica torrencial y evolución hidrogeomorfológica de la zona. Parte del contenido de este capítulo ha sido publicado en Victoriano et al. (2018a), adjuntado en el anexo C.

5	Detecciór	n y cuantificación de cambios geomorfológicos	
	5.1. Introd	lucción y antecedentes122	1
	5.2. Méto	dos	3
	5.2.1.	LiDAR aéreo: adquisición y procesado de nubes de puntos 123	3
		Campañas y parámetros de vuelo12	4
		Georreferenciación y clasificación de las nubes de puntos	5
		Preparación y pre-análisis de los datos12	7
		Creación de los modelos digitales de elevaciones12	8
	5.2.2.	MDEs: análisis de incertidumbre y detección de cambios 130	0
		Comparación de las nubes de puntos13	2
		DoD bruto	2
		Estimación del error individual de los MDEs134	4
		Propagación de errores	7
		Aplicación de umbral probabilístico	7
	5.3. Resul	tados138	8
	5.3.1.	Perfiles de las nubes de puntos	8
	5.3.2.	Distribución espacial y magnitud de los cambios geomorfológicos 142	2
	5.3.3.	Cuantificación de los cambios geomorfológicos14	5
		Cálculo de los volúmenes totales de erosión y acumulación14	5
		Segregación del balance sedimentario14	8
	5.4. Discu	sión de los resultados152	1
	5.4.1.	Consideraciones sobre la metodología diseñada 15	1
	5.4.2.	Actividad hidrogeomorfológica y dinámica de la cuenca 153	3

5.1. Introducción y antecedentes

El estudio de los procesos geomorfológicos y su riesgo asociado se ha visto facilitado por la emergencia de datos topográficos de alta resolución que han abierto nuevas vías para cuantificar la transferencia de masa y energía a través de los sistemas (Passalacqua et al., 2015). La adquisición de datos 3D, y en particular el láser escáner aerotransportado, también conocido como LiDAR aéreo o ALS, se ha establecido en las últimas décadas como una práctica habitual de muchas agencias cartográficas nacionales como el Instituto Geográfico Nacional (IGN) y el *Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya* (ICGC) a nivel estatal y autonómico, respectivamente. Además, este tipo de datos están cada vez más fácilmente disponibles al público a través de portales de acceso abierto, presentando oportunidades inigualables en una amplia gama de aplicaciones.

El LiDAR aéreo proporciona datos topográficos de alta resolución que permiten generar modelos digitales de elevaciones del terreno (MDEs) muy detallados (Day et al., 2013; Tarolli, 2014). Estos se han utilizado en multitud de investigaciones sobre diversos riesgos geológicos debido a su utilidad para estudiar la evolución geomorfológica del paisaje mediante el análisis de los procesos superficiales activos recientes y/o pasados (Jaboyedoff et al., 2010; Roering et al., 2013; Abellan et al., 2016). Esta tecnología también se ha aplicado a medios fluviales y torrenciales (Notebaert et al., 2009; Cavalli y Tarolli, 2011; Bailly et al., 2012), en concreto para una mejor caracterización hidrogeomorfológica de los sistemas de drenaje (Thoma et al., 2005; Jones et al., 2007; Cavalli et al., 2008; Biron et al., 2013) y para proporcionar las condiciones de contorno de modelos cinemáticos y físicos de transporte de fluidos y sedimentos (Cobby et al., 2001, 2003; French, 2003; Hollaus et al., 2005).

La mejora en el procedimiento de obtención de datos LiDAR y el aumento en la ejecución de campañas de vuelo han dado lugar a la existencia de series multi-temporales, es decir, nubes de puntos que cubren una misma región pero que han sido adquiridas en momentos diferentes. Los MDEs generados a partir de cada conjunto de datos se pueden restar entre sí, obteniendo modelos de diferencias (*DEM of Difference*; DoD) que revelan la distribución horizontal y vertical de los cambios geomorfológicos. La evaluación de dichos cambios otorga valiosa información sobre la morfología y evolución del terreno, pues permite estudiar en detalle los patrones espacio-temporales de la erosión-acumulación y el balance sedimentario. Esta técnica de diferenciación de MDEs

secuenciales se ha aplicado en diversidad de contextos fluviales y torrenciales, desde ríos anastomosados o *braided* (Brasington et al., 2000; Lane et al., 2003) hasta torrentes de montaña (Cavalli et al., 2017), así como en el análisis específico de inundaciones o flujos de derrubios (Breien et al., 2008; Scheidl et al., 2008; Bull et al., 2010; Bremer y Sass, 2012; Croke et al., 2013; Imaizumi et al., 2016; Rathburn et al., 2017).

La comparación de MDEs es una buena aproximación a la evolución morfológica del terreno cuando la magnitud de los cambios es mayor a los propios límites de detección. Por ello, es fundamental considerar la incertidumbre proveniente de los datos de origen y que se incorpora en los MDEs y propaga a los DoDs. El objetivo es diferenciar los cambios geomorfológicos reales del ruido generado por diferentes fuentes de error y así evitar su incorrecta interpretación. Diversos autores han señalado la necesidad de establecer un nivel mínimo de detección (*minimum level of detection*; minLoD) para detectar pequeños cambios altimétricos probablemente asociados a errores (Brasington et al., 2000; Fuller et al., 2003), aunque en las últimas décadas se apuesta por métodos estadísticos más complejos basados en la evaluación de la fiabilidad de los cambios geomorfológicos mediante distribuciones de probabilidad (Brasington et al., 2003; Lane et al., 2003; Wheaton et al., 2010; Cavalli et al., 2017).

En cuanto a las zonas montañosas, existen inconvenientes adicionales para una aplicación correcta del LiDAR aéreo. La comparabilidad entre los datos es un factor clave y a la vez difícil en este tipo de ambientes. Por un lado, el proceso de georreferenciación y ajuste/alineado de las nubes de puntos se convierte en una ardua tarea en terrenos morfológicamente complejos (Lallias-Tacon et al., 2014), que puede provocar un sesgo entre los conjuntos de datos. Por otro lado, la precisión altimétrica y la densidad de puntos del terreno disminuyen en superficies con pendientes pronunciadas y cubiertas por vegetación (Cavalli et al., 2008), dando lugar a series con incertidumbres espacialmente variables cada una y temporalmente variables entre sí. Cuando existen estas limitaciones, los análisis 2D convencionales de DoDs no pueden aplicarse correctamente debido a que muchas zonas carecen de datos del terreno, por lo que las superficies creadas de los MDE son puramente interpoladas. Esto implica una gran dificultad todavía no resuelta a la hora estudiar con precisión los procesos geomorfológicos asociados a la dinámica fluviotorrencial en torrentes de montaña, como es el caso de esta tesis. Llegados a este punto, surge la necesidad de una metodología específica que permita evaluar la incertidumbre de los datos LiDAR basándose en su variabilidad espacial a lo largo de los canales.

5.2. Métodos

En esta tesis se ha diseñado un nuevo procedimiento metodológico de análisis de datos LiDAR multi-temporales para la cuantificación de los cambios hidrogeomorfológicos en torrentes de montaña densamente vegetados y torrencialmente activos.

5.2.1. LiDAR aéreo: adquisición y procesado de nubes de puntos

El LIDAR aéreo es una tecnología basada en un escáner láser aerotransportado que barre la superficie del terreno para obtener una nube de puntos muy precisa a partir de la cual se pueden generar modelos digitales del terreno (Figura 5.1). Este instrumento consta de un emisor/receptor de pulsos de luz láser que tras reflejar en un objeto o superficie vuelven a su fuente de origen. El tiempo transcurrido entre la emisión del rayo y la recepción de su señal reflejada se utiliza para calcular la distancia que ha recorrido y con ello la posición exacta del punto en el que ha impactado. Esta técnica proporciona en poco tiempo series de datos que cubren una gran extensión del terreno.



Figura 5.1. Ilustración del barrido láser de un vuelo LiDAR sobre la superficie del terreno (imagen cedida por el ICGC).

Los datos LiDAR utilizados en este trabajo pertenecen a diversos vuelos hechos por el ICGC en el marco del proyecto LIDARCAT, cuyo objetivo es cubrir periódicamente la totalidad de la superficie de Cataluña. Las series concretas que cubren la cuenca de Portainé se han conseguido gracias a un convenio de colaboración entre el ICGC y la UB (Código 012854) para la evaluación de datos LiDAR en el campo de la geomorfología. La toma, georreferenciación y clasificación de las nubes de puntos han sido realizadas por técnicos y operarios expertos de ICGC, mientras que la preparación y pre-análisis de los datos, así como la creación de MDEs, han sido elaborados íntegramente por la autora de esta tesis.

Campañas y parámetros de vuelo

Los vuelos se llevaron a cabo en agosto de 2009, agosto-septiembre de 2011 y agostoseptiembre de 2016, obteniendo tres conjuntos de datos secuenciales que representan un periodo de tiempo de 7 años. Las dos primeras campañas forman parte del vuelo LiDARCAT1, que se ejecutó en diversas fases entre los años 2008-2012 y que sobrevoló en concreto la cuenca de Portainé en dos momentos, 2009 (en la que no se sobrevoló la zona de cabecera) y 2011 (Figura 5.2). La de 2016 pertenece a LiDARCAT2, para el cual, visto el interés de los datos, se planificó una pasada adicional paralela a la orientación principal de los torrentes de Portainé y Reguerals (Figura 5.2), con el fin de obtener una mayor densidad de puntos.



Figura 5.2. Extensión de las series LiDAR del ICGC de diferentes años en la zona de Portainé.

La adquisición de datos se realizó con una avioneta Cessna Caravan 208B equipada de un sensor topográfico Leica ALS50-II, un sistema de navegación inercial (*Inertial Navigation System*; INS) y un sistema GPS. Los parámetros de vuelo fijados para cada línea de vuelo o pasada en cada campaña LiDAR y las especificaciones de las nubes de puntos obtenidas se presentan en la tabla 5.1. Una vez finalizado el vuelo, se realiza un control de calidad sobre los datos adquiridos. Para ello, se distribuye la nube de puntos en bloques de trabajo ortogonales (de 1x1 km en el caso de 2016 y de 2x2 km en 2009 y 2011) y se comprueba la densidad y completitud de los puntos para verificar que el área sobrevolada esté totalmente recubierta. Finalmente se determina la densidad media por bloque.

	2009	2011	2016
Dispositivo	ALS50-II	ALS50-II	ALS50-II
Altitud media del vuelo	2250 m	2440 m	2712 m
Ángulo de escaneo	48°	40°	31,3°
Frecuencia de escaneo	21,5 Hz	25 Hz	24,4 Hz
Frecuencia del pulso	89200 Hz	84400 Hz	77100 Hz
Densidad nominal	0,5 pt/m ²	0,5 pt/m ²	0,5 pt/m ²
Tamaño bloques	2x2 km	2x2 km	1x1 km
Densidad media por bloque	0,8 pt/m ²	1,93 pt/m ²	2,4 pt/m ²

 Tabla 5.1. Parámetros de vuelo de las campañas LiDAR del ICGC y especificaciones de las nubes de puntos de la zona de Portainé.

La exactitud vertical del dispositivo LiDAR reportada por el fabricante está establecida por una desviación de la raíz cuadrada media (*Root-mean-square-error*; RMSE) inferior a 15 cm. Adicionalmente, dentro del proyecto LIDARCAT se estimó la exactitud altimétrica para la zona de Portainé a partir de la comparación de las elevaciones de los puntos LiDAR con las de puntos GPS de control, obteniendo valores de RMSE <5 cm en zonas planas y desprovistas de vegetación, <15 cm en pendientes inclinadas y vegetadas y <50 cm a lo largo de las laderas abruptas y cubiertas por bosque denso.

Georreferenciación y clasificación de las nubes de puntos

La primera aproximación al posicionamiento de la nube de puntos se obtiene mediante el cálculo de la trayectoria del vuelo, a partir de los datos GPS/INS del avión y de datos GNSS de las estaciones de referencia de la red CATNET del ICGC.

Posteriormente, se lleva a cabo todo un proceso de control de calidad tanto de los datos láser iniciales como de la trayectoria y ajuste. Las coordenadas se calibran respecto a ciertas áreas de control y, mediante una compensación de mínimos cuadráticos, se obtienen los valores de corrección para los ángulos de balanceo y cabeceo del avión. De este modo, se determina directamente la planimetría de cada punto láser.

La altimetría, en cambio, precisa de un ajuste específico para reducir los errores sistemáticos de la altitud. Por un lado, se comparan los puntos de las distintas pasadas en las zonas de solape, y por otra parte, se observan las diferencias de altura entre la nube de puntos y puntos ubicados en campos de control que se sitúan en zonas planas estables y que han sido medidos directamente en campo con GPS. Finalmente, los puntos LiDAR se corrigen según los valores de ajuste obtenidos para cada pasada y se obtienen las elevaciones de los puntos, referidas al geoide EGM08D595. Las coordenadas tridimensionales definitivas (X, Y, Z) se expresan en el sistema de referencia ETRS 89 y se proyectan en UTM (zona 31N).

Las nubes de puntos deben ser rigurosamente analizadas ya que, además de puntos del terreno propiamente dicho, contienen otros que pueden pertenecer a una diversidad de elementos. Esto se debe a que los rayos láser emitidos por el sensor LiDAR pueden rebotar en cualquier objeto que encuentren en su camino, como por ejemplo, edificios, árboles, puentes, etc. Además, un mismo rayo puede rebotar varias veces cuando se encuentra con múltiples superficies reflectoras en su trayectoria en las que parte de su energía es reflejada mientras que el resto sigue penetrando hacia el terreno, dividiéndose en tantos retornos como superficies reflectoras. Es por ello que es necesario determinar la tipología del elemento que representa cada uno de los puntos y retornos para eliminar los errores (ej. cables eléctricos, coches) y filtrar los datos (ej. vegetación) dependiendo de la finalidad del estudio.

La clasificación de las nubes de puntos fue efectuada con el módulo TerraScan © (Terrasolid, 2016). Inicialmente los datos se filtraron automáticamente a partir de algoritmos matemáticos que se basan principalmente en la diferencia altimétrica de puntos contiguos. Este proceso permitió discernir entre los puntos que pertenecían al propio terreno de los que no. Debido a las peculiaridades morfológicas de la zona y a los requerimientos específicos del estudio (convenio ICGC-UB), se realizó una edición manual exhaustiva de las nubes de puntos prestando especial atención a las zonas próximas a los canales. El objetivo era depurar la clase que contiene los puntos de la

superficie "desnuda", es decir, corregir posibles fallos en la clasificación debido a infraestructuras puntuales (ej. cruces de la carretera) para separar correctamente los puntos del terreno. Para ello, se fueron reclasificando los puntos anormalmente bajos y los puntos que pertenecen a puentes y edificios, que habían sido erróneamente clasificados como terreno; y se recuperaron de otras clases los puntos que definen cumbres, cerros o escarpes. Además, se tuvo en cuenta la ubicación exacta de las barreras de retención de sedimentos y sus efectos, sobre todo el desnivel real que generan una vez llenas y que las funciones de clasificación automática consideran anómalo. El resultado son cuatro clases definidas como "terreno", "vegetación", "ruido" y "errores" para cada una de las tres nubes de puntos.

Preparación y pre-análisis de los datos

Las nubes de puntos LiDAR resultantes están en formato de archivo LAS, habiendo un fichero para cada bloque ortogonal. Utilizando el programa ArcGIS ® (ESRI, 2014), se han agrupado los archivos en tres *LAS Dataset* (2009, 2011 y 2016) y se ha extraído información diversa para cada año mediante las herramientas *Statistics y Point File Information*. Esto ha permitido obtener las características tanto de las series completas como por clase, por ejemplo el número de puntos, espaciado y elevaciones máximas y mínimas. Tras filtrar los puntos erróneos, de ruido y vegetación, las tres nubes de puntos del terreno se han visualizado en 3D en el programa CloudCompare (Girardeau-Montaut, 2015) y se ha verificado que proporcionan una buena cobertura del área de estudio y una densidad de puntos *a priori* adecuada para la generación de MDEs de alta resolución.

El ámbito del presente estudio compete exclusivamente a los fondos de valle en los que actúan los procesos fluvio-torrenciales modificando la morfología del cauce. Por este motivo, se ha delimitado manualmente un polígono que corresponde al lecho y cuyos límites se han definido por el cambio lateral de pendiente. Este polígono, que servirá como área de análisis para la comparación de los MDEs multi-temporales, incluye la zona cuya pendiente es $<30^{\circ}$ y excluye los márgenes del cauce.

Uno de los parámetros que condiciona directamente la resolución con la que podremos trabajar es la densidad de puntos. Teniendo en cuenta que lo que nos interesa es reconstruir el terreno exento de vegetación, se ha calculado para cada nube de puntos la densidad de puntos del terreno del área de análisis y los valores obtenidos son de 0,29 pt/m², 0,93 pt/m² y 1,32 pt/m² para 2009, 2011 y 2016, respectivamente.

Creación de los modelos digitales de elevaciones

El parámetro esencial a la hora de preparar un modelo digital del terreno es el tamaño de celda adecuado, que está condicionado directamente por la densidad de puntos. Teniendo en cuenta la necesidad de que todos los MDEs tengan la misma resolución para compararlos entre sí y que la densidad de las nubes de puntos oscila entre 0,29-1,32 pt/m², se ha establecido un tamaño de píxel de 1x1 m, que corresponde aproximadamente a la densidad de puntos del terreno promedio de los tres conjuntos de datos. La idoneidad del tamaño de celda elegido se discute en el subapartado correspondiente a los MDEs de la discusión metodológica de la tesis (ver apartado 7.1.1).

Para generar los MDEs se ha escogido el programa ArcGIS® (ESRI, 2014) debido a que su efectividad ha sido extensamente reconocida y a que ofrece un amplio abanico de algoritmos para ello. Con el objetivo de encontrar el método que más fielmente reconstruya el terreno en la zona de análisis, se han inspeccionado las múltiples vías que el programa proporciona para generar modelos del terreno a partir de nubes de puntos LiDAR. Finalmente en este trabajo se han empleado dos tipos de herramientas que en total han permitido crear los modelos digitales de diez formas distintas (Tabla 5.2).

La herramienta *LAS Dataset to Raster* permite rasterizar una nube de puntos utilizando una variedad de algoritmos de interpolación que se pueden agrupar en dos tipos principales. La técnica llamada *binning* consiste en asignar el valor de las celdas en base a los puntos que caen dentro de la extensión de las mismas; en el caso de los píxeles que no contienen ningún punto, se crean huecos (*Binning – None*; Tabla 5.2) o se pueden emplear diferentes métodos o algoritmos de interpolación para llenarlas (*Binning – Simple, Binning – Linear, Binning – Natural Neighbor*; Tabla 5.2). Otra opción son los métodos de triangulación, que parten de una representación triangular de los puntos que posteriormente se interpolan de diferente forma para determinar el valor de cada píxel (*Triangulation – Linear, Triangulation – Natural Neighbor*; Tabla 5.2).

El programa también ofrece dentro de sus paquetes de análisis 3D varias herramientas de interpolación ráster para recrear una superficie a partir de un conjunto de puntos. En este caso, los datos de origen tienen que estar en formato vectorial, por lo que se han convertido las nubes de puntos previamente filtradas (solo la clase "terreno") en archivos de puntos mediante la herramienta *LAS to Multipoint*. Los *shapefiles* obtenidos se han sometido a diferentes métodos que ArcGIS proporciona dentro de la caja de herramientas

Interpolation para interpolar los puntos y obtener un modelo digital del terreno (Inverse distance weighted (IDW), Kriging, Natural Neighbor, Spline; Tabla 5.2).

Asimismo, se ha explorado la herramienta *Point to Raster*. Ésta también requiere de un archivo vectorial como fuente de datos, pero no realiza ningún tipo de interpolación, dando valor únicamente a las celdas que contienen puntos en su interior. Debido a que este método proporciona un resultado prácticamente igual al de la interpolación *Binning* – *None* anteriormente descrita, se ha descartado su uso.

Herramienta	Método de interpolación	ción Descripción		
		El valor de celda es el promedio de los puntos que caen		
	Binning – None	dentro. No se da ningún valor a las celdas sin datos,		
		que generan huecos.		
		El valor de celda es el promedio de los puntos que caen		
	Rinning Simple	dentro. A las celdas sin datos se les da el valor		
	Bunning – Simple	promedio de los puntos inmediatamente próximos,		
		pero no se rellenan huecos grandes.		
		El valor de celda es el promedio de los puntos que caen		
LAS Dataset	Binning – Linear	dentro. Las celdas sin datos se rellenan por		
to Raster		interpolación linear de una triangulación previa.		
	Dinning Natural	El valor de celda es el promedio de los puntos que caen		
	Dunning – Naturat	dentro. Las celdas sin datos se rellenan por		
	Neighbor	interpolación de los puntos más cercanos.		
	Tuinu ulation linear	Se triangula el conjunto de los datos y se calcula el		
	Triangulation – Linear	valor de celda por interpolación linear.		
	Trianaulation Natural	Se triangula el conjunto de los datos y se calcula el		
	Neighbor	valor de celda por interpolación de los puntos más		
	Neighbor	cercanos.		
	IDW	El valor de la celda se pondera a partir de los puntos		
		circundantes en base a su distancia.		
	Vuiging	El valor de la celda se calcula a partir de los puntos		
Interpolation	Kriging	circundantes con una fórmula matemática concreta.		
	Natural Naiabhan	El valor de la celda se pondera de los puntos más		
	Natural Neighbor	cercanos en base a su área proporcional.		
		El valor de la celda se calcula con una función		
	Spline	bidimensional que minimiza la curvatura de la		
	Spune	pendiente y genera una superficie suavizada que pasa		
		por todos los puntos de origen.		

Tabla 5.2. Metodologías utilizadas para la generación de los modelos digitales de elevaciones (MDEs).

Se han comparado los modelos entre sí prestando atención a la morfología de los fondos de valle con el fin de escoger el modelo que mejor los representa. Los MDEs generados directamente desde las nubes de puntos LAS generan un relieve más fuerte con cauces en forma de "V", mientras que los obtenidos interpolando las capas vectoriales de puntos del terreno suavizan la superficie especialmente en las zonas con cambios fuertes de pendiente, dando lugar a cauces más redondeados. Considerando el contexto de montaña en el que nos encontramos y habiendo visto en campo el profundo encajamiento de los torrentes, se ha elegido la vía de *LAS Dataset to Raster*. Entre los tipos de interpolación que ésta vía, se ha descartado el *binning* porque utiliza diferentes criterios para las celdas que contienen puntos y las que no, dejando huecos en algunos casos; y se ha escogido la triangulación (*triangulation*), que aplica el mismo procedimiento de asignación de valor a todas las celdas. Las diferencias entre la triangulación linear (*linear*) y de vecinos naturales (*natural neighbor*) son muy pequeñas, pero finalmente me he decantado por la primera opción por ser la que más respeta las nubes de puntos originales.

Los modelos topográficos de 2009, 2011 y 2016 con los que se trabajará, por tanto, son los creados a partir de la triangulación de las nubes de puntos LiDAR y posterior rasterización a celdas de 1x1 m mediante interpolación linear, ya que es el método que más fielmente representa el abrupto terreno de la zona. Utilizando las herramientas *hillshade, slope* y *contour* de ArcGIS se han generado mapas de sombras (con altura solar de 45° y azimut de 45°, 135°, 225° y 315°), pendiente (en intervalos de 10°) y curvas de nivel (de 2 y 10 m) de cada año para visualizar con más detalle la morfología del terreno.

Finalmente, los rásteres se han recortado utilizando el polígono del área de análisis como máscara y se han obtenido los MDEs de 2009, 2011 y 2016 específicos de los cauces, sobre los que se crearán secciones transversales a los canales que se utilizarán para compararlos entre sí y estimar sus errores.

5.2.2. MDEs: análisis de incertidumbre y detección de cambios

Los MDEs secuenciales representan la topografía de una misma zona en épocas diferentes. Éstos se pueden restar a pares para producir DoDs que muestran los cambios geomorfológicos ocurridos en el tiempo mediante la diferencia de las elevaciones celda por celda. Para que esta sustracción se ejecute apropiadamente, es crucial que los modelos sean rásteres ortogonales perfectamente alineados entre sí y exentos de artefactos (Vericat et al., 2017).

No obstante, la comparabilidad de los datos es también un punto clave en este tipo de análisis ya que condicionará la interpretación geomorfológica que se realice del mismo. Varias fuentes de errores de diversa tipología pueden intervenir en diferentes fases del proceso (errores sistemáticos del dispositivo LiDAR, condiciones meteorológicas, cobertera vegetal, densidad de puntos, proceso de filtrado, técnica de interpolación, etc.), afectando la calidad de los datos de origen (Scheidl et al., 2008). Estas incertidumbres determinan a su vez la exactitud de los MDEs generados, y consecuentemente, los resultados reflejados en los DoDs.

Las zonas de montaña presentan dificultades agregadas. La densa vegetación de ribera hace que la resolución de los datos varíe a lo largo de los torrentes dependiendo de las características locales de cada tramo, incluso algunos de ellos llegando a carecer completamente de puntos del terreno. Como consecuencia, la incertidumbre de los modelos digitales es espacialmente muy variable y requiere de un examen riguroso.

Con el propósito de detectar y estudiar los cambios geomorfológicos en torrentes de montaña de la forma más precisa posible, se ha desarrollado un flujo de trabajo específico para la comparación de series secuenciales de datos de LiDAR aéreo (Figura 5.3). Consta de tres análisis complementarios: comparación de las nubes de puntos, resta de MDEs sin procesar (DoD bruto) y comparación de MDEs mediante análisis de incertidumbres, esta última dividiéndose en tres pasos (cuantificación del error individual de los MDEs, propagación de errores y aplicación de un umbral probabilístico).



Figura 5.3. Flujo de trabajo para el estudio de los cambios geomorfológicos a partir de datos LiDAR.

Comparación de las nubes de puntos

Las tres nubes de puntos se han proyectado en ArcGIS para evaluar su distribución espacial y densidad. Con el fin de compararlas entre sí, se han creado dos clases de entidad (*Feature Class*), una que agrupará los datos de 2009 y 2011, y otra para los de 2011 y 2016. Para poder distinguir dentro de cada una de estas entidades entre los puntos de una misma tipología de diferentes años, primero es necesario reclasificarlos. Por ejemplo, los puntos que pertenecen al terreno desnudo tienen por defecto el código 2 en las tres series secuenciales, por lo que al agruparlas en una misma entidad *a priori* no se pueden distinguir entre los que pertenecen a un año u otro. Por ello, se han cambiado los códigos de clase preestablecidos en la nube de puntos de 2011 con la opción *Change LAS Class Codes*, sumando un valor de 10 al código inicial. Una vez reclasificados los datos, se han cargado los nuevos archivos correspondientes en los *Feature Class* de 2009-2011 y 2011-2016.

Tras filtrar el resto de categorías (vegetación y ruido) se han visualizado conjuntamente los puntos del terreno de 2009 y 2011 por un lado, y los de 2011 y 2016 por otro. Se han realizado perfiles longitudinales y transversales a los torrentes en los sectores de especial interés en que cabe esperar notables cambios geomorfológicos, tales como las barreras, los cruces con la carretera, los márgenes con deslizamientos laterales y el cono aluvial. Dichas secciones ilustran la morfología de la superficie en diferentes años, pudiendo visualizar de forma preliminar la erosión y/o deposición ocurrida en la zona durante dicho periodo de tiempo.

La principal aplicación recae en las barreras de retención. Los perfiles longitudinales cruzando estas estructuras ilustran el llenado de las mismas, pero también muestran los efectos inducidos aguas abajo. Esto permite realizar una evaluación del impacto geomorfológico de las barreras y de su propia estabilidad, que se presenta en la discusión global de la tesis (ver apartado 7.3.1).

DoD bruto

Utilizando el programa ArcGIS, los MDEs de 2009, 2011 y 2016 de la zona de análisis de Portainé se han restado entre sí con la opción *Minus* de la caja de herramientas *Raster Math* para obtener los DoDs de 2011-2009 y 2016-2011. Dicha operación ha consistido en restar para cada caso el modelo más antiguo al más reciente:

$$DoD = MDE_{reciente} - MDE_{antiguo}$$
(5.1)

donde, para los DoD₂₀₁₁₋₂₀₀₉ y DoD₂₀₁₆₋₂₀₁₁, MDE_{reciente} es el modelo de 2011 y 2016, y MDE_{antiguo} el modelo de 2009 y 2011, respectivamente.

Se han creado histogramas de los DoDs para observar la frecuencia de la magnitud de los cambios geomorfológicos. Además, utilizando la herramienta *Extract by Attributes*, estos dos modelos de diferencias se han separado en dos rásteres individuales, uno que únicamente represente las celdas de valor positivo (aumento en la elevación; acumulación) y otro con los píxeles negativos (disminución de la elevación; erosión). Con la simbolización correcta de los archivos resultantes, se han obtenidos mapas de erosión y acumulación para cada periodo de tiempo.

Los volúmenes de material erosionado y acumulado para cada periodo de tiempo se han cuantificado con la herramienta *Cut Fill*, que realiza una operación de corte-relleno entre dos rásteres de origen y calcula el volumen de cada región (V) aplicando en cada celda la siguiente formula:

$$V = A * \Delta Z \tag{5.2}$$

siendo A el área de celda de los MDEs (1 m² en este caso) y ΔZ la diferencia en la elevación de las superficies, calculada como:

$$\Delta Z = Z_{MDEreciente} - Z_{MDE antiguo} \tag{5.3}$$

donde, para los $DoD_{2011-2009}$ y $DoD_{2016-2011}$, $Z_{MDE \ reciente}$ es la altitud en 2011 y 2016, y $Z_{MDE \ antiguo}$ es la altitud en 2009 y 2011, respectivamente.

Estos valores son una primera aproximación al volumen total de erosión y deposición a lo largo de los torrentes. Adicionalmente, el procedimiento descrito en este apartado se ha simulado mediante las funciones del programa Geomorphic Change Detection © (ET-AL, 2015), a raíz del cual se han obtenido los mismos resultados numéricos y de los cuales se han extraído las representaciones gráficas.

Sin embargo, este análisis es una comparación grosera y preliminar de MDEs, sin que éstos hayan sido sometidos a ningún proceso de control de calidad que evalúe los errores que incluyen. Por ello, se ha decidido desarrollar un procedimiento de análisis de incertidumbre adaptado a la zona de estudio que permita establecer un umbral de confianza a partir del cual se recalculará el balance sedimentario.

Estimación del error individual de los MDEs

El error de un MDE (δZ_{MDE}) se define como la diferencia altimétrica entre los puntos del terreno real y sus celdas espacialmente emparejadas (Wheaton et al., 2010). La cuantificación del δZ_{MDE} requiere de un buen conocimiento del conjunto de datos específico y sus fuentes de error. Las cuencas de montaña son comúnmente boscosas y muestran pendientes pronunciadas que dan lugar a precisiones, exactitudes y densidades variables (Passalacqua et al., 2014). En tales contextos, se necesita de un análisis de errores de los MDEs que considere estas incertidumbres y su variabilidad espacial (Schaffrath et al., 2015). En este estudio, se han cuantificado dos tipos de errores: (i) error de aerotriangulación (EA) y (ii) error de interpolación (EI).

El EA es la desviación espacial entre levantamientos topográficos, es decir, la suma de los errores posicionales y verticales en las direcciones X, Y y Z tras haberse realizado el ajuste de aerotriangulación (Hsieh et al., 2016). Este error es el resultado tanto de la irreproducibilidad en la adquisición de datos LIDAR como del proceso de georreferenciación. Esto produce un sesgo que es posible detectar al comparar los conjuntos de datos de diferentes vuelos. El EA muestra una distribución espacialmente uniforme a lo largo de cada serie y se ha estimado mediante la comparación de datos multi-temporales en áreas donde no se esperan cambios, en este caso, a lo largo de la carretera de acceso a la estación de esquí (adicionalmente también se han analizado otros puntos estables medidos con rtk-GNSS en campo). Considerando que dicho vial tiene una anchura variable de 6-12 m, se ha aplicado un *buffer* de 2 m de la línea central. El polígono generado tiene 4 m de ancho y ocupa exclusivamente zonas estables, evitando los márgenes, ya que éstos son susceptibles a registrar cambios en tiempo. Ésta área es la que se utiliza posteriormente para estimación del EA que se detalla a continuación.

En primer lugar, se ha llevado a cabo una comparación MDE a MDE en esa zona. Se han creado tres DoDs (2011-2009, 2016-2011 y 2016-2009) mediante la resta entre los MDEs correspondientes (Ecuación 5.1), que posteriormente se han recortado con el polígono de la carretera. En ArcGIS, se han generado histogramas y analizado las propiedades de los tres rásteres resultantes, extrayendo el valor de la desviación estándar del valor de las celdas (diferencias de elevación) de cada uno de ellos. Estas desviaciones son una medida de precisión e indican el nivel mínimo de detección (minLoD). Los valores obtenidos han sido promediados para obtener el minLoD medio, de la siguiente manera:

$$_{min}LoD = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\sigma\Delta Z \tag{5.4}$$

donde $\sigma\Delta Z$ es la desviación estándar de ΔZ (Ecuación 5.3) de cada DoD (Ecuación 5.1) a lo largo de la carretera (2011-2009, 2016-2011 y 2016-2009) y n es el número de comparaciones (3 en este caso).

En segundo lugar, teniendo en cuenta que el minLoD estimado en la ecuación 5.4 indica la combinación del EA de dos conjuntos de datos (error propagado), éste se puede expresar con la siguiente fórmula:

$$_{min}LoD = \sqrt{(EA_{reciente})^2 + (EA_{antiguo})^2}$$
(5.5)

siendo $EA_{reciente}$ y $EA_{antiguo}$ los errores de aerotriangulación de los MDEs más recientes y más antiguos, respectivamente. Asumiendo que la desviación espacial entre los conjuntos de datos es constante en toda la extensión del DoD, los EA de cada MDE se pueden considerar como iguales ($EA_{reciente} = EA_{antiguo} = EA$) y la ecuación 5.5 se transforma en:

$$EA = \sqrt{\frac{\min LoD^2}{2}} \tag{5.6}$$

a partir de la cual se obtiene EA como un único valor para los tres MDEs.

El EI es una considerable fuente de incertidumbre en zonas de montaña, donde las superficies de los modelos se construyen a partir de densidades de puntos espacialmente variables. Por lo tanto, las comparaciones multi-temporales incorporan distintos EIs de cada MDE, lo que da lugar a cambios geomorfológicos irreales como resultado de la resta entre dos superficies meramente interpoladas. Con respecto a los torrentes estudiados, las densidades varían a lo largo de los canales dependiendo de las características locales *in situ*, y por ende, el EI es espacialmente variable dentro de cada MDE.

Para evaluar esta incertidumbre, se ha realizado un análisis 1D de las diferencias altimétricas a lo largo de los torrentes. Para ello, con la opción *Cross Section Generator* del programa Flood Modeller ® (Jacobs, 2015) se han creado secciones transversales a los torrentes a cada metro a lo largo de su trayectoria. Éstas se han intersectado con el polígono del área de análisis utilizando la herramienta *Clip* de ArcGIS, obteniendo un total de 8125 secciones (5267 en Portainé - Caners y 2858 en Reguerals) con un espaciado de 1 m y una anchura variable (Figura 5.4). Se han extraído las estadísticas de las celdas que atraviesa cada uno de los perfiles (altitud media, desviación estándar y número de

puntos LiDAR) para cada MDE (2009, 2011 y 2016) mediante el comando *Isectpolyrst* de la plataforma Geospatial Environment Modelling © (Beyer, 2014). Asumiendo un canal trapezoidal con un lecho regular (casi plano), se ha considerado que el valor del IE en cada sección transversal es igual a la desviación estándar media de la elevación, determinada como:

$$EI = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (Z_{celda} - \bar{Z})^2}$$
(5.7)

donde Z_{celda} y \overline{Z} son los valores de elevación de cada celda y la elevación media de todas las intersectadas por la sección, respectivamente, y n es el número de celdas. A partir de esta ecuación se ha calculado un valor diferente de EI para cada perfil transversal y año.



Figura 5.4. Ilustración del análisis de incertidumbre en un tramo concreto del torrente de Portainé, indicando el área de análisis y las secciones transversales. La tabla en la parte inferior izquierda muestra las propiedades de las dos secciones ejemplo marcadas en blanco.

Finalmente, ambos errores obtenidos mediante las ecuaciones 5.6 (EA) y 5.7 (EI) se han combinado para determinar el δZ_{MDE} de cada sección y MDE, del siguiente modo:

$$\delta Z_{MDE} = \sqrt{(EA)^2 + (EI)^2} \tag{5.8}$$

Propagación de errores

A la hora de comparar dos MDEs secuenciales hay que tener en cuenta que se combinan los errores altimétricos individuales de ambas superficies. Es por ello necesario derivar la cantidad de los dos δZ_{MDE} siguiendo la teoría de propagación de errores (Taylor, 1997), que trata los datos de entrada como variables independientes. Según lo propuesto por Brasington et al. (2003), el error propagado ($\delta\mu$) se expresa como:

$$\delta\mu = \sqrt{(\delta Z_{MDE \ reciente})^2 + (\delta Z_{MDE \ antiguo})^2} \tag{5.9}$$

donde, para las comparaciones 2011-2009 y 2016-2011, $\delta Z_{MDE \text{ reciente}}$ es el error del MDE de 2011 y 2016, y $\delta Z_{MDE \text{ antiguo}}$ es el error del MDE de 2009 y 2011, respectivamente.

En este estudio, los valores de $\delta\mu$ se han calculado para cada sección y par de MDEs comparados, obteniendo los valores de $\delta\mu_{2011-2009}$ y $\delta\mu_{2016-2011}$ en cada uno de los perfiles. Esto ha permitido la posterior evaluación precisa de los cambios locales de elevación.

Aplicación de umbral probabilístico

El objetivo de este paso es descartar la señal de origen dudoso (ruido e incertidumbre) de la señal geomorfológica propiamente dicha, excluyendo los cambios que caigan dentro de un rango de errores predeterminado y considerando como reales (ΔZ_{real}) solamente aquellos sobre los que tenemos la suficiente confianza de que lo sean.

La significación de los cambios geomorfológicos (ΔZ) respecto a los errores ($\delta \mu$) se puede evaluar de dos formas principales. La primera es simplemente establecer un _{min}LoD y descartar los cambios que estén por debajo de dicho valor, y la otra es aplicando probabilísticamente un umbral de incertidumbre en un intervalo de confianza definido por el propio usuario (Wheaton et al., 2010). Si queremos considerar las variabilidades espaciales, como en este estudio, el método más adecuado es el segundo (Brasington et al., 2003; Lane et al., 2003; Schaffrath et al., 2015). La probabilidad de que los cambios sean reales para cada uno de los periodos (2011-2009 y 2016-2011) se ha determinado utilizando la distribución t de Student en Excel, obteniendo el valor t de cada sección como:

$$t = \frac{|\Delta Z|}{\delta_{\mu}} \tag{5.10}$$

siendo $|\Delta Z|$ el valor absoluto de ΔZ (Ecuación 5.3) y $\delta \mu$ el error propagado.

La distribución t permite determinar sección por sección la probabilidad (p) de que los ΔZ sean reales. En este análisis se asumía que la topografía del lecho a lo largo de los perfiles transversales era plana, pero en la naturaleza ésta suele ser irregular, y más aún cuando se trata de canales torrenciales tan activos. Por esta razón, en lugar de aplicar el umbral probabilístico en un intervalo de confianza del 95% como se hace normalmente, se ha utilizado un 68 % (ver apartado 5.4.1). Con este nivel de fiabilidad, los cambios temporales con valores p < 0,32 se han considerado como ΔZ_{real} y se incluyen en el análisis, mientras que las secciones con una probabilidad mayor se han descartado.

Los cálculos volumétricos se han realizado multiplicando el valor de ΔZ_{real} de cada sección por su anchura, ya que la distancia entre secciones es siempre de 1 m. Este método ha conducido a una cuantificación de la actividad hidrogeomorfológica "libre" de errores.

5.3. Resultados

5.3.1. Perfiles de las nubes de puntos

La visualización 3D de los puntos del terreno permite observar de forma preliminar los cambios registrados en la ventana temporal de los datos LIDAR. De entre todos los perfiles realizados, se incluyen en este apartado los más interesantes y representativos.

La figura 5.5, corresponde a uno de los deslizamientos laterales activos más conocidos, situado en el margen izquierdo del torrente de Portainé a unos 1420 m s.n.m. El fenómeno ocurrió entre 2009 y 2011 (probablemente durante el primer flujo de derrubios de 2010), periodo en el que se movilizó una importante cantidad de material ladera abajo (Figura 5.5 A). Entre 2011 y 2016 también se detecta actividad, aunque parece más bien que el talud, potencialmente inestable tras el derrube, tiende a regularizarse (Figura 5.5 B).



Figura 5.5. Comparación de las nubes de puntos LiDAR a lo largo de un deslizamiento lateral. Los perfiles tienen una orientación W-E (izquierda-derecha) y son transversales al torrente de Portainé (1420 m s.n.m.).

En las figuras 5.6 y 5.7, en cambio, se ilustran las barreras de retención de sedimentos mediante perfiles longitudinales que cruzan cada una de las estructuras en cuestión (ver localización en la Figura 4.4). El proceso geomorfológico más remarcable asociado a las mismas es, como era de esperar, una gran acumulación de material aguas arriba. Sin embargo, una vez llenas, también se detecta un fenómeno de erosión inducida aguas abajo.

En las barreras instaladas en la fase 1 (Figura 5.6) el llenado se produce entre 2009 y 2011 en ambos torrentes. En algunas de ellas, los datos LiDAR de 2016 reflejan un cambio en la posición de la parte superior de la barrera respecto a 2011 (ej. barrera 4) debido a la deformación de la propia red, la cual se flexiona en dirección aguas abajo como respuesta a la presión de carga ejercida por el material retenido. El desplazamiento horizontal máximo de la red, se ha podido medir en cuatro casos, en los cuales la cantidad de puntos disponibles era suficiente para poder hacerlo con precisión, obteniendo valores de 0,3-1,2 m, con un promedio de 0,75 m.

Las de la fase 2 (Figura 5.7, izquierda) se llenan en el periodo 2011-2016. En estos casos, los puntos de 2009 y 2011 muestran la morfología del lecho previa al emplazamiento de las barreras. Así pues, los perfiles de 2009-2011 representan los cambios geomorfológicos asociados a la dinámica natural del torrente de Portainé a su paso por esas zonas, la cual se muestra claramente erosiva en todas ellas, dando lugar a un fuerte encajamiento del lecho (ej. barrera 53). Sin embargo, hay que tener en cuenta que los puntos de 2011 fueron adquiridos una vez instaladas y colmatadas las barreras de la primera fase, y en consecuencia, la topografía de los tramos en los que posteriormente se emplazan las barreras de la segunda fase también podría verse ligeramente alterada por el efecto inducido de las anteriores.

Por último, las dos barreras construidas en la tercera y última fase (Figura 5.7, derecha) en la parte superior del torrente de Reguerals no han entrado en funcionamiento hasta el momento, encontrándose completamente vacías. Por lo tanto, los perfiles trazados a lo largo de estos tramos representan la dinámica fluvio-torrencial natural de 2009 a 2016. Entre 2009 y 2011 se observa una intensa incisión. A partir de 2011 no parece mantenerse esta tendencia; en el tramo de la barrera A se detecta un fenómeno de agradación, mientras que en el caso de la barrera B (situada aguas abajo) la posición del lecho parece mantenerse relativamente estable, sin una predominancia erosiva o deposicional.








5.3.2. Distribución espacial y magnitud de los cambios geomorfológicos

Los DoDs de 2011-2009 y 2016-2011, creados a partir de la resta entre los MDEs correspondientes (Ecuación 5.1), registran celda por celda la diferencia altimétrica de las superficies topográficas del área de análisis, es decir, indican si se ha registrado erosión (ΔZ <0) o acumulación (ΔZ >0) sobre el terreno (Figura 5.8). La distribución espacial de estos cambios se visualiza mejor mediante perfiles longitudinales en los cuales se representa la naturaleza erosiva o deposicional de cada sección transversal al torrente, la cual está determinada por el signo de ΔZ en cada periodo (Figura 5.9). Tanto en los DoDs como en los perfiles longitudinales, se observa también la relación entre los cambios geomorfológicos y las estructuras antrópicas (barreras y cruces de la carretera).

La erosión es el proceso más generalizado a lo largo de los fondos de valle. Todo ese material erosionado del lecho y márgenes de los torrentes es susceptible a ser transportado por la corriente, cuya capacidad de arrastre (y erosiva) aumenta en momentos de crecida del caudal. Esta incorporación de material da lugar a flujos torrenciales cargados en sedimentos que pueden llegar a evolucionar hasta flujos de derrubios; y al contrario cuando se deposita.

Además, se han identificado erosiones localizadas, potenciadas por la ubicación de infraestructuras antrópicas. Inmediatamente después de las barreras se produce un encajamiento del lecho, debido a que una vez llenas se genera un escalón de orden métrico a través del cual el agua cae en forma de cascada aumentando su poder erosivo. Estas mismas estructuras inducen una incisión lateral como consecuencia de la modificación del curso fluvio-torrencial, que puede verse desviado hacia un lado erosionando así los márgenes. En cuanto a la carretera, se agrava la erosión aguas abajo de los desagües por los que los torrentes la cruzan, dando lugar a una erosión vertical pero también a deslizamientos laterales por la socavación del pie de los taludes. Este último fenómeno de desestabilización de las laderas también ocurre en otros puntos a lo largo de los torrentes caracterizados por un fuerte encajamiento.

Por el contrario, los procesos deposicionales están generalmente restringidos al decrecimiento de la pendiente o al efecto de estructuras antrópicas. Las principales causas de acumulación son el llenado de las barreras, la obstrucción parcial o total de los desagües de la carretera y la acumulación de material en el cono aluvial de la confluencia del torrente de Caners con el río Romadriu.



Figura 5.8. DoDs entre 2009 y 2011 (izquierda) y 2011 y 2016 (derecha). Para cada comparación, arriba el histograma con la distribución de la magnitud de los cambios y abajo el mapa DoD de un tramo ejemplo del torrente de Portainé desde aguas arriba de la barrera 52 hasta el cruce OD8 (1560-1450 m s.n.m.), en el que destacan los efectos geomorfológicos de una barrera instalada en 2010 (5) y de dos de 2012 (51 y 52).



Figura 5.9. Cambios altimétricos (ΔZ) ocurridos entre 2009 y 2011 (arriba) y 2011 y 2016 (abajo) a lo largo del tramo del torrente de Portainé desde el cruce OD5 hasta la confluencia con Reguerals (1700-1285 m s.n.m). Para cada comparación, arriba el perfil longitudinal coloreado en función de su tendencia erosiva o deposicional en el que destacan los efectos geomorfológicos de cinco barreras instaladas en 2010 (en negro) y cuatro de 2012 (en gris), y abajo la magnitud de dichos fenómenos.

En cuanto a la magnitud de los cambios geomorfológicos, son considerablemente mayores antes de 2011 que después, aunque en ambos casos tiende a ser inferior a 2 m pero pudiendo alcanzar los 5 m (ver histogramas de la Figura 5.8). En general, la erosión es más intensa que la acumulación, llegando a ser de orden métrico incluso en tramos no afectados por estructuras antrópicas, mientras que la agradación solamente es de tales magnitudes cuando está relacionada con el efecto de una barrera, carretera o zona de confluencia (ver gráficos de ΔZ de la Figura 5.9).

5.3.3. Cuantificación de los cambios geomorfológicos

La comprensión de la dinámica y evolución torrencial requiere de una cuantificación espacial y temporal de los procesos hidrogeomorfológicos anteriormente descritos. Para ello, además de la magnitud vertical (profundidad) de los cambios, es de gran interés diagnosticar cómo ésta se reparte a lo largo de la zona de estudio (área) para determinar la cantidad de material erosionado y depositado (volumen).

Cálculo de los volúmenes totales de erosión y acumulación

En esta tesis, la estimación de la cantidad de material que se ha erosionado y sedimentado en los dos periodos de tiempo estudiados se ha realizado mediante ambas vías principales de comparación de MDEs secuenciales descritas en el apartado metodológico (ver apartado 5.2.2 y Figura 5.3).

Por un lado, a partir de los DoDs se han obtenido los valores areales y volumétricos de la erosión y acumulación (Figura 5.10), aunque estos resultados son una primera aproximación, burda, que no tiene en cuenta los posibles errores implícitos en este tipo de análisis. La extensión que ocupan las celdas erosionadas es 2000-3000 m² más que en las que se produce deposición en ambos modelos, y además, su magnitud también es superior, con un valor medio de 61 cm frente a los 58 cm de acumulación. De forma diferenciada, en los periodos 2011-2009 y 2016-2011 se registra una erosión de 31.361 m³ y 18.495 m³ y una acumulación de 27.367 m³ y 17.747 m³ de material, respectivamente. Estos volúmenes sugieren un balance sedimentario neto negativo en ambos casos, aunque significativamente mayor en el primero. Según dichos resultados, entre 2009 y 2011 aproximadamente 3994 m³ fueron exportados de la cuenca, y otros 748 m³ posteriormente hasta 2016.



Figura 5.10. Cambios geomorfológicos a partir de los DoDs, representados en función de la profundidad, área y volumen de la erosión y acumulación.

Por otro lado, se ha seguido la metodología desarrollada en esta tesis para la estimación de la incertidumbre espacialmente variable mediante secciones transversales, la cual ha permitido localizar y filtrar las fuentes de errores, logrando una cuantificación fiable y fidedigna de los cambios geomorfológicos ocurridos en los torrentes estudiados. En la tabla 5.3 se presenta dicho análisis en dos secciones ejemplo.

El minLoD es de 0,1 m, dando lugar a un EA de 0,07 m para cada MDE. Estos valores de EA, basados en las diferencias topográficas a lo largo de la carretera, son equivalentes a los que se obtienen al comparar los MDEs con puntos conocidos medidos en campo con técnicas GNSS. Entre ellos, el más estable en el tiempo se ubica sobre la rejilla metálica al inicio de la canalización del torrente de Caners hacia la presa de Vallespir. En esa localización concreta, la diferencia entre los puntos GPS y su celda correspondiente (exactitud vertical) en 2009, 2011 y 2016 es de 7 cm, 1 cm y 6 cm, respectivamente. El valor máximo es idéntico al EA calculado mediante el procedimiento metodológico seguido en este trabajo, corroborando así su veracidad. El EI, determinado por la desviación estándar de la elevación a lo largo de cada sección transversal, alcanza 0,5 m en algunos casos.

Tras la propagación de ambos errores, los valores $\delta\mu$ calculados muestran una amplia variación espacial de 0,1-5,4 m, aunque la mediana es de 0,9 m y 0,66 m para 2011-2009 y 2016-2011, respectivamente. Al aplicar la distribución estadística de t Student y un intervalo de confianza del 68%, se observa que en muchas secciones p es < 0,32 y éstas se consideran ΔZ_{real} . Este umbral reduce notablemente el número de secciones utilizadas para la cuantificación final de los cambios geomorfológicos; en concreto, se descartan un 57 % y 74 % de los datos en las comparaciones 2011-2009 y 2016-2011, respectivamente. No obstante, aquellas secciones a partir de las cuales se realizan los cálculos volumétricos son altamente confiables, y además, las zonas más activas (ej. aguas arriba y abajo de las barreras) no se descartan en ningún caso debido a la gran magnitud de los cambios ocurridos.

Tabla 5.3. Resultados del análisis de incertidumbre para la cuantificación de los cambios geomorfológicos en dos secciones ejemplo (ver ubicación en la Figura 5.4).

5	Sección	δ	Z _{MDE} (n	n)	Δμ	(m)]	р	$\Delta \mathbf{Z}$	real	V (m ³)
N°	Ancho (m)	2009	2011	2016	11-09	16-11	11-09	16-11	11-09	16-11	11-09	16-11
4794	10,15	0,78	1,04	0,48	1,3	1,14	0,29	0,36	-0,72	-	-7,32	-
4803	9,45	0,58	0,29	0,24	0,65	0,38	0,34	0,15	-	0,39	-	3,67

El número de secciones erosivas consideradas como reales es superior a las deposicionales (2116 frente a 1022 en 2011-2009 y 1149 frente a 1001 en 2016-2011), pero la magnitud media de los cambios es similar en ambos casos, con un valor absoluto de aproximadamente 1 m (0,9 m la erosión y 1,02 m la acumulación de media en el periodo de 7 años). En 2011-2009 se erosionaron 22.042 m³ del lecho y se sedimentaron 19.204 m³, indicando una degradación neta de 2.838 m³ de material que fueron exportados fuera de la cuenca en dos años. En 2016-2011 también se registró un balance sedimentario negativo, aunque de menor magnitud. De hecho, una erosión de 8.308 m³ y una acumulación de 8.161 m³ produjeron un cambio neto de 147 m³ en cinco años.

Todos los resultados sugieren una predominancia de la erosión frente a la deposición, dando lugar a una tendencia incisiva de los torrentes y un aporte cuantioso de material al río Romadriu. Aun así, es evidente que la actividad torrencial fue mayor antes del 2011 que después, ya que los volúmenes movilizados fueron considerablemente superiores.

Segregación del balance sedimentario

Con el fin de alcanzar una comprensión más completa de la dinámica de la cuenca, se ha segregado el balance de sedimento obtenido de los cambios reales. Los volúmenes de 2011-2009 y 2016-2011 se han recalculado tras dividir los canales en tramos de interés en base a criterios hidrográficos (red de drenaje), geomorfológicos (sectores de la cuenca) y antrópicos (intersecciones de la carretera). Los resultados numéricos se presentan en la tabla 5.4 y se ilustran en la figura 5.11.

Al diferenciar los tres torrentes que conforman la red de drenaje principal, se percibe que el de Portainé es considerablemente más activo que el de Reguerals, sobre todo en lo que a la erosión respecta. Esto explicaría la morfología más estrecha y encajada del torrente de Portainé observada en campo. El torrente de Caners también registra cuantiosos cambios, aunque especialmente son de tipo agradacional y probablemente no sea un fenómeno generalizado, si no que venga dado por la acumulación localizada en el cono aluvial de su tramo inferior.

La cuenca se puede dividir en tres sectores principales dependiendo de la pendiente media de sus vertientes. El sector superior corresponde a la zona de cabecera (dominio esquiable), que se caracteriza por un relieve relativamente suave. Coincidiendo con el límite N-S de la cuenca (Figura 2.2), la pendiente aumenta fuertemente dando inicio al sector intermedio, en el que encontramos los barrancos encajados a lo largo de los cuales

se desarrollan los flujos torrenciales y se han emplazado las barreras de retención. Tras cruzar el puente de Montenartró (Figura 2.4 A), la inclinación del lecho disminuye, dando lugar al tramo inferior que llega hasta la confluencia con el río Romadriu. Entre 2009 y 2011 la erosión se concentró en el sector intermedio, mientras que el único con una acumulación neta y además voluminosa fue el inferior. Desde 2011 hasta 2016, en cambio, se depositó una gran cantidad de material en el tramo intermedio y el inferior pasó a ser erosivo. Estas diferencias se explican parcialmente por la naturaleza incisiva de los eventos torrenciales, cuya magnitud fue menor en el segundo periodo y proporcionalmente se produjo mayor acumulación (ver apartado 5.4.2).

Por último, si seccionamos los torrentes coincidiendo con las intersecciones de las carreteras, los tramos resultantes registraron un patrón de erosión-acumulación complejo con tendencias temporalmente variables. Esto es consecuencia de la interacción entre la dinámica natural y las medidas de defensa. Las barreras modifican la evolución de los torrentes, fenómeno que queda en mayor evidencia al dividirlos en tramos tan cortos.



Figura 5.11. Segregación del balance sedimentario, ilustrando la tendencia erosiva o deposicional de los tramos definidos. Las flechas azules indican la dirección de la corriente.

Tabla 5.4. Segregación del balance sedimentario de 2011-2009 y 2016-2011. Para cada tramo y periodo se presentan los cambios volumétricos y se indica si la tendencia neta es erosiva/degradacional (rojo) o deposicional/agradacional (azul).

Critorio	Tromo	Doriodo	Erosión	Deposición	Cambio	Dinámica	
Cinterio	114110	1 011000	(m ³)	(m ³)	(m ³)	Dinamita	
	Portainá (Po)	2011-2009	-11.629	6936	-4693	Degradación	
Dod do	Tortallic (10)	2016-2011	-4477	3497	-980	Degradación	
drenaje	Requerals (Re)	2011-2009	-4708	2167	-2541	Degradación	
(obrov.)	Reguerais (Re)	2016-2011	-1618	2156	538	Agradación	
(abiev.)	Capers (Ca)	2011-2009	-5705	10.101	4396	Agradación	
	Callers (Ca)	2016-2011	-2213	2508	295	Agradación	
	Superior (baia)	2011-2009	-2441	822	-1619	Degradación	
Sectores	Superior (Daja)	2016-2011	-1139	568	-572	Degradación	
de cuenca	Intermedio (alta)	2011-2009	-19.128	13.023	-6105	Degradación	
(pendiente	Intermedio (ana)	2016-2011	-6112	7473	1362	Agradación	
media)	Inferior (media)	2011-2009	-473	5359	4886	Agradación	
	menor (media)	2016-2011	-1057	120	-937	Degradación	
	$P_{0}(2360, 1965, m)$	2011-2009	-1764	775	-989	Degradación	
	10 (2300-1703 m)	2016-2011	-1096	541	-554	Degradación	
	$P_{0}(1965-1700 \text{ m})$	2011-2009	-1684	2015	331	Agradación	
	10(1905-1700 m)	2016-2011	-642	438	-204	Degradación	
	Po (1700-1450 m)	2011-2009	-4191	2039	-2152	Degradación	
Cruces de	10(1700 1450 m)	2016-2011	-1419	1731	312	Agradación	
carretera	$P_{0}(2225, 1665, m)$	2011-2009	-399	222	-178	Degradación	
(altitud	Re (2225 1005 m)	2016-2011	-180	145	-34	Degradación	
max-min)	Re (1665-1465 m)	2011-2009	-1506	1450	-55	Degradación	
	Re (1005-1105-III)	2016-2011	-767	1107	339	Agradación	
	C_{2} (1465-1035 m)	2011-2009	-12025	7344	-4681	Degradación	
	ca (1100-1000 m)	2016-2011	-3147	4078	931	Agradación	
	Ca (1035-950 m)	2011-2009	-473	5359	4886	Agradación	
	cu (1055 750 m)	2016-2011	-1057	120	-937	Degradación	

La acumulación se concentró principalmente en dos tipos de contexto. En primer lugar, el fenómeno más significativo se dio en las barreras, que almacenaron un volumen que oscila entre 146 m³ y 1311 m³ por barrera, con una retención total de 8278 m³ entre las quince (Tabla 5.5). La fuerza generada por el material retenido deformó y curvó las redes en dirección aguas abajo, cuyo desplazamiento máximo se produce en su punto central superior (Tabla 5.5). En segundo lugar, el cono aluvial es una forma geomorfológica

preferentemente deposicional, aunque el proceso predominante puede variar con el tiempo. Allí, se sedimentaron 4904 m³ de material entre 2009 y 2011. De 2011 a 2016, por el contrario, prevaleció la erosión, con un balance neto de -896 m³.

Código	Año	Torrente	Z (m a.s.l.)	Altura (m)	Anchura (m)	V (m ³)	Flexión (m)
8	2010	Portainé	1710	6	19,5	1302	0.3
53	2012	Portainé	1575	5,1	15,1	303	_
52	2012	Portainé	1555	4,8	27,1	1044	_
51	2012	Portainé	1525	4,5	25	146	_
7	2010	Reguerals	1510	4	26	441	?
6	2010	Reguerals	1490	4	27	534	0.4
5	2010	Portainé	1470	5	20	559	?
4	2010	Portainé	1405	4	13,5	589	1.1
3	2010	Portainé	1380	5	11,5	?	1.2
2	2010	Portainé	1355	5	13,5	282	?
11	2010	Portainé	1345	5,5	16,5	535	_
1	2010	Portainé	1308	4	16,8	1230	?
0	2010	Caners	1090	4	13,5	1311	?
Α	2014	Reguerals	1615	5	19,2	_	_
В	2014	Reguerals	1570	6	17,5	_	_

Tabla 5.5. Relación entre las dimensiones, volumen de retención y desplazamiento horizontal de las barreras, ordenadas en dirección aguas abajo. ?: falta de datos precisos; – : fenómeno no capturado.

5.4. Discusión de los resultados

5.4.1. Consideraciones sobre la metodología diseñada

La aproximación realizada en esta tesis (de más grosera a más precisa), que va desde la visualización simple de las nubes de puntos LAS, pasando por la resta de MDEs y generación de DoDs, y hasta llegar al cálculo de errores y trabajo con secciones transversales, ha demostrado ser útil. Aporta desde una comprensión general de la evolución geomorfológica de los torrentes, hasta un cálculo fiable y lo más preciso posible del balance sedimentario. La creciente complejidad de los análisis llevados a cabo es consecuencia del análisis crítico de los resultados obtenidos en cada etapa y la progresiva necesidad de una mayor precisión para cuantificar de forma fidedigna la actividad torrencial.

El enfoque desarrollado para la estimación de la incertidumbre por secciones muestra un gran potencial en cuencas torrencialmente activas respecto a otras metodologías convencionales. En principio, los torrentes de montaña tienden a registrar procesos con una magnitud de cambio (señal) significativa, por lo que los cambios altimétricos suelen ser mayores que el error ($\Delta Z > \delta \mu$) y pueden realizarse análisis 2D basados en los DoDs. Si bien éstos son confiables en áreas planas con poca vegetación, pueden incluir grandes errores de interpolación que conducen a cambios falsos cuando se trabaja en pendientes pronunciadas densamente vegetadas. Este problema ha sido resuelto mediante el análisis 1D de la incertidumbre sección por sección, para posteriormente descartar aquellas que caen dentro de un rango de error sobre el que no tenemos suficiente confianza.

Aunque este procedimiento implique un mayor tiempo y coste que un análisis convencional de DoDs, merece la pena invertirlo en contextos problemáticos como el presente, en los que queda demostrada la utilidad de combinar el EA y EI para establecer umbrales de probabilidad certeros que permitan cuantificar adecuadamente los cambios geomorfológicos a lo largo de los canales.

La principal limitación del estudio es la asunción de que las secciones transversales son regulares, cuando esto es improbable en sistemas naturales tan dinámicos. Para abordar esto, el análisis se ha restringido exclusivamente al lecho más suave evitando los márgenes del cauce, y además, se ha aplicado un intervalo de confianza del 68%, en lugar del 95% habitual (Wheaton et al., 2010). Los factores que condicionan el número de secciones que se incluyen en el análisis son la densidad de puntos y la magnitud de la señal. Un mayor porcentaje de secciones fueron excluidas en la comparación 2016-2011 que en la de 2011-2009 (74 % vs. 57 %), probablemente debido a que en el segundo periodo los cambios fueron mucho menores.

Sin embargo, esto también podría dar lugar a una subestimación de los efectos erosivos y/o deposicionales. Si comparamos los volúmenes obtenidos directamente de los análisis 2D (DoDs sin procesar) con los del 1D (confianza probabilística en secciones), se observa que con el primer método la cantidad de material movilizado es un 42% y un 120% mayor para 2011-2009 y 2016-2011, respectivamente (Tabla 5.6). Aun así, el balance sedimentario neto es del mismo orden y tipología en ambos casos. Por lo tanto, los DoDs sobreestiman el balance sedimentario y esto ocurre en mayor medida para la acumulación que para la erosión. La explicación más probable de esta diferencia es que los torrentes

son predominantemente erosivos y que la deposición es de menor magnitud (excepto en las barreras y el cono), cayendo dentro del propio límite de detección o quedando excluida al aplicar el intervalo probabilístico de confianza.

Volumon	201	1-2009	2016-2011		
Volumen	DoD	Secciones	DoD	Secciones	
Erosión (m ³)	31.361	22.042	18.495	8308	
Acumulación (m ³)	27.367	19.204	17.747	8161	
Total movilizado (m ³)	58.728	41.246	36.242	16.469	
Cambio neto (m ³)	-3994	-2.338	-748	-147	

Tabla 5.6. Comparación de los dos métodos utilizados para cuantificar los cambios geomorfológicos.

En resumidas cuentas, para conseguir los resultados finales tras el filtrado de las secciones se han utilizado menos datos pero más fiables, en lugar de una mayor cantidad de ellos que incluyeran más errores. Los cambios geomorfológicos de gran magnitud nunca se descartan, como es el caso de las principales zonas de interés que en mayor medida afectan en la dinámica torrencial, como las barreras y los tramos más activos.

5.4.2. Actividad hidrogeomorfológica y dinámica de la cuenca

Los cambios geomorfológicos detectados y cuantificados proporcionan una información valiosa acerca del funcionamiento torrencial reciente de la cuenca de Portainé. A lo largo de los canales estudiados, la movilización de sedimentos fue mayor en un periodo de dos años (2009 a 2011) que en los cinco años posteriores (2011 a 2016). Por lo tanto, los torrentes fueron más activos entre 2009 y 2011, año a partir del cual la actividad continuó, pero disminuyendo considerablemente su intensidad.

Una limitación del balance obtenido es la compensación de la erosión y/o acumulación a largo plazo por los efectos geomorfológicos súbitos y de gran magnitud durante avenidas extraordinarias cuando estos son opuestos en un mismo punto; por ejemplo, la incisión progresiva producida durante el régimen ordinario puede ser cubierta y ocultada por el depósito de un flujo de derrubios. Además, la erosión también tiende a ser subestimada para una misma avenida extraordinaria, debido a que las zonas erosionadas durante el caudal pico son posteriormente cubiertas por el material depositado (Fuller et al., 2003). Es por ello que parte de la erosión es indetectable en la comparación de MDEs secuenciales, sesgando el balance sedimentario real.

En este contexto, la tendencia de cada periodo es el resultado de dos factores: (a) las características de los eventos torrenciales ocurridos, y (b) los efectos de las barreras de retención existentes. La ventana temporal de los datos LiDAR capta un total de ocho flujos (Tabla 4.7) y trece barreras (Tabla 4.3); en concreto, en la comparación de 2011-2009 se registran los efectos de tres eventos (dos en 2010 y uno en 2011) que llenaron nueve barreras, y otros cinco eventos (uno en 2013, dos en 2014, uno en 2015 y uno en 2016) y el llenado de cuatro barreras más en la de 2016-2011.

Respecto a los eventos torrenciales, son los principales causantes de la morfología de los cauces. Aunque tormentas pequeñas pueden movilizar algo de sedimento, su volumen es insignificante si se compara con los flujos densos generados por crecidas extraordinarias del caudal. Entre 2009 y 2016 ocurrieron flujos de muy diferente magnitud y contenido en carga sólida, desde flujos de derrubios bien desarrollados (ej. julio de 2010; Luis-Fonseca et al., 2011) hasta flujos acuosos con poco arrastre de sedimento (ej. agosto de 2016; FGC e ICGC (2016). Los cambios geomorfológicos de 2011-2009 incluyen el segundo mayor evento conocido en la cuenca, así como otro de magnitud alta y uno intermedio, mientras que los de 2016-2011 corresponden a un evento de magnitud alta, tres de baja y el mínimo conocido. De este modo, aunque en el primer periodo se registró una menor cantidad de flujos torrenciales, estos fueron los más energéticos e intensos, lo que explica la clara incisión de los barrancos y la voluminosa acumulación en el cono. Sin embargo, en el segundo periodo los eventos fueron más frecuentes pero mucho menos intensos, y aun así los torrentes mostraron una tendencia degradacional sin deposición en el cono, lo que podría deberse a una dinámica natural de encajamiento, la falta de avenidas destructivas de tipo flujo de derrubios y/o al efecto de "agua hambrienta" o cavitación aguas abajo de las barreras llenas.

En cuanto a las barreras, se llenan a medida que un flujo de magnitud alta las atraviesa, sin apenas retener sedimento cuando éstos son de magnitud baja o intermedia. El principal efecto es la alteración de la hidrodinámica del flujo, disminuyendo la energía y los efectos geomorfológicos potenciales de la corriente a su paso, sobre todo en el caso de los eventos menores. Esto explica la menor cantidad de material movilizado en el periodo 2016-2011, en el que además de que los eventos ocurridos fueron de menor magnitud, ya se encontraban instaladas y repletas la mayor parte de las barreras. En el apartado 7.3.1 de la discusión se realiza una evaluación más detallada de los efectos geomorfológicos de las barreras.

En conclusión, la dinámica torrencial es predominantemente degradacional. La mayoría de tramos son erosivos (68% y 53% de las secciones en 2011-2009 y 2016-2011, respectivamente) y la sedimentación se concentra en zonas específicas implícitamente deposicionales, como las barreras (33% y 25% del total acumulado en 2011-2009 y 2016-2011, respectivamente) y el cono aluvial (26 % del total acumulado en 2011-2009). Además, los tramos no alterados por la intervención humana son erosivos prácticamente en su totalidad, a excepción del tramo en el que se localiza la barrera A (actualmente vacía). Este efecto local puede deberse a una predominancia de la acumulación respecto a la capacidad erosiva en este punto, dada por (i) la ausencia de barreras llenas aguas arriba, haciendo que los flujos todavía vayan cargados en sedimentos al pasar por esta zona; (ii) el efecto de obturación producido por el desagüe subterráneo de la carretera situado inmediatamente aguas arriba, donde se produce una disminución de la pendiente del lecho y, por tanto, de la velocidad del flujo; (iii) la removilización antrópica de material asociada al terraplén de dicho cruce; y (iv) la deposición producida por el derrumbe del talud lateral, en el que se han registrado deslizamientos con anterioridad. Por último, la erosión a largo plazo de los torrentes podría haber sido subestimada, obliterada por los depósitos de eventos extraordinarios.

Todos estos resultados indican una tendencia al encajamiento de los barrancos. Debido a que en la actualidad las lluvias convectivas siguen generando flujos torrenciales, se supone que esta evolución pueda continuar en los próximos años.

6 Reconstrucción de avenidas extraordinarias

La reconstrucción de avenidas suele ser problemática en cuencas de montaña por la falta de datos sistemáticos, requiriendo de otras evidencias indirectas. En este capítulo se realiza un estudio paleohidrológico integral en el tramo inferior del torrente de Caners, combinando disciplinas como la geomorfología, dendrogeomorfología, hidráulica e hidrodinámica. La obtención de una topografía detallada en campo ha servido de base para realizar modelos hidráulicos, con los que, utilizando las heridas como marcas del calado del flujo, se han estimado los caudales y el tamaño de partícula movilizable durante los eventos extraordinarios de 2008 y 2010. Parte del contenido de este capítulo ha sido publicado en Victoriano et al. (2018b), adjuntado en el anexo C.

6 Reconstrucción de avenidas extraordinarias

6.1. Introducción y antecedentes
6.2. Métodos
6.2.1. Geomorfología: cartografía fluvio-torrencial de detalle 162
Adquisición de datos topográficos y geomorfológicos162
Georreferenciación de los puntos y digitalización de los mapas164
6.2.2. Dendrogeomorfología: posicionamiento de evidencias externas 165
6.2.3. Modelización hidráulica: estimación de paleocaudales 166
Datos geométricos167
Condiciones de contorno170
Caudales171
6.2.4. Hidrodinámica: estudio de la dinámica y transporte del flujo 174
6.3. Resultados175
6.3.1. Mapa geomorfológico y análisis de las formas
6.3.2. Distribución de las evidencias dendrogeomorfológicas 177
6.3.3. Caudales punta y de desbordamiento 178
6.3.4. Parámetros hidráulicos y tamaño de partícula movilizable 180
6.3.5. Relación entre formas geomorfológicas, FDEs e hidráulica 183
6.4. Discusión de los resultados
6.4.1. Dinámica de las avenidas torrenciales de 2008 y 2010 186
6.4.2. Contribuciones en el campo de la paleohidrología

6.1. Introducción y antecedentes

Como ya se ha comentado, las avenidas torrenciales son un fenómeno hidrológico peligroso que produce cuantiosos daños económicos a escala global. La evaluación de su peligrosidad ha sido convencionalmente abordada desde una perspectiva sistemática, basándose en análisis estadísticos de magnitud-frecuencia. No obstante, estas técnicas son difíciles de aplicar en muchas cuencas de montaña, en las que los registros de caudales y precipitaciones son escasos o inexistentes, debido a la inoperatividad de los instrumentos de medición durante las tormentas y crecidas, en caso de existir estaciones de medida. En este tipo de contextos, la paleohidrología emerge con fuerza como la ciencia que estudia los sistemas hidrológicos, y en concreto las avenidas extraordinarias pretéritas, a partir de datos indirectos. La cuenca de Portainé, carente de estaciones de aforo y con una única estación pluviométrica operativa desde 2011, es potencialmente apropiada para llevar a cabo trabajos paleohidrológicos de diferente índole.

La reconstrucción de paleoavenidas engloba una amplia gama de líneas de investigación (Figura 6.1) dependiendo de la fuente de datos y del enfoque adoptado para su explotación (House et al., 2002; Baker, 2008). En las últimas décadas se han usado variedad de evidencias, principalmente históricas, geomorfológicas, sedimentológicas/estratigráficas, dendrocronológicas/liquenométricas, hidrológicas e hidráulicas (ver recopilación en apartado 1.2.3).

Muchos autores han trabajado desde mediados del siglo XIX con las evidencias dendrogeomorfológicas (FDEs) y su datación por medio del análisis de anillos de los árboles afectados (Sigafoos, 1964; Gottesfeld, 1996; Yanosky y Jarrett, 2002; Malik y Matyja, 2008; Zielonka et al., 2008; Kundzewicz et al., 2014). A partir de la información temporal y espacial obtenida, se pueden desarrollar modelizaciones hidráulicas, con las que se calculan los caudales pico de las paleoavenidas (ver recopilaciones en Ballesteros-Cánovas et al., 2015b, Benito y Díez-Herrero, 2015), pero también otros parámetros como la velocidad, profundidad y energía de la corriente (Ballesteros-Cánovas et al., 2010, 2015a). Además, son numerosos los estudios que relacionan los caudales con la dinámica de movimiento y transporte del flujo a partir de ecuaciones empíricas (Chow, 1959; Bagnold, 1980; Costa, 1983; Chanson, 2004; Arnaud-Fassetta et al., 2005; Ferguson, 2005).

Otros lo abordan desde una perspectiva geomorfológica mediante el análisis de la estabilidad de los elementos geomorfológicos (Nicholas y Walling, 1997; Ortega y Garzón, 1997; Sánchez-Moya y Sopeña, 2015) o de la geomorfología generada por las inundaciones (Baker et al., 1988; Mascareñas, 2012; Fernández-Iglesias, 2015), y en concreto, de los depósitos generados (Baker, 1987; Kochel y Baker, 1988). No obstante, las FDEs rara vez se han asociado a la posición geomorfológica de los árboles (Ruiz-Villanueva et al., 2010) o a otras características morfológicas locales de los cursos fluviales o torrenciales (Ballesteros-Cánovas et al., 2016).



Figura 6.1. Esquema conceptual de las disciplinas combinadas en este estudio. Lo números indican los trabajos existentes más relevantes que relacionan diferentes temáticas: 1. Dendrogeomorfología vs. paleohidrología (ver recopilaciones en Ballesteros-Cánovas et al., 2015b; Benito y Díez-Herrero 2015); 2. Paleohidrología vs. hidráulica (Chanson 2004; Chow 1959); 3. Hidráulica vs. geomorfología fluvial (Nicholas y Walling 1997; Ortega y Garzón 1997); 4. Geomorfología fluvial vs. dendrogeomorfología (Ruiz-Villanueva et al., 2010; Ballesteros-Cánovas et al., 2016); 5. Dendrogeomorfología vs. hidráulica (Ballesteros-Cánovas et al., 2015); 6. Paleohidrología vs. geomorfología fluvial (Baker 1987; Baker et al., 1988).

Todos estos métodos basados en datos no sistemáticos tienen sus propias limitaciones cuando se aplican en ambientes montañosos. Los estudios dendrogeomorfológicos están condicionados por el número de árboles y daños, que en algunos casos es limitado. La realización de una cartografía geomorfológica de alta resolución es complicada en áreas remotas difíciles de acceder en campo. La reconstrucción de paleocaudales en cuencas no aforadas requiere de datos topográficos consistentes sobre los que correr los modelos hidráulicos, pero estos suelen ser escasos en terrenos densamente forestados. Respecto a la hidrodinámica del flujo, el cálculo de los parámetros hidráulicos dependerá directamente del caudal pico estimado.

Teniendo en cuenta que la cuenca de Portainé no dispone de datos sistemáticos y que los no sistemáticos están limitados por las propias características de la zona, se ha considerado la necesidad de integrar el mayor número de métodos para reconstruir los eventos de la forma más fidedigna posible. Por ello, se han combinado todas las disciplinas anteriormente mencionadas (Figura 6.1) con el fin de cuantificar la relación entre la hidráulica/hidrodinámica de los eventos extraordinarios y las características geomorfológicas de la localización de los árboles dañados. Los parámetros hidráulicos se analizan en función de la posición geomorfológica específica de cada árbol introducido en la modelización y se estima el tamaño de partícula movilizable por el flujo resultante, el cual se compara con los bloques del lecho medidos en campo para evaluar la fiabilidad de los resultados.

El tramo específico en el que se lleva a cabo este estudio interdisciplinar corresponde al tramo inferior del torrente de Caners, que discurre a lo largo de 500 m desde el puente de Montenartró hasta la presa de Vallespir (Figura 2.4 A).

6.2. Métodos

El procedimiento seguido se sintetiza en la Figura 6.2, desde los datos de origen y análisis de cada subdisciplina paleohidrológica (detalladas individualmente en los próximos apartados) hasta la integración de todas ellas para la obtención de los resultados finales.



Figura 6.2. Diagrama de flujo de la metodología interdisciplinar desarrollada para la reconstrucción de avenidas, siguiendo cuatro disciplinas: geomorfología, dendrogeomorfología, hidráulica e hidrodinámica.

6.2.1. Geomorfología: cartografía fluvio-torrencial de detalle

Se han estudiado en detalle los elementos geomorfológicos de origen fluvio-torrencial identificados en el fondo de valle del tramo seleccionado. El análisis ha consistido en una primera fase de trabajo topográfico y geomorfológico en campo (mapas preliminares), y una segunda para la georreferenciación y digitalización de los datos utilizando sistemas de información geográfica (SIG) en gabinete (mapas definitivos).

Adquisición de datos topográficos y geomorfológicos

Las campañas de campo se llevaron a cabo en marzo de 2014, marzo de 2015, septiembre de 2015 y junio de 2016. Una de las labores esenciales fue el levantamiento taquimétrico de detalle con estación total (Figura 6.3). A su vez, se utilizaron sistemas de GNSS diferencial para medir con precisión centimétrica las coordenadas absolutas de ciertos puntos de control con los que georreferenciar las nubes de puntos adquiridas con estación total (Khazaradze et al., 2016). En algunas zonas descubiertas en las que la señal satelital lo permitía, también se usaron métodos de posicionamiento en tiempo real (RTK).

En las tres primeras campañas se empleó una estación total convencional Geodolite504, que mide las distancias y ángulos hasta los puntos reflejados en el prisma en un sistema de coordenadas local, requiriendo de un proceso de georreferenciación posterior en gabinete. En cambio, la instrumentación empleada durante la campaña de 2016 fue una estación total Leica TC1700, más sofisticada y dotada de un programa llamado "intersección inversa" para estacionar el aparato a partir de tres puntos de coordenadas conocidas (medidas con GNSS diferencial), permitiendo adquirir los puntos topográficos directamente georreferenciados.



Figura 6.3. Levantamiento topográfico con estación total (fotografía del equipo CHARMA, junio de 2016).

El levantamiento taquimétrico se realizó progresivamente hasta completar la zona a estudiar. En 2014 se trabajó en la zona del cono aluvial, desde su ápice hasta el inicio de la canalización hacia la presa de Vallespir en su parte más distal. En las dos próximas campañas de 2015, se amplió el área de estudio en sentido aguas arriba, discurriendo a lo largo de tramos más encajados hasta llegar al puente de Montenartró. Para terminar, en 2016 se levantaron 23 secciones transversales al torrente coincidiendo con la ubicación de los árboles que mostraban FDEs externas causada por avenidas torrenciales, así como en ambos extremos aguas arriba (puente de Montenartró) y aguas abajo (canalización de Vallespir) del tramo estudiado (Figura 6.4). Cabe destacar que esta última campaña se centró exclusivamente en obtener una reconstrucción topográfica muy detallada sobre la que modelizar los flujos que produjeron daños en la vegetación de ribera.



Figura 6.4. Ejemplos de perfiles transversales medidos con estación total y geológicamente interpretados (ver localización en la Figura 6.6). Los números corresponden a las cotas de los puntos.

La estrategia de toma de datos consistió en capturar los cambios topográficos bruscos (*breaklines*), definir las morfologías existentes y posicionar los árboles, tanto los dañados como los que no, con el fin de recolectar un conjunto de datos consistente (Keim et al., 1999). La colección de datos obtenida cubre un área de 4850 m² y consta de 1118 puntos, de los cuales 853 pertenecen al terreno y 265 a la base del tronco de los árboles. Asimismo, como se ha mencionado anteriormente, se tomaron perfiles transversales (Figura 6.4).

Además del trabajo topográfico, se realizó un reconocimiento geomorfológico de campo siguiendo el criterio de Church et al. (2012), que consistió en identificar y cartografiar los elementos geomorfológicos fluviales y/o torrenciales, cuyos límites se iban simultáneamente midiendo con la estación total. Inicialmente, se agruparon, *grosso modo*, en cuatro tipos de macroformas: canal funcional, canales distributarios del cono, depósitos de gravas y depósitos de bloques. Adicionalmente, se distinguieron dentro de esas formas otras de menor escala, como *levees*, terrazas aluviales, escarpes y líneas de dirección preferente del flujo. A partir de esta clasificación se obtuvo en 2014 el primer mapa geomorfológico preliminar de la zona de estudio.

Durante las sucesivas campañas, además de ampliar la extensión cartografiada, se fueron marcando los cambios morfológicos ocurridos en los elementos geomorfológicos en comparación con la cartografía anterior. Estos se registraron principalmente en el cauce, sin alterar en ningún caso las formas en las que se sitúan los árboles.

Georreferenciación de los puntos y digitalización de los mapas

Basándose en la ubicación exacta de los puntos medidos con gran precisión mediante GNSS diferencial, las coordenadas locales de los datos topográficos se han convertido a coordenadas absolutas, expresadas en el sistema de referencia ETRS89 y proyección UTM (zona 31N).

Una vez georreferenciados, los datos topográficos se han cargado en un entorno SIG, concretamente utilizando el programa ArcGIS ® (ESRI, 2014). Se han digitalizado las formas y elementos cartografiados en campo en cada fecha, obteniendo cuatro mapas geomorfológicos de detalle, correspondientes a marzo de 2014, marzo de 2015, septiembre de 2015 y junio de 2016. El único que incluye la totalidad del área estudiada es el de 2016, mientras que el resto permiten detectar los cambios ocurridos especialmente en el cauce y depósitos de la zona del cono.

6.2.2. Dendrogeomorfología: posicionamiento de evidencias externas

La metodología de muestreo y análisis dendrogeomorfológico se explica en el capítulo 4 (ver apartado 4.2.3). De entre todas las FDEs datadas, en el estudio paleohidrológico solamente se han considerado las externas, pues dan mayor información sobre la magnitud (relacionada con el nivel alcanzado por el agua) y extensión de las avenidas que las generaron. Todos los árboles han sido posicionados con estación total y en los ejemplares con las heridas abiertas, se han medido las dimensiones del descortezado, así como su altura relativa máxima respecto a la base del tronco.

La energía de la corriente condiciona que se produzcan o no daños en los árboles, y en caso de producirse, de qué tipo. Las heridas y decapitaciones deben su origen al impacto de material leñoso o rocoso arrastrado por la avenida. Los troncos inclinados y raíces expuestas, en cambio, pueden originarse por el simple paso de un flujo energético y/o con alto poder erosivo. Las evidencias externas se han ordenado en orden descendente de energía de flujo necesaria para su formación como: heridas, decapitados, inclinaciones y exposición radicular (Figura 6.5).



Figura 6.5. Evidencias dendrogeomorfológicas externas (flechas rojas) en distintas posiciones geomorfológicas. Las flechas azules señalan la dirección del flujo. A) Herida por impacto y raíces expuestas por erosión en un árbol ubicado dentro del canal funcional. B) Nodos de decapitación en dos árboles situados sobre los depósitos apicales del cono. C) Tronco inclinado en el margen izquierdo del cauce.

La inclusión de la base de datos dendrogeocronológica en ArcGIS ha permitido estudiar el contexto geomorfológico de los árboles afectados. Basándonos en el mapa geomorfológico, los elementos geomorfológicos con presencia de árboles se han reclasificado de acuerdo con su energía de formación (Ruiz-Villanueva et al., 2010). Esto ha conducido a una clasificación de las formas, elementos y facetas geomorfológicas considerablemente más elaborada, en la que se pueden distinguir 13 unidades, en orden de energía descendente (de más a menos energéticas): canal funcional, barra de gravas, terraza 1 (nivel bajo), terraza 2 (nivel alto), *levee* natural, canal distributario principal, canal distributario secundario, depósitos apicales del cono, depósitos medios del cono, depósitos distales del cono, *levee* artificial (muro), ladera izquierda y ladera derecha.

De acuerdo con dicha clasificación, se ha determinado la posición geomorfológica exacta de cada árbol (verificada también en campo), obteniendo la distribución espacial de las FDEs dependiendo de la energía de generación de las mismas y de la forma geomorfológica sobre la que se encuentran (Figura 6.5). Otras características geomorfológicas, como la morfología del canal del tramo específico o el grado de exposición frente a la corriente, no han sido tenidas en cuenta debido a que son similares en todos los ejemplares, situados en tramos rectilíneos (como todo el torrente) y sin obstáculos aparentes (ausencia de bloques o troncos de gran tamaño en una distancia prudente). Es por ello que la posición geomorfológica en función de las unidades definidas se ha considerado el mejor indicador de relación entre los daños en la vegetación y la hidrodinámica del flujo.

6.2.3. Modelización hidráulica: estimación de paleocaudales

Para la reconstrucción paleohidráulica se ha utilizado el programa de simulación hidráulica unidimensional HEC-RAS (USACE, 2008) que ha proporcionado los caudales pico de los eventos modelizados y otros parámetros hidráulicos como el nivel, la profundidad, la anchura, el perímetro mojado, la velocidad, el esfuerzo de cizalla o la potencia de la corriente.

Se ha ejecutado un modelo 1D en lugar de un 2D debido a diversas circunstancias. Primero, por factores geométricos de los fondos de valle estudiados. No se dispone de una topografía 2D de alta resolución que permita generar un MDE preciso, ya que el área es demasiado extensa como para ser escaneada homogéneamente con una estación total, aunque a su vez es lo suficientemente pequeña para medir los principales cambios

topográficos. Lo que sí es posible adquirir y así se ha hecho son secciones de gran calidad (coincidiendo con la localización de los árboles dañados), las cuales son el dato de entrada de modelos 1D. Además, los modelos 1D se consideran la mejor opción para valles estrechos con un ratio longitud/anchura mayor a 3:1 (Néelz y Pender, 2009), como es nuestro caso. También cabe subrayar la falta de puentes, canalizaciones, presas u otras estructuras que puedan causar cambios en la dirección preferente del flujo (contracción o expansión) en el tramo estudiado, el cual se caracteriza por ser recto y no antropizado. Segundo, existen factores hidrodinámicos a considerar. Se trata de un torrente de considerable pendiente y sin llanuras de inundación que muestra un patrón de corriente unidireccional con saltos de agua y rápidos. Es decir, al contrario que los ríos anastomosados, éste sigue una trayectoria recta sin dividirse ni apenas propagarse lateralmente, por lo que los flujos secundarios transversales son muy limitados, especialmente en momentos de crecida. Tercero y último, se observa un aparente paralelismo entre la tendencia del lecho y las alturas de las heridas, sugiriendo que un modelo unidimensional sub-uniforme a gradualmente variable se ajustaría a la realidad. Por todo esto, se cree que en este contexto un modelo 2D es innecesario y que, además, en lugar de proporcionar una mejor reconstrucción de los eventos, incluiría una mayor incertidumbre en los mismos.

Los parámetros requeridos para ejecutar el modelo hidráulico son los datos geométricos (base topográfica) y los datos hidráulicos (por un lado, las condiciones de contorno, y por otro, el caudal).

Datos geométricos

HEC-RAS trabaja con la topografía de secciones transversales (*cross sections*; XS de aquí en adelante) espaciadas entre sí por una distancia conocida a lo largo del tramo del cauce considerado. Para la zona de estudio se dispone de puntos topográficos procedentes de dos fuentes distintas: estación total (ver apartado 6.2.1) y LiDAR aerotransportado (ver apartado 5.2.1). Los datos taquimétricos de campo son precisos (<5 cm) pero su densidad es heterogénea y ligeramente baja en el área de estudio (promedio 0,23 pt/m²), mientras que las nubes de puntos LiDAR proporcionan una buena cobertura del terreno de la cuenca (\approx 1 pt/m²), aunque su exactitud es incierta (>5 cm). Teniendo en cuenta las fortalezas y limitaciones de los datos de origen, se han realizado dos tipos de modelizaciones hidráulicas con diferentes datos geométricos.

En la primera solamente se han utilizado las secciones transversales tomadas en campo con estación total (Figura 6.4), de las cuales 21 coinciden con la ubicación de árboles dañados y dos corresponden al inicio y al final del tramo a modelizar. Las 23 XS se han introducido manualmente en HEC-RAS, añadiendo en cada una la cota (*elevation*) y la distancia horizontal respecto al origen (*station*) de cada punto, y se ha indicado la distancia aguas abajo entre secciones consecutivas.

La segunda ha consistido en combinar ambos datos. Inicialmente, los puntos de estación total se han proyectado en ArcGIS junto con la nube de puntos LiDAR de 2011 (por ser la más próxima en el tiempo a la topografía levantada en campo en el cono, donde se registran los mayores cambios) y se ha procedido a una inspección rigurosa para evaluar su idoneidad, asumiendo que en principio los datos de estación total son más precisos y que son los de LiDAR los que han de ser revisados. Para ello, se ha creado una zona de influencia (*buffer*) respecto a los puntos de estación total que determinará el área dentro del cual se compararán las cotas entre sí. Considerando que el relieve es más abrupto en el tramo superior (puente de Montenartró – ápice del cono) y más suave al abrirse el valle (ápice – zona distal del cono), los buffers son de un radio de 0,5 m y 1 m, respectivamente. Para los puntos LiDAR que caen dentro de las áreas de influencia, se ha establecido un máximo de diferencia de elevación respecto a los de estación total de 0,5 m. Los que no superan dicho umbral de tolerancia se consideran válidos, mientras que, para los que lo exceden, se ha estudiado en detalle y bajo criterio de experto su contexto geomorfológico local. Las diferencias entre puntos adyacentes pueden deberse a una morfología real del terreno (laderas empinadas, escarpes de bancos de orilla, barras de gravas, etc.) o a un fenómeno de erosión/acumulación entre 2011 (LiDAR) y 2014 (estación total), teniendo este último que ser solucionado mediante la eliminación de los puntos incongruentes (ej. $Z_{LiDAR} > Z_{ET}$ en sentido aguas abajo debido a la incisión del canal, siendo Z_{LiDAR} y Z_{ET} las alturas absolutas de los puntos obtenidos con LiDAR aerotransportado y con estación total, respectivamente). Tras todo este proceso de edición manual basado en un criterio de congruencia y aceptabilidad, se han integrado los dos conjuntos de datos topográficos en uno solo y se ha creado un modelo de red de triángulos irregulares (Triangulated Irregular Network; TIN) con los puntos del terreno seleccionados. Mediante la extensión HEC-GeoRAS ® (USACE, 2012) se han digitalizado la centrolínea del canal (= línea preferente del flujo) y los bancos de orilla. Una vez definida la geometría, se han extraído automáticamente 35 XS, que después se han importado en HEC-RAS (Figura 6.6).



Figura 6.6. Datos geométricos de la modelización hidráulica. A) Digitalización del canal, bancos y perfiles sobre el TIN con HEC-GeoRAS. B) XS ejemplo en HEC-RAS, con los valores de coeficiente de rugosidad de Manning (n) en la parte superior.

En ambas aproximaciones topográficas, los límites de los bancos de orilla de cada XS se han definido como el lugar de cambio de la rugosidad de la superficie. Siguiendo las recomendaciones de Arcement & Schneider (1989), se ha establecido en campo un coeficiente de Manning (n) para cada parte de cada sección (banco izquierdo, canal y banco derecho). Los principales criterios de asignación del valor de n han sido el tipo y tamaño de grano del material y la densidad de la vegetación (Tabla 6.1).

Cobertera	n de Manning
Roca lisa	0,01
Roca irregular	0,015
Herbácea	0,02
Arbustiva	0,035
Arbórea	0,04
Gravas	0,045
Bloques	0,5
Obstáculo	1

Tabla 6.1. Valores de coeficiente de rugosidad (n) de Manning para las secciones del torrente de Caners.

Condiciones de contorno

Las condiciones de contorno son los valores que definen el comportamiento del modelo en sus límites. En nuestro caso (Figura 6.6) la sección XS de frontera superior es el perfil L_a , que se sitúa al inicio de una cascadita sobre lecho rocoso, y la inferior el perfil E, inmediatamente aguas arriba de la canalización hacia la presa donde también se genera un salto. Ambos puntos son saltos de agua de orden métrico en tramos estables, por lo que corresponden a resaltos hidráulicos en los que el flujo pasa de subcrítico a supercrítico (O'Connor y Webb, 1988), es decir, se encuentra en estado crítico (número Froude = 1), especialmente durante eventos de crecidas (Figura 6.7). En canales energéticos en los que se conoce la geometría de una sección crítica, se recomienda el uso de métodos de calado crítico (Bodoque et al., 2011). Por ello, se han establecido condiciones de contorno de tipo calado crítico tanto aguas arriba como aguas abajo, consiguiendo así estabilizar los cálculos a lo largo del tramo modelizado.



Figura 6.7. Régimen de flujo en un salto de agua, pasando de subcrítico a supercrítico y viceversa (extraído de O'Connor y Webb, 1988). La flecha roja marca el contexto de las XS de contorno del modelo hidráulico.

El modelo se ha ejecutado para un flujo permanente (gradualmente variado), debido a que el dato hidráulico de entrada es un valor de caudal punta constante en el tiempo. Considerando que el canal muestra pendientes pronunciadas y que las avenidas extraordinarias transcurren a lo largo de su trayectoria a una velocidad rápida, el flujo se ha simulado en régimen supercrítico.

Caudales

Los paleocaudales se han estimado utilizando las heridas externas como indicadores de paleonivel del flujo (PSIs). Estas evidencias proporcionan una información directa acerca de la fecha y magnitud de la avenida que las generó, puesto que indican el año de ocurrencia (datación dendrocronológica) y la profundidad del flujo (medición de la altura del descortezado).

Las cicatrices externas corresponden a cuatro años diferentes: 2000 (4 heridas), 2006 (1 herida), 2008 (19 heridas) y 2010 (6 heridas). Las de 2000 estaban prácticamente cerradas, por lo que no permiten conocer el nivel del agua en ese punto. Únicamente se dispone de un árbol herido en 2006, cifra totalmente insuficiente para reconstruir un evento. Por lo tanto, se han simulado los eventos de 2008 y 2010, los cuales produjeron un número representativo de heridas que, al encontrarse aún abiertas, se han podido medir en campo con precisión. Además, esas fechas coindicen con la ocurrencia de los dos flujos torrenciales más destructivos documentados hasta la fecha en la cuenca de Portainé (ver apartado 4.3.3).

En cada uno de estos años se registraron dos crecidas extraordinarias intraanuales (septiembre 2008, noviembre 2008, julio 2010, agosto 2010). A pesar de ello, el estudio dendrocronológico no incluye un análisis microscópico de los patrones de estacionalidad (ej. canales resiníferos) debido a la falta de especies aptas para ello. Considerando dicha limitación, se asume que la totalidad de las heridas datadas para cada año se formaron durante un único evento. En el caso de 2008, los descortezados corresponderían a la avenida de mayor magnitud jamás registrada en la zona (septiembre 2008), para la que además se documentaron desperfectos en el puente de Montenartró; mientras que la de noviembre no tuvo efectos en dicho punto, por lo que difícilmente produjo daños externos en la vegetación situada aguas abajo. En cuanto a 2010, el episodio de julio colmató las recientemente instaladas barreras y alcanzó el tramo inferior del torrente de Caners, donde depositó una gran cantidad de material sobre el cono aluvial. El de agosto también tuvo

una magnitud alta, cortando la carretera en las mismas intersecciones que el anterior, pero su contenido en carga sólida fue disminuyendo progresivamente y apenas se produjo acumulación en el cono, sino más bien erosión. Es por ello que las heridas de 2010 se asocian al primero de los dos eventos (julio 2010).

Como primer paso, se ha llevado a cabo para los datos de cada año una prueba o test de normalidad, aplicando una función (f) de distribución normal o Gaussiana a las diferencias entre la altitud de las heridas y del agua en ese mismo punto (d) de un flujo permanente conocido (en nuestro caso, se simula un caudal de 60 m³/s), definidas como:

$$d = \left| Z_{FDE} - Z_Q \right| \tag{6.1}$$

donde Z_{FDE} y Z_Q son la elevación de las heridas y de la lámina de agua para el caudal modelizado, respectivamente, ambos medidos en la XS donde se sitúa el árbol y expresados en metros.

Este proceso ha permitido detectar un valor atípico (*outlier*) en 2008, que corresponde a una herida anormalmente alta (Figura 6.8). Además, el descortezado muestra una configuración y forma extrañas en campo, por lo que podría tener un origen no torrencial. Dicha evidencia anómala se ha eliminado antes de ejecutar los modelos hidráulicos.



Figura 6.8. Prueba de normalidad de las heridas de 2008 (para un caudal de 60 m^3/s) mediante aproximación a una función de distribución de Gauss. f (d): función de distribución normal de las diferencias (d).

Consecuentemente, se han utilizado un total de 18 heridas para la modelización del evento de 2008 (6 *P. tremula*, 6 *P. nigra*, 2 *F. excelsior*, 2 *P. avium*, 1 *Q. petraea* and 1 *A. campestre*; 9 de ellas datadas con cuñas) y 6 heridas para el de 2010 (2 *P. tremula*, 2 *F. excelsior*, 1 *Q. petraea* and 1 *T. platyphyllos*; 1 de ellas datada con cuña).

Para la estimación de los caudales pico se han seguido el método de *step-backwater* que consiste en el cálculo del calado a partir de un caudal de entrada (O'Connor y Webb, 1988), y la técnica de prueba y error (Yanosky y Jarrett, 2002), introduciendo valores progresivamente (con una precisión de 1 m³/s) hasta encontrar la superficie que mejor se ajuste a los PSI (Ballesteros-Cánovas et al., 2010). En cada año (2008 y 2010) y cada tipo de datos geométricos (estación total y TIN), se ha buscado el caudal que produzca el mínimo error absoluto medio (*mean absolute error*; σ) y error cuadrático medio (*mean squared error*; MSE) para la diferencia de alturas, calculados como:

$$\sigma = \frac{\sum_{i}^{n} d_{i}}{n} \tag{6.2.}$$

$$MSE = \frac{\sum_{i}^{n} d_{i}^{2}}{n}$$
(6.3)

siendo n el número de heridas y d_i la diferencia absoluta entre la altura de la herida y el nivel de agua modelizado.

у

Finalmente, los caudales definitivos (Q) se han establecido como la media ponderada de los obtenidos a partir de las dos bases topográficas diferentes, siguiendo la siguiente ecuación:

$$Q = \frac{\left(\frac{1}{\sigma^{2}_{TIN}} * Q_{TIN}\right) + \left(\frac{1}{\sigma^{2}_{ET}} * Q_{ET}\right)}{\frac{1}{\sigma^{2}_{TIN}} + \frac{1}{\sigma^{2}_{ET}}}$$
(6.4)

donde σ_{TIN} y σ_{ET} son los errores absolutos del modelo basado en el TIN y en los datos de estación total, respectivamente, y Q_{TIN} y Q_{ET} son los respectivos caudales pico, en m³/s.

Debido a que la evolución de un cono depende en gran medida de los mecanismos de avulsión (de Haas et al., 2018), también se han considerado los caudales críticos de desbordamiento que se han de superar para cubrir parte o la totalidad del cono, pudiendo suponer un cambio en la distribución del caudal. Por un lado, se ha calculado el caudal crítico de desbordamiento parcial, que corresponde al mínimo necesario para superar la altura del banco izquierdo de la sección U_c situada en el ápice del cono (Figura 6.6). Por otro lado, observando la representación cartográfica del modelo, se ha determinado el caudal crítico de desbordamiento total como aquel que supone que dicho desbordamiento tenga continuidad espacial, produciendo la inundación completa del cono.

6.2.4. Hidrodinámica: estudio de la dinámica y transporte del flujo

De los resultados que proporciona HEC-RAS, se han extraído otros parámetros hidráulicos adicionales en cada sección, como el calado, la velocidad y la potencia total de la corriente. Estos parámetros se han recalculado para la posición exacta de cada árbol con heridas. A partir de la resta entre la altitud de la lámina de agua y la de la base del tronco, se ha obtenido la profundidad de flujo asociada a cada herida (p). Como velocidad (v), se ha escogido la de la parte de la sección en la que se sitúa el árbol (banco izquierdo, canal o banco derecho). En cuanto a la potencia de la corriente, se ha dividido la potencia total (Ω) por la anchura del flujo en la parte correspondiente de la sección para obtener la potencia unitaria o específica (ω).

La cuantificación de la hidráulica del flujo permite a su vez conocer su dinámica y estimar el tamaño de bloque que la avenida modelizada es capaz de transportar. Para ello, existen diversas ecuaciones empíricas que determinan el tamaño de partícula movilizable en función de la potencia unitaria crítica de la corriente. Los cálculos se han realizado en la zona del cono para el evento de 2008 (mayor número de heridas), por ser su reconstrucción más fiable que la de 2010, además de ser ambos caudales similares y las diferencias en su capacidad de transporte insignificantes. Por estas razones, y considerando que el flujo es supercrítico a lo largo de la zona, las variables requeridas en cada ecuación corresponden a los del banco izquierdo del perfil ubicado inmediatamente aguas arriba del cono (sección $U_{c;}$; Figura 6.6). Las relaciones aplicadas han sido:

$$\omega_c = a \cdot D^b \tag{6.5}$$

donde ω_c es la potencia unitaria crítica expresada en W/m², a y b son constantes numéricas cuyo valor varía dependiendo del autor (Costa, 1983; Williams, 1983; Gob et al., 2003; Jacob, 2003), y D es el diámetro de partícula en milímetros;

$$\omega_c = c_1 \cdot D^{1.5} \cdot \log_{10} \left(\frac{c_2 \cdot p}{D}\right) \tag{6.6}$$

donde p es la profundidad del agua, c_1 y c_2 son constantes numéricas determinadas por diferentes autores (Bagnold, 1980; Ferguson, 2005), y D es el diámetro de partícula en metros; y

$$C_d = \left(\frac{0.6}{\left(\frac{p}{H}\right)\left(\frac{L}{B}\right)}\right) + 0.9 \tag{6.7}$$

donde C_d es el coeficiente de arrastre, cuyo valor es de 0,95, y H, B y L son los tres diámetros principales de los bloques movilizados (H<B<L), altura, anchura y longitud, respectivamente (Carling et al., 2002). Esta última ecuación asume que el tamaño de grano movilizado depende de la profundidad del flujo (p) y que la morfometría de las partículas (relación entre sus tres ejes) está condicionada por diversos factores, como la litología, la estructura interna y el grado de fracturación del material.

Por último, también se ha escogido en campo una población representativa de bloques del depósito del cono aluvial y se han medido sus tres ejes (longitud, anchura y altura). Aunque se desconoce qué evento concreto arrastró dicho material y probablemente éste sea posterior a los modelizados, como dato real que son sirven para validar a grandes rasgos la fiabilidad de los resultados de las ecuaciones empíricas.

6.3. Resultados

6.3.1. Mapa geomorfológico y análisis de las formas

El mapa geomorfológico obtenido representa la diversidad de formas que integran el sistema torrencial (Anexo A). En su mayoría, el canal funcional transcurre sobre un lecho aluvial, aunque existen algunos tramos rocosos, especialmente en la parte intermedia del tramo estudiado. A ambos lados del canal funcional se desarrollan diferentes niveles de terrazas aluviales irregulares y discontinuas. Sin embargo, la forma geomorfológica de mayor extensión corresponde a un depósito de gravas y bloques que se extiende en el margen izquierdo del tramo final del torrente de Caners formando un cono aluvial (Figura 6.9 A). En esta zona, se observan acumulaciones lobulares de bloques, gravas y troncos aguas arriba de los árboles, puesto que éstos actúan como obstáculo reteniendo detrás de ellos parte del material transportado por el torrente en momentos de crecida.

Las cartografías secuenciales muestran la variación temporal y espacial de algunas formas, especialmente en lo que a su distribución y morfología se refiere. Los únicos cambios destacables se dan a lo largo de los márgenes del canal funcional y en las terrazas bajas (terraza 1), con una tendencia a la erosión reflejada en el retroceso de los escarpes que delimitan el canal y en la consecuente destrucción de los niveles aluviales. En lo que al cono respecta, éste se alimenta del material que depositan las avenidas extraordinarias y la magnitud de su agradación temporal está determinada por la de los propios eventos. En el transcurso de las campañas llevadas a cabo durante el periodo 2014-2016 no se ha detectado acumulación en esta zona.



Figura 6.9. A) Mapa geomorfológico de detalle del cono aluvial con las formas fluvio-torrenciales (septiembre 2015) y los árboles analizados dendrogeomorfológicamente, simbolizados según su posición geomorfológica y numerados según su código de inventario. B, C, D, E, F y G) Fotografías ilustrativas de las diferentes posiciones geomorfológicas de los árboles (la flecha azul indica la dirección del flujo).

6.3.2. Distribución de las evidencias dendrogeomorfológicas

En los 57 ejemplares analizados, se han identificado diversidad de FDE externas, en concreto 41 heridas, 10 decapitados, 25 inclinaciones del tronco y 4 sistemas de raíces expuestos por descalce.

Los árboles se sitúan fuera del canal funcional, a excepción de uno de ellos. La determinación de la posición geomorfológica exacta de cada árbol ha permitido evaluar la distribución espacial de las FDEs en relación con las formas (Figura 6.9). Los ejemplares analizados se ubican sobre 12 de las 13 formas geomorfológicas definidas (en todas salvo *levees* naturales), de entre las cuales 10 contienen heridas utilizadas como PSIs en las modelizaciones hidráulicas (Tabla 6.2). Esta diversidad constituye una población representativa que ha permitido estudiar la relación entre la hidrodinámica del flujo y los daños que éste genera en la vegetación de ribera (apartado 6.3.5). La mayor proporción de árboles afectados se encuentran en el cono aluvial (58%), en terrazas aluviales (16%) y en las laderas que delimitan el cauce (14%), mientras que una minoría están sobre muros artificiales (9%) o dentro del propio lecho (3%). En cuanto a la heridas de 2008 y 2010, prácticamente la mitad corresponden a árboles del cono (46%), y el resto a terrazas aluviales (29%), a las laderas laterales (13%), al lecho (8%) o a muros artificiales (4%).

Formas geomorf	ológicas	Nº árboles con FDEs	Nº árboles con heridas	
Lecho	Canal funcional	1	1	
Leciio	Barra de gravas	1	1	
Terraza aluvial	Terraza 1 (baja)	4	3	
	Terraza 2 (alta)	N° árboles con FDEs 1 1 4 5 0 5 3 14 8 5 4 1	4	
Ιουρο	Levee natural	0	0	
Livit	Levee artificial (muro)	5	1	
	Canal distributario principal	3	0	
	Canal distributario secundario	3	2	
Cono aluvial	Depósitos apicales del cono	14	1	
	Depósitos medios del cono	8	6	
	Depósitos distales del cono	5	2	
Ladera	Ladera izquierda	4	0	
Luutiu	Ladera derecha	4	3	

Tabla 6.2. Posición geomorfológica de los árboles analizados con técnicas dendrocronológicas y de las heridas externas formadas en las avenidas torrenciales de 2008 y 2010.
6.3.3. Caudales punta y de desbordamiento

Los caudales pico de los eventos son aquellos que minimizan los errores (σ y MSE) entre la superficie del flujo modelizado y la altura de las heridas asociadas al mismo. Dichos errores se han calculado como el promedio de los errores individuales de las heridas (18 en 2008 y 6 en 2010).

Para 2008, el caudal obtenido a través de la topografía del TIN es de 300 m³/s, y de 321 m³/s a través de los perfiles levantados con estación total (Figura 6.10, arriba). La ponderación de ambos valores en base a sus errores resulta en un caudal de 316 m³/s para la avenida de 2008 ($\sigma = 0,18$ m).

En el caso de la reconstrucción del evento de 2010, solo se dispone de secciones de estación total para la posición de cuatro heridas, mientras que del TIN se han podido extraer las XS de las seis heridas datadas para este año. Además, la gráfica de prueba y error de los caudales presenta una distribución muy peculiar e inexacta cuando éstos se simulan sobre la topografía de la estación total (sugiriendo un caudal pico de 431 m³/s), cosa que no sucede al utilizar el TIN (Figura 6.10, abajo). Por ello, para la reconstrucción de dicho evento solamente se ha considerado el modelo ejecutado sobre el TIN, por considerarse más preciso y por integrar todas las evidencias disponibles. El caudal punta estimado para 2010 es de 314 m³/s ($\sigma = 0,7$ m).



Figura 6.10. Estimación de los caudales pico de las avenidas de 2008 (arriba) y 2010 (abajo) mediante modelización hidráulica sobre la topografía del TIN (izquierda) o de la estación total (derecha).

En régimen ordinario la corriente circula a lo largo del canal funcional, sin inundar el cono (Figura 6.11 A). El caudal mínimo necesario para que el flujo sobrepase el banco izquierdo en el ápice es de 43 m³/s (caudal crítico de desbordamiento parcial). Un flujo de esta magnitud generaría depósitos de derrame o lóbulos de avulsión (*crevasse splays*), tras lo cual el agua volvería al canal funcional. Dicho desbordamiento no tiene continuidad hasta que el caudal no alcanza los 58 m³/s (caudal crítico de desbordamiento total), valor a partir del cual se observa que, además de desbordar en el ápice, la corriente sigue circulando sobre la superficie del cono hasta incorporarse al canal distributario principal (usualmente inactivo), a lo largo del cual continua en dirección aguas abajo (Figura 6.11 B).



Figura 6.11. Modelización hidráulica en el cono aluvial. A) Mapa del área inundada por un caudal de 30 m³/s, ocupando el canal de régimen ordinario. B) Mapa del área inundada por un caudal de 58 m³/s, que desborda en el ápice e inunda la superficie del cono.

Cuanto más grandes son las crecidas, más agua desborda en el ápice (e incluso en otros puntos aguas abajo), extendiéndose sobre el cono para posteriormente concentrarse en los canales secundarios, acabar convergiendo en el canal distributario principal y seguir hasta llegar a la parte más distal. Por último, las avenidas de gran magnitud (aproximadamente $> 100 \text{ m}^3/\text{s}$), como las de 2008 y 2010, sobrepasan la altura del banco izquierdo a lo largo de todo el tramo modelizado e inundan el cono por completo (Figura 6.12 A).

6.3.4. Parámetros hidráulicos y tamaño de partícula movilizable

Los caudales estimados para 2008 y 2010 sugieren que la hidráulica del flujo fue similar en ambos casos. Debido a que la reconstrucción de 2008 es más precisa y fiable, la hidrodinámica del flujo se ha analizado para dicho evento.

La crecida de 2008 superó la capacidad del cauce, desbordando los bancos de orilla a lo largo de todo su recorrido (al menos del tramo modelizado) y ocupando toda la extensión del cono (Figura 6.12 A). Se trató de un flujo denso de carácter torrencial que transportaba una gran cantidad de material como carga de fondo, suspendida y flotante. Los bloques y troncos arrastrados por la corriente chocaron contra los árboles que se encontraban a su paso, descortezándolos (Figura 6.12 B, arriba). La altura del flujo fue de aproximadamente 2-3 m sobre el *talweg* (Figura 6.12 C, abajo) y de 1-1,5 m sobre los depósitos del cono.



Figura 6.12. Modelización hidráulica de la avenida torrencial de 2008. A) Mapa batimétrico del área inundada. B) Proyecciones 3D (arriba) y 2D (abajo) del perfil longitudinal del tramo modelizado, mostrando la extensión, profundidad y altura de la línea de energía del flujo.

Los parámetros hidráulicos obtenidos a partir de los resultados del modelo son la profundidad, velocidad y potencia total de la corriente en el canal y bancos izquierdo y derecho de cada sección (Anexo B). En la tabla 6.3 se incluyen los valores locales en los puntos concretos en los que se localizan los árboles con heridas de 2008 o 2010. Como es de esperar, los mayores calados corresponden al canal. En general, el flujo tiene una mayor velocidad y potencia a lo largo del tramo superior, el cual se caracteriza por un cauce estrecho y profundo. Al expandirse la avenida sobre la superficie del cono aluvial, la energía de la corriente disminuye y ésta fluye con menos rapidez.

Tabla 6.3. Parámetros hidráulicos (p: profundidad; v: velocidad; ω : potencia específica) para cada posición de cada árbol con heridas en dirección aguas abajo (ver ubicación de las secciones en la Figura 6.6).

Sección XS		Árbol	Parámetros hidráulicos			
	Posición	Altitud (m)	Año herida	p (m)	v (m/s)	ω (W/m ²)
Ma	Banco derecho	1029,42	2008	2,17	12,18	4542,02
Ka	Canal	1019,13	2008	1,32	15,07	3291,31
Kb	Canal	1015,45	2008	1,75	14,52	6403,48
Kc	Banco derecho	1015,24	2008	0,96	6,15	1775,85
Kd	Canal	1013,60	2008	1,43	14,02	5338,19
Ke	Canal	1012,49	2008	1,21	13,55	3541,88
Р	Banco izquierdo	1008,98	2008	1,65	5,15	1899,26
0	Canal	1007,51	2008	1,88	14,98	7375,25
0	Banco izquierdo	1007,98	2010	1,48	6,02	1826,44
0	Banco izquierdo	1007,98	2010	1,48	6,02	1826,44
Nb	Banco derecho	1007,11	2008	1,22	4,37	362,72
Y	Banco izquierdo	995,25	2008	0,27	4,81	1365,61
Xb	Banco izquierdo	993,14	2008	0,55	4,35	1294,98
Uc	Banco izquierdo	985,80	2010	0,75	12,12	5476,54
J _b	Banco izquierdo	978,70	2010	1,10	11,02	915,50
D	Banco izquierdo	977,53	2008	1,12	9,08	592,94
F	Banco izquierdo	976,75	2008	0,70	8,13	886,59
F	Banco izquierdo	976,21	2008	1,24	8,13	886,59
С	Banco izquierdo	975,75	2008	1,32	7,75	539,47
С	Banco izquierdo	975,51	2008	1,56	7,75	539,47
G	Banco izquierdo	975,19	2008	0,30	8,74	753,42
G	Banco izquierdo	974,88	2008	0,61	8,74	753,42
Α	Banco izquierdo	973,75	2010	0,73	6,91	336,96
Α	Banco izquierdo	973,18	2010	1,30	6,91	336,96

Para la estimación del tamaño de partícula movilizable por el flujo modelizado, los valores de p y ω crítica calculados para el límite del banco izquierdo del ápice del cono (sección U_c) han sido 1,03 m y 5221,92 W/m² (Anexo B; ver apartado 6.2.4). Entre las relaciones empíricas, los valores más altos se obtienen con la ecuación de Williams (1983), mientras que, si exceptuamos la de Carling et al. (2002) por basarse en medidas reales de campo, la de Costa (1983), adaptada específicamente para granulometrías gruesas (a diferencia de la envolvente general), proporciona los más bajos (Tabla 6.4).

Tabla 6.4. Estimación del diámetro de partícula movilizable mediante ecuaciones empíricas (Costa, Williams, Jacob y Gob et al.: eje intermedio del bloque máximo; Bagnold: eje intermedio del bloque modal (mediano); Carling et al.: eje máximo del bloque promedio (mediano).

Autor	Ecuación	Constantes numéricas	Diámetro (m)	
Costa (1983)	65	a = 0,09	2,62	
curva envolvente	0.5	b = 1,686		
Costa (1983)	65	a = 0,03	1 28	
para material grueso	0.5	b = 1,686	1,20	
Williams (1083)	65	a = 0,079	6.24	
winnanis (1903)	0.5	b = 1,27	0,24	
Jacob (2002)	6.5	a = 0,025	1,70	
Jacob (2003)	0.0	b = 1,647		
Cob et al. (2003)	65	a = 0,0253	1,91	
500 ct al. (2003)	0.5	b = 1,62		
Bagnold (1980)	6.6	$c_1 = 2860,5$	1,63	
adaptado por Ferguson (2005)	0.0	$c_2 = 12$		
Carling et al. (2002)	67	C _d = 0,95	0.27	
Carining et al. (2002)	0.7	L, H, B (campo)	0,27	

No obstante, estos resultados no parecen equivalentes a la granulometría del material que se encuentra actualmente en la superficie del depósito del cono y que se ha medido en campo (Tabla 6.5). Los bloques más abundantes (tamaño modal) tienen forma de losa y su tamaño relativo se ha denominado como mediano, con un eje máximo que ronda los 0,25 m. Otros bloques menos frecuentes superan el metro y medio, mientras que los más pequeños no alcanzan los diez centímetros. En base a la media de la población estudiada, se han establecido las siguientes relaciones diametrales: B = 0,74*L y H = 0,43*L. Éstas se han utilizado para calcular el eje máximo (longitud) del bloque promedio (mediano) según la ecuación de Carling et al. (2002), obteniendo un valor de 0,27 m.

Nº bloque	Tamaño relativo	L (m)	B (m)	H (m)	B/L	H/L
1	Grande	0,67	0,48	0,3	0,72	0,45
2	Muy grande	1,52	0,88	0,92	0,58	0,61
3	Grande	0,54	0,32	0,15	0,59	0,28
4	Mediano	0,26	0,17	0,05	0,65	0,19
5	Mediano	0,27	0,13	0,08	0,48	0,30
6	Pequeño	0,17	0,15	0,08	0,88	0,47
7	Pequeño	0,15	0,15	0,05	1	0,33
8	Muy pequeño	0,09	0,07	0,06	0,78	0,67
9	Mediano	0,21	0,18	0,08	0,86	0,38
10	Mediano	0,21	0,17	0,13	0,81	0,62
Promedio	Mediano	0,29	0,21	0,12	0,74	0,43

Tabla 6.5. Mediciones en campo de los bloques del depósito del cono aluvial (L: longitud; B: anchura; H: altura).

6.3.5. Relación entre formas geomorfológicas, FDEs e hidráulica

En este apartado se relacionan todos los aspectos analizados en las secciones previas (apartados 6.3.1 a 6.3.4) para obtener un conocimiento integral de la morfología de la zona, la hidrodinámica de las avenidas y los efectos de las mismas en la vegetación.

La existencia de las perturbaciones dendrogeomorfológicas depende en gran medida de la posición geomorfológica de los árboles. En los 57 ejemplares, se han identificado 104 FDEs en 12 posiciones. Calculando el número total y de cada tipo de evidencias por forma geomorfológica (n° FDEs / n° árboles, para cada posición) se puede analizar la distribución de las FDEs en el área de estudio (Tabla 6.6 y Figura 6.13). Los árboles situados en las posiciones más energéticas (canal funcional y barras de gravas) están intensamente afectados, con heridas e inclinaciones en el tronco y las raíces descalzadas. Sin embargo, esta proporción está sesgada por la baja cantidad de árboles presentes dentro del lecho, y por lo tanto, por el escaso número de muestras dendrocronológicas disponibles. La mayoría de FDEs corresponden a heridas y se concentran en el cono aluvial, tanto en los canales distributarios (2,7 FDEs por árbol) como sobre el depósito (hasta 2 FDEs por árbol). El resto de posiciones geomorfológicas muestran una menor proporción de daños. En conclusión, las mayores afectaciones se producen en los árboles situados en elementos geomorfológicos relacionados con procesos fluvio-torrenciales de energía intermedia.

Posición geomorfológica		Decap	apitados Heridas		Inclinaciones		Raíces expuestas		FDEtotal		
Forma	N°	Total	Por	Total	Por	Total	Por	Total á	Por	Total	Por
Torma	árboles	Total	árbol	Total	árbol	Totai	árbol		árbol		árbol
Canal funcional	1	0	0	1	1	1	1	1	1	3	3
Barra de gravas	1	0	0	1	1	0	0	0	0	1	1
Terraza 1	4	0	0	5	1,25	1	0,25	0	0	6	1,5
Terraza 2	5	1	0,2	7	1,4	1	0,2	0	0	9	1,8
Canal distrib. princ.	3	1	0,3	4	1,33	3	1	0	0	8	2,7
Canal distrib. secun.	3	0	0	6	2	2	0,67	0	0	8	2,7
Dep. apicales cono	14	6	0,42	11	0,79	4	0,28	0	0	21	1,5
Dep. medios cono	8	0	0	11	1,37	5	0,62	0	0	16	2
Dep. distales cono	5	0	0	2	0,4	3	0,6	0	0	5	1
Muro artificial	5	1	0,2	6	1,2	1	0,2	1	0,2	9	1,8
Ladera izquierda	4	0	0	4	1	3	0,75	0	0	7	1,7
Ladera derecha	4	1	0,25	7	1,75	1	0,25	2	0,5	11	2,7

Tabla 6.6. Evidencias dendrogeomorfológicas por forma geomorfológica, calculadas dividiendo el número total y de cada tipo de FDEs por el número de árboles en cada posición.



Figura 6.13. Distribución de las evidencias dendrogeomorfológicas en función de las formas geomorfológicas. Las fechas negras indican el aumento relativo de la energía del flujo necesario para generar cada FDE o forma. El tamaño de los símbolos representa el número de FDEs por árbol.

Los elementos geomorfológicos fluvio-torrenciales y los daños en la vegetación establecida sobre los mismos también están directamente relacionados con la hidráulica del flujo, partiendo de la idea de que la propia estabilidad de las formas depende de la energía de la corriente. Los valores específicos de velocidad y profundidad extraídos de las modelizaciones hidráulicas de las avenidas torrenciales de 2008 y 2010 para la ubicación exacta de los árboles con heridas, revelan una correlación directa entre la energía del flujo y la energía relativa de generación de las formas geomorfológicas (Figura 6.14).

Las velocidades y calados más altos indican las zonas en las que los procesos hidrogeomorfológicos son más intensos. Las formas geomorfológicas más energéticas se ubican en el lecho (canal funcional y barras de gravas). A medida que nos alejamos, se produce una disminución de la energía del flujo, tanto en términos de parámetros hidráulicos como de intensidad de los procesos torrenciales asociados a los elementos geomorfológicos. Además, se observa que el mayor número de heridas se localiza en el cono aluvial, que corresponde a una posición con valores de energía de flujos intermedios, siendo además una forma asociada a una energía relativa de generación intermedia. Teniendo en cuenta que se muestrearon todos los árboles que mostraban FDEs externas, en este caso el número de muestras no condiciona la concentración de heridas en el cono, y ésta forma geomorfológica representa la zona en la que mayores afectaciones se producen en la vegetación durante las avenidas torrenciales.



Figura 6.14. Diagrama velocidad - profundidad de la corriente para la generación de heridas en árboles de ribera, clasificadas según su posición geomorfológica. La flecha negra indica el aumento de la energía del flujo.

6.4. Discusión de los resultados

6.4.1. Dinámica de las avenidas torrenciales de 2008 y 2010

Las reconstrucciones paleohidráulicas realizadas en el tramo inferior del torrente principal aportan nueva información sobre la hidrodinámica de los flujos que se desarrollan en la cuenca de Portainé.

La magnitud de los eventos de septiembre de 2008 y julio de 2010 parece que fue similar, alcanzando un caudal pico de centenas de metros cúbicos. Aunque la información histórica acerca de dichos eventos torrenciales (IGC, 2010a, 2010b) parece estar en consonancia con los resultados obtenidos en términos de orden de magnitud, el de 2008 ha sido catalogado como el más severo de las últimas décadas (IGC, 2013a). La discrepancia entre los resultados de la simulación hidráulica y los datos históricos podría deberse en cierta medida a la diferencia entre las topografías pre-evento, las cuales no han sido tenidas en cuenta en los modelos. Se conoce que el flujo extraordinario de 2008 depositó una gran cantidad de material en el cono, haciendo que el depósito de la zona del cono creciera. De este modo, la topografía pre-2008 era más baja que la pre-2010, por lo que, en el primero de los casos, la altura de flujo necesaria para formar las heridas es mayor y, por lo tanto, la avenida que las formó de mayor magnitud.

La distribución de los daños dendrogeomorfológicos también muestra diferencias destacables entre los dos eventos. El de 2008 produjo una mayor número de heridas que se distribuyen homogéneamente a lo largo de todo el tramo estudiado, mientras que las de 2010 son menos y más localizadas. En conclusión, la avenida torrencial de 2008 fue la más intensa de las dos.

Dicho esto, los caudales estimados para 2008 y 2010 son, más que una dato preciso, una aproximación al orden de magnitud de las avenidas. Si los comparamos con los caudales de los diferentes periodos de retorno (T) calculados por de las Heras (2016) para la confluencia de los torrentes de Portainé y Reguerals mediante modelización hidrológica, vemos que los caudales pico de las avenidas de 2008 (316 m³/s) y 2010 (314 m³/s) corresponderían a valores superiores a T500 (32 m³/s, para la confluencia Portainé – Reguerals); es más, el caudal mínimo para inundar el cono (58 m³/s) se registraría aproximadamente con una recurrencia aproximada a los 500 años. Sin embargo, los flujos torrenciales extraordinarios ocurren en la actualidad con una recurrencia casi anual, lo que significa que los caudales de 2008 y 2010 estimados en esta tesis están

sobreestimados, que los caudales de los diferentes periodos de retorno (de las Heras, 2016) fueron subestimados, o ambos. Todo ello se debe a que los análisis paleohidrológicos y paleohidráulicos no han tenido en cuenta la carga sólida de las crecidas en cuestión. En este sentido, la integración de información documental y dendrogeomorfológica permiten adquirir una mayor comprensión de los fenómenos.

En cuanto al cálculo del tamaño de partícula (Tabla 6.4), la aproximación más exacta es la propuesta por Carling et al. (2002), pues se adapta al caso de estudio. La relación entre los diámetros máximo, intermedio y mínimo de los bloques está condicionada por la tipología del sustrato de la zona, compuesto de metapelitas altamente fracturadas. En este contexto, los fragmentos de roca que se desprenden de las laderas y que posteriormente transporta el flujo tienen forma de lasca, con dos ejes similares (longitud y anchura) y el tercero considerablemente menor (altura). La fórmula de Carling et al. (2002) trabaja con el tamaño más común depositado en el cono (tamaño relativo medio), ya que las relaciones entre los diámetros axiales se han establecido como el promedio de las mediciones en campo. La de Bagnold (1980) también se calcula para la partícula modal, resultando en una clara sobreestimación. El resto de autores estiman el bloque máximo movilizable por el flujo, por lo que los valores han de ser comparados con los del bloque más grande medido en campo (Tabla 6.5, bloque nº 2). Entre todas las ecuaciones, la más adecuada en este tipo de ambiente es la propuesta por Costa (1983) para material grueso, mientras que la de Williams (1983) es la que peores resultados proporciona.

Las avenidas torrenciales que se producen en esta cuenca son flujos densos con una gran cantidad de material en suspensión y como carga de fondo, por lo que su dinámica difiere de la de los flujos predominantemente acuosos. Como explican (Bodoque et al., 2011), los caudales pico son el resultado de la combinación, que no simplemente de la suma, del agua y de la carga de sedimento. Esto refuerza la idea de que los caudales reales de los eventos de 2008 y 2010 fueron menores que los estimados en este estudio.

6.4.2. Contribuciones en el campo de la paleohidrología

El enfoque multidisciplinar adoptado para la reconstrucción de paleoavenidas en torrentes de montaña se basa en la correlación de cuatro subdisciplinas: geomorfología, dendrogeomorfología, hidráulica e hidrodinámica. Un análisis integral como éste no ha sido llevado a cabo en ninguna otra zona concreta y presenta importantes avances en el campo de la paleohidrología.

La cartografía geomorfológica de detalle del fondo de valle ha permitido relacionar los daños que las avenidas torrenciales ocasionan en la vegetación con los elementos geomorfológicos. La generación de FDEs está directamente relacionada con la posición de los árboles y las perturbaciones más intensas se suelen encontrar sobre las formas geomorfológicas más energéticas (Ruiz-Villanueva et al., 2010). En nuestra zona, se ha detectado que la mayoría de FDEs se localizan en posiciones de energía intermedia, lo cual se explica por la escasez de árboles tanto en el lecho del río (posiciones más energéticas) debido a que suelen ser arrancados y arrastrados por las crecidas (Bodoque et al., 2015), como en las laderas (posiciones menos energéticas), ya que en las zonas más alejadas del canal activo el flujo no tiene fuerza suficiente para provocar daños, o incluso no las alcanza.

La incertidumbre en la estimación de caudales está directamente condicionada por la fiabilidad de los PSIs (Ballesteros-Cánovas et al., 2016). Con el fin de cuantificar dicho efecto, se ha realizado un estudio de la variabilidad de la diferencias entre la altura de las heridas y la lámina de agua modelizada (d, Ecuación 6.1) en función de las posiciones geomorfológicas de los árboles (Tabla 6.7). Se ha analizado el caso de 2008 porque proporciona una población más extensa de heridas y permite una estimación del caudal de mayor precisión. El promedio de las diferencias altimétricas para la reconstrucción de dicha avenida es de 0,07 m en el canal funcional (1 árbol), 0,49 m en las barras de gravas (1 árbol), 0,53 m en la terraza baja (3 árboles), 0,26 m en la terraza alta (2 árboles), 0,44 m en los canales distributarios secundarios del cono (2 árboles), 0,17 m en los depósitos medios del cono (5 árboles), 0,01 m en el levee o muro artificial (1 árbol) y 0,63 m en la ladera del margen derecho (3 árboles). Aunque los valores más bajos corresponden al canal funcional y al muro antrópico, en cada una de estas formas solamente se dispone de un único árbol. Si consideramos las formas con más de un ejemplar, los resultados más precisos se obtienen en la terraza alta y en los depósitos medios del cono, precisamente en las posiciones geomorfológicas de energía intermedia. En cambio, la mayor variabilidad ocurre en la ladera, en decir, en las zonas más alejadas del cauce del torrente de Caners. Este análisis revela que, en este ambiente torrencial de montaña, los árboles del cono y terraza aluvial son los más fiables para la reconstrucción de paleoavenidas, siendo los de las laderas los menos idóneos para dicho propósito.

Sección XS	d (m)	Posición geomorfológica
Ma	0,86	Ladera derecha
Ka	0,49	Barra de gravas
Kb	0,75	Terraza 1
Kc	1,04	Ladera derecha
Kd	0,54	Terraza 1
Ke	0,31	Terraza 1
Р	0,07	Terraza 2
0	0,07	Canal funcional
Nb	0,01	Ladera derecha
Y	0,46	Terraza 2
Xb	0,01	Muro artificial
D	0,82	Canal distributario secundario del cono
F	0,04	Depósitos medios del cono
F	0,28	Depósitos medios del cono
С	0,1	Depósitos medios del cono
С	0,41	Depósitos medios del cono
G	0,07	Canal distributario secundario del cono
G	0	Depósitos medios del cono

Tabla 6.7. Diferencias (d) entre la altitud de las heridas y de la lámina de agua de la avenida de 2008 para la posición geomorfológica de los respectivos árboles.

El presente estudio es un paso valioso en la investigación de avenidas pretéritas en torrentes de montaña ya que abre nuevas vías para el conocimiento avanzado de la dinámica fluvio-torrencial en cuencas no aforadas y con limitados datos de origen. Una aproximación metodológica multidisciplinar como esta tiene un gran potencial en zonas en las que no es posible llevar a cabo estudios dendrogeomofológicos extensos (escasez de árboles de ribera) o con dificultades para la aplicación de modelos hidrológicos (falta de datos meteorológicos y de aforos) o hidráulicos (MDEs de baja resolución).

PARTE IV:

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

7 Discusión

Aquí, se realiza una discusión global de los métodos y resultados de la tesis, y se interpretan las causas que explican el funcionamiento torrencial actual. Finalmente se analizan las implicaciones prácticas del estudio en materia de gestión del riesgo a través de una valoración de las medidas existentes y propuesta de otras acciones.

7 Discusión

7.1. Discusi	ón metodológica	195
7.1.1.	Ventajas y limitaciones de cada método	195
	Geología	195
	Geomorfología	
	Hidrología histórica	
	Pluviometría	
	Dendrogeomorfogía	
	Coberturas del suelo	
	LiDAR aéreo	
	Modelos digitales de elevaciones	
	Modelización hidráulica	
	Hidrodinámica	
7.1.2. H	Potencial de la integración de métodos	203
7.2. Funcion	namiento y evolución de la cuenca de Portainé	
7.2.1. H	Frecuencia y magnitud de los flujos torrenciales	206
7.2.2. H	Factores condicionantes y desencadenantes	208
7.2.3. I	nterpretación sobre la ruptura del umbral geomorfológico	210
7.3. Implica	ciones en la gestión del riesgo	212
7.3.1. H	Evaluación de las barreras de retención de sedimentos	213
7.3.2. H	Recomendaciones para el control de las avenidas torrenciale	s 214

7.1. Discusión metodológica

En esta tesis se han utilizado técnicas muy diferentes por separado y algunas de ellas se han combinado entre sí mediante el diseño de metodologías multidisciplinares. Aquí se mencionan las ventajas y limitaciones de la aplicación de cada método en ambientes de montaña, ejemplificándolo con los trabajos de esta tesis, y se discute sobre el potencial de la integración de ellos.

7.1.1. Ventajas y limitaciones de cada método

Cada disciplina de estudio es apropiada en un contexto determinado y con una finalidad concreta, y en función de los objetivos específicos del trabajo, se eligen los métodos. Cuando se trabaja en zonas montañosas con una problemática torrencial, como en esta tesis, cada método tiene su utilidad, a la vez que las propias características de la cuenca comportan dificultades para su correcta aplicación e interpretación de los resultados.

Geología

La litología de las formaciones geológicas aflorantes es un factor intrínseco a la cuenca, condicionante, que no desencadenante, en el riesgo de avenidas torrenciales, y no explica por si solo el funcionamiento hidrológico de una cuenca. Aun así, diversos autores han demostrado que la disponibilidad de material erosionable juega un papel fundamental en el desarrollo de flujos torrenciales (Bovis y Jakob, 1999; Jakob et al., 2005; Abancó y Hürlimann, 2014). Por ello, tanto el sustrato como los depósitos superficiales deben ser examinados con el fin de determinar su grado de consolidación, y así, su erodibilidad. El análisis estructural del sustrato ha resultado una herramienta muy útil para conocer la orientación de los planos de debilidad de la roca, que condicionarán la susceptibilidad a que se desprendan fragmentos que pueden ser incorporados a los cauces.

Para poder caracterizar fiablemente la estructura del sustrato es necesaria la adquisición de una cantidad representativa de medidas de estratificación, foliaciones y lineaciones (Margalef, 2015), para lo que se requiere de afloramientos de roca sana con un bajo grado de meteorización y homogéneamente distribuidos a lo largo de la extensión del territorio. En Portainé, los depósitos coluviales tapizan gran parte del terreno y los afloramientos están limitados a divisorias de aguas, taludes de la carretera y áreas concretas más elevadas. Debido al difícil acceso y a la alteración superficial de muchos de ellos, únicamente se han podido levantar quince estaciones estructurales.

Geomorfología

El estudio del origen y evolución de las formas del relieve permite determinar los procesos sedimentarios de carácter hidrogeomorfológico que actúan en superficie. En esta evolución también influyen las modificaciones antrópicas, afectando a los procesos. En esta tesis se han llevado a cabo dos tipos de estudios geomorfológicos: un reconocimiento general de las macroformas, depósitos y procesos de la cuenca y una cartografía geomorfológica de detalle del fondo de valle en un tramo de canal concreto.

Las observaciones realizadas en la zona de cabecera y red principal de drenaje aportan valiosa información sobre la hidrología superficial. La distribución y magnitud de las áreas de erosión y acumulación dan una idea sobre los procesos predominantes en cada región, que condicionan la dinámica de los cauces. En el caso de la cuenca de Portainé, se ha podido identificar una importante degradación del suelo por escorrentía superficial en cabecera, una fuerte incisión vertical a lo largo de los torrentes y una tendencia a la acumulación en forma de cono en el tramo inferior, así como una exportación de sedimento generando un balance sedimentario negativo.

Una caracterización más precisa de la dinámica fluvio-torrencial requiere de análisis más específicos, como ha sido la cartografía geomorfológica de detalle del tramo inferior del torrente de Caners. La realización de campañas topográficas y geomorfológicas multi-temporales en este contexto dinámico posibilita la detección de cambios, como el ensanchamiento/estrechamiento del canal, destrucción/creación de barras y/o terrazas, agradación/degradación del cono, etc. Estos suponen a su vez un problema cuando se trata de recrear una superficie topográfica adecuada para la reconstrucción hidráulica de avenidas, debido al intervalo de tres años transcurrido durante la adquisición de datos.

Hidrología histórica

La cuantificación de las evidencias históricas ha sido ampliamente reconocida como un método de ampliación del registro histórico de avenidas extraordinarias, abriendo a su vez nuevas vías en el estudio de eventos hidrológicos extremos en términos de periodos de retorno y variabilidad (Benito et al., 2015). Además, los efectos documentados o registrados en fotografías informan directamente sobre la magnitud y extensión del episodio (Pruess et al., 1998). Es importante recopilar todos los testimonios escritos, gráficos y orales disponibles para identificar y caracterizar el mayor número de eventos

ocurridos en la zona. Su utilidad es aún más destacable en cuencas no aforadas, en las que no se dispone de datos de caudal ni siquiera de los eventos más recientes.

Sin embargo, este tipo de información está temporalmente limitada y los registros históricos suelen ser relativamente cortos (normalmente de unas décadas). En áreas remotas en las que las crecidas no tienen un riesgo directo, es decir, que no provocan daños sobre la población o infraestructuras, éstas tienden a no ser reportadas, y por tanto, el registro documental es escaso, requiriendo de otros estudios paleohidrológicos. Además, la variabilidad en la respuesta, inherente a las cuencas de montaña, hace que los registros de grandes avenidas regionales acaecidas en los valles principales no sean directamente trasladables a sus pequeñas cuencas afluentes (Génova et al., en prensa). Por último, los testimonios proporcionados por personas directa o indirectamente afectadas pueden no ser objetivos, sino sesgados por la experiencia personal de cada sujeto.

Pluviometría

Los datos de precipitación son de gran interés ya que proporcionan información real y directa de los fenómenos meteorológicos regionales o locales que desencadenan los episodios torrenciales. Mediante el tratamiento de las series pluviométricas, se estudian la cantidad, intensidad y distribución de las lluvias, y en concreto, las asociadas a las crecidas (Hürlimann et al., 2017). En contextos de montaña caracterizados por la ocurrencia de tormentas convectivas, el parámetro de mayor relevancia es el valor de intensidad máxima (I_{max}) para la fecha de los flujos torrenciales documentados.

Los principales inconvenientes del análisis pluviométrico cuando se trabaja en cuencas de montaña de dimensiones pequeñas son la escasez de pluviómetros dentro de la cuenca y la frecuente inoperatividad de los mismos durante lluvias extraordinarias, dando lugar a series cortas y/o incompletas. Además, el comportamiento de los episodios meteorológicos está fuertemente condicionado por la orografía y las precipitaciones son muy variables espacio-temporalmente (Rotuno y Houze, 2007), por lo que las lluvias pueden ser muy locales y los datos de estaciones cercanas no ser representativos ni extrapolables a la zona estudiada. Esto es evidente en el caso de la cuenca de Portainé, donde únicamente existe una estación pluviométrica a partir de 2011 mientras que el resto se encuentran en cuencas próximas, mostrando los valores de I_{max} de las diferentes estaciones una gran dispersión. De este modo, la validez de los datos de los pluviómetros situados fuera de la cuenca de estudio es realmente cuestionable.

Dendrogeomorfogía

La dendrogeomorfología, que aborda el análisis y cronología de los anillos de crecimiento de árboles afectados por procesos geomorfológicos (Alestalo, 1971), es una herramienta muy útil para datar avenidas pretéritas (Stoffel y Bollschweiler, 2008; Ballesteros-Cánovas et al., 2015b), aunque la metodología dendrocronológica en ocasiones incluye limitaciones importantes (Díez-Herrero et al., 2013b). Los estudios suelen realizarse con una población estadísticamente significativa compuesta por una gran cantidad de árboles afectados (>100). En Portainé, a pesar de que la población muestreada incluye todos y cada uno de los ejemplares con indicios de daños por paleoavenidas, el número total de árboles analizados es de 57. Esta limitación se ha superado con la interpretación conjunta de todas las FDEs (Génova et al., en prensa). De todos modos, en el caso de esta tesis, algunas de las FDEs datadas para un mismo año podrían haberse formado en distintos eventos intraanuales que no se han distinguido por la ausencia de coníferas con canales resiníferos que permitan examinar patrones de estacionalidad. De hecho, tanto en 2008 como en 2010 (para los que se han realizado las modelizaciones hidráulicas) se registraron dos eventos. La información documental ha sido clave para identificar aquel que con mayor probabilidad causó los daños en la vegetación. Además, otros factores también pueden causar descortezados en los troncos (Stoffel y Corona, 2014), tanto naturales (ej. ráfagas de viento) como por la actividad humana (ej. tala). En este trabajo se ha examinado la posición, forma y orientación de las heridas en relación con los procesos torrenciales, incluyendo una test de normalidad para descartar las de origen dudoso.

En cuanto a la posición geomorfológica de las FDEs, cabe mencionar que los elementos geomorfológicos del fondo de valle son cambiantes. Las avenidas modifican la morfología del terreno, haciendo que la posición geomorfológica de los árboles de ribera sea susceptible a cambiar en el tiempo. Esto puede dar lugar a que la forma del relieve sobre la que el ejemplar se ubica actualmente no sea la misma que cuando se produjo el daño, especialmente en los más próximos al canal funcional. Esta incertidumbre incrementa cuanta más antigua es la FDE, ya que no se dispone de mapas geomorfológicos o fotografías aéreas detalladas de años anteriores. No obstante, solamente seis del total de 57 árboles analizados se sitúan en zonas susceptibles a sufrir cambios significativos, y además, en el intervalo de tres años en los que se han realizado observaciones de campo las formas sobre las que se sitúan no han variado, aunque ello no implica que no pudiera haberlo hecho con anterioridad a 2014.

Coberturas del suelo

La comparación de mapas secuenciales que ilustran las diferentes coberturas del terreno de un mismo territorio en diferentes momentos es una técnica extensamente reconocida para la evaluación de los cambios en la vegetación y sus consecuencias en la hidrología superficial. Los sistemas fluvio-torrenciales de montaña son altamente vulnerables a los cambios en las condiciones ambientales (Stoffel et al., 2016). Numerosos trabajos han examinado los efectos hidrológicos y geomorfológicos de las modificaciones de usos del suelo asociados a la actividad humana en este tipo de contextos (García-Ruiz et al., 2008; Geneletti, 2008; Ristić et al., 2012), y esta tesis es un ejemplo más.

La realización de estas cartografías está limitada por la disponibilidad de imágenes aéreas, satelitales y ortofotografías, ya sean en blanco y negro, color o infrarrojas (Furdada et al., 2016). Gracias a los avances en el campo de la teledetección en las últimas décadas, actualmente se sobrevuela la superficie terrestre del país con una periodicidad anual, pero la existencia de series fotogramétricas es muy reducida en el pasado (ICGC; IGN). Las imágenes aéreas más antiguas a disposición del público de la zona de Portainé son las del vuelo americano (serie A de 1945-1946 y serie B de 1956-1957) y las de los vuelos nacionales (1973-1986 y 1980-1986), seguidas de las ortofotos de los años 90 (1990, 1993). A partir del siglo XXI se dispone de ortofotografías adquiridas cada año.

LiDAR aéreo

El análisis de datos LiDAR multi-temporales tiene una aplicación directa en la caracterización de cuencas de montaña hidrogeomorfológicamente activas. Una de las principales ventajas es la capacidad de identificar cambios morfológicos indetectables mediante otros métodos clásicos, como las fotografías aéreas, debido a la posibilidad de eliminar la vegetación y los objetos artificiales y obtener información del terreno desnudo incluso en zonas boscosas cubiertas por una densa vegetación (Tarolli, 2014). El LiDAR aerotransportado también proporciona en poco tiempo series de datos que cubren grandes sectores del terreno, lo que no resulta posible con técnicas topográficas terrestres, como la estación total o el TLS. Esta técnica es de gran ayuda en zonas remotas de difícil acceso en las que resulta complicado realizar estudios de campo, tales como los tramos fuertemente encajados de torrentes de montaña.

Este tipo de datos también presenta ciertas limitaciones a tener en cuenta a la hora de evaluar su fiabilidad, principalmente en lo que a su exactitud y resolución se refiere (Slatton et al., 2007). Los fabricantes de sensores LiDAR suelen informar sobre un error instrumental que ronda una exactitud vertical de 15 cm en la medición de la coordenada Z de los puntos. Este error altimétrico es aún mayor en zonas montañosas con densa vegetación y pendientes pronunciadas a la vez que variables. Biron et al. (2013) informan acerca de una exactitud vertical de 0,25 cm en áreas boscosas. Para los datos utilizados en este trabajo, se obtuvo un RMSE < 15 cm, que disminuye hasta 5 cm en zonas planas pero que puede llegar a 50 cm en superficies empinadas y boscosas. Estos errores se encuentran dentro del rango de valores aceptado. La resolución de los datos, que viene dada por la densidad de puntos, es otro factor de vital importancia (Rupnik et al., 2015) y que puede ser problemático cuando los árboles impiden que los rayo láser alcancen el suelo. Por esta razón, las densidades de puntos del terreno obtenidas son menores cuando se sobrevuelan lugares montañosos, y por tanto, los MDEs creados tienden a ser de menor resolución. Cavalli y Marchi (2008) trabajaron con una densidad de datos que disminuía hasta 0,25 puntos/m² bajo una cubierta de dosel forestal. Este inconveniente se ha tenido en cuenta al filtrar las nubes de puntos, realizando una edición manual exclusivamente centrada en el área de análisis. Esto ha minimizado considerablemente los errores de clasificación y ha proporcionado una mayor densidad media de puntos del terreno.

Modelos digitales de elevaciones

Los MDEs generados a partir de datos topográficos de alta resolución han sido extensamente empleados en multitud de estudios hidrológicos y geomorfológicos (Tarolli et al., 2009). Su utilidad incrementa cuando se trata de modelos que reproducen la superficie del suelo desnudo (conocidos como modelos digitales del terreno), ya que, a diferencia de las fotografías aéreas, posibilitan visualizar adecuadamente la morfología del terreno en áreas densamente vegetadas (ver apartado anterior).

La resolución de los MDEs (tamaño celda) está condicionada a la de los propios datos de origen (densidad de puntos). De este modo, es necesario especificar el tamaño de celda idóneo para la generación de los modelos, que en este trabajo se ha determinado de 1 m por ser el promedio redondeado de las densidades medias de cada una de las tres nubes de puntos LiDAR (Tabla 5.1). Sin embargo, la resolución de los datos de 2009 es menor que la su MDE. Si aplicamos la ecuación definida por Hu (2003) para definir la resolución óptima del modelo (S = $\sqrt{A/n}$, siendo S el tamaño de celda y n y A el número de puntos del terreno y el área que cubren, respectivamente), obtenemos para el área de análisis

unos valores de 1,86 m en 2009, 1,03 m en 2011 y 0,87 m en 2016. Debido a que los MDEs secuenciales tienen que tener la misma resolución para poder restarlos entre sí, se debe escoger el valor que más beneficio saque de todos los conjuntos de datos de los que se dispone. Una resolución de 2 m sería adecuada para 2009, pero a la vez conllevaría una gran pérdida de datos de 2011 y 2016. Por ello, los tres MDEs generados y empleados en el estudio han sido de 1 m, aproximadamente la media de los valores que el método de Hu (2003) sugiere para 2009, 2011 y 2016. Dado que algunas áreas del modelo de 2009 podrían incluir superficies irreales meramente interpoladas, la metodología diseñada para el trabajo con secciones del cauce y el cálculo del error de interpolación (EI) está aún más justificada, ya que las secciones con un alto error incorporado son excluidas del balance sedimentario.

Modelización hidráulica

Las metodologías hidráulicas convencionales no son factibles en cuencas de montaña por la falta de aforos, por lo que se requiere de técnicas alternativas para la obtención de datos indirectos (Bodoque et al., 2015). El procedimiento metodológico basado en evidencias dendrogeomorfológicas seguido en esta tesis (Ballesteros-Cánovas et al., 2010) tiene un gran potencial en cuencas no aforadas.

La modelización hidráulica se ha realizado en HEC-RAS (USACE, 2008), que interpola linealmente las áreas lindantes a las secciones con las que trabaja, lo cual puede generar una topografía irreal. Para disminuir los errores que ello implica, se han tomado con estación total perfiles detallados en la ubicación concreta de los árboles y sus heridas utilizadas en la estimación del caudal. También se han integrado datos LiDAR (aéreo) para generar un TIN. Los errores instrumentales del LiDAR y de nuestra georreferenciación mediante GNSS de los datos de estación total son del mismo orden de magnitud y se hallan dentro del límite de precisión posible en la actualidad. La ventaja de este segundo modelo TIN es la posibilidad de añadir XS adicionales, pero su debilidad es que la topografía LiDAR suaviza y distorsiona el relieve real en zonas con cambios morfológicos abruptos. La diferencia entre los caudales obtenidos en los diferentes modelos se explica por la variabilidad del flujo (ej. "olas" superficiales, sobrelevaciones laterales; Bodoque et al., 2015) y por el número de heridas disponibles. No se ha ejecutado un modelo 2D por diversos motivos, entre ellos geométricos e hidrodinámicos (ver explicación detallada en el apartado 6.2.3). Otros trabajos como el de Bodoque et al.

(2011) han utilizado modelos hidráulicos unidimensionales de calado crítico en torrentes de montaña de configuración y características similares a Portainé, demostrando su idoneidad. Los resultados obtenidos no han podido ser calibrados con registros reales de caudal debido a la ausencia de aforos en la cuenca. De todas formas, el orden de magnitud de los caudales pico es coherente con la dimensión de los torrentes y de la cuenca de drenaje.

Las bases topográficas utilizadas en las modelizaciones presentan ciertas incongruencias, como son (i) la diferencia temporal entre las campañas de toma de datos con estación total (2014-2016) y con LiDAR aerotransportado (2011); (ii) la diferencia temporal entre los levantamientos topográficos (2011-2016) y las avenidas modelizadas (2008 y 2010); y (iii) el uso de una misma topografía para la simulación de ambos eventos; además de las limitaciones intrínsecas del LiDAR aéreo en zonas de montaña. Considerando que los mayores cambios topográficos se registran en el cono aluvial, parece razonable pensar que las heridas situadas aguas arriba de éste sean más fiables; pero son insuficientes para una reconstrucción consistente de los paleocaudales. Estas incertidumbres se han reducido mediante la inclusión de las múltiples secciones de alta resolución adquiridas en la ubicación exacta de los árboles descortezados.

Las heridas abiertas se han tomado como indicadores de paleonivel (PSI), asumiendo que su altura máxima marca la altura mínima de la lámina de agua y que es cercana a las marcas de altura (HWM). Esta aproximación incluye posibles fuentes de errores, puesto que (i) los PSIs pueden ser más elevados que las HWM si la herida se formó con una sobreacumulación de material aguas arriba del árbol, haciendo que el caudal esté sobreestimado (Ballesteros-Cánovas et al., 2010); (ii) los PSIs se encuentran por debajo de las HWM cuando las heridas están parcialmente cerradas, provocando una subestimación del paleocaudal (Guardiola-Albert et al., 2015) ; y (iii) los PSIs también pueden ser más bajos que las HWM si la herida es consecuencia del impacto de la carga de fondo (ej. por saltación) y no de la flotante, implicando que el caudal haya sido subestimado (Ballesteros-Cánovas et al., 2010). Con el fin de comparar las alturas de los PSIs con la del flujo modelizado y estimar el caudal pico con la mayor precisión posible, se ha aplicado la técnica de prueba y error (Yanosky y Jarrett, 2002), que se ha valorado como adecuada por considerar todas las heridas y así reducir el peso relativo de estas imprecisiones.

Hidrodinámica

Las ecuaciones empíricas que relacionan la hidráulica del flujo con el tamaño de partícula movilizable proporcionan información sobre el orden de magnitud de volumen de los bloques que transporta una corriente de una potencia determinada. El problema es que los diámetros obtenidos serán una función de la energía de la corriente, por lo que la veracidad de los resultados dependerá de la de los propios parámetros hidráulicos extraídos de los modelos hidráulicos.

En general, las relaciones hidrodinámicas propuestas por diferentes autores (Bagnold, 1980; Costa, 1983; Williams, 1983; Carling et al., 2002; Gob et al., 2003; Jacob, 2003) sugieren, para el torrente de montaña estudiado, una mayor capacidad de movilización que la real (verificada por el tamaño de los bloques medidos en campo), lo cual refleja la gran complejidad que hay que considerar en su aplicación, tras su aparente simplicidad. Las causas que explican esta discrepancia pueden ser múltiples e incluso una combinación de ellas: (i) las ecuaciones fueron calculadas para flujos Newtonianos de comportamiento bifásico, pero los flujos de derrubios pueden ser unifásicos o evolucionar de un tipo a otro; (ii) aunque la corriente sea capaz de movilizar un tamaño de partícula concreto por sus propiedades hidráulicas, es posible que bloques de tales dimensiones no estén disponibles debido a la propia litología del área fuente (aunque esto no ocurre en nuestro caso) o a que éstos se fragmentan en trozos más pequeños durante el transporte; (iii) los valores de potencia de corriente extraídos de los modelos hidráulicos están promediados para el canal y los bancos de orilla, por lo que podrían no ser representativos de algunas posiciones específicas de los árboles que se han utilizado para ajustar las modelizaciones y obtener los parámetros hidráulicos; y/o (iv) la simulación se realiza para un flujo de agua limpia (acuoso), mientras que en la realidad éstos fueron flujos densos de mayor viscosidad (hiperconcentrados o de derrubios), por lo que sus caudales punta, velocidades y capacidad de transporte han sido muy probablemente sobreestimados.

7.1.2. Potencial de la integración de métodos

Es evidente que todos los métodos tienen sus fortalezas y debilidades y que éstas varían en función de las particularidades de la zona. La cuenca de Portainé podría considerarse como un entorno dificultoso para la ejecución de estudios hidrogeomorfológicos y paleohidrológicos, por la limitada disponibilidad y precisión de las fuentes de datos. Entre sus características adversas, destacan su localización remota, dimensión reducida, pendiente pronunciada, alta torrencialidad, boscosidad, relativamente escasa vegetación de ribera, ausencia de estaciones de aforo e intensa intervención humana. Ante esta coyuntura, el uso individual de cada método proporcionará unos resultados parciales que han de ser contrastados para verificar su fiabilidad e interpretarlos correctamente. En cambio, la combinación de métodos es capaz de superar las debilidades de un enfoque simple y otorgar resultados más consistentes y completos (Stoffel et al., 2016).

Existen algunos trabajos multimétodo en contextos torrenciales similares al de esta tesis. Imaizumi et al. (2016) realizaron una reconstrucción espacio-temporal de alta resolución de los flujos de derrubios en una zona de los Alpes Japoneses combinando LiDAR aéreo, ortofotografías, dendrogeomorfología y sistemas de monitorización en campo. Van den Heuvel et al. (2016) investigaron las situaciones meteorológicas desencadenantes de flujos de derrubios en un valle de los Alpes Suizos, uniendo el registro histórico con el dendrogeomorfológico y comparándolo con las precipitaciones registradas en diferentes estaciones meteorológicas y con datos de aforo.

En esta tesis se ha adoptado un enfoque hidrogeomorfológico holístico en el que se han evaluado la diversidad de agentes (geológicos, geomorfológicos, antrópicos, topográficos, meteorológicos, hidrológicos, hidráulicos, etc.) que controlan el sistema y la interacción entre los mismos. Un estudio transdisciplinar (multimétodo) de esta índole que considere todos los factores condicionantes y desencadenantes de la dinámica torrencial actual e histórica (multifactor), así como las posibles causas de su alteración (multicausa), no ha sido aplicado con anterioridad en una cuenca piloto.

Algunos métodos se han aplicado de forma aislada con fines específicos (capítulos 3 y 4). Por ejemplo, el análisis estructural del sustrato alerta de que la foliación principal buza con una orientación favorable para su erosión, mientras que el estudio de los depósitos superficiales ha evidenciado su alta erodibilidad. También la dendrocronología por si sola es capaz de datar eventos pretéritos no documentados para completar el registro histórico de las paleoavenidas. Por último, la magnitud relativa de los eventos recientes se ha estimado únicamente en base a sus efectos, documentados en diversos informes y testimonios.

Las principales investigaciones llevadas a cabo, en cambio, relacionan diferentes disciplinas. En algunos casos, aunque los métodos se aplican individualmente, se han integrado los resultados derivados de cada uno de ellos (capítulo 4). Así pues, el registro

temporal de flujos torrenciales se ha reconstruido tanto con la información histórica como a través de técnicas dendrogeomorfológicas, y una vez identificada la fecha de cada evento, se han caracterizado hidrológicamente por medio del análisis de las series pluviométricas. Dado que se desconoce el origen del aumento de frecuencia (a partir de 2006) que dicho registro revela, se han estudiado la diversidad de factores geoambientales que pueden alterar el funcionamiento de la cuenca, como topográficos, litológicos, morfológicos, meteorológicos, usos del suelo y antropogénicos.

El aporte metodológico más destacable es el diseño de metodologías multidisciplinares que no solo incluyen, sino que además combinan e integran diferentes técnicas cuando éstas presentan grandes limitaciones (capítulos 5 y 6). Gracias a ello se ha conseguido emplear adecuadamente métodos de difícil aplicación en canales de montaña, como son la sustracción de MDEs (por su menor resolución, exactitud y precisión, y por ende, alta incertidumbre implícita) y las modelizaciones hidráulicas (por la falta de una topografía de detalle y de datos de aforos).

En el primero de los casos, los MDEs creados a partir de datos LiDAR aerotransportados han sido sometidos a un proceso de análisis estadístico para cuantificar y filtrar su incertidumbre. A la hora de interpretar las diferencias geomorfológicas entre los modelos secuenciales, se ha tenido en cuenta la cronología de las actuaciones antrópicas dentro los cauces. Con todo esto, se ha disminuido el error de los cálculos volumétricos de erosión y acumulación, logrando una mejor aproximación al balance sedimentario que se adapta a la problemática real de la zona.

En cuanto a la reconstrucción de avenidas, se ha desarrollado un procedimiento metodológico novedoso que correlaciona diversas disciplinas. Los caudales se han estimado utilizando como datos de entrada los levantamientos topográficos (LiDAR y estación total) y dendrogeomorfológicos (dataciones dendrocronológicas y altura de heridas). Los parámetros hidráulicos de salida del modelo han sido utilizados para calcular el tamaño de bloque movilizable, comparándolo también con medidas reales de campo. Esto ha permitido valorar la fiabilidad de las FDEs y de las reconstrucciones hidráulicas en contextos torrenciales.

En definitiva, la combinación de métodos ha requerido analizar exhaustivamente la coherencia de cada uno y las discrepancias entre ellos, alcanzando así una comprensión integral de la dinámica torrencial de la cuenca.

7.2. Funcionamiento y evolución de la cuenca de Portainé

En este apartado se recopila toda la información adquirida en el marco de esta tesis con tal de caracterizar hidrogeomorfológicamente la cuenca. Primero se presenta el registro histórico de avenidas, después se analizan los factores influyentes en la dinámica torrencial, y finalmente se realiza una interpretación sobre su evolución temporal.

7.2.1. Frecuencia y magnitud de los flujos torrenciales

El registro temporal de los eventos torrenciales identificados en la cuenca de Portainé se representa en la figura 7.1. El flujo torrencial más antiguo identificado corresponde al año dendrogeomorfológico 1956-1957 (Génova et al., en prensa), mientras que el primero que documentado fue en 2006 (Fañanás-Aguilera, 2006).

Durante el periodo 1956-2006 se han identificado doce avenidas en la parte baja de la cuenca (Tabla 4.4), con un intervalo de recurrencia media (IR) de 4,1 años que desciende a 6,4 si excluimos aquellos cuya datación es menos precisa por mostrar un menor número de FDEs. Aunque todos ellos tuvieron afectaciones en el tramo inferior del torrente de Caners (cono aluvial), se desconoce su magnitud y extensión debido a las limitaciones espaciales del estudio dendrogeomorfológico. Debido a que no existen evidencias físicas de dichos eventos (solo un *debris* antiguo de gran magnitud pero edad desconocida; Figura 3.14), se desconoce su tipología, por lo que pudieron ser desde corrientes acuosas con algo de carga flotante hasta flujos de derrubios.

A partir de 2006, son recurrentes los flujos de mayor o menor magnitud que afectan las diferentes infraestructuras (carretera en sus cruces con los barrancos y barreras a lo largo de los canales). Estos fenómenos ocurren casi cada año, aunque no siempre afectan a las mismas zonas ni con la misma intensidad (Tabla 4.7). De este modo, su IR es de unos 11 meses si tenemos en cuenta todos ellos, pero pasa a ser de 18,5-22 meses si solo contamos los que llegan al tramo inferior (efectos en OD10 o en el cono aluvial). También difieren en lo que a contenido en sedimento respecta, siendo algunos de ellos flujos de derrubios bien desarrollados (ej. 2008/09 y 2010/07) y otros flujos hiperconcentrados (ej. 2011/08) o simplemente flujos con cierta carga sólida (ej. 2016/08). Además, en muchos casos sus características varían a lo largo de su recorrido, como es el caso del de 2015, que se registró como un flujo de derrubios en la parte intermedia del torrente de Portainé (Palau et al., 2017) pero fue progresivamente perdiendo material aguas abajo hasta llegar al cono, donde únicamente produjo erosión.



Figura 7.1. Registro temporal de flujos torrenciales, con una disminución brusca del intervalo de recurrencia (IR) en 2006. Los eventos históricos (triángulos) se han datado dendrocronológicamente con un grado de fiabilidad alto (verde), medio (amarillo) y dudoso (rojo). Entre los eventos recientes (círculos) documentados, muchos acumularon material en el cono (verde), otros solo produjeron erosión (amarillo) y algunos ni siquiera alcanzaron esa zona (rojo). Para cada periodo, la variabilidad del IR se refiere a la diferencia en la frecuencia si consideramos todos los eventos o solo los más fiables (verdes).

A la hora de comparar el registro dendrocronológico con el documental hay que tener en cuenta que el límite de detección de cada técnica es muy diferente. Los eventos históricos muy probablemente fueron avenidas de gran magnitud que produjeron importantes daños en la vegetación. Sin embargo, en el periodo reciente se engloban también flujos de baja magnitud que ni siquiera llegaron al área del estudio dendrogemorfológico. La aproximación más conservadora sería comparar los eventos datados con gran fiabilidad (7 eventos en 30 años) únicamente con los que acumularon material en el cono aluvial o produjeron daños en la canalización y/o presa de Vallespir (6 eventos en 10 años), cuyos valores de IR son de 6,4 y 1,8 años, respectivamente (Figura 7.1, símbolos verdes).

Es indudable que la dinámica torrencial actual no es equivalente a la del pasado siglo. Se detecta un cambio en la actividad torrencial en 2006, año a partir del cual se intensifican los procesos hidrogeomorfológicos y aumenta la frecuencia de los flujos torrenciales significativos. No obstante, no se detecta ninguna variación temporal relevante en el patrón de lluvias, siendo sus cuantías similares para los eventos históricos del siglo XX y los recientes del XXI (Tablas 4.5 y 4.6). Esto coincide con los resultados de Hürlimann et al. (2017) cuyo análisis de series pluviométricas históricas indica que no se han producido incrementos de precipitación relevantes en las últimas décadas. Ya que las causas meteorológicas no explican la alteración del funcionamiento hidrológico de la cuenca, es necesario examinar el resto de agentes que conforman el sistema o impactan sobre el mismo.

7.2.2. Factores condicionantes y desencadenantes

La evolución hidrogeomorfológica de una zona de montaña depende de diversos factores ambientales (topografía, litología, clima/meteorología) y antropogénicos (usos del suelo) que influyen en el desarrollo de fenómenos fluvio-torrenciales (Gartzia et al., 2016). La importancia relativa de cada uno (y la interacción entre ellos) dependerá de las particularidades del territorio.

La cuenca de Portainé está sujeta a una serie de procesos interconectados que gobiernan su respuesta. Así pues, la ocurrencia de fenómenos torrenciales es el resultado de unos condicionantes previos a los que se suman unos episodios de lluvias desencadenantes. A continuación se detallan los diferentes factores intrínsecos a la cuenca o circunstancias extrínsecas que ejercen un control sobre el funcionamiento torrencial de ésta.

La disponibilidad de sedimento es el factor más influyente en la incorporación de material en los flujos de derrubios (Abancó y Hürlimann, 2014). El material disponible en la cuenca de Portainé es el sustrato rocoso metapelítico y las formaciones superficiales. El primero está altamente fracturado y la foliación principal buza subparalela a la superficie topográfica. El segundo está compuesto por depósitos no consolidados muy erosionables. Estas características comportan una alta disponibilidad de material, tal y como afirman Palau et al. (2017), quienes evidencian que ésta es ilimitada en la cuenca estudiada.

Otras características geológicas adicionales pueden contribuir en el estado de fracturación de la roca, como son la proximidad a la falla de Espui (Poblet, 1991) y la existencia de movimientos de masa gravitacionales profundos (Ortuño et al., 2017). Las cicatrices de estos últimos han sido identificadas en cabecera, pero no se descarta que también afecten a la zona intermedia de la cuenca, donde la erosión del terreno podría haber degradado sus evidencias geomorfológicas. De hecho, el análisis estructural realizado en campo ha permitido detectar en la parte baja de la cuenca movimientos de masa locales que no muestran expresión geomorfológica.

Sin embargo, los principales controles que determinan los componentes del ciclo hidrológico a escala de cuenca son el clima (especialmente la precipitación) y la cobertura del suelo (Beguería et al., 2003). En esta tesis se ha realizado un análisis espacial y temporal de estos dos factores en la cuenca de Portainé, con el fin de establecer sus consecuencias hidrológicas y geomorfológicas.

Las cortas pero intensas precipitaciones de carácter convectivo que se suceden en la región durante los meses de verano, y con menor frecuencia en otoño, son el proceso desencadenante de los eventos torrenciales recientes. Según Hürlimann et al. (2017), las mediciones de radar meteorológico muestran que estas lluvias tienen una fuerte variabilidad espacial. Dichos resultados están en consonancia con las diferencias para un mismo evento entre los registros pluviométricos de las diferentes estaciones próximas a la zona de estudio. Todo ello indica que la orografía ejerce un importante control sobre las condiciones meteorológicas locales como mecanismo de generación de células convectivas (Trapero et al., 2013). En nuestro caso, el macizo de l'Orri provoca un ascenso orográfico que favorece la creación de estas células, que posteriormente descargan sobre la cuenca de Portainé en forma de precipitaciones intensas. La pluviometría no muestra variaciones temporales, lo que indica que estos fenómenos meteorológicos también debieron ocurrir de forma similar en el pasado.

Respecto a la cobertura vegetal del suelo, de ella depende el balance hídrico superficial, es decir, el reparto de la precipitación en evapotranspiración, infiltración y escorrentía (Foley et al., 2005). De este modo, los cambios en los usos del suelo tienen una influencia directa en la cantidad y calidad de los recursos hídricos y en la erosión y conservación del suelo (García-Ruiz et al., 2008). Es conocido el impacto de las estaciones de esquí en la hidrología superficial (Mosimann, 1985; Ristić et al., 2012; Fidelus-Orzechowska et al., 2018). En Portainé, esta actividad humana ha derivado en una disminución de la vegetación y en una mayor concentración de las aguas pluviales hacia los torrentes, especialmente durante el siglo XXI. Las principales consecuencias son una menor capacidad de infiltración, un aumento de la escorrentía superficial (y de los caudales resultantes) y una intensificación de la erosión.

Además de los efectos antropogénicos en la zona de cabecera, también se han realizado actuaciones en los cauces que drenan la cuenca. Las principales infraestructuras que afectan a los canales de Portainé, Reguerals y Caners son las obras de desagüe en las intersecciones de la carretera y la construcción de barreras de retención de sedimentos como medida de protección frente a los flujos de derrubios. Estas últimas modifican la hidrodinámica del flujo e inducen cambios geomorfológicos en los cauces, generando un complejo patrón de acumulación-erosión, en ocasiones "favorable" (ej. disipación de energía por la retención de material) y en otras contraproducente (ej. efecto de incisión aguas abajo).

Los factores naturales (geológicos, geomorfológicos e hidrológicos) no han variado en el tiempo, pero sí la respuesta hidrológica de la cuenca ante un mismo agente desencadenante (precipitaciones). Por ello, se puede afirmar que los factores antropogénicos (usos del suelo y actuaciones en los cauces) juegan un papel clave en la hidrología superficial de la zona y en la movilización de materiales. En este contexto, la interferencia humana ha alterado ciertas condiciones del terreno, produciendo una inestabilidad que acentúa la actividad torrencial del sistema.

7.2.3. Interpretación sobre la ruptura del umbral geomorfológico

La estabilidad de un sistema geomorfológico ha sido definida como su habilidad para mantener o volver a sus condiciones originales tras sufrir una alteración (Goudie, 2014). Nanson & Huang (2018) la definen de forma más exacta como la tendencia de un sistema a no experimentar cambios, y en caso de hacerlo, a que sea de una forma regular en torno a una condición relativamente constante. En función de ello, éstos pueden encontrarse en un situación de equilibrio estable, neutral, metaestable o inestable (desequilibrio), siendo el equilibrio el balance de las fuerzas actuantes (Thorn y Welford, 1994). Los sistemas pueden mantenerse en un mismo estado durante un largo periodo de tiempo, o por el contrario, pasar de uno a otro cuando alguna perturbación hace que se supere el nivel que separa dos condiciones de equilibrio.

Este concepto se conoce como umbral geomorfológico y se define como el límite de estabilidad de las formas del relieve que puede ser progresivamente o súbitamente sobrepasado debido a cambios intrínsecos del propio sistema en el tiempo o por el cambio de una variable externa (Schumm, 1979; Goudie, 2014). Una de las causas que pueden provocar la superación o ruptura del umbral geomorfológico es la actividad humana (Coates y Viteck, 1980).

En la cuenca de Portainé las actuaciones antropogénicas llevadas a cabo en las últimas décadas tienen un impacto directo en los procesos hidrogeomorfológicos. Esto ha producido una serie de cambios progresivos en las condiciones del terreno (factores condicionantes) hasta llegar a superar el umbral geomorfológico que mantenía el sistema en un estado metaestable, llevándolo a una situación de inestabilidad. Esto explica la diferencia entre la dinámica torrencial histórica (pre 2006) y reciente (post 2006).

La ruptura del equilibrio geomorfológico debió de producirse en 2008, previamente favorecida por el evento de 2006 cuando en respuesta a unas precipitaciones no

extraordinarias se generó el primer flujo torrencial que dañó la carretera de acceso a la estación de esquí. En septiembre de 2008, la concentración del agua pluvial por escorrentía y por precipitación directa durante un episodio tormentoso (habitual para la fecha) produjo una crecida del caudal de los torrentes principales. En el cruce más alto entre la carretera y el torrente de Portainé, la corriente fue progresivamente saturando el terraplén hasta provocar su derrumbe (Figura 4.7 A). Como consecuencia del gran aporte de material al cauce, se desarrolló un flujo de derrubios altamente destructivo y de gran poder erosivo que se desplazó a lo largo del canal incorporando más material por erosión del cauce y cortando la carretera a su paso. Sin embargo, en el torrente de Reguerals también se produjo este mismo fenómeno, lo que indica que el derrumbe del terraplén no fue la única causa detonante, si no que el sistema ya se encontraba en un cierto estado de desequilibrio para entonces.

Este evento abrió una brecha erosiva en la formación superficial y dejó los márgenes desprovistos de vegetación, la cual ejercía un papel de la estabilización del terreno, quedando el sustrato y los depósitos coluviales desprotegidos (Figura 7.2). Esto favorece la erosión del cauce durante episodios de crecidas, pudiendo generarse corrientes de derrubios con mayor facilidad, dificultando la revegetación de los márgenes y que el sistema vuelva a recobrar la estabilidad. A raíz de esto, la dinámica de los torrentes se ha tornado fuertemente incisiva. En algunos puntos se produce un efecto de erosión remontante o retrogradante, por ejemplo en la confluencia entre los torrentes principales, y en el inicio y convergencia de los regueros en cabecera. A todo ello se le suma una mayor inestabilidad de los márgenes en los que, debido a su verticalización y la socavación de su base especialmente durante las avenidas torrenciales, se producen deslizamientos que aportan un importante volumen de material al flujo. Todo ello ha provocado que la erosión se produzca de manera cada vez más efectiva en un sistema en desequilibrio.

A partir de 2006 y hasta la actualidad, lluvias intensas pero ordinarias dan periódicamente lugar a flujos densos con caudales pico extraordinarios y cargados en sedimentos. Es decir, tras la ruptura del equilibrio geomorfológico, las avenidas torrenciales se producen sin necesidad de precipitaciones extraordinarias. Desde entonces, la incisión ha sido el proceso predominante, produciendo un progresivo encajamiento de los canales.



Figura 7.2. Fotografía del aspecto del cauce de Portainé, en estado de inestabilidad como consecuencia de la superación del umbral geomorfológico (fotografía de Álvaro de las Heras)

7.3. Implicaciones en la gestión del riesgo

El control de los fenómenos hidrogeomorfológicos peligrosos requiere de estrategias de gestión efectivas. Estas pueden abordarse utilizando diversos tipos de medidas (ver apartado 1.2.2), que dependerán de las características del territorio afectado y del fenómeno en cuestión. Las estructuras ingenieriles se consideran una manera rápida y eficaz de mitigar el riesgo. Entre ellas, una de las recientemente desarrolladas y cada vez más utilizadas en canales torrenciales son las barreras flexibles para la contención de flujos de derrubios (Wendeler et al., 2008; Luis-Fonseca et al., 2011). A pesar de ello, cada vez se apuesta más por alternativas no estructurales y de gestión del territorio como solución a largo plazo frente a las avenidas (Andjelkovic, 2001; Simonovic, 2002; Díez-Herrero et al., 2008).

Frente a la problemática torrencial actual de la cuenca de Portainé, en los últimos años se han adoptado medidas de corrección hidrológica a lo largo de los cauces, entre las que destaca la instalación de un sistema multibarrera para la retención de sedimento (ver apartado 2.3.2). En este apartado se estudia el impacto geomorfológico de dichas barreras y se evalúa su efectividad. Visto que estas actuaciones no son suficientes para solucionar el problema, que sigue afectando la zona de forma recurrente, se realizan una serie de propuestas de gestión que podrían ayudar a reducir el riesgo.

7.3.1. Evaluación de las barreras de retención de sedimentos

Las barreras flexibles de retención de sedimentos fueron la estructura escogida para la cuenca de Portainé. Sus principales ventajas frente a los diques de contención convencionales son su menor coste económico e impacto medioambiental. Esto se debe a que la instalación de las barreras flexibles no requiere abrir pistas de acceso hasta los cauces, ya que se emplazan rápida y fácilmente llegando a la zona con helicóptero (Sr. C. Fañanás, com. pers.). Asimismo, debido a que la red se sitúa a una cierta altura respecto al lecho, solo entran en funcionamiento durante avenidas de derrubios de gran magnitud, permitiendo que los flujos de menor magnitud puedan pasar por debajo.

Si bien se ha prestado mucha atención al diseño y seguridad de las barreras flexibles de retención de derrubios (Ferrero et al., 2015; Volkwein et al., 2015), los efectos geomorfológicos de las mismas todavía requieren ser investigados en profundidad, ya que tienen un influencia directa en su propia efectividad y estabilidad.

La tendencia actual de los torrentes es el resultado de la interacción entre estos procesos geomorfológicos naturales y las medidas de defensa. Las barreras han modificado el perfil longitudinal de los torrentes, cambiando la pendiente aguas arriba y aguas abajo de la red (Figuras 5.6 y 5.7). En definitiva, estas estructuras producen una dinámica compleja de erosión-deposición (Capítulo 5) que modifica la evolución del sistema.

El llenado se produce durante los eventos torrenciales extraordinarios de julio de 2010, agosto de 2011 y julio de 2013 (Tabla 4.3). Las barreras instaladas en Portainé están diseñadas con una capacidad de retención individual de 1400-2000 m³ (Fañanas-Aguilera et al., 2009), mientras que los volúmenes cuantificados en esta tesis son mucho menores, en concreto de 146-1311 m³ (Tabla 5.5). Por tanto, la retención real de las barreras es menor de la esperada. Además, el volumen retenido depende de la morfología local del tramo (pendiente y anchura) y de las dimensiones de la propia barrera (altura y anchura).

El material acumulado ejerce una carga estática en el trasdós de la barrera (energía y presión) que es soportada mediante la deformación de la red (Fañanas-Aguilera et al., 2009). La cuantificación de este fenómeno aporta valiosa información acerca del comportamiento de la barrera. Las flexiones medidas en Portainé son del orden de 0,75 m de desplazamiento horizontal. Las deformaciones máximas se registran en el tramo inferior del torrente de Portainé, antes de su confluencia con el torrente de Reguerals (Tabla 5.5).
Una vez llenas, se genera un salto de agua que va erosionando progresivamente el lecho. Este fenómeno ha llegado a movilizar entre 46 y 703 m³ de material aguas abajo de las barreras. También se ha detectado una incisión de los márgenes inducida por la desviación lateral del flujo, que al circular sobre la superficie plana del depósito puede ser derivado hacia un lado (Figura 7.3 A). Dicha erosión lateral puede provocar el vaciado parcial o total de la barrera y puede dejar los anclajes expuestos al aire (Figura 7.3 B), poniendo en peligro la estabilidad de la estructura y requiriendo su reparación para que no pierda su función.



Figura 7.3. Erosión lateral y consecuente exposición de los anclajes en la barrera 53 (noviembre de 2015).A) Fotografía de la barrera y del depósito, con un cuadro negro delimitando la extensión de la figura 7.3 B.B) Interpretación de la imagen de detalle, que muestra el hueco entre la barrera y la vertiente creado por la socavación.

El estudio de alta resolucion de los efectos geomorfológicos de las estructuras ingenieriles utilizando datos de LiDAR aéreo es de gran utilidad en canales de montaña dificilmente accesibles en campo, ya que permite monitorizarlos y detectar zonas prioritarias de mantenimiento o actuaciones futuras.

7.3.2. Recomendaciones para el control de las avenidas torrenciales

Las medidas de defensa existentes no han logrado dar una respuesta definitiva al problema que afecta a la cuenca de Portainé y a sus infraestructuras. En vista de la necesidad de una estrategia de gestión efectiva, se recomienda llevar a cabo acciones enfocadas al origen del fenómeno físico propiamente dicho, que entrarían en sinergia con las ya ejecutadas de prevención de sus efectos o daños.

A continuación se proponen algunas acciones individuales no estructurales y respetuosas con el medio ambiente para el control de la hidrología superficial en cabecera (en el ámbito de la estación de esquí), orientadas a favorecer la retención e infiltración del agua pluvial, ralentizar y reducir la escorrentía, y disminuir la erosión del suelo:

- Conservación de terrenos vegetados: mantener la extensión de las superficies ocupadas por bosques (pinos) y arbustos (rododendros).
- Revegetación: favorecer la germinación y crecimiento de vegetación con técnicas como la colocación de geomantas, la hidrosiembra, la plantación arbustiva o de matorrales y/o la reforestación (IGC y Geocat, 2012).
- Escalonamiento de canales: escalonar la pendiente en los tramos superiores de los torrentes para disminuir la energía del flujo (Projecte Boscos de Muntanya).
- Laminación del caudal: construir depósitos o balsas de laminación de avenidas (de las Heras, 2016)
- Diversificación de la red de drenaje: evitar la rápida concentración del agua orientando los canales de drenaje transversales a las pistas de esquí en diferentes direcciones.

Estas medidas en su conjunto contribuirían a la intercepción de la precipitación y a la laminación de los picos de caudales en episodios de tormenta, reduciendo así la ocurrencia y/o magnitud de los flujos torrenciales y ayudando a que se reestablezca el régimen de flujo natural.

8 Conclusiones y perspectivas futuras

En este último capítulo se mencionan las conclusiones derivadas de los resultados de la tesis y se inspeccionan las expectativas que se abren para futuras líneas de investigación.

8	Conclusiones y perspectivas futuras	
	8.1. Conclusiones	.219
	8.2. Perspectivas futuras	.221

8.1. Conclusiones

La **conclusión global** derivada de este trabajo es que la comprensión integral de la dinámica hidrogeomorfológica en cuencas de montaña requiere considerar una serie de factores condicionantes (geológicos, geomorfológicos, meteorológicos, hidrológicos y antropogénicos), lo que hace necesaria la integración de múltiples disciplinas y la adaptación de los métodos en función de la disponibilidad de datos y de las particularidades del terreno.

A raíz de los resultados adquiridos se obtienen las siguientes **conclusiones específicas** sobre las metodologías empleadas y sobre el funcionamiento de la cuenca de Portainé:

- Los torrentes de montaña se caracterizan por una fuerte conectividad entre los procesos de canal y vertiente, generando flujos de diferente densidad (acuosos, hiperconcentrados y de derrubios) incluso en un mismo episodio.
- La litología, estructura y exposición de los materiales geológicos juegan un papel crucial en el desarrollo de avenidas torrenciales, ya que determinan su susceptibilidad a ser erosionados y movilizados por el flujo. La fracturación del sustrato se facilita cuando la foliación regional buza subparalela a la pendiente topográfica, mientras que los depósitos coluviales son fácilmente erosionables.
- Estudiar las formas geomorfológicas otorga una información directa sobre los fenómenos fluvio-torrenciales predominantes en cada región. La concentración de la escorrentía superficial en cabecera produce regueros incididos que fluyen hacia los torrentes altamente encajados hasta llegar al tramo inferior, donde se identifica un cono aluvial reciente y el depósito de un flujo de derrubios antiguo.
- A falta de datos de aforos, la magnitud relativa de los eventos torrenciales se puede establecer en base a los daños documentados. Dicha información histórica en cuencas pequeñas se limita a los episodios que generan daños sobre la población o infraestructuras, es decir, al periodo reciente.
- Las técnicas dendrogeomorfológicas han posibilitado datar eventos pretéritos no conocidos y completar la cronología de paleoavenidas. La comparación entre la recurrencia de los eventos históricos datados dendrocronológicamente y los eventos recientes documentados confirma un repentino cambio de tendencia hacia una intensificación de la actividad torrencial.

- Debido al carácter convectivo y orográfico de los mecanismos meteorológicos desencadenantes de flujos torrenciales en ambientes montañosos, la representatividad de los datos instrumentales de pluviómetros situados fuera de la cuenca es realmente dudosa.
- Cartografiar y cuantificar los cambios de las coberturas y usos del suelo es indispensable cuando se trabaja en zonas que han sufrido una intensa actividad humana. La reducción de la masa forestal y arbustiva es responsable y coincidente en el tiempo con el aumento de la escorrentía superficial y de los caudales resultantes. Esto tiene consecuencias en la dinámica torrencial de la cuenca y su evolución.
- El uso de datos multi-temporales de LiDAR aéreo es una potente herramienta en la detección de cambios hidrogeomorfológicos, pero su aplicación en terrenos forestados de montaña genera una alta incertidumbre. La metodología desarrollada para el análisis estadístico de errores a lo largo de canales torrenciales permite cuantificar los procesos de erosión-acumulación de forma más fiable y es extrapolable a otras cuencas similares.
- La reconstrucción hidrodinámica de los eventos de 2008 y 2010 ha puesto de manifiesto la necesidad de combinar diversas técnicas (topografía, geomorfología, dendrogeomorfología, modelización hidráulica, ecuaciones empíricas, etc.) para poder estimar los caudales pico con mayor fiabilidad. Además, ha demostrado que la utilidad de las heridas como indicadores de altura de flujo se ve reducida cuando se simulan flujos densos, sobreestimando el caudal si la carga sólida no se tiene en cuenta en las simulaciones.
- La relación entre las evidencias externas en la vegetación y las posiciones geomorfológicas que éstas ocupan está condicionada por la energía de generación de las formas y la energía de los flujos que produjeron los daños. La mayor proporción de las perturbaciones que menores errores generan en las simulaciones hidráulicas se ubican sobre formas geomorfológicas de energía intermedia, como terrazas y cono aluviales. Esta información puede ser muy útil para optimizar los muestreos, enfocándolos en dichas áreas para sacar mayor provecho de los estudios dendrogeomorfológicos.

- Las relaciones empíricas que proporcionan el tamaño de bloque movilizable por el flujo están diseñadas para corrientes de agua limpia y no funcionan adecuadamente en canales torrenciales con flujos densos.
- El funcionamiento torrencial actual de la cuenca de Portainé es la consecuencia de la superación de un umbral geomorfológico debido a factores antropogénicos que han desestabilizado el sistema, aumentado la capacidad de transporte de los canales y abriendo una brecha erosiva de difícil retorno. Este hecho debe ser tenido en cuenta para una correcta evaluación de la peligrosidad y gestión del fenómeno.

8.2. Perspectivas futuras

En esta tesis se han aplicado diversas vías de estudio fluvio-torrencial en una cuenca de montaña, lo que a su vez ha abierto nuevas líneas de investigación que podrían explorarse para avanzar en el conocimiento de los procesos hidrogeomorfológicos en el futuro.

Dada la utilidad de los modelos digitales de elevaciones (MDEs) secuenciales derivados de LiDAR aéreo para el estudio de los fenómenos de erosión y deposición en los canales, sería necesario continuar tomando este tipo de datos. El lapso de tiempo transcurrido entre las capturas de las nubes de puntos condiciona directamente la precisión con la que se pueden estudiar la magnitud y distribución de los cambios geomorfológicos. Por ello, lo idóneo sería realizar vuelos LiDAR con una periodicidad anual que permitieran obtener MDEs de cada año y así cuantificar los cambios y el balance sedimentario de la cuenca con mucho mayor detalle. Además, sería conveniente validar la metodología de análisis de incertidumbre basada en secciones transversales desarrollada en esta tesis, aplicándola en otros torrentes de montaña.

También podría explorarse el uso de otras técnicas de teledetección, tales como la fotogrametría digital (SfM), el radar interferométrico (InSAR) y el LiDAR terrestre (TLS). Ésta última ya se ha empezado a aplicar para evaluar la actividad de una ladera de la vertiente opuesta a la cuenca de Portainé (margen derecho del río Romadriu), donde se han realizado tres campañas de adquisición de datos con un sensor LiDAR de largo alcance Optech ILRIS-3D. Las nubes de puntos han sido alineadas, pero las limitaciones temporales de esta tesis no han permitido profundizar más en la comparación espaciotemporal de estos datos.

En cuanto a las reconstrucciones hidráulicas, un factor que puede condicionar los resultados de los modelos es el coeficiente de rugosidad de Manning (n). Con el fin de evaluar su efecto en el tramo estudiado, se podría realizar un análisis de sensibilidad de esta variable, modificando los valores de n y observando para cada sección el porcentaje de cambio en el calado del flujo modelizado. Adicionalmente, se podrían realizar modelos bidimensionales (ej. IBER, MIKE) para reproducir de forma más exacta el comportamiento de la avenida a lo largo del cono aluvial, ya que permitirían simular los flujos transversales y caudales secundarios. Sin embargo, para aplicar modelos 2D es necesario una topografía de base de alta resolución de la que actualmente no se dispone. Teniendo en cuenta que la concentración de sedimentos constituye el elemento más importante en la reología de los flujos, también sería muy interesante reconstruir los eventos torrenciales con algún programa que permita incorporar la carga y transporte de sólidos, por ejemplo la versión más reciente de HEC-RAS o programas específicos para la modelización de corrientes de derrubios, como RAMMS u otros.

Además, sería interesante verificar que las posiciones dendrogeomorfológicas que aportan más información respecto a las paleoavenidas y menores errores en la estimación de los caudales son las que están asociadas a formas correspondientes a flujos de energías intermedias. La comparación de este trabajo con otros estudios en otras cuencas sería de indudable interés.

En caso de que ocurrieran nuevas avenidas, cabría realizar campañas post-evento en el menor tiempo posible para recoger evidencias físicas directas, como marcas de altura de agua (HWM), depósitos y formas de erosión, secciones transversales, etc. Especialmente útil sería la medición y posicionamiento de HWMs para una posterior reconstrucción del caudal pico mediante el método de área-pendiente y la aplicación de la fórmula de Manning-Strickler, evitando así la incertidumbre asociada a los modelos hidráulicos.

Por último, la aplicación de la metodología multidisciplinar adoptada en esta tesis en otras cuencas con características morfométricas y geomorfológicas similares serviría para validar su potencial en zonas de montaña torrencialmente problemáticas con limitadas fuentes de datos.

- Abancó, C., 2013. Monitoring and geomorphologic characterization of debris flows at catchment scale. Tesis doctoral, Departament d'Enginyeria del Terreny, Cartogràfica i Geofísica, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona, España. Disponible en: http://hdl.handle.net/2117/95034
- Abancó, C., Hürlimann, M., 2014. Estimate of the debris-flow entrainment using field and topographical data. Natural Hazards 71 (1), 363-383. doi:10.1007/s11069-013-0930-5
- Abellan, A., Derron, M.H., Jaboyedoff, M., 2016. "Use of 3D Point Clouds in Geohazards" Special Issue: Current Challenges and Future Trends. Remote Sensing 8 (2), 130. doi:10.3390/rs8020130
- ACA, 2015. Plan especial de emergencias para inundaciones (INUNCAT). Agència Catalana de l'Aigua, Departament de Territori i Sostenibilitat, Generalitat de Catalunya, Barcelona, España.
- Agnesi, V., Camarda, M., Conoscenti, C., Di Maggio, C., Serena-Diliberto, I., Madonia, P., Rotigliano, E., 2005. A multidisciplinary approach to the evaluation of the mechanism that triggered the Cerda landslide (Sicily, Italy). Geomorphology 65 (1-2), 101-116. doi:10.1016/j.geomorph.2004.08.003
- Alestalo, J., 1971. Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. Fennia 105 (1), 1-140.
- Alfieri, L., Salamon, P., Pappenberger, F., Wetterhall, F., Thielen, J., 2012. Operational early warning systems for water-related hazards in Europe. Environmental Science & Policy 21, 35-49. doi:10.1016/j.envsci.2012.01.008
- Andjelkovic, I., 2001. Guidelines on non-structural measures in urban flood management. Technical Documents in Hydrology 50. UNESCO, Paris, Francia.
- Arattano, M., Franzi, L., 2004. Analysis of different water-sediment flow processes in a mountain torrent. Natural Hazards and Earth System Sciences 4 (5-6), 783-791. doi:10.5194/nhess-4-783-2004
- Arattano, M., Marchi, L., 2008. Systems and Sensors for Debris-flow Monitoring and Warning. Sensors 8 (4), 2436-2452. doi:10.3390/s8042436
- Arcement, G.J., Schneider, V.R., 1989. Guide for Selecting Manning's Roughness Coefficients for Natural Channels and Flood Plains. Water-Supply Paper 2339.

United States Geological Survey, U.S. Department of the Interior, Denver, Estados Unidos.

- Aristizábal, E., Roser, B., Yokota, S., 2005. Tropical chemical weathering of hillslope deposits and bedrock source in the Aburrá Valley, northern Colombian Andes. Engineering Geology 81 (4), 389-406. doi:10.1016/j.enggeo.2005.08.001
- 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 (1-4), 41-67. doi:10.1016/j.geomorph.2004.03.014
- Ashley, S.T., Ashley, W.S., 2008. Flood fatalities in the United States. Journal of Applied Meteorology and Climatology 47 (3), 805-818. doi:10.1175/2007JAMC1611.1
- Babault, J., Van Den Driessche, J., Bonnet, S., Castelltort, S., Crave, A., 2005. Origin of the highly elevated Pyrenean peneplain. Tectonics 24 (2), TC2010. doi:10.1029/2004TC001697
- Bagnold, R.A., 1960. Sediment discharge and stream power A preliminary announcement. Circular 421. United States Geological Survey, U.S. Department of the Interior, Washington, D.C., Estados Unidos.
- Bagnold, R.A., 1980. An empirical correlation of bedload transport rate in flumes and natural rivers. Proceedings of the Royal Society of London 372 (1751), 453-473. doi:10.1098/rspa.1980.0122
- Bailly, J.-S., Kinzel, P.J., Allouis, T., Feurer, D., Le Coarer, Y., 2012. Airborne LiDAR Methods Applied to Riverine Environments. En: Carbonneau, P.E., Piégay, H. (Eds.), Fluvial Remote Sensing for Science and Management. John Wiley & Sons, Ltd., Chichester, Reino Unido, 141-163. doi: 10.1002/9781119940791.ch7
- Baker, V.R., 1987. Paleoflood hydrology and extraordinary flood events. Journal of Hydrology 96 (1-4), 79-99. doi:10.1016/0022-1694(87)90145-4
- Baker, V.R., 2008. Paleoflood hydrology: Origin, progress, prospects. Geomorphology 101 (1-2), 1-13. doi:10.1016/j.geomorph.2008.05.016
- Baker, V.R., Kochel, R.C., Patton, P.C., 1988. Flood Geomorphology. John Wiley & Sons, Ltd., New York, Estados Unidos.
- Baker, V.R., Webb, R.H., House, P.K., 2002. The Scientific and Societal Value of Paleoflood Hydrology. En: House, P.K., Webb, R.H., Baker, V.R., Levish, D.R. (Eds.), Ancient Floods, Modern Hazards: Principles and Applications of

Paleoflood Hydrology. Water Science and Application 5. American Geophysical Union, Washington, D.C., Estados Unidos, 1-19. doi:10.1029/WS005p0001

- Balasch, J.C., Becar, J., Marugán, C.M., Nadal, A., Rapalino, V., Remacha, R., 2008. Les riuades del segle XX al Pallars Sobirà: 1907, 1937 i 1982. Quaderns de divulgació histórica 2. Departament de Cultura i Mitjans de Comunicació, Generalitat de Catalunya, Barcelona, España.
- Ballesteros-Cánovas, J.A., Eguibar, M., Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., Stoffel, M., Gutiérrez-Pérez, I., 2010. Estimating flash flood discharge in an ungauged mountain catchment with 2D hydraulic models and dendrogeomorphic palaeostage indicators. Hydrological Processes 25 (6), 970-979. doi:10.1002/hyp.7888
- Ballesteros-Cánovas, J.A., Márquez-Peñaranda, J.F., Sánchez-Silva, M., Díez-Herrero, A., Ruiz-Villanueva, V., Bodoque, J.M., Eguibar, M.A., Stoffel, M., 2015a. Can tree tilting be used for paleoflood discharge estimations? Journal of Hydrology 529 (2), 480-489. doi:10.1016/j.jhydrol.2014.10.026
- Ballesteros-Cánovas, J.A., Stoffel, M., Spyt, B., Janecka, K., Kaczka, R.J., Lempa, M., 2016. Paleoflood discharge reconstruction in Tatra Mountain streams. Geomorphology 272, 92-101. doi:10.1016/j.geomorph.2015.12.004
- Ballesteros-Cánovas, J.A., Stoffel, M., St George, S., Hirschboeck, K., 2015b. A review of flood records from tree rings. Progress in Physical Geography 39 (6), 794-816. doi:10.1177/0309133315608758
- Ballesteros Cánovas, J.A., Trappmann, D., Shekhar, M., Bhattacharyya, A., Stoffel, M., 2017. Regional flood-frequency reconstruction for Kullu district, Western Indian Himalayas. Journal of Hydrology 546, 140-149. doi:10.1016/ j.jhydrol.2016.12.059
- Barredo, J.I., 2007. Major flood disasters in Europe: 1950-2005. Natural Hazards 42 (1), 125-148. doi: 10.1007/s11069-006-9065-2
- Barredo, J.I., 2009. Normalised flood losses in Europe: 1970–2006. Natural Hazards and Earth System Sciences 9 (1), 97-104. doi:10.5194/nhess-9-97-2009
- Barriendos, M., Rodrigo, F.S., 2006. Study of historical flood events on Spanish rivers using documentary data. Hydrological Sciences Journal 51 (5), 765-783. doi:10.1623/hysj.51.5.765

- Barrón, E., Postigo-Mijarra, J.M., Casas-Gallego, M., 2016. Late Miocene vegetation and climate of the La Cerdanya Basin (eastern Pyrenees, Spain). Review of Palaeobotany and Palynology 235, 99-119. doi:10.1016/j.revpalbo.2016.08.007
- Batalla, R.J., De Jong, C., Ergenzinger, P., Sala, M., 1999. Field observations on hyperconcentrated flows in mountain torrents. Earth Surface Processes and Landforms 24 (3), 247-253. doi:0.1002/(SICI)1096-9837(199903)24:3<247:: AID-ESP961>3.0.CO;2-1
- Beaumont, C., Muñoz, J.A., Hamilton, J., Fullsack, P., 2000. Factors controlling the Alpine evolution of the central Pyrenees inferred from a comparison of observations and geodynamical models. Journal of Geophysical Research 105 (B4), 8121-8145. doi:10.1029/1999JB900390
- Beguería, S., López-Moreno, J.I., Lorente, A., Seeger, M., García-Ruiz, J.M., 2003. Assessing the Effect of Climate Oscillations and Land-use Changes on Streamflow in the Central Spanish Pyrenees. Ambio 32 (4), 283-286. doi:10.1579/0044-7447-32.4.283
- Benda, L., Hassan, M.A., Church, M., May, C.L., 2005. Geomorphology of steepland headwaters: the transition from hillslopes to channels. Journal of the American Water Resources Association 41 (4), 835-851. doi:10.1111/j.1752-1688.2005.tb03773.x
- Benito, G., Brázdil, R., Herget, J., Machado, M.J., 2015. Quantitative historical hydrology in Europe. Hydrology and Earth System Sciences 19 (8), 3517-3539. doi:10.5194/hess-19-3517-2015
- Benito, G., Díez-Herrero, A., 2015. Palaeoflood Hydrology: Reconstructing Rare Events and Extreme Flood Discharges. En: Paron, P., Di Baldassarre, G., Shroder, J.F. (Eds.), Hydro-Meteorological Hazards, Risks, and Disasters. Elsevier, Amsterdam, Países Bajos, 65-104. doi:10.1016/B978-0-12-394846-5.00003-5
- Benito, G., Grodek, T., Enzel, Y., 1998. The geomorphic and hydrologic impacts of the catastrophic failure of flood-control-dams during the 1996-Biescas flood (Central Pyrenees, Spain). Zeitschrift f
 ür Geomorphologie 42 (4), 417-437.
- Benito, G., Hudson, P.F., 2010. Flood hazards: the context of fluvial geomorphology. En: Alcántara-Ayala, I., Goudie, A.S. (Eds.), Geomorphological Hazards and Disaster Prevention. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido, 111-128. doi:10.1017/CBO9780511807527.010

- Berenguer, M., Sempere-Torres, D., Hürlimann, M., 2015. Debris-flow forecasting at regional scale by combining susceptibility mapping and radar rainfall. Natural Hazards and Earth System Sciences 15 (3), 587-602. doi:10.5194/nhess-15-587-2015
- Beverage, J.P., Culbertson, J.K., 1964. Hyperconcentrations of suspended sediment. Journal of Hydraulics Division 90 (6), 117-128.
- Beyer, H.I., 2014. Geospatial Modelling Environment, v. 0.7.2. Spatial Ecology LLC. Disponible en: http://www.spatialecology.com/gme/gmedownload.htm
- Biron, P.M., Choné, G., Buffin-Bélanger, T., Demers, S., Olsen, T., 2013. Improvement of streams hydro-geomorphological assessment using LiDAR DEMs. Earth Surface Processes and Landforms 38 (15), 1808-1821. doi:10.1002/esp.3425
- Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., Eguibar, M.A., Benito, G., Ruiz-Villanueva, V., Ballesteros-Cánovas, J.A., 2015. Challenges in paleoflood hydrology applied to risk analysis in mountainous watersheds - A review. Journal of Hydrology 529 (2), 449-467. doi:10.1016/j.jhydrol.2014.12.004
- Bodoque, J.M., Eguibar, M.A., Díez-Herrero, A., Gutiérrez-Pérez, I., Ruiz-Villanueva, V., 2011. Can the discharge of a hyperconcentrated flow be estimated from paleoflood evidence? Water Resources Research 47 (12), 1-14. doi:10.1029/ 2011WR010380
- Boissevain, H., 1934. Étude géologique et géomorphologique d'une partie de la vallée de la Haute Sègre (Pyrénées Catalanes). Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse 66, 33-170.
- Borga, M., Anagnostou, E.N., Blöschl, G., Creutin, J.D., 2011. Flash flood forecasting, warning and risk management: the HYDRATE project. Environmental Science and Policy 14 (7), 834-844. doi:10.1016/j.envsci.2011.05.017
- Borga, M., Gaume, E., Creutin, J.D., Marchi, L., 2008. Surveying flash flood: gauging the ungauged extremes. Hydrological Processes 22 (18), 3883-3885. doi:10.1002/hyp.7111
- Borga, M., Stoffel, M., Marchi, L., Marra, F., Jakob, M., 2014. Hydrogeomorphic response to extreme rainfall in headwater systems: Flash floods and debris flows. Journal of Hydrology 518 (B), 194-205. doi:10.1016/j.jhydrol.2014.05.022
- Bovis, M.J., Jakob, M., 1999. The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity. Earth Surface Processes and Landforms 24 (11), 1039-1054. doi:10.1002/(SICI)1096-9837(199910)24:11<1039::AID-ESP29>3.0.CO;2-U

- Brasington, J., Langham, J., Rumsby, B., 2003. Methodological sensitivity of morphometric estimates of coarse fluvial sediment transport. Geomorphology 53 (3-4), 299-316. doi:10.1016/S0169-555X(02)00320-3
- Brasington, J., Rumsby, B.T., McVey, R.A., 2000. Monitoring and modelling morphological change in a braided gravel-bed river using high resolution GPSbased survey. Earth Surface Processes and Landforms 25 (9), 973-990. doi:10.1002/1096-9837(200008)25:9<973::AID-ESP111>3.0.CO;2-Y
- Breien, H., De Blasio, F.V., Elverhøi, A., Høeg, K., 2008. Erosion and morphology of a debris flow caused by a glacial lake outburst flood, Western Norway. Landslides 5 (3), 271-280. doi:10.1007/s10346-008-0118-3
- Bremer, M., Sass, O., 2012. Combining airborne and terrestrial laser scanning for quantifying erosion and deposition by a debris flow event. Geomorphology 138 (1), 49-60. doi:10.1016/j.geomorph.2011.08.024
- Bull, J.M., Miller, H., Gravley, D.M., Costello, D., Hikuroa, D.C.H., Dix, J.K., 2010. Assessing debris flows using LIDAR differencing: 18 May 2005 Matata event, New Zealand. Geomorphology 124 (1-2), 75-84. doi:10.1016/ j.geomorph.2010.08.011
- Carling, P.A., Hoffmann, M., Blatter, A.S., 2002. Initial Motion of Boulders in Bedrock Channels. En: House, P.K., Webb, R.H., Baker, V.R., Levis, D.R. (Eds.), Ancient Floods, Modern Hazards: Principles and Applications of Paleoflood Hydrology. Water Science and Application 5. American Geophysical Union, Washington, D.C., Estados Unidos, 147-160. doi:10.1029/WS005p0147
- Carreras i Raurell, J., 1993. Flora i vegetació de Sant Joan de l'Erm i de la Vall de Santa Magdalena (Pirineus Catalans). Col·lecció Estudis 3. Institut d'Estudis Ilerdencs, Lleida, España.
- Casas, J., Palacios, T., 2012. First biostratigraphical constraints on the pre-Upper Ordovician sequences of the Pyrenees based on organic-walled microfossils. Comptes Rendus Geoscience 344 (1), 50-56. doi:10.1016/j.crte.2011.12.003
- Cavalli, M., Goldin, B., Comiti, F., Brardinoni, F., Marchi, L., 2017. Assessment of erosion and deposition in steep mountain basins by differencing sequential digital terrain models. Geomorphology 291, 4-16. doi:10.1016/j.geomorph.2016.04.009
- Cavalli, M., Marchi, L., 2008. Characterisation of the surface morphology of an alpine alluvial fan using airborne LiDAR. Natural Hazards and Earth System Sciences 8 (2), 323-333. doi:10.5194/nhess-8-323-2008

- Cavalli, M., Tarolli, P., 2011. Application of LiDAR technology for rivers analysis. Italian Journal of Engineering Geology and Environment Special Issue 1, 33-44. doi:10.4408/IJEGE.2011-01.S-03
- Cavalli, M., Tarolli, P., Marchi, L., Dalla Fontana, G., 2008. The effectiveness of airborne LiDAR data in the recognition of channel-bed morphology. Catena 73 (3), 249-260. doi:10.1016/j.catena.2007.11.001
- Cavet, P., 1957. Le Paléozoique de la zone axiale des Pyrénées orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre (étude stratigraphique et paléontologique). Bulletin du Service de la carte géologique de la France 55 (254), 303-517.
- Chanson, H., 2004. Environmental Hydraulics of Open Channel Flows. Elsevier, Oxford, Reino Unido.
- Chevalier, G.G., Medina, V., Hürlimann, M., Bateman, A., 2013. Debris-flow susceptibility analysis using fluvio-morphological parameters and data mining: application to the Central-Eastern Pyrenees. Natural Hazards 67 (2), 213-238. doi:10.1007/s11069-013-0568-3
- Chiang, S.H., Chang, K.T., Mondini, A.C., Tsai, B.W., Chen, C.Y., 2012. Simulation of event-based landslides and debris flows at watershed level. Geomorphology 138 (1), 306-318. doi:10.1016/j.geomorph.2011.09.016
- Chow, V.T, 1959. Open Channel Hydraulics. McGraw-Hill, New York, Estados Unidos.
- Church, M., Biron, P., Roy, A., 2012. Gravel-Bed Rivers: Processes, Tools, Environments. John Wiley & Sons, Ltd., Chichester, Reino Unido.
- Coates, D.R., Viteck, J.D., 1980. Thresholds in geomorphology. George Allen & Unwin, Ltd., London, Reino Unido.
- Cobby, D.M., Mason, D.C., Davenport, I.J., 2001. Image processing of airborne scanning laser altimetry data for improved river flood modelling. ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing 56 (2), 121-138. doi:10.1016/S0924-2716(01)00039-9
- Cobby, D.M., Mason, D.C., Horritt, M.S., Bates, P.D., 2003. Two-dimensional hydraulic flood modelling using a finite-element mesh decomposed according to vegetation and topographic features derived from airborne scanning laser altimetry. Hydrological Processes 17 (10), 1979-2000. doi:10.1002/hyp.1201
- Collier, C.G., 2007. Flash flood forecasting: What are the limits of predictability? Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 133 (622), 3-23. doi:10.1002/qj.29

- Colombo, A.G., Hervás, J., Vetere-Arellano, A.L., 2002. NEDIS Project Guidelines on Flash Flood Prevention and Mitigation. Scientific and Technical Research Reports EUR 20386 EN. Institute for the Protection and Security of the Citizen, European Commission, Ispra, Italia.
- Cook, E.R., Kairiukstis, L.A., 1991. Methods of Dendrochronology Applications in the Environmental Sciences. Springer, Dordrecht, Países Bajos.
- Corominas, J., Alonso, E., 1990. Geomorphological effects of extreme floods (November 1982) in the southern Pyrenees. En: Sinniger, R.O., Monbarron, M., Hydrology in Mountainous Regions II: artificial reservoirs, water and slopes. International Association of Hydrological Sciences Publications 194. IAHS Press, Wallingford, Reino Unido, 295-302.
- Costa, J.E., 1983. Paleohydraulic reconstruction of flash-flood peaks from boulder deposits in the Colorado Front Range. Geological Society of America Bulletin 94 (8), 986-1004. doi:10.1130/0016-7606(1983)94<986:PROFPF>2.0.CO;2
- Costa, J.E., 1988. Rheologic, geomorphic and sedimentologic differentiation of water floods, hyperconcentrated flows and debris flows. En: Baker, V.R., Kochel, R.C., Patton, P.C., Flood Geomorphology. John Wiley & Sons, Ltd., New York, Estados Unidos, 113-122.
- Coussot, P., Meunier, M., 1996. Recognition, classification and mechanical description of debris flows. Earth-Science Reviews 40 (3-4), 209-227. doi:10.1016/0012-8252(95)00065-8
- CREAF, 2009. Mapa de Cobertes del Sòl de Catalunya. Centro de Investigación Ecológica y Aplicaciones Forestales, Generalitat de Catalunya, Cerdanyola del Vallès, España. Disponible en: http://www.creaf.uab.es/mcsc/
- Creutin, J.D., Borga, M., 2003. Radar hydrology modifies the monitoring of flash-flood hazard. Hydrological Processes 17 (7), 1453-1456. doi:10.1002/hyp.5122
- Croke, J., Todd, P., Thompson, C., Watson, F., Denham, R., Khanal, G., 2013. The use of multi temporal LiDAR to assess basin-scale erosion and deposition following the catastrophic January 2011 Lockyer flood, SE Queensland, Australia. Geomorphology 184, 111-126. doi:10.1016/j.geomorph.2012.11.023
- Cruden, D.M., Varnes, D.J., 1996. Landslide Types and Processes. En: Turner, K.A., Schuster, R.L., Landslides: Investigation and Mitigation. Transportation Research Board Special Report 247. National Academy Press, Washington, D.C., Estados Unidos, 36-75.

- Dalrymple, T., 1960. Flood-Frequency Analyses. Water-Supply Paper 1543-A. United States Geological Survey, U.S. Department of the Interior, Washington, D.C., Estados Unidos.
- Day, D., Jacobsen, K., Passini, R., Quillen, S., 2013. A study on accuracy and fidelity of terrain reconstruction after filtering DSMs produced by Aerial images and Airborne LiDAR Surveys. ASPRS 2013 Annual Conference, Baltimore, Estados Unidos.
- De Haas, T., Densmore, A.L., Stoffel, M., Suwa, H., Imaizumi, F., Ballesteros-Cánovas, J.A., Wasklewicz, T., 2018. Avulsions and the spatio-temporal evolution of debris-flow fans. Earth-Science Reviews 177, 53-75. doi:10.1016/ j.earscirev.2017.11.007
- De las Heras, A., 2016. Modificación de la respuesta hidrológica en avenidas torrenciales ante los cambios de usos del suelo en una cuenca de montaña (Portainé, Pirineo leridano). Trabajo final de master, Departamento de Ingeniería y Gestión Forestal y Ambiental, Universidad Politécnica de Madrid, Madrid, España. Disponible en: http://oa.upm.es/45430/
- DGA, 2011. Guía metodológica para el desarrollo del Sistema Nacional de Cartografía de Zonas Inundables. Dirección General del Agua, Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino, Gobierno de España, Madrid, España.
- Díez-Herrero, A., 2015. Buscando riadas en los árboles: Dendrogeomorfología. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra 23 (3), 272-285.
- Díez-Herrero, A., Ballesteros-Cánovas, J.A., Bodoque, J.M., Ruiz-Villanueva, V., 2013a. A new methodological protocol for the use of dendrogeomorphological data in flood risk analysis. Hydrology Research 44 (2), 234-247. doi:10.2166/ Nh.2012.154
- Díez-Herrero, A., Ballesteros-Cánovas, J.A., Ruiz-Villanueva, V., Bodoque, J.M., 2013b. A review of dendrogeomorphological research applied to flood risk analysis in Spain. Geomorphology 196, 211-220. doi:10.1016/j.geomorph.2012.11.028
- Díez-Herrero, A., Laín-Huerta, L., Llorente-Isidro, M., 2008. Mapas de peligrosidad por avenidas e inundaciones: Guía metodológica para su elaboración. Riesgos Geológicos / Geotecnia 1. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, España.

- Dowling, C.A., Santi, P.M., 2014. Debris flows and their toll on human life: A global analysis of debris-flow fatalities from 1950 to 2011. Natural Hazards 71 (1), 203-227. doi:10.1007/s11069-013-0907-4
- ESRI, 2014. ArcGIS Desktop, v. 10.2.2. Environmental Systems Research Institute. Disponible en: http://desktop.arcgis.com/
- ET-AL, 2015. Geomorphic Change Detection, v. 6. Ecogeomorphology and Topographic Analysis Lab. Disponible en: http://gcd.riverscapes.xyz/
- Fañanás-Aguilera, C., 2006. Informe sobre el risc torrencial sobre accessos a Portainé. Informe interno. Oficina comarcal de Pallars Sobirà, Serveis Territorials a Lleida, Departament de Medi Ambient i Habitatge, Generalitat de Catalunya, Sort, España.
- Fañanas-Aguilera, C., Aguilar-Marín, N., Raïmat-Quintana, C., Luis-Fonseca, R., 2009.
 Corrección hidrológica en el barranco de Portainé. En: Alonso, E., Corominas, J.,
 Hürlimann, M. (Eds.), VII Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables.
 Centre Internacional de Mètodes Numèrics en Enginyeria, Barcelona, España,
 999-1011.
- Ferguson, R.I., 2005. Estimating critical stream power for bedload transport calculations in gravel-bed rivers. Geomorphology 70 (1-2), 33-41. doi:10.1016/ j.geomorph.2005.03.009
- Fernández-Iglesias, M.E., 2015. Identificación de la peligrosidad de inundación mediante análisis geomorfológicos (Cornisa Cantábrica). Tesis doctoral, Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, Oviedo, España. Disponible en: http://hdl.handle.net/10651/35741
- Ferrer, M., García, J.C., González, L.I., Rodríguez, J.A., Estévez, H., Trimboli, M., 2004. Análisis del impacto de los riesgos geológicos en España – Evaluación de pérdidas por terremotos e inundaciones en el periodo 1987-2001 y estimación para el periodo 2004-2033. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, España.
- Ferrero, A.M., Segalini, A., Umili, G., 2015. Experimental tests for the application of an analytical model for flexible debris flow barrier design. Engineering Geology 185, 33-42. doi:10.1016/j.enggeo.2014.12.002
- FGC, ICGC, 2015a. Seguiment geològic i geotècnic de la carretera d'accés a Port Ainé, Maqueta. Informe interno AP-079/15. Ferrocarrils de la Generalitat de Catalunya e Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, Generalitat de Catalunya, Barcelona, España.

- FGC, ICGC, 2015b. Nota técnica de la visita de reconeixement i inspecció dels talussos de la carretera per al seguiment geològic-geotècnic, 24 d'agost de 2015. Informe interno NT-150824. Ferrocarrils de la Generalitat de Catalunya e Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, Generalitat de Catalunya, Barcelona, España.
- FGC, ICGC, 2016. Nota técnica de la visita de reconeixement i inspecció dels talussos de la carretera per al seguiment geològic-geotècnic, 28 de setembre de 2016. Informe interno NT-160928. Ferrocarrils de la Generalitat de Catalunya e Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, Generalitat de Catalunya, Barcelona, España.
- Fidelus-Orzechowska, J., Wrońska-Wałach, D., Cebulski, J., Żelazny, M., 2018. Effect of the construction of ski runs on changes in relief in a mountain catchment (Inner Carpathians, Southern Poland). Science of the Total Environment 630, 1298-1308. doi:10.1016/j.scitotenv.2018.02.305
- Foley, J.A., DeFries, R., Asner, G.P., Barford, C., Bonan, G., Carpenter, S.R., Chapin, F.S., Coe, M.T., Daily, G.C., Gibbs, H.K., Helkowski, J.H., Holloway, T., Howard, E.A., Kucharik, C.J., Monfreda, C., Patz, J.A., Prentice, I.. C., Ramankutty, N., Snyder, P.K., 2005. Global Consequences of Land Use. Science 309 (5734), 570-574. doi:10.1126/science.1111772
- Fontboté, J.M., 1949. Nuevos datos geológicos sobre la cuenca alta del Ter. Annals de l'Institut d'Estudis Gironins 4, 129-185.
- Fontboté, J.M., 1991. Reflexions sobre la tectònica dels Pirineus. Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona 889 (1), 307-352.
- French, J.R., 2003. Airborne LiDAR in support of geomorphological and hydraulic modelling. Earth Surface Processes and Landforms 28 (3), 321-335. doi:10.1002/esp.484
- Fuller, I.C., Large, A.R.G., Charlton, M.E., Heritage, G.L., Milan, D.J., 2003. Reachscale sediment transfers: an evaluation of two morphological budgeting approaches. Earth Surface Processes and Landforms 28 (8), 889-903. doi:10.1002/esp.1011
- Furdada, G., Génova, M., Guinau, M., Victoriano, A., Khazaradze, G., Díez-Herrero, A., Calvet, J., 2016. Las avenidas torrenciales de los barrancos de Portainé, Reguerals y Ramiosa (Pirineo Central): evolución de las cuencas y dinámica torrencial. En: Durán-Valsero, J.J., Montes-Santiago, M., Robador-Moreno, A., Salazar-Rincón,

A. (Eds.), Comprendiendo el relieve: del pasado al futuro. Geología y Geofísica5. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, España, 315-322.

- Furdada, G., de las Heras, Á., Díez-Herrero, A., Martins, L., Fernández-Yuste, J.A.,
 Victoriano, A., 2017. The impact of land-use changes on palaeoflood and recent floods magnitude and frequency: Portainé (Eastern Pyrenees, Iberian Peninsula).
 5th Past Global Changes Open Science Meeting, Zaragoza, España.
- Gallart, F., Clotet, N., 1988. Some aspects of the geomorphic processes triggered by an extreme rainfall event: The November 1982 flood in the Eastern Pyrenees. Catena supplement 13, 79-95.
- García-Ruiz, J.M., Regüés, D., Alvera, B., Lana-Renault, N., Serrano-Muela, P., Nadal-Romero, E., Navas, A., Latron, J., Martí-Bono, C., Arnáez, J., 2008. Flood generation and sediment transport in experimental catchments affected by land use changes in the central Pyrenees. Journal of Hydrology 356 (1-2), 245-260. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.04.013
- Gartzia, M., Pérez-Cabello, F., Bueno, C.G., Alados, C.L., 2016. Physiognomic and physiologic changes in mountain grasslands in response to environmental and anthropogenic factors. Applied Geography 66, 1-11. doi:10.1016/ j.apgeog.2015.11.007
- Gaume, E., Bain, V., Bernardara, P., Newinger, O., Barbuc, M., Bateman, A., Blaškovičová, L., Blöschl, G., Borga, M., Dumitrescu, A., Daliakopoulos, I., Garcia, J., Irimescu, A., Kohnova, S., Koutroulis, A., Marchi, L., Matreata, S., Medina, V., Preciso, E., Sempere-Torres, D., Stancalie, G., Szolgay, J., Tsanis, I., Velasco, D., Viglione, A., 2009. A compilation of data on European flash floods. Journal of Hydrology 367 (1-2), 70-78. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.12.028
- Gaume, E., Borga, M., 2008. Post-flood field investigations in upland catchments after major flash floods: proposal of a methodology and illustrations. Journal of Flood Risk Management 1 (4), 175-189. doi:10.1111/j.1753-318X.2008.00023.x
- Geneletti, D., 2008. Impact assessment of proposed ski areas: A GIS approach integrating biological, physical and landscape indicators. Environmental Impact Assessment Review 28 (2-3), 116-130. doi:10.1016/j.eiar.2007.05.011
- Génova, M., Díez-Herrero, A., Furdada, G., Guinau, M., Victoriano, A., en prensa. Dendrogeomorphological evidence of flood frequency changes and human activities (Portainé basin, Spanish Pyrenees). Tree-Ring Research.

- Génova, M., Máyer, P., Ballesteros-Cánovas, J.A., Rubiales, J.M., Saz, M.A., Díez-Herrero, A., 2015. Multidisciplinary study of flash floods in the Caldera de Taburiente National Park (Canary Islands, Spain). Catena 131, 22-34. doi:10.1016/j.catena.2015.03.007
- Gil-Peña, I., Barnolas, A., 2004. El domo del Orri (Pirineo central): un pliegue-manto reactivado por la tectónica alpina. Geo-Temas 6 (3), 267-270.
- Girardeau-Montaut, D., 2015. CloudCompare, v. 2.6.2. Open Source Project. Disponible en: http://www.cloudcompare.org/
- Gob, F., Petit, F., Bravard, J.P., Ozer, A., Gob, A., 2003. Lichenometric application to historical and subrecent dynamics and sediment transport of a Corsican stream (Figarella River - France). Quaternary Science Reviews 22 (20), 2111-2124. doi:10.1016/S0277-3791(03)00142-2
- Gottesfeld, A.S., 1996. British Columbia flood scars: maximum flood-stage indicators. Geomorphology 14 (4), 319-325. doi:10.1016/0169-555X(95)00045-7
- Goudie, A., 2014. Alphabetical glossary of geomorphology. International Association of Geomorphologists.
- Grissino-Mayer, H.D., 2001. Evaluating crossdating accuracy: a manual and tutorial for the computer program COFECHA. Tree-Ring Research 57 (2), 205-221.
- Guardiola-Albert, C., Ballesteros-Cánovas, J.A., Stoffel, M., Díez-Herrero, A., 2015. How to improve dendrogeomorphic sampling: variogram analyses of wood density using XRCT. Tree-Ring Research 71 (1), 25-36. doi:10.3959/1536-1098-71.1.25
- Guha-Sapir, D., Hoyois, P., Below, R., 2016. Annual Disaster Statistical Review 2015: The numbers and trends. Centre for Research on the Epidemiology of Disasters, Université catholique de Louvain, Brussels, Bélgica.
- Gutiérrez, F., Gutiérrez, M., Sancho, C., 1998. Geomorphological and sedimentological analysis of a catastrophic flash flood in the Arás drainage basin (Central Pyrenees, Spain). Geomorphology 22 (3-4), 265-283. doi:10.1016/S0169-555X(97)00087-1
- Hapuarachchi, H.A.P., Wang, Q.J., Pagano, T.C., 2011. A review of advances in flash flood forecasting. Hydrological Processes 25 (18), 2771-2784. doi:10.1002/hyp.8040
- Hartevelt, J.J.A., 1969. Geological Map of the Central Pyrenees: Sheet 10 (Segre Valira).Geological Institute, Leiden University, Leiden, Países Bajos.

- Hartevelt, J.J.A., 1970. Geology of the upper Segre and Valira Valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain. Leidse Geologische Mededelingen 45, 167-236.
- Holcombe, R., 2015. GEOrient, v.9. Rod Holcombe. Disponible en: http://www.holcombe.net.au/software/georient.html
- Hollaus, M., Wagner, W., Kraus, K., 2005. Airborne laser scanning and usefulness for hydrological models. Advances in Geosciences 5, 57-63. doi:10.5194/adgeo-5-57-2005
- House, P.K., Webb, R.H., Baker, V.R., Levish, D.R., 2002. Ancient Floods, Modern Hazards: Principles and Applications. Water Science and Application 5. American Geophysical Union, Washington, D.C., Estados Unidos.
- Hsieh, Y.C., Chan, Y.C., Hu, J.C., 2016. Digital elevation model differencing and error estimation from multiple sources: A case study from the Meiyuan Shan Landslide in Taiwan. Remote Sensing 8 (3), 199. doi:10.3390/rs8030199
- Hu, Y., 2003. Automated extraction of digital terrain models, roads and buildings using airborne lidar data. Tesis doctoral, Department of Geomatics Engineering, University of Calgary, Calgary, Canadá. doi:10.5072/PRISM/16691. Disponible en: http://hdl.handle.net/1880/40305
- Hugget, R.J., 2011. Fundamentals of Geomorphology. Routledge, Taylor & Francis Group, Oxon, Reino Unido.
- Hungr, O., Leroueil, S., Picarelli, L., 2014. The Varnes classification of landslide types, an update. Landslides 11 (2), 167-194. doi:10.1007/s10346-013-0436-y
- Hungr, O., Mcdougall, S., Bovis, M., 2005. Entrainment of Material by Debris Flows.
 En: Jakob, M., Hungr, O. (Eds.), Debris-flow Hazards and Related Phenomena.
 Springer-Praxis Books. Springer, Berlin Heidelberg, Alemania, 135-158.
 doi:10.1007/3-540-27129-5_7
- Hürlimann, M., Abancó, C., Moya, J., Berenguer, M., Vilajosana, I., 2016. Debris-Flow Monitoring for the Set-Up of a Warning and Alarm System -Experiences from the Pyrenees-. International Journal of Erosion Control Engineering 9 (3), 107-113. doi:10.13101/ijece.9.107
- Hürlimann, M., Abancó, C., Moya, J., Vilajosana, I., 2014. Results and experiences gathered at the Rebaixader debris-flow monitoring site, Central Pyrenees, Spain. Landslides 11 (6), 939-953. doi:10.1007/s10346-013-0452-y

- Hürlimann, M., Berenguer, M., Pinyol, J., 2017. Analysis of the rainfall conditions inducing torrential activity in the Portainé catchment (Eastern Pyrenees, Spain). Geophysical Research Abstracts 19, EGU2017-12494.
- Hürlimann, M., Copons, R., Altimir, J., 2006. Detailed debris flow hazard assessment in Andorra: A multidisciplinary approach. Geomorphology 78 (3-4), 359-372. doi:10.1016/j.geomorph.2006.02.003
- Hürlimann, M., Moya, J., Abancó, C., Portilla, M., Chevalier, G., Baeza, C., Raïmat, C., Graf, C., Torrebadella, J., Oller, P., Copons, R., Masas, M., 2009. Peligrosidad de corrientes de derrubios a escala de cuenca vertiente en el Pirineo oriental – Primeros resultados del Proyecto «DEBRIS-CATCH». En: Alonso, E., Corominas, J., Hürlimann, M. (Eds.), VII Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Centre Internacional de Mètodes Numèrics en Enginyeria, Barcelona, España, 188-199.
- ICC, 2002. Mapa geológic de Catalunya 1:250.000. Institut Cartogràfic de Catalunya, Generalitat de Catalunya, Barcelona, España.
- ICC, IGC, 2007. Mapa geològic comarcal de Catalunya 1:50.000: Pallars Sobirà. Institut Cartogràfic de Catalunya e Institut Geològic de Catalunya, Generalitat de Catalunya, Barcelona, España.
- ICGC, 2018. Cartografía topográfica, cartografía geológica, modelos de elevaciones del terreno, fotografías aéreas, ortofotos. Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, Barcelona, España. Disponible en: http://www.icgc.cat/Administracio-i-empresa. Consultado por última vez: 23/03/2018
- IGC, 2008. Nota tècnica sobre la visita al barranc de Portainé i al barranc des Caners els dies 1 i 2 d'octubre de 2008 en motiu de la torrentada ocorreguda la matinada del dia 12 de setembre de 2008. Informe interno AP-187/08. Institut Geològic de Catalunya, Generalitat de Catalunya, Barcelona, España.
- IGC, 2010a. Estudi de la torrentada de la nit del dia 11 al 12 de setembre de 2008 al barranc de Portainé (Pallars Sobirà). Informe interno AP-019/10. Institut Geològic de Catalunya, Generalitat de Catalunya, Barcelona, España.
- IGC, 2010b. Nota de la visita al barranc de Portainé (Pallars Sobirà) arran dels episodis de pluges dels dies 22 i 23 de juliol de 2010. Informe interno AP-046/10. Institut Geològic de Catalunya, Generalitat de Catalunya, Barcelona, España.

- IGC, 2011. Nota de la visita al barranc de Portainé (Pallars Sobirà) arran de l'episodi de pluges del dia 5 d'agost de 2011. Informe interno AP-054/11. Institut Geològic de Catalunya, Generalitat de Catalunya, Barcelona, España.
- IGC, 2013a. Avaluació de la dinàmica torrencial del torrent de Portainé. Informe interno AP-035/13. Institut Geològic de Catalunya, Generalitat de Catalunya, Barcelona.
- IGC, 2013b. Nota de la visita al barranc de Portainé (Pallars Sobirà) arran de l'episodi de pluges del dia 23 de juliol de 2013. Informe interno AP-091/13. Institut Geològic de Catalunya, Generalitat de Catalunya, Barcelona, España.
- IGC, Geocat, 2012. Avaluació hidrològica i geològica preliminar de l'estat actual dels barrancs del vessant nord del Pic de l'Orri i de la carretera de Roní a Portainé (Rialp) Bloc 1 : Estudi de la conca hidrològica nord del Pic de l'Orri. Informe interno AO-003/12. Institut Geològic de Catalunya y Gestió de Projectes S.A., Barcelona, España.
- IGC, Geocat, FGC, 2013. Informe de visita de terreny de les esllavissades i barrancades a la carretera d'accés a Portainé a juliol de 2013. Informe interno AP-057/13. Institut Geològic de Catalunya, Gestió de Projectes S.A. y Ferrocarrils de la Generalitat de Catalunya, Barcelona, España.
- IGN, 2018. Plan Nacional de Ortografía Aérea: PNOA histórico. Instituto Geográfico Nacional, Ministerio de Fomento, Gobierno de España. Disponible en: http://pnoa.ign.es/pnoa-historico. Consultado por última vez: 23/03/2018
- Imaizumi, F., Trappmann, D., Matsuoka, N., Tsuchiya, S., Ohsaka, O., Stoffel, M., 2016.
 Biographical sketch of a giant: Deciphering recent debris-flow dynamics from the
 Ohya landslide body (Japanese Alps). Geomorphology 272, 102-114.
 doi:10.1016/j.geomorph.2015.11.008
- Jaboyedoff, M., Oppikofer, T., Abellán, A., Derron, M.-H., Loye, A., Metzger, R., Pedrazzini, A., 2010. Use of LIDAR in landslide investigations: a review. Natural Hazards 61 (1), 5-28. doi:10.1007/s11069-010-9634-2
- Jacob, N., 2003. Les vallées en gorges de la Cévenne vivaraise, montagne de sable et château d'eau. Tesis doctoral, Université Paris-Sorbonne, Paris, Francia. Disponible en: http://www.sudoc.fr/085542970
- Jacobs, 2015. Flood Modeller, v. 4.2. CH2M Hill Companies, Ltd. Disponible en: https://www.floodmodeller.com/downloads/

- Jakob, M., Bovis, M., Oden, M., 2005. The significance of channel recharge rates for estimating debris-flow magnitude and frequency. Earth Surface Processes and Landforms, 30, 755-766.
- Jakob, M., Hungr, O., 2005. Debris-flow Hazards and Related Phenomena. Springer-Praxis Books. Springer, Berlin Heidelberg, Alemania.
- Jarrett, R.D., England, J.F.J., 2002. Reliability of Paleostage Indicators for Paleoflood Studies. En: House, P.K., Webb, R.H., Baker, V.R., Levish, D.R. (Eds.), Ancient Floods, Modern Hazards: Principles and Applications of Paleoflood Hydrology. Water Science and Application 5. American Geophysical Union, Washington, D.C., Estados Unidos, 91-109. doi:10.1029/WS005p0091
- Jiménez-Moreno, G., Fauquette, S., Suc, J.P., 2010. Miocene to Pliocene vegetation reconstruction and climate estimates in the Iberian Peninsula from pollen data. Review of Palaeobotany and Palynology 162 (3), 403-415. doi:10.1016/j.revpalbo.2009.08.001
- Johnson, L.E., 2000. Assessment of flash flood warning procedures. Journal of Geophysical Research 105 (D2), 2299-2313. doi:10.1029/1999JD900125
- Jones, A.F., Brewer, P.A., Johnstone, E., Macklin, M.G., 2007. High-resolution interpretative geomorphological mapping of river valley environments using airborne LiDAR data. Earth Surface Processes and Landforms 32 (10), 1574-1592. doi:10.1002/esp.1505
- Jonkman, S.N., 2005. Global perspectives on loss of human life caused by floods. Natural Hazards 34 (2), 151-175. doi:10.1007/s11069-004-8891-3
- Keim, R.F., Skaugset, A.E., Bateman, D.S., 1999. Digital terrain modeling of small stream channels with a total-station theodolite. Advances in Water Resources 23 (1), 41-48. doi:10.1016/S0309-1708(99)00007-X
- Khazaradze, G., Guinau, M., Calvet, J., Furdada, G., Victoriano, A., Génova, M., 2016. Debris flow cartography using differential GNSS and Theodolite measurements. Geophysical Research Abstracts 18, EGU2016-9696.
- Kidová, A., Lehotský, M., Rusnák, M., 2016. Geomorphic diversity in the braidedwandering Belá River, Slovak Carpathians, as a response to flood variability and environmental changes. Geomorphology 272, 137-149. doi:10.1016/ j.geomorph.2016.01.002
- Kochel, R.C., Baker, V.R., 1982. Paleoflood Hydrology. Science 215 (4531), 353-361. doi:10.1126/science.215.4531.353

- Kochel, R.C., Baker, V.R., 1988. Palaeoflood analysis using slackwater deposits. En: Baker, V.R., Kochel, R.C., Patton, P.C., Flood Geomorphology. John Wiley & Sons, Ltd., New York, Estados Unidos, 357-376.
- Kondolf, M.G., Piégay, H., 2003. Tools in Fluvial Geomorphology. John Wiley & Sons, Ltd., Chichester, Reino Unido.
- Koscielny, M., 2008. Impacts des aménagements en montagne sur les processus hydrologiques et l'évolution géodynamique des versants (Les Arcs, Savoie, France). Bulletin of Engineering Geology and the Environment 67 (4), 585-595. doi:10.1007/s10064-008-0165-y
- Kundzewicz, Z.W., Stoffel, M., Kaczka, R.J., Wyżga, B., Niedźwiedź, T., Pińskwar, I.,
 Ruiz-Villanueva, V., Łupikasza, E., Czajka, B., Ballesteros-Canovas, J.,
 Małarzewski, Ł., Choryński, A., Janecka, K., Mikuś, P., 2014. Floods at the
 Northern Foothills of the Tatra Mountains A Polish-Swiss Research Project.
 Acta Geophysica 62 (3), 620-641. doi:10.2478/s11600-013-0192-3
- Lacan, P., Ortuño, M., 2012. Active Tectonics of the Pyrenees: A review. Journal of Iberian Geology 38 (1), 9-30. doi:10.5209/rev_JIGE.2012.v38.n1.39203
- Lallias-Tacon, S., Liébault, F., Piégay, H., 2014. Step by step error assessment in braided river sediment budget using airborne LiDAR data. Geomorphology 214, 307-323. doi:10.1016/j.geomorph.2014.02.014
- Lane, S.N., Westaway, R.M., Hicks, D.M., 2003. Estimation of erosion and deposition volumes in a large, gravel-bed, braided river using synoptic remote sensing. Earth Surface Processes and Landforms 28 (3), 249-271. doi:10.1002/esp.483
- Laumonier, B., Autran, A., Barbey, P., Cheilletz, A., Baudin, T., Cocherie, A., Guerrot, C., 2004. On the non-existence of a Cadomian basement in southern France (Pyrenees, Montagne Noire): implications for the significance of the pre-Variscan (pre-Upper Ordovician) series. Bulletin de la Société Géologique de France 175 (6), 643-655. doi:10.2113/175.6.643
- Lavigne, F., Suwa, H., 2004. Contrasts between debris flows, hyperconcentrated flows and stream flows at a channel of Mount Semeru, East Java, Indonesia. Geomorphology 61 (1-2), 41-58. doi:10.1016/j.geomorph.2003.11.005
- Le Boursicaud, R., Pénard, L., Hauet, A., Thollet, F., Le Coz, J., 2016. Gauging extreme floods on YouTube: application of LSPIV to home movies for the post-event determination of stream discharges. Hydrological Processes 30 (1), 90-105. doi:10.1002/hyp.10532

- Liu, J.K., Cheng, Z.L., Zhang, X.G., Cheng, S., 2011. Influence of debris flow on channel evolution. En: Genevois, R., Hamilton, D.L., Prestininzi, A. (Eds.), 5th International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation, Mechanics, Prediction and Assessment. Italian Journal of Engineering and Environment Book. Casa Editrice, Università La Sapienza, Rome, Italia, 231-236. doi:10.4408/IJEGE.2011-03.B-027
- Llasat, M.C., Marcos, R., Turco, M., Gilabert, J., Llasat-Botija, M., 2016. Trends in flash flood events versus convective precipitation in the Mediterranean region: The case of Catalonia. Journal of Hydrology 541 (A), 24-37. doi:10.1016/ j.jhydrol.2016.05.040
- Lorente, A., Beguería, S., Bathurst, J.C., García-Ruiz, J.M., 2003. Debris flow characteristics and relationships in the Central Spanish Pyrenees. Natural Hazards and Earth System Sciences 3 (6), 683-692. doi:10.5194/nhess-3-683-2003
- Luis-Fonseca, R., Raïmat, C., Hürlimann, M., Abancó, C., Moya, J., Fernández, J., 2011.
 Debris-flow protection in recurrent areas of the Pyrenees Experience of the VX systems from output results collected in the pioneer monitoring station in Spain.
 En: Genevois, R., Hamilton, D.L., Prestininzi, A. (Eds.), 5th International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation, Mechanics, Prediction and Assessment. Italian Journal of Engineering and Environment Book. Casa Editrice, Università La Sapienza, Rome, Italia, 1063-1071. doi:10.4408/IJEGE.2011-03.B-115
- Luo, P., Takara, K., Apip, He, B., Nover, D., 2014. Palaeoflood simulation of the Kamo River basin using a grid-cell distributed rainfall run-off model. Journal of Flood Risk Management 7 (2), 182-192. doi:10.1111/jfr3.12038
- Malik, I., Matyja, M., 2008. Bank erosion history of a mountain stream determined by means of anatomical changes in exposed tree roots over the last 100 years (Bílá Opava River – Czech Republic). Geomorphology 98 (1-2), 126-142. doi:10.1016/j.geomorph.2007.02.030
- Marchi, L., Borga, M., Preciso, E., Gaume, E., 2010. Characterisation of selected extreme flash floods in Europe and implications for flood risk management. Journal of Hydrology 394 (1-2), 118-133. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.07.017
- Marchi, L., Borga, M., Preciso, E., Sangati, M., Gaume, E., Bain, V., Bonnifait, L., Pogačnik, N., 2009. Comprehensive post-event survey of a flash flood in Western

Slovenia: observation strategy and lessons learned. Hydrological Processes 23 (26), 3761-3770. doi:10.1002/hyp.7542

- Margalef, A., 2015. Estudi estructural i estratigràfic del sud d'Andorra. Tesis doctoral, Departament de Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona, Barcelona, España.
- Margalef, A., Castiñeiras, P., Casas, J.M., Navidad, M., Liesa, M., Linnemann, U., Hofmann, M., G\u00e4rtner, A., 2016. Detrital zircons from the Ordovician rocks of the Pyrenees: Geochronological constraints and provenance. Tectonophysics 681, 124-134. doi:10.1016/j.tecto.2016.03.015
- Mascareñas, P., 2012. Característiques i inundabilitat per rierades sobtades (flash flood) als torrents costaners del nord del cap de Creus (Catalunya). Tesis doctoral, Departament de Geodinàmica i Geofísica, Universitat de Barcelona, Barcelona, España.
- Meteocat, 2008. Atles Climátic de Catalunya 1961-1990. Servei Meteorològic de Catalunya, Departament de Territori i Sostenibilitat, Generalitat de Catalunya, Barcelona, España.
- Montgomery, D.R., Buffington, J.M., 1997. Channel-reach morphology in mountain drainage basins. Geological Society of America Bulletin 109 (5), 596-611. doi:10.1130/0016-7606(1997)109<0596:CRMIMD>2.3.CO;2
- Montz, B.E., Gruntfest, E., 2002. Flash flood mitigation: recommendations for research and applications. Environmental Hazards 4 (1), 15-22. doi:10.1016/S1464-2867(02)00011-6
- Mosimann, T., 1985. Geo-ecological impacts of ski piste construction in the Swiss Alps. Applied Geography 5 (1), 29-37. doi:10.1016/0143-6228(85)90004-9
- Munich Re, 2016. Annual Statistics: Natural Disasters 2015. NatCatSERVICE, Münchener Rück AG, München, Alemania.
- Muñoz, J.A., 1992. Evolution of a continental collision belt: ECORS-Pyrenees crustal balanced cross-section. En: McClay, K.R. (Ed.), Thrust Tectonics. Springer, Dordrecht, Países Bajos, 235-246. doi:10.1007/978-94-011-3066-0_21
- Muñoz, J.A., Puigdefàbregas, C., Fontboté, J.M., 1983. El ciclo alpino y la estructura tectónica del Pirineo. En: Ríos, J.M., Comba, J.A. (Eds.), Geología de España. Libro Jubilar J.M. Ríos. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, España, 185-205.

- Nanson, G.C., Huang, H.Q., 2018. A philosophy of rivers: Equilibrium states, channel evolution, teleomatic change and least action principle. Geomorphology 302, 3-19. doi:10.1016/j.geomorph.2016.07.024
- Néelz, S., Pender, G., 2009. Desktop review of 2D hydraulic modelling packages. Science Report SC080035. Environment Agency, Bristol, Reino Unido.
- Nemec, W., 2009. What is a hyperconcentrated flow? Annual Meeting of the International Association of Sedimentologists, Alghero, Italia.
- Nicholas, A.P., Walling, D.E., 1997. Modelling flood hydraulics and overbank deposition on river floodplains. Earth Surface Processes and Landforms 22 (1), 59-77. doi:10.1002/(SICI)1096-9837(199701)22:1<59::AID-ESP652>3.0.CO;2-R
- Notebaert, B., Verstraeten, G., Govers, G., Poesen, J., 2009. Qualitative and quantitative applications of LiDAR imagery in fluvial geomorphology. Earth Surface Processes and Landforms 34 (2), 217-231. doi:10.1002/esp.1705
- O'Connor, J.E., Webb, R.H., 1988. Hydraulic modeling for paleoflood analysis. En: Baker, V.R., Kochel, R.C., Patton, P.C., Flood Geomorphology. John Wiley & Sons, Ltd., New York, Estados Unidos, 393-402.
- Ortega, J.A., Garzón, G., 1997. Inundaciones históricas en el rio Guadiana: sus implicaciones climáticas. En: Rodríguez, J. (Ed.), Cuaternario Ibérico. AEQUA, Huelva, España, 365-367.
- Ortuño, M., Guinau, M., Calvet, J., Furdada, G., Bordonau, J., Ruiz, A., Camafort, M., 2017. Potential of airborne LiDAR data analysis to detect subtle landforms of slope failure: Portainé, Central Pyrenees. Geomorphology 295, 364-382. doi:10.1016/j.geomorph.2017.07.015
- Ortuño, M., Marti, A., Martin-Closas, C., Jimenez-Moreno, G., Martinetto, E., Santanach, P., 2013. Palaeoenvironments of the Late Miocene Pruedo Basin: implications for the uplift of the Central Pyrenees. Journal of the Geological Society 170 (1), 79-92. doi:10.1144/jgs2011-121
- Padel, M., 2016. Influence cadomienne dans les séries pré-sardes des Pyrénées Orientales: approche géochimique, stratigraphique et géochronologique. Tesis doctoral, Sciences et Technologies, Université de Lille 1, Lille, Francia. Disponible en: http://ori-nuxeo.univ-lille1.fr/nuxeo/site/esupversions/38ae32e6-694a-470e-b34e-1b6938f8f6e8
- Palau, R.M., Hürlimann, M., Pinyol, J., Moya, J., Victoriano, A., Génova, M., Puig-Polo,C., 2017. Recent debris flows in the Portainé catchment (Eastern Pyrenees, Spain):

analysis of monitoring and field data focussing on the 2015 event. Landslides 14 (3), 1161-1170. doi:10.1007/s10346-017-0832-9

- Passalacqua, P., Belmont, P., Staley, D.M., Simley, J.D., Arrowsmith, J.R., Bode, C.A., Crosby, C., DeLong, S.B., Glenn, N.F., Kelly, S.A., Lague, D., Sangireddy, H., Schaffrath, K., Tarboton, D.G., Wasklewicz, T., Wheaton, J.M., 2015. Analyzing high resolution topography for advancing the understanding of mass and energy transfer through landscapes: A review. Earth-Science Reviews 148, 174-193. doi:10.1016/j.earscirev.2015.05.012
- Passalacqua, P., Hillier, J., Tarolli, P., 2014. Innovative analysis and use of highresolution DTMs for quantitative interrogation of Earth-surface processes. Earth Surface Processes and Landforms 39 (10), 1400-1403. doi:10.1002/esp.3616
- Pierson, T.C., 2005. Hyperconcentrated flow transitional process between water flow and debris flow. En: Jakob, M., Hungr, O. (Eds.), Debris-flow Hazards and Related Phenomena. Springer-Praxis Books. Springer, Berlin Heidelberg, Alemania, 159-202. doi:10.1007/3-540-27129-5 8
- Pierson, T.C., Costa, J.E., 1987. A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. En: Costa, J.E., Wieczorek, G.F. (Eds.), Debris Flows/Avalanches:
 Process, Recognition and Mitigation. Reviews in Engineering Geology 7. Geological Society of America, Boulder, Estados Unidos, 1-12. doi:10.1130/REG7-p1
- Pierson, T.C., Scott, K.M., 1985. Downstream Dilution of a Lahar: Transition From Debris Flow to Hyperconcentrated Streamflow. Water Resources Research 21 (10), 1511-1524. doi:10.1029/WR021i010p01511
- Pinyol, J., Hürlimann, M., Furdada, G., Moysset, M., Palau, R.M., Victoriano, A., González, M., Moya, J., Guinau, M., Raïmat, C., Fañanás, C., 2017. El barranco de Portainé (Pirineo Central): un laboratorio in situ completo para el estudio de la actividad torrencial. En: Alonso, E., Corominas, J., Hürlimann, M. (Eds.), IX Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Centre Internacional de Mètodes Numèrics en Enginyeria, Barcelona, España, 1165-1176.
- Poblet, J., 1991. Estructura herciniana i alpina del vessant sud de la zona axial del Pirineu central. Tesis doctoral, Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia, Universitat de Barcelona.

- Portilla, M., Chevalier, G., Hürlimann, M., 2010. Description and analysis of the debris flows occurred during 2008 in the Eastern Pyrenees. Natural Hazards and Earth System Sciences 10 (7), 1635-1645. doi:10.5194/nhess-10-1635-2010
- Protección Civil, 2011. Plan Estatal de Protección Civil ante el Riesgo de Inundaciones. Dirección General de Protección Civil y Emergencias, Ministerio del Interior, Gobierno de España, Madrid, España.
- Pruess, J., Wohl, E.E., Jarrett, R.D., 1998. Methodology and implications of maximum paleodischarge estimates for mountain channels, Upper Animas River basin, Colorado, U.S.A. Arctic and Alpine Research 30 (1), 40-50. doi:10.2307/1551744
- Raïmat, C., Luis, R., Wendeler, C., 2010. Protección contra corrientes de derrubios en áreas del Pirineo – Comportamiento de las barreras VX y primeros resultados de la estación de medición pionera en España. Documentación técnica. Geobrugg, San Sebastián de los Reyes, España.
- Raïmat, C., Riera, E., Graf, C., Luis-Fonseca, R., Fañanás-Aguilera, C., Hürlimann, M., 2013. Experiencia de la aplicación de RAMMS para la modelización de flujo tras la aplicación de las soluciones flexibles VX en el Barranc de Portainé. En: Alonso, E., Corominas, J., Hürlimann, M. (Eds.), VIII Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Centre Internacional de Mètodes Numèrics en Enginyeria, Barcelona, España, 1131-1144.
- Rathburn, S.L., Bennett, G.L., Wohl, E.E., Briles, C., McElroy, B., Sutfin, N., 2017. The fate of sediment, wood, and organic carbon eroded during an extreme flood, Colorado Front Range, USA. Geology 45 (6), 499-502. doi:10.1130/G38935.1
- Rickenmann, D., 1991. Hyperconcentrated flow and sediment transport at steep slopes. Journal of Hydraulic Engineering 117 (11), 1419-1439. doi:10.1061/ (ASCE)0733-9429(1991)117:11(1419)
- RinnTech, 2003. TSAPWin. Technology for tree and wood analysis. Disponible en: http://www.rinntech.de/index-52147.html
- Ristić, R., Kašanin-Grubin, M., Radić, B., Nikić, Z., Vasiljević, N., 2012. Land degradation at the Stara Planina Ski Resort. Environmental Management 49 (3), 580-592. doi:10.1007/s00267-012-9812-y
- Roering, J.J., Mackey, B.H., Marshall, J.A., Sweeney, K.E., Deligne, N.I., Booth, A.M., Handwerger, A.L., Cerovski-Darriau, C., 2013. "You are HERE": Connecting the dots with airborne lidar for geomorphic fieldwork. Geomorphology 200, 172-183. doi:10.1016/j.geomorph.2013.04.009

- Rotuno, R., Houze, R.A., 2007. Lessons on orographic precipitation from the Mesoscale Alpine Programme. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 133 (625), 811-830. doi:10.1002/qj.67
- Ruiz-Bellet, J.L., Balasch, J.C., Tuset, J., Barriendos, M., Mazon, J., Pino, D., 2015. Historical, hydraulic, hydrological and meteorological reconstruction of 1874 Santa Tecla flash floods in Catalonia (NE Iberian Peninsula). Journal of Hydrology 524, 279-295. doi:10.1016/j.jhydrol.2015.02.023
- Ruiz-Villanueva, V., 2012. Nuevas metodologías en la evaluación de la peligrosidad y el riesgo por avenidas en cuencas de montaña. Tesis doctoral, Departamento de Geodinámica, Universidad Complutense de Madrid, Madrid, España. Disponible en: http://eprints.ucm.es/22636/
- Ruiz-Villanueva, V., Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., Eguibar, M.A., Pardo-Igúzquiza,
 E., 2013. Reconstruction of a flash flood with large wood transport and its influence on hazard patterns in an ungauged mountain basin. Hydrological Processes 27 (24), 3424-3437. doi:10.1002/hyp.9433
- Ruiz-Villanueva, V., Díez-Herrero, A., Stoffel, M., Bollschweiler, M., Bodoque, J.M., Ballesteros-Cánovas, J.A., 2010. Dendrogeomorphic analysis of flash floods in a small ungauged mountain catchment (Central Spain). Geomorphology 118 (3-4), 383-392. doi:10.1016/j.geomorph.2010.02.006
- Rupnik, B., Mongus, D., Žalik, B., 2015. Point Density Evaluation of Airborne LiDAR Datasets. Journal of Universal Computer Science 21 (4), 587-603. doi:10.3217/jucs-021-04-0587
- Ruth-Balaganskaya, E., Myllynen-Malinen, K., 2000. Soil nutrient status and revegetation practices of downhill skiing areas in Finnish Lapland - A case study of Mt. Ylläs. Landscape and Urban Planning 50 (4), 259-268. doi:10.1016/S0169-2046(00)00067-0
- Salas, L., Carrero, L., 2008. Estimación de la intensidad máxima anual para una duración y periodo de retorno determinados en la España peninsular mediante la aplicación informática MAXIN. Escuela Técnica Superior de Ingeniería de Montes, Forestal y del Medio Natural, Universidad Politécnica de Madrid, Madrid, España.
- Salvi, S., Quattrocchi, F., Brunori, C.A., Doumaz, F., Angelone, M., Billi, A., Buongiorno, F., Funiciello, R., Guerra, M., Mele, G., Pizzino, L., Salvini, F., 1999. A Multidisciplinary Approach to Earthquake Research: Implementation of

a Geochemical Geographic Information System for the Gargano Site, Southern Italy. Natural Hazards 20 (2-3), 255-278. doi:10.1023/A:1008105621134

- Sánchez-Moya, Y., Sopeña, A., 2015. Aprendiendo a leer en las estratificaciones cruzadas. Enseñanza de las Ciencias de la Tierra 23 (2), 148-159. Disponible en: http://hdl.handle.net/10261/132560
- Santos-Alonso, R., 2011. Flujos de derrubios en la Cornisa Cantábrica: evidencias, modelo de susceptibilidad y relevancia geomorfológica. Tesis doctoral, Departamento de Geología, Universidad de Oviedo, Oviedo, España. Disponible en: http://hdl.handle.net/10651/12689
- Schaffrath, K.R., Belmont, P., Wheaton, J.M., 2015. Landscape-scale geomorphic change detection: Quantifying spatially variable uncertainty and circumventing legacy data issues. Geomorphology 250, 334-348. doi:10.1016/j.geomorph.2015.09.020
- Scheidl, C., Rickenmann, D., 2011. TopFlowDF A simple GIS model to simulate debrisflow runout on the fan. En: Genevois, R., Hamilton, D.L., Prestininzi, A. (Eds.),
 5th International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation, Mechanics,
 Prediction and Assessment. Italian Journal of Engineering and Environment – Book. Casa Editrice, Università La Sapienza, Rome, Italia, 253-262. doi:10.4408/IJEGE.2011-03.B-030
- Scheidl, C., Rickenmann, D., Chiari, M., 2008. The use of airborne LiDAR data for the analysis of debris flow events in Switzerland. Natural Hazards and Earth System Sciences 8 (5), 1113-1127. doi:10.5194/nhess-8-1113-2008
- Schmidt, H., 1931. Das Paläozoikum der spanischen Pyrenäen. Abhandlungen der Gesellschaft der Wissenschaften in Göttingen, Mathematisch- Physikalische Klasse 3 (5), 980-1065.
- Schumm, S.A., 1977. The Fluvial System. John Wiley & Sons, Ltd., New York, Estados Unidos.
- Schumm, S.A., 1979. Geomorphic Thresholds: The Concept and Its Applications. Transactions of the Institute of British Geographers 4 (4), 485-515. doi:10.2307/622211
- Selby, M.J., 1985. Earth's Changing Surface. Oxford University Press, Oxford, Reino Unido.
- Serrat, D., Bordonau, J., Furdada, G., Gómez, A., Martí, J., Martí, M., Salvador, F., Ventura, J., Vilaplana, J.M., 1994. Síntesis cartográfica del glaciarismo

surpirenaico oriental. En: Martí-Bono, C., García-Ruiz, J. (Eds.), El glaciarismo surpirenaico: nuevas aportaciones. Geoforma Ediciones, Logroño, España, 9-15.

- Sigafoos, R.S., 1964. Botanical Evidence of Floods and Flood-Plain Deposition. Proffesional Paper 485-A. United States Geological Survey, U.S. Department of the Interior, Washington, D.C., Estados Unidos.
- Simonovic, S.P., 2002. Non-structural measures for water management problems. Technical Documents in Hydrology 56. UNESCO, Paris, Francia.
- Slatton, K.C., Carter, W.E., Shrestha, R.L., Dietrich, W.E., 2007. Airborne Laser Swath Mapping: Achieving the resolution and accuracy required for geosurficial research. Geophysical Research Letters 34 (23), L23S10. doi:10.1029/ 2007GL031939
- Smith, K., Ward, R., 1998. Floods: Physical Processes and Human Impacts. John Wiley & Sons, Ltd., Chichester, Reino Unido.
- Smith, M.W., Carrivick, J.L., Hooke, J., Kirkby, M.J., 2014. Reconstructing flash flood magnitudes using "Structure-from-Motion": A rapid assessment tool. Journal of Hydrology 519 (B), 1914-1927. doi:10.1016/j.jhydrol.2014.09.078
- Stange, K.M., Van Balen, R.T., Garcia-Castellanos, D., Cloetingh, S., 2014. Numerical modelling of Quaternary terrace staircase formation in the Ebro foreland basin, southern Pyrenees, NE Iberia. Basin Research 28 (1), 1-23. doi:10.1111/bre.12103
- Stoffel, M., Bollschweiler, M., 2008. Tree-ring analysis in natural hazards research an overview. Natural Hazards and Earth System Sciences 8 (2), 187-202. doi:10.5194/nhess-8-187-2008
- Stoffel, M., Corona, C., 2014. Dendroecological dating of geomorphic disturbance in trees. Tree-Ring Research 70 (1), 3-20. doi:10.3959/1536-1098-70.1.3
- Stoffel, M., Wyżga, B., Marston, R.A., 2016. Floods in mountain environments: A synthesis. Geomorphology 272, 1-9. doi:10.1016/j.geomorph.2016.07.008
- Summerfield, M.A., 1991. Global Geomorphology. Longman, Harlow, Reino Unido.
- Svendsen, J., Stollhofen, H., Krapf, C.B.E., Stanistreet, I.G., 2003. Mass and hyperconcentrated flow deposits record dune damming and catastrophic breakthrough of ephemeral rivers, Skeleton Coast Erg, Namibia. Sedimentary Geology 160 (1-3), 7-31. doi:10.1016/S0037-0738(02)00334-2
- Tarolli, P., 2014. High-resolution topography for understanding Earth surface processes: Opportunities and challenges. Geomorphology 216, 295-312. doi:10.1016/j.geomorph.2014.03.008

- Tarolli, P., Arrowsmith, J.R., Vivoni, E.R., 2009. Understanding earth surface processes from remotely sensed digital terrain models. Geomorphology 113 (1-2), 1-3. doi:10.1016/j.geomorph.2009.07.005
- Taylor, J.R., 1997. An Introduction to Error Analysis: The Study of Uncertainties in Physical Measurements. University Science Books, Sausalito, Estados Unidos.
- Terrasolid, 2016. TerraScan, v. 2016.001. Terrasolid Ltd, Helsinki, Finlandia. Disponible en: http://www.terrasolid.com/products/terrascanpage.php
- Thoma, D.P., Gupta, S.C., Bauer, M.E., Kirchoff, C.E., 2005. Airborne laser scanning for riverbank erosion assessment. Remote Sensing of Environment 95 (4), 493-501. doi:10.1016/j.rse.2005.01.012
- Thorn, C.E., Welford, M.R., 1994. The Equilibrium Concept in Geomorphology. Annals of the Association of American Geographers 84 (4), 666-696.
- Trapero, L., Bech, J., Duffourg, F., Esteban, P., Lorente, J., 2013. Mesoscale numerical analysis of the historical November 1982 heavy precipitation event over Andorra (Eastern Pyrenees). Natural Hazards and Earth System Sciences 13 (11), 2969-2990. doi:10.5194/nhess-13-2969-2013
- UNISDR, 2009. Terminología sobre Reducción del Riesgo de Desastres. International Strategy for Disaster Reduction, United Nations, Ginebra, Suiza.
- USACE, 2008. HEC-RAS, v. 4.0. Hydrologic Engineering Center, United States Army Corps of Engineers, Washington, D.C., Estados Unidos. Disponible en: http://www.hec.usace.army.mil/software/hec-ras/
- USACE, 2012. HEC-GeoRAS, v. 10.2. Hydrologic Engineering Center, United States Army Corps of Engineers, Washington, D.C., Estados Unidos. Disponible en: http://www.hec.usace.army.mil/software/hec-georas/
- Van Campenhout, J., Hallot, E., Houbrechts, G., Peeters, A., Levecq, Y., Gérard, P., Petit, F., 2015. Flash floods and muddy floods in Wallonia: recent temporal trends, spatial distribution and reconstruction of the hydrosedimentological fluxes using flood marks and sediment deposits. Belgeo 2015 (1). doi:10.4000/belgeo.16409
- Van den Heuvel, F., Goyette, S., Rahman, K., Stoffel, M., 2016. Circulation patterns related to debris-flow triggering in the Zermatt valley in current and future climates. Geomorphology 272, 127-136. doi:10.1016/j.geomorph.2015.12.010
- Varnes, D.J., 1978. Slope movement types and processes. En: Schuster, R.L., Krizek, R.J. (Eds.), Landslides: Analysis and Control. Transportation Research Board Special
Report 176. National Academy of Sciences, Washington, D.C., Estados Unidos, 11-33.

- Vericat, D., Wheaton, J.M., Brasington, J., 2017. Revisiting the Morphological Appoach: Opportunities and Challenges with Repeat High-Resolution Topography. En: Tsutsumi, D., Laronne, J.B. (Eds.), Gravel-Bed Rivers: Processes and Disasters. John Wiley & Sons, Ltd., Chichester, Reino Unido, 121-158. doi:10.1002/ 9781118971437.ch5
- Victoriano, A., Brasington, J., Guinau, M., Furdada, G., Cabré, M., Moysset, M., 2018a. Geomorphic impact and assessment of flexible barriers using multi-temporal LiDAR data: The Portainé mountain catchment (Pyrenees). Engineering Geology 237, 168-180. doi:10.1016/j.enggeo.2018.02.016
- Victoriano, A., Díez-Herrero, A., Génova, M., Guinau, M., Furdada, G., Khazaradze, G., Calvet, J., 2018b. Four-topic correlation between flood dendrogeomorphological evidence and hydraulic parameters (the Portainé stream, Iberian Peninsula). Catena 162, 216-229. doi:10.1016/j.catena.2017.11.009
- Victoriano, A., García-Silvestre, M., Furdada, G., Bordonau, J., 2016a. Long-term entrenchment and consequences for present flood hazard in the Garona River (Val d'Aran, Central Pyrenees, Spain). Natural Hazards and Earth System Sciences 16 (9), 2055-2070. doi:10.5194/nhess-16-2055-2016
- Victoriano, A., Guinau, M., Furdada, G., Calvet, J., Cabré, M., Moysset, M., 2016b.
 Aplicación de datos LiDAR en el estudio de la dinámica torrencial y evolución de los barrancos de Portainé y Reguerals (Pirineos Centrales). En: Durán-Valsero, J.J., Montes-Santiago, M., Robador-Moreno, A., Salazar-Rincón, A. (Eds.), Comprendiendo el relieve: del pasado al futuro. Geología y Geofísica 5. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, España, 447-455.
- Viglione, A., Rogger, M., 2015. Flood Processes and Hazards. En: Paron, P., Di Baldassarre, G., Shroder, J.F. (Eds.), Hydro-Meteorological Hazards, Risks, and Disasters. Elsevier, Amsterdam, Países Bajos, 3-33. doi:10.1016/B978-0-12-394846-5.00001-1
- Volkwein, A., Baumann, R., Rickli, C., Wendeler, C., 2015. Standardization for Flexible Debris Retention Barriers. En: Lollino, G., Giordan, D., Crosta, G.B., Corominas, J., Azzam, R., Wasowski, J., Sciarra, N. (Eds.), Engineering Geology for Society and Territory - Volume 2. Springer, Cham, Suiza, 193-196. doi:10.1007/978-3-319-09057-3_25

- Ward, R.C., 1978. Floods: A geographical perspective. Macmillan, London, Reino Unido.
- Webb, R.H., Jarrett, R.D., 2002. One-dimensional estimation techniques for discharges of paleofloods and historical floods. En: House, P.K., Webb, R.H., Baker, V.R., Levish, D.R. (Eds.), Ancient Floods, Modern Hazards: Principles and Applications of Paleoflood Hydrology. Water Science and Application 5. American Geophysical Union, Washington, D.C., Estados Unidos, 111-125.
- Wendeler, C., McArdell, B.W., Volkwein, A., Denk, M., Gröner, E., 2008. Debris flow mitigation with flexible ring net barriers - field tests and case studies. WIT Transactions on Engineering Sciences 60 (9), 23-31. doi:10.2495/DEB080031
- Wheaton, J.M., Brasington, J., Darby, S.E., Sear, D.A., 2010. Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: improved sediment budgets. Earth Surface Processes and Landforms 35 (2), 136-156. doi:10.1002/esp.1886
- White, S., García-Ruiz, J.M., Martí, C., Valero, B., Errea, M.P., Gómez-Villar, A., 1997. The 1996 Biescas campsite disaster in the Central Spanish Pyrenees, and its temporal and spatial context. Hydrological Processes 11 (14), 1797-1812. doi:10.1002/(SICI)1099-1085(199711)11:14<1797::AID-HYP605>3.0.CO;2-7
- Wilford, D.J., Sakals, M.E., Innes, J.L., Sidle, R.C., Bergerud, W.A., 2004. Recognition of debris flow, debris flood and flood hazard through watershed morphometrics. Landslides 1 (1), 61-66. doi:10.1007/s10346-003-0002-0
- Williams, G.P., 1983. Paleohydrological methods and some examples from Swedish fluvial environments. Geografiska Annaler 65 (3-4), 227-243. doi:10.2307/ 520588
- Williams, G.P., Costa, J.E., 1988. Geomorphic Measurements after a Flood. En: Baker, V.R., Kochel, R.C., Patton, P.C., Flood Geomorphology. John Wiley & Sons, Ltd., New York, Estados Unidos, 65-77.
- Wohl, E., 2010. Mountain Rivers Revisited. Water Resources Monograph 19. American Geophysical Union, Washington, D.C., Estados Unidos.
- Yang, C.T., Stall, J.B., 1974. Unit Stream Power for Sediment Transport in Natural Rivers. Research Report 88. Water Resources Center, University of Illinois, Illinois, Estados Unidos.
- Yanosky, T.M., Jarrett, R.D., 2002. Dendrochronologic evidence for the frequency and magnitude of paleofloods. En: House, P.K., Webb, R.H., Baker, V.R., Levish, D.R. (Eds.), Ancient Floods, Modern Hazards: Principles and Applications of

Paleoflood Hydrology. Water Science and Application 5. American Geophysical Union, Washington, D.C., Estados Unidos, 77-89.

- Zandvliet, J., 1960. Geology of the Upper Salar and Pallaresa Valleys, Central Pyrenees, France/Spain. Leidse Geologische Mededelingen 25, 1-127.
- Zielonka, T., Holeksa, J., Ciapala, S., 2008. A reconstruction of flood events using scarred trees in the Tatra Mountains, Poland. Dendrochronologia 26 (8), 173-183. doi:10.1016/j.dendro.2008.06.003
- Zwart, H.J., 1979. The Geology of the Central Pyrenees. Leidse Geologische Mededelingen 50, 1-74.

ANEXOS

Anexo A. Mapa geomorfológico fluvio-torrencial



Figura. Cartografía geomorfológica de detalles de los elementos y formas fluvio-torrenciales del fondo de valle del torrente de Caners entre el puente de Montenartró y

la presa de Vallespir.

Anexo B. Parámetros hidráulicos de la avenida de 2008

Tabla. Parámetros hidráulicos de la avenida de 2008 para el banco izquierdo (izq.), derecho (dcho.) y canal de cada sección transversal (XS) utilizada en los modelos hidráulicos basados en la topografía TIN. Estación: distancia aguas arriba entre la confluencia con el río Romadriu y la XS; p: profundidad hidráulica; v: velocidad; Ω : potencia total de la corriente; – : no desborda el banco de orilla.

Sección XS p (m					v (m/s))		Ω (W/m)		
Nombro	Estación	Iza	Conol	Deho	Iza	Canal	Deho	Iza	Conol	Deho
Nombre	(m)	124.	Callal	Deno.	ızq.	Callai	Deno.	124.	Callai	Deno.
La-La'	475,27	3,34	7,68	2,92	2,06	7,93	2,02	17,38	276,67	25,5
Lb-Lb'	469,26	1,1	3,57	1,24	11,61	11,56	13	4219,48	21678,22	8623,35
Lc-Lc'	460,87	1,34	3,11	1,26	14,39	11,6	14,1	7279,42	22041,28	10641,98
Ma-Ma'	450,52	1,64	7,94	1,86	17,37	13,35	12,18	13330,95	35865,99	8448,16
Mb-Mb'	408,81	1,06	2,38	1,16	14	16,09	7,61	17154,2	49215,93	9023,56
Ka-Ka'	388,43	-	1,28	0,78	-	15,07	6,32	-	50521,59	6859,44
Kb-Kb'	366,20	1,15	2,07	0,88	10,57	14,52	6,06	18139,38	47834,02	5392,84
Kc-Kc'	359,01	0,76	2,28	0,95	5,91	13,93	6,15	5753,77	41927,79	5435,61
Kd-Kd'	348,49	1,18	2,27	1,08	6,98	14,02	7,04	8590,62	42011,52	8794,18
Ke-Ke'	341,65	0,71	1,85	0,62	5,73	13,55	5,54	3961,87	40625,37	5083,32
P-P'	319,66	1,37	3,33	1,03	5,15	14,43	6,24	3171,76	41575,73	5123,03
0-0'	312,18	1,08	3,25	0,91	5,89	14,98	5,67	4333,18	37540,05	3943,45
Na-Na'	304,53	1,65	3,73	1,19	8,51	16,55	7,46	13867,62	62435,73	9978,15
Nb-Nb'	303,02	1,5	3,48	0,66	6,77	14,97	4,37	7445,03	46109,74	2484,65
Nc-Nc'	280,09	1,49	3,63	0,57	7,29	15,75	4,58	9571,63	56095,97	2987,94
Nd-Nd'	265,58	2,2	4,53	1,05	8,9	20,39	6,33	15154,97	102901,5	6484,17
Z-Z'	246,13	1,23	2,59	0,97	7,85	16,97	5,59	12362,04	72607,61	4520,25
Y-Y'	238,42	0,79	2,55	1,15	4,81	17,35	9,67	3414,02	60323,05	11437,96
Xa-Xa'	231,49	0,93	2,34	0,66	4,3	16,68	4,63	2460,06	42605,04	1724,68
Xb-Xb'	228,17	0,67	2,35	0,79	4,35	16,94	6,2	2641,76	46340,6	3761,57
Va-Va'	226,13	1,02	2,4	0,82	2,52	17,12	2,27	426,38	8435,79	235,98
Vb-Vb'	223,22	0,44	1,91	0,58	1,54	17,49	1,89	137,7	9815,27	163,3
Ua-Ua'	218,44	0,63	1,99	0,67	1,75	17,67	2,42	158,35	9895,63	297,83
Ub-Ub'	196,51	0,93	1,7	0,38	6,61	18,7	4,23	8434	66431,31	2360,52
Uc-Uc'	178,35	0,84	1,8	0,55	11,83	17,19	6,4	28041,72	85129,16	7192,37
Н-Н'	167,02	0,71	1,51	0,55	10,4	15,44	7,8	20258,83	64835,73	11759,44
I-I'	145,82	0,71	1,97	0,4	7,41	13,42	4,34	7234	31893,56	2267,14
Ja-Ja'	127,84	0,76	1,24	0,3	10,68	12,28	3,35	16147,03	27990,13	1298,34
Jb-Jb'	121,61	0,97	1,37	0,12	10,79	11,36	2,03	15345,6	21317,77	343,99
D-D'	114,42	0,73	1,64	0,09	9,08	12,06	1,41	10056,29	24946,78	140,25
F-F'	105,78	0,78	1,25	0,15	8,13	11,52	2,44	14442,58	29452,12	715,97
С-С'	102,51	0,87	1,48	-	7,75	11,52	-	9791,33	22084,27	_
G-G'	92,33	0,95	1,17	0,7	8,74	11,21	4,92	13749,97	21480,52	3828,81
A-A'	84,91	0,72	1,34	0,17	6,74	11,01	2,3	6682,51	19642,49	545,82
E-E'	77,25	0,66	1,78	0,18	7,62	11,16	2,96	6872,16	23913,21	728,35

Anexo C. Publicaciones propias en revistas de SCI

Victoriano, A., Brasington, J., Guinau, M., Furdada, G., Cabré, M., Moysset, M. (2018a). Geomorphic impact and assessment of flexible barriers using multi-temporal LiDAR data: The Portainé mountain catchment (Pyrenees). Engineering Geology 237, 168-180. doi:10.1016/j.enggeo.2018.02.016

Victoriano, A., Díez-Herrero, A., Génova, M., Guinau, M., Furdada, G., Khazaradze, G., Calvet, J. (2018b). Four-topic correlation between flood dendrogeomorphological evidence and hydraulic parameters (the Portainé stream, Iberian Peninsula). Catena 162, 216-229. doi:10.1016/j.catena.2017.11.009

Contents lists available at ScienceDirect





Engineering Geology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/enggeo

Geomorphic impact and assessment of flexible barriers using multi-temporal LiDAR data: The Portainé mountain catchment (Pyrenees)



Ane Victoriano^{a,*}, James Brasington^b, Marta Guinau^a, Glòria Furdada^a, Mariló Cabré^c, Myriam Moysset^c

^a RISKNAT Group, Geomodels Institute, Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Universitat de Barcelona (UB), Barcelona, Spain

^b School of Geography, Queen Mary University of London (QMUL), London, UK

^c Geoprocessing Area, Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC), Barcelona, Spain

ARTICLE INFO

Keywords: Torrential flow LiDAR Change detection Flexible barrier Sediment budget

ABSTRACT

Multi-temporal digital elevation models (DEMs) obtained from airborne LiDAR surveys are widely used to detect geomorphic changes in time and quantify sediment budgets. However, they have been rarely applied to study the geomorphic impact of engineering structures in mountain settings. In this study, we assessed the influence and behavior of flexible sediment retention barriers in the Portainé catchment (Spanish Pyrenees), using three LiDAR data sets (2009, 2011 and 2016) that covered a 7-year period. Densely forested mountainous areas present some limitations for reliable DEM analysis due to spatial variabilities in data precision, accuracy and point density. A new methodological approach for robust uncertainty analysis along channels, based on changes in cross-sectional elevations, was used to discriminate noise from real geomorphic changes. The obtained results indicated that erosion occurs along most reaches covering a large area, whereas deposition is localized in specific areas such as those upstream of sediment retention barriers and in the debris cone. Despite the presence of 15 flexible sediment retention barriers, the channels presented net degradation during both 2009-2011 and 2011-2016, with 2838 and 147 m³ of material exported from the basin, respectively. For the same periods, the barriers retained 33% and 25% of the total deposition (up to 1300 m³ per barrier), respectively, but also induced lateral and downstream incision, the latter reaching 703 m³ for a single barrier. We detected a horizontal displacement of the net of up to 1.2 m in filled barriers, resulting from net flexion. The interference of the natural river evolution by defense measures has resulted in a complex erosion-deposition pattern. The presented methods show high potential for the hydrogeomorphic study of mountain catchments, especially for a high-resolution assessment of flexible barriers or other engineering structures in remote areas.

1. Introduction

Hydrometeorological events represent the most frequent natural disasters occurring on a global scale (Munich Re, 2016), producing significant economic and human losses. In 2015 alone, floods caused damages estimated to be worth US\$ 21.3 billion (c. \in 20,108 million) and claimed 3449 lives (Guha-Sapir et al., 2016). In mountainous areas, high-intensity sediment-laden torrential floods are the most destructive geomorphological hazards. Several areas in the Pyrenees have been affected by these phenomena in recent years and their management continues to pose an ongoing challenge (Batalla et al., 1999; Chevalier et al., 2013).

Such phenomena are highly unpredictable, often resulting from short and intense localized precipitation events. The rapid

accumulation of drainage through steep mountain basins can lead to high-velocity flows that entrain large volumes of sediment from the bed and banks. These can quickly evolve into floods with a high concentration of sediments that continue to bulk up downstream, with potentially catastrophic consequences. Such flows pose a severe risk to infrastructure, riparian assets and life, particularly where the floods discharge onto the valley floor through populated fans and floodplains. Lithology, gradient and the pattern of drainage accumulation combine to affect the distribution of stream power and sediment transport in mountain catchments. This interaction determines whether the flow becomes a clearwater, hyperconcentrated or a debris one in a single event, depending on the sediment load (Pierson and Costa, 1987). This, in turn, influences the distribution of runout across the receiving fan piedmont or floodplain (Scheidl and Rickenmann, 2011). We will use

E-mail address: ane.victoriano@ub.edu (A. Victoriano).

https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.02.016 Received 17 November 2017; Received in revised form 23 January 2018; Accepted 22 February 2018 Available online 26 February 2018

0013-7952/ © 2018 Elsevier B.V. All rights reserved.

^{*} Corresponding author at: Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona (UB), Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona, Spain.



Fig. 1. (a) Setting of the study area showing the main geomorphological and anthropic features. The Portainé and Reguerals torrents, as well as the code of each sediment retention barrier, are also indicated. (b) Photographs of some of the barriers showing examples of an empty (barrier 4 in June 2010), partly filled (barrier 52 in June 2013) and completely filled (barrier 1 in June 2013) barrier.

the term "torrential" throughout this paper to include all the mentioned flow types and events.

Hydrogeomorphic hazards can be dealt with using various kinds of defense measures, depending on the characteristics of the site. Engineering structures are considered a fast and effective way of mitigating risk and include the recently-developed flexible debris flow barriers that are increasingly being emplaced in torrential channels (Luis-Fonseca et al., 2011; Wendeler et al., 2008). While much attention has been paid to the safe design of such retention barriers (Ferrero et al., 2015; Volkwein et al., 2015), their geomorphic effects still require further research, as these directly impact on the effectiveness and stability of the structure itself. Thus, the question that needs to be addressed is how barriers actually behave and influence geomorphological evolution.

Geomorphological risk assessments have been facilitated by the emergence of high-resolution topographic data that have provided new opportunities to quantify the transfer of mass and energy across landscapes (Passalacqua et al., 2015). The acquisition of detailed 3D topographic data, particularly through airborne laser scanning (airborne LiDAR), has rapidly become routine practice for many national mapping agencies to support geological risk assessment. Moreover, such data are now increasingly available to the wider public through openaccess data portals, presenting unrivalled opportunities for broad-scale research. Airborne LiDAR data have been used for a wide range of research into natural hazards, such as the geomorphic research on past and/or recent active surficial processes (Abellan et al., 2016; Roering et al., 2013). In fluvial and torrential environments, these data have been used to provide an enhanced characterization of drainage systems and the boundary conditions for kinematic and physical models of fluid and sediment transport (Bailly et al., 2012; Biron et al., 2013; Notebaert et al., 2009).

The increasingly routine use of LiDAR data acquisition has led to the development of multi-temporal data sets that sample the same region as a series of timeslices. The derived digital elevation models (DEMs) can then be differenced sequentially to obtain DEMs of difference (DoDs), which reveal not only the horizontal, but also the vertical pattern of topographic change. Such assessments of geomorphic changes based on DoDs provide information on landscape morphology and evolution, as it enables a detailed study of the spatial and temporal patterns in erosion and deposition. Sequential DEM differencing has been applied to a wide range of fluvial systems, including braided gravel-bed rivers with high sediment loads (Brasington et al., 2000; Lane et al., 2003), steep

mountain channels (Cavalli et al., 2017), and specific flood or debris flow events (Bull et al., 2010; Croke et al., 2013; Scheidl et al., 2008).

It is essential to consider data uncertainty to avoid the misinterpretation of real geomorphic changes by distinguishing them from background noise generated by different sources of error. Over the last few decades, much attention has been paid to the assessment of DoD uncertainties (Brasington et al., 2003; Cavalli et al., 2017; Lane et al., 2003; Wheaton et al., 2010). It has been reported that a minimum level of detection (minLoD) should be estimated for the detection of small elevation changes that are probably associated with errors (Brasington et al., 2000; Fuller et al., 2003).

Regarding mountain environments, the reliable application of airborne LiDAR data is still hampered by many difficulties. Comparability between data sets is a hard task in morphologically complex terrains. However, point cloud georeferencing and the adjustment/alignment process become arduous in mountain regions (Lallias-Tacon et al., 2014). Moreover, elevation accuracy and point density decrease in steep densely forested areas (Cavalli et al., 2008), leading to data sets with temporally variable characteristics among them and spatially variable uncertainties within each. With these limitations, DoD-based analyses cannot be performed properly due to many areas lacking source data, resulting in merely interpolated surfaces that are different in each DEM. Thus, there is a need for a methodology for LiDAR uncertainty analysis based on spatial variabilities along mountain channels and hillslopes.

In this paper, we present a new approach for quantifying geomorphic changes in active and densely forested mountain catchments using multi-temporal airborne LiDAR data. The main objective of this study was to assess the behavior, effectiveness and geomorphic influence of flexible retention barriers. This research provides a high-resolution assessment of the existing engineering structures in remote channels that are difficult to access, identifying the priority areas for the maintenance and future management of the barriers.

2. Study area and torrential activity

This study was carried out in the Portainé (5.7 km long; average gradient, 24.7%) and Reguerals (3 km long; average gradient, 31.3%) mountain torrents of the Pyrenees, the latter being a tributary of the former and referred to as Caners downstream of the confluence (Fig. 1a). The two torrents constitute the Portainé catchment (5.72 km²), which is located in the Pallars Sobirà County (Catalonia, Spain), and they flow into the Romadriu River, which is part of the Ebro River draining into the Mediterranean Sea. Elevation ranges from 2439 m a.s.l. (the Torreta de l'Orri peak) to 950 m a.s.l. (the Vallespir hydropower dam), and the torrents merge at 1285 m a.s.l. A ski resort is located at the headwaters, with its access road along the hillslopes crossing the channels several times. The basin can be divided into two sectors that differ in morphology and hydrogeomorphic processes. The southern one corresponds to the headwaters containing less vegetation and the ski resort. This area is characterized by gentler slopes (10–25°) and a less entrenched drainage network, where torrential processes are not especially relevant. The northern sector is densely forested and shows intense torrential activity along the steep $(> 25^{\circ})$ and strongly entrenched and confined torrents. These channels have been affected by human activity via the implementation of a multi-barrier system that strongly influences sediment transfer processes. In these reaches, severe flows have occurred in the last decade and a debris cone has formed in the most downstream part.

2.1. Geological setting and climate

The region is dominated by highly folded, fractured and weakened Cambro-Ordovician metapelites. Glacial and periglacial processes during the Pleistocene glacial periods gave rise to intense weathering, with the subsequent fluvial erosion resulting in steep slopes and entrenched torrents. Apart from the bedrock, two types of surficial deposits crop out in the Portainé catchment. One is the colluvium, up to 10 m thick, which covers the bedrock along most of its extension. The other are the torrential deposits found in the valley bottoms that have been formed by the deposition of different sediment-laden flows. Both are unconsolidated materials that can be easily eroded and transported, as well as the bedrock (Ortuño et al., 2017).

The climate of the study area is Alpine Mediterranean, with a mean annual rainfall of 800 mm and a mean annual temperature of 5-7 °C (Meteocat, 2008). Maximum precipitation in terms of intensity and frequency occurs in the spring and summer, mainly as convective storms. It should be noted that orography controls the generation of convective cells at the top of the drainage basins (Trapero et al., 2013), affecting the local meteorological conditions.

2.2. Hydrogeomorphic hazards and flexible barriers

Fluvio-torrential processes are very intense in the Portainé and Reguerals torrents. Torrential flows, which include some well-known debris flows, produce considerable economic damages to infrastructures and facilities in the catchment, especially due to the obstruction of the access road to the ski resort. Since 2009, €5,800,000 have been invested in road works and €510,000 in mitigation measures (Pinyol et al., 2017). Dendrogeomorphological studies have proved the occurrence of at least ten events from 1969/1970 to 2009/2010 (recurrence interval of 4.5 years), based on the dating of damage indicators on riverbank trees in different geomorphic positions (Génova et al., 2018; Victoriano et al., 2018). Torrential activity has intensified since 2006, with extraordinary flows occurring almost yearly. This increase in the occurrence of torrential events has been linked to anthropic activities in the ski resort area, mainly to the loss of vegetation cover decreasing infiltration capacity, and to the construction of artificial drainage channels for gathering the runoff, all of these together producing higher peak discharges (Furdada et al., 2017). The largest recorded debris flow occurred in September 2008 (prior to the available LiDAR data) and its volume was estimated to be 26,000 m³ (Portilla et al., 2010), with an average erosion rate of 2.12 m³/m (Abancó and Hürlimann, 2014).

To reduce the impact of the torrential events, mid-term hydrological corrective measures have been implemented (Luis-Fonseca et al., 2011), consisting of placing VX-160 flexible ring-net barriers along the channels (Fig. 1b). These aim to retain part of the transported material and induce a stepped river profile to reduce flow energy and, therefore, prevent erosion. Since 2009, 15 barriers have been placed in the Portainé catchment, 11 in Portainé and 4 in Reguerals (Fig. 1a). Due to the large sediment loads that are associated with extraordinary events, the barriers were quickly filled, even after a single event. Currently, torrential events still occur, leading to progressively more entrenched ravines and posing a risk to the effectiveness and stability of the barriers.

3. Methods

3.1. Documentary data

We searched for documentary data on recent torrential events and compiled all the available data on their effects on infrastructures. The main data sources were the technical reports of the *Institut Geològic de Catalunya* (IGC) and *Ferrocarrils de la Generalitat de Catalunya* (FGC) (e.g., FGC and ICGC, 2015; IGC, 2013), as well as other scientific works (Palau et al., 2017; Victoriano et al., 2018). The relative magnitude of the events was established according to their repercussion on infrastructures (number of obstructed road crosses and filled barriers) and geomorphological processes (incision, sediment transport and accumulation). Regarding anthropic activities, the emplacement dates and locations of the sediment retention barriers (Fig. 1a) were established thanks to the information provided by Mr. Carles Fañanás (Department

Table 1

LiDAR flight parameters and point cloud data specifications from the 2009, 2011 and 2016 surveys (data from ICGC).

	2009	2011	2016
Average flight altitude	2250 m	2440 m	2712 m
Scan angle	48°	40°	31.3°
Scan frequency	21.5 Hz	25 Hz	24.4 Hz
Pulse rate	89,200 Hz	84,400 Hz	77,100 Hz
Nominal point density	0.5 pt/m ²	0.5 pt/m ²	0.5 pt/m ²
Total point density (for entire datasets)	0.96 pt/m ²	2.14 pt/m ²	2.77 pt/m ²
Ground point density (for analysis area)	0.29 pt/m ²	0.93 pt/m ²	1.32 pt/m ²

of Environment, Government of Catalonia). A complete database was prepared with all this information.

3.2. LiDAR data acquisition and processing

Sequential data sets were collected in August 2009, August–September 2011 and August–September 2016, using a Cessna Caravan 208B aircraft equipped with a Leica ALS50-II topographic LiDAR sensor, owned by the *Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya* (ICGC). The LiDAR flight parameters and data specifications are shown in Table 1. The minimum pulse density per strip (nominal point density) was 0.5 points/m² and the vertical accuracy of the LiDAR system had a root mean square error (RMSE) < 15 cm. The resulting point densities for the 2009, 2011 and 2016 data sets were 0.96, 2.14 and 2.77 points/m², respectively. The accuracy of the data was calculated by comparing LiDAR and ground GPS elevations, and was estimated to be (expressed as RMSE) < 5 cm for flat non-vegetated areas, < 15 cm for slightly steep and forested areas, and < 50 cm for steep densely forested areas.

A data quality assurance and control process (QA/QC) was performed for each data set. First, point clouds were distributed in blocks measuring $2 \text{ km} \times 2 \text{ km}$ to check data completeness and point density. Second, points were georeferenced (x, y and z coordinates) and projected in UTM (Zone 31N) in the ERTS89 reference system from the aircraft trajectory calculation, using GPS data of the flight and GNSS data from control points of the CatNet network. Elevations were georeferenced to the EGM08D595 geoid and accurately adjusted, taking into account overlapping zones of different flight strips, but also comparing the LiDAR point cloud with the altitudes of the points located in flat control areas that have been previously measured in the field with GPS. This adjustment reduces systematic elevation errors. Third, LiDAR to pographic points were classified as ground, vegetation or noise, using automatic filtering based on the algorithms of the TerraScan software (Terrasolid, 2016). Moreover, manual point editing was performed by experts for an exhaustive verification of real terrain points, paying special attention to barriers, road-torrent intersections, valley bottoms and lateral landslide margins. Finally, a pre-analysis of the resulting data sets (e.g., 3D visualization and segmentation of the files) was performed using the CloudCompare (Girardeau-Montaut, 2015) and ArcGIS (ESRI, 2014) software. This verified that the obtained point clouds provided good coverage of the study area and an a priori adequate average point density for data comparability and DEM generation.

High-resolution bare-earth DEMs were obtained for 2009, 2011 and 2016 by filtering vegetation and noise points. First, point clouds were compiled into three LAS data sets. For each year, ground points were triangulated and interpolated using the linear interpolation algorithm in ArcGIS (ESRI, 2014), before being rasterized into a 1-m regular grid with a determined extent (Wheaton et al., 2010). The linear interpolation algorithm was used because it provided the most reliable steep terrain surface for the study area. The grid resolution or cell size was determined according to the averaged point spacing and density of the three data sets, as the same resolution is needed for adequate DEM comparison and subtraction (see Section 5.1).

Considering the objectives of the study, a polygon was manually delineated as an analysis area, coinciding with the part of the valley bottom where fluvio-torrential processes act to change the morphology of the channel, that is, the riverbed. Their limits correspond to the lateral slope change and therefore, only includes the smooth riverbed ($< 30^\circ$), excluding lateral banks. The three DEMs were clipped using this polygon to obtain isolated DEMs of the analysis area.

3.3. Uncertainty analysis and geomorphic change detection

Several sources of error (e.g., device errors, meteorological conditions, vegetation cover, point density, data filtering processes and interpolation techniques) affect data quality and DEM accuracy (Scheidl et al., 2008). Data and DEM comparability are important for accurate geomorphic interpretation.

The approach adopted for this study is summarized in Fig. 2A previous visual analysis of point clouds was performed to evaluate whether their distribution and density were good enough to perform a conventional DoD analysis. Given the limitations related to dense vegetation, such as areas that lack points, we performed a cross-sectional method for a spatially variable uncertainty analysis in mountain torrents that better localizes and implements error thresholds so that the actual geomorphic change is quantified only when it can be reliably assessed.



Fig. 2. Flowchart showing the methodological approach used in this study for multi-temporal airborne LiDAR data analysis.



Fig. 3. Illustration of a specific stretch of the Portainé torrent showing the locations of the cross sections used for the spatially variable uncertainty analysis. The analysis area corresponds to abrupt lateral slope changes. The table in the lower part of the figure shows the characteristics and mean elevations of two example sections from multi-temporal DEMs (white lines).

The error analysis had three main steps: individual DEM error quantification; error propagation for multi-temporal data comparison; and probabilistic thresholding of uncertainty at a user-defined confidence interval.

3.3.1. Individual DEM error quantification

DEM uncertainty (δZ_{DEM}) is defined as the difference in elevation between real terrain points and their spatially-paired DEM cells (Wheaton et al., 2010). The quantification of δZ_{DEM} requires good knowledge of the specific data set and its error sources. Mountain catchments are commonly forested and show steep gradients that lead to variabilities in precision, accuracy and point densities. A specific DEM uncertainty analysis that considers these uncertainties and their spatial variability is required in such contexts. In this study, we quantified two error sources: (i) aerotriangulation error (AE) and (ii) interpolation error (IE).

The AE is the spatial deviation between topographic surveys,

namely the errors in the X, Y and Z directions after aerotriangulation adjustment (Hsieh et al., 2016). This error is the consequence of the constraints of both LiDAR measurement reproducibility and the georeferencing process. This produces a bias that can be detected when comparing data sets acquired at different flight times. The AE shows a spatially uniform distribution throughout an entire data set and is estimated by comparing multi-temporal data from stable areas where no changes are expected (i.e., roads).

First, we undertook a DEM-to-DEM comparison (2011–2009, 2016–2011 and 2016–2009) along the road by subtracting old DEMs from new ones and calculating the standard deviation of elevation differences (between data sets acquired in different flight times) on a cell-by-cell basis. These deviations for each pair of DEMs were a measure of precision, their mean indicating the minimum level of detection ($_{min}$ LoD) for each DEM comparison. The values were averaged to obtain the mean $_{min}$ LoD, as follows:

$$_{\min} \text{LoD} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} \sigma \Delta Z$$
(1)

where $\sigma\Delta Z$ is the mean standard deviation of the elevation difference between new and old DEMs for each DEM-to-DEM comparison (2011–2009, 2016–2011 and 2016–2009) and *n* the number of comparisons (3 in our case study).

Second, since the $_{min}$ LoD obtained from Eq. (1) indicates the combination of the individual AEs of two data sets (propagated error), it can be expressed by the following equation:

$$_{\min} \text{LoD} = \sqrt{(AE_{new})^2 + (AE_{old})^2}$$
(2)

where AE_{new} and AE_{old} are the AEs of the newer and older DEMs, respectively. Assuming that the bias is constant and spatially uniform for the whole data sets, both values were considered equal $(AE_{new} = AE_{old} = AE)$ and Eq. (2) was transformed into:

$$AE = \sqrt{\frac{\min \text{LoD}^2}{2}}$$
(3)

where AE was calculated as a unique value for the three DEMs.

The IE is a remarkable source of error in mountain areas, where DEM surfaces are built from spatially variable point densities. Therefore, multi-temporal comparisons incorporate a different IE from each DEM, leading to geomorphic changes that are not real, but a result of the subtraction of unreal interpolated surfaces. Concerning the studied torrents, point densities vary along the channels according to in situ characteristics and therefore, the IE is spatially variable within each DEM (2009, 2011 and 2016). To assess this uncertainty, a 1D analysis of cross-sectional elevation differences was performed along the channels. We created cross sections every meter and intersected them with the manually delineated polygon (analysis area), obtaining 8125 sections (5267 in the Portainé torrent and 2858 in the Reguerals torrent) with 1-m spacing and variable width (Fig. 3). DEM cell statistics (e.g., mean elevation, standard deviation and the number of points) were calculated along each section for each year (2009, 2011 and 2016). Assuming a trapezoid-shaped channel with a regular riverbed (smooth and nearly flat), we considered the IE value at a specific cross section to be equal to its mean standard deviation of elevation, as given by the following equation:

$$IE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} (Z_{cell} - Z_{mean})^2}$$
(4)

where *IE* is estimated as a different value for each cross section and year, *n* is the number of cells at each cross section, and Z_{cell} and Z_{mean} are the elevation of each cell and the average elevation of the cells, respectively.

Both errors obtained from Eq. (3) (AE) and Eq. (4) (IE) were combined to obtain DEM uncertainty (δZ_{DEM}) at each cross section as follows:

$$\delta Z_{DEM} = \sqrt{(AE)^2 + (IE)^2}$$
(5)

3.3.2. Error propagation

The multi-temporal comparison of two DEMs needs to account for the combination of the elevation errors of each surface. This consists of deriving the quantity of both DEM errors following the simple error propagation theory that treats inputs as independent (Taylor, 1997). As proposed by Brasington et al. (2003), the propagated error ($\delta\mu$) was determined as follows:

$$\delta\mu = \sqrt{(\delta Z_{DEMnew})^2 + (\delta Z_{DEMold})^2}$$
(6)

where $\delta Z_{DEM new}$ and $\delta Z_{DEM old}$ are the individual errors in the more recent (DEM₂₀₁₁ for 2011–2009 and DEM₂₀₁₆ for 2016–2011) and older (DEM₂₀₀₉ for 2011–2009 and DEM₂₀₁₁ for 2016–2011) surfaces, respectively. In our case, the $\delta \mu$ values were calculated for each cross

section and each pair of DEMs considered. This enabled the subsequent accurate assessment of local elevation changes.

3.3.3. Probabilistic thresholding

The significance of uncertainties ($\delta\mu$) in predicted elevation changes (ΔZ) can be assessed in two main ways: using a simple minLoD or by probabilistic thresholding at a user-defined confidence interval (Wheaton et al., 2010). The aim of this step is to discard noise from signals and thus, only consider those that we are confident about being real geomorphic changes (ΔZ_{real}), excluding the changes occurring within determined error ranges. If spatial variabilities are considered, as in the present study, probabilistic thresholding is the most accurate method (Brasington et al., 2003; Lane et al., 2003). The probability of changes being real is calculated using Student's *t*-distribution, which consists of calculating the *t*-score (*t*) of each cross section as follows:

$$t = \frac{|\Delta Z|}{\delta_{\mu}}$$
(7)

This equation assesses the significance of the changes, expressed as the absolute elevation difference between new and old DEMs $(|\Delta Z| = |Z_{DEM new} - Z_{DEM old}|)$, by comparing it to the propagated error $(\delta \mu)$.

T-distribution enables the determination of the probability (*p*) of ΔZ being real on a section-by-section basis. Given that we assumed the riverbed to be flat along the cross sections, but elevations vary naturally, probabilistic thresholding was applied at a specific confidence interval of 68% (*p* < .32) to obtain ΔZ_{real} .

Sections were excluded if their probability of the changes being real was > 0.32. Reliable volumetric elevation changes for the 2009–2011 and 2011–2016 periods were obtained by multiplying $\Delta Z_{\rm real}$ (from the 2011–2009 and 2016–2011 subtractions) with the width of each cross section (distance between the cross sections is 1 m). This method led to the quantification of geomorphic activity with fewer errors, especially in the reaches where sediment retention barriers are emplaced.

4. Results

4.1. Chronology of torrential events and flexible barriers

Eight torrential events of different magnitude, behavior and sediment load occurred in the 2009–2016 LiDAR temporal window. Five of them obstructed the access road and six damaged the sediment retention barriers, which had to be repaired in some cases. Table 2 presents the information of the torrential events recorded in the Portainé catchment and their effects on the barriers. The most intense event occurred in July 2010 and the least intense one in May 2016.

The 15 flexible ring-net barriers with similar characteristics were

 Table 2

 List of the events, including date, magnitude and effects (information obtained from FGC and ICGC (2015) and IGC (2013).

Event		Effects and damages					
Date	Magnitude	Torrent	Road crosses	Barriers			
2010/07/22	Most significant	Portainé	2	7 filled			
	-	Reguerals		2 damaged			
2010/08/12	Major	Portainé	2	0 filled			
		Reguerals		5 damaged			
2011/08/05	Minor	Portainé	0	2 filled			
		Reguerals		1 damaged			
2013/07/23	Major	Portainé	3	3 filled			
	-	Reguerals		3 damaged			
2014/08/20	Minor	?	0	-			
2014/08/30	Medium	Portainé	1	5 damaged			
2015/08/21	Medium	Portainé	1	5 damaged			
2016/05/09	Less significant	?	0	-			

Table 3

Sediment retention barriers on the Portainé and Reguerals torrents (information provided by Mr. C. Fañanás, 2016, pers. com.).

Barrier code	Date	Torrent	Elevation (m a.s.l.)	Height (m)	Width (m)	Filling event
0	2009	Caners	1090	4	13.5	2010/07/22
1	2010	Portainé	1308	4	16.8	2010/07/22
2	2009	Portainé	1355	5	13.5	2010/07/22
3	2009	Portainé	1380	5	11.5	2011/08/05
4	2010	Portainé	1405	4	13.5	2010/07/22
5	2009	Portainé	1470	5	20	2010/07/22
6	2010	Reguerals	1490	4	27	2010/07/22
7	2010	Reguerals	1510	4	26	2011/08/05
8	2009	Portainé	1710	6	19.5	2010/07/22
11	2012	Portainé	1345	5.5	16.5	2012 (anthropic)
51	2012	Portainé	1525	4.5	25	2013/07/23
52	2012	Portainé	1555	4.8	27.1	2013/07/23
53	2012	Portainé	1575	5.1	15.1	2013/07/23
Α	2014	Reguerals	1615	5	19.2	-
В	2014	Reguerals	1570	6	17.5	-

emplaced along the middle reach of the channels to retain sediment and produce a stepped profile to reduce riverbed incision (Fig. 1). These structures are 4–6 m high and 12–24 m wide, their retention capacity varying with the specific local slope and channel width. As shown in Table 3, the barriers differ in size and were constructed at three different times: nine between the end of 2009 and the beginning of 2010 (stage 1); four in 2012 (stage 2) and two in 2014 (stage 3). They were all filled during different torrential events, except for the ones emplaced in 2014 that remain empty and another one that was artificially filled after installation.

4.2. Geomorphic changes

3D visualization of airborne LiDAR points enabled us to observe clear geomorphic changes related to anthropic structures. Deposition and erosion were observed upstream and downstream of the barriers, respectively (Fig. 4). In some of the barriers installed in stage 1, a change in the highest position of the barrier was identified when comparing 2011 and 2016 LiDAR data (Fig. 4a), produced by the ring net flexion caused by the retained load. The horizontal displacement of the net could be estimated for the barriers with sufficient LiDAR points for accurate measurement. In our study, this was measured in five barriers (see the results at the end of this section), accounting for an average horizontal displacement of 0.7 m (1.1 m in the example shown in Fig. 4a). For the barriers installed in stage 2, riverbed incision was detected from 2009 to 2011 (pre-barrier), indicating natural erosive dynamics (Fig. 4b).

As a preliminary approach, the spatial distribution of the geomorphic changes for raw (unthresholded) 2011–2009 (Fig. 5a) and 2016–2011 (Fig. 5b) comparisons identified the erosive or depositional nature of the stream stretches, the magnitude of the changes and their relationship with anthropic structures. Erosion was the most common phenomenon along valley bottoms. The material eroded alongside the torrents was mostly transported during high-discharge flows,



Fig. 4. Longitudinal sections of two specific stretches of the Portainé torrent showing 2009, 2011 and 2016 ground points (see Fig. 1a for the location of the barriers). (a) Barrier 4, constructed in 2010 and filled in the July 2010 event, illustrating the change in the barrier position due to net flexion. (b) Barrier 53, constructed in 2012 and filled in the July 2013 event.



Fig. 5. Geomorphic net change in storage terms (unthresholded) along the longitudinal profile of the Portainé torrent, from the road intersection at 1700 m a.s.l. to the confluence with the Reguerals torrent. The bottom of the profile illustrates the magnitude of the changes. The location of the anthropic structures is indicated by the newly (between 2011 and 2016) and previously (between 2009 and 2011) emplaced barriers shown in upper and lower cases, respectively. (a) Changes between 2009 and 2011. (b) Changes between 2011 and 2016.

sometimes leading to the development of debris flows (and the opposite when deposited). However, there were also other areas where erosion was locally enhanced, such as downstream of the barriers or road intersections. Depositional geomorphic processes occurred at places where the slope decreased or anthropic structures located. The main areas of accumulation were the debris cone formed in the most downstream reach (corresponding to the Caners torrent) and areas upstream of the sediment retention barriers and road intersections.

Geomorphic changes were thresholded by the spatially variable uncertainty analysis. Table 4 shows the uncertainty analysis and the volumetric geomorphic changes considered real that were obtained for two example cross sections A minLoD of 0.1 m was calculated, leading to an AE of 0.07 m for the entire data sets. The IE, calculated from the standard deviation of the mean elevations of each cross section, reached 0.5 m in some areas. $\delta\mu$ values showed large spatial variability, ranging from 0.1 to 5.4 m; however, the median was 0.9 m and 0.66 m for 2011–2009 and 2016–2011, respectively (see examples in Table 4).

Probabilities of geomorphic changes being real (*p*) were < 0.32 in many sections (68% confidence interval) and were considered real changes (ΔZ_{real}), whereas geomorphic changes with *p* > .32 were discarded. This thresholding analysis considerably reduced the number of cross sections that were considered and influenced the final results on geomorphic changes. Indeed, 57% and 74% of the data were discarded for 2011–2009 and 2016–2011 sediment budget calculations, respectively. Nonetheless, those sections with changes assumed to be real showed high reliability and were therefore used for geomorphic quantification. The uncertainty analysis resulted in a smaller amount of, but more reliable data (see Section 5.1). Most active zones, such as the areas surrounding the flexible barriers, were not discarded due to their high magnitude, proving the effectiveness of the methodology in these areas.

For the whole analysis area, the mean magnitude of change, obtained from average vertical changes in the cross sections, was about 1 m (0.90 m for erosion and 1.02 m for deposition), with more erosive

Table 4

Results of the spatially variable uncertainty analysis for two example sections (see their location in Fig. 3). The volumes of the geomorphic change were only calculated for thresholded real elevation changes.

Section DEM error		Propagated error		Probabili	Probabilistic thresholding					Volume (m ³)				
No	Width (m)	δZ_{DEM} (m)		<i>δμ</i> (m)		t		р		Real ∆Z (m)		
		2009	2011	2016	11–09	16–11	11–09	16–11	11–09	16–11	11–09	16–11	11–09	16–11
4794 4803	10.15 9.45	0.78 0.58	1.04 0.29	0.48 0.24	1.3 0.65	1.14 0.38	0.55 0.41	0.36 1.03	0.29 0.34	0.36 0.15	-0.72 -	- 0.39	-7.32 -	- 3.67

sections occurring than depositional ones. budgets were calculated for each period of time between the LiDAR flights. The 2011–2009 comparison indicated a total volume of erosion and deposition of 22,042 m³ and 19,204 m³, respectively, indicating a net degradation of -2838 m^3 in two years. Quantification of the 2016–2011 changes also gave a negative sediment budget, but the magnitude was much lower. Indeed, 8308 m³ of eroded material and 8161 m³ of deposition yielded a total volumetric net change of -147 m^3 in five years. These results suggest a tendency for entrenchment (erosion > deposition) in the studied mountain torrents, with significant sediment output from the catchment towards the Romadriu River. However, the period between 2009 and 2011 was much more active than that after 2011, as higher volumes were mobilized (both eroded and deposited).

Budget segregation is a very useful way of characterizing the spatial distribution and magnitude of geomorphic processes, therefore leading to a better understanding of the fluvio-torrential dynamics in the study area. We recalculated the 2011–2009 and 2016–2011 sediment budgets by dividing the channels into reaches according to different morphological (torrents), geomorphological (catchment sectors) or anthropic (reaches between road intersections) factors. The results are shown in Table 5. The Portainé torrent was more active than the Reguerals torrent, with geomorphic changes of greater magnitude and extension, especially for erosion. This explains the narrower and more entrenched morphology of the Portainé torrent, which was also clearly identified in

the field. The catchment can be divided into three different sectors with different slopes: the upper reach (location of the Port-Ainé ski station); the middle reach (contains entrenched channels and the barriers) and the lower reach (contains a debris cone in the most downstream part). The upper-middle and middle-lower boundaries geographically correspond to the division of the N-S sectors and the road that crosses the stream at the Montenartró Bridge, respectively (Fig. 1a). From 2009 to 2011, erosion mostly occurred in the middle reach, with the material deposited in the lower reach. However, the 2011–2016 period recorded significant accumulations in the middle reach, with erosion dominating in the lower part. This can be partly explained by the erosive nature of torrential events. While high-magnitude events (including debris flows) occurred between 2009 and 2011, producing significant erosion along the channels, the number of events recorded from 2011 to 2016 was much lower, leading to proportionately more deposition. The reaches between the road intersections showed a more complex erosion-deposition pattern with temporally variable tendencies, which resulted from the large influence of the barriers occurring in such short stretches.

The most significant deposition occurred at the sediment retention barriers, which played an underlying role in the geomorphic changes recorded along the torrents by modifying their natural evolution. Accumulation upstream of these structures was quantified by probabilistic thresholding. The real retained material per barrier ranged

Table 5

Segregation of the sediment budgets obtained from the 2011–2009 and 2016–2011 DEM comparisons. For each reach, we calculated the net volumetric change and indicated its erosional/degradational or depositional/aggradational tendency.

Criteria	Reach description	Time period	Erosion (m ³)	Deposition (m ³)	Change (m ³)	Dynamics
Torrent (abbr.)	Portainé (Po)	2011-2009	-11,629	6936	- 4693	Degradation
		2016-2011	- 4477	3497	- 980	Degradation
	Reguerals (Re)	2011-2009	- 4708	2167	-2541	Degradation
		2016-2011	-1618	2156	538	Aggradation
	Caners (Ca)	2011-2009	- 5705	10,101	4396	Aggradation
		2016-2011	-2213	2508	295	Aggradation
Catchment sector (gradient)	Upper (low)	2011-2009	-2441	822	-1619	Degradation
		2016-2011	-1139	568	-572	Degradation
	Middle (high)	2011-2009	-19,128	13,023	-6105	Degradation
		2016-2011	-6112	7473	1362	Aggradation
	Lower (medium)	2011-2009	- 473	5359	4886	Aggradation
		2016-2011	-1057	120	- 937	Degradation
Road intersection (max-min altitude)	Po (2360–1965 m)	2011-2009	-1764	775	- 989	Degradation
		2016-2011	- 1096	541	- 554	Degradation
	Po (1965–1700 m)	2011-2009	-1684	2015	331	Aggradation
		2016-2011	-642	438	-204	Degradation
	Po (1700–1450 m)	2011-2009	- 4191	2039	-2152	Degradation
		2016-2011	-1419	1731	312	Aggradation
	Re (2225–1665 m)	2011-2009	- 399	222	-178	Degradation
		2016-2011	-180	145	-34	Degradation
	Re (1665–1465 m)	2011-2009	- 1506	1450	- 55	Degradation
		2016-2011	- 767	1107	339	Aggradation
	Ca (1465–1035 m)	2011-2009	-12,025	7344	- 4681	Degradation
		2016-2011	- 3147	4078	931	Aggradation
	Ca (1035–950 m)	2011-2009	- 473	5359	4886	Aggradation
		2016-2011	- 1057	120	- 937	Degradation
Net sediment budget		2011-2009	-22,042	19,204	-2838	Degradation
		2016-2011	- 8308	8161	-147	Degradation

Table 6

Relationship between dimensions, the calculated volume of filled barriers and the magnitude of the net flexion. The barriers are listed in their order along the downstream direction.

Barrier code	Height (m)	Width (m)	Torrent	Elevation (m a.s.l.)	Volume (m ³)	Horizontal net displacement (m)
8	6	19.5	Portainé	1710	1302	0.3
53	5.1	15.1	Portainé	1575	303	-
52	4.8	27.1	Portainé	1555	1044	-
51	4.5	25	Portainé	1525	146	-
7	4	26	Reguerals	1510	441	0.5
6	4	27	Reguerals	1490	534	0.4
5	5	20	Portainé	1470	559	?
4	4	13.5	Portainé	1405	589	1.1
3	5	11.5	Portainé	1380	?	1.2
2	5	13.5	Portainé	1355	282	?
11	5.5	16.5	Portainé	1345	535	-
1	4	16.8	Portainé	1308	1230	?
0	4	13.5	Caners	1090	1311	?

from 146 m^3 to 1311 m^3 and the total retention of the 15 barriers was 8278 m³. Table 6 presents the volumes accumulated at each barrier and the horizontal displacement of the net where it could be measured. The geomorphic changes of the barriers are discussed in Section 5.3.

Another main deposition area in the 2011–2009 comparison was the debris cone, where 4904 m^3 of material accumulated. From 2011 to 2016, erosion prevailed in the cone, leading to a net degradation of -896 m^3 .

5. Discussion

5.1. Strengths and limitations of airborne LiDAR data in mountain areas

The analysis of airborne LiDAR data can be applied to the study of hydrogeomorphologically active mountains. One of the main advantages is the detection of temporal morphological changes that are indistinguishable in aerial photographs, due to its huge potential for precisely and accurately assessing landscape changes by easily identifying erosion and deposition zones. Moreover, airborne LiDAR enables the procurement of extensive data sets that cover large sectors of the terrain in a short time, which cannot be achieved with ground-based high-resolution topographic techniques such as terrestrial laser scanning or theodolite measurements. The acquisition of LiDAR data is also useful in remote areas where it is difficult to conduct field surveys, such as heavily entrenched stretches of steep mountain rivers.

These kind of data also has some limitations that need to be considered when assessing the reliability of the data, mainly concerning its accuracy and resolution (Slatton et al., 2007). A 15-cm measurement error in point altitude (vertical accuracy) is typically reported by LiDAR manufacturers. The altimetric error is higher in mountain areas with dense vegetation and steep variable gradients. For instance, a vertical accuracy of 0.25 cm has been reported for forested areas (Biron et al., 2013). For the data used in this study, an RMSE < 15 cm was obtained, which decreased to 5 cm in flat areas and was < 50 cm in steep forested areas. These errors are within the accepted range of values. Point density is another vital factor for evaluating LiDAR data (Rupnik et al., 2015) and can be problematic in mountain areas, as dense vegetation hinders the laser beam from reaching the terrain, giving rise to lower resolution DEMs. Cavalli and Marchi (2008) reported a ground data density of 2.5 points/m² that decreased to 0.25 points/m² under a dense forest canopy. We took into account this limitation by manually filtering the 2009, 2011 and 2016 point clouds, exclusively paying attention to the analysis area. This considerably minimized the classification errors and produced a higher average ground point density for the analysis area (Table 1).

Regarding the 2009 data, the obtained mean ground point density (Table 1) was lower than the DEM resolution. Using the equation proposed by Landridge et al. (2014), $S = \sqrt{(A/n)}$, the obtained optimal grid resolution (S) for the 2009 data set was 1.86 m and up to 0.86 m for the

2016 data set. As multi-temporal DEMs need to have the same resolution in order to be subtracted, a mean value should be used for DEM generation. A 2-m grid resolution would not take advantage of a significant number of points (in the case of the 2011 and 2016 data sets). Therefore, we generated 1×1 -m DEMs for the three data sets. Since some areas from the 2009 model may include highly interpolated unreal surfaces, we analyzed uncertainty in detail, based on the quantification of IEs. This revealed that cross sections with a very low resolution showed a high number of errors and were therefore excluded from morphological budget calculations.

As mountain streams with torrential activity tend to record geomorphic processes with a significant magnitude of change (or signal), the elevation change was higher than the error ($\Delta Z > \delta \mu$) and thus, 2D analyses of DoDs could be performed. While conventional DoD analysis can be reliably conducted for flat areas with little vegetation, it can lead to large interpolation errors remaining unidentified for steep slopes with dense vegetation, generating errors and unreal topographic changes. We overcame this problem by performing a detailed sectionby-section 1D analysis for uncertainty estimation along the channels that excluded data within a determined error range ($\delta\mu$) and probability (confidence interval). Although this approach took longer and was more expensive than conventional DoD analyses, it demonstrated the utility of combining AEs and IEs for reliable DoD thresholding, morphological budgeting and geomorphic interpretation along mountain steep channels. The first limitation of the designed method was the assumption that the cross sections are regular, as they are likely to be irregular in a dynamic erosive system. We addressed this drawback by restricting our analysis to the smooth riverbed and applying a 68% confidence interval, instead of the commonly used 95% value. This confidence interval discards the data identified to be insufficiently reliable for comparison, leading to a probable underestimation of the degradational/aggradational effects. Hence, the final calculations used fewer, but more reliable data instead of a higher amount of data that included more errors. More data were discarded when thresholding the 2011-2009 comparison compared to the 2016-2011 one (see Section 4.2), as the uncertainty was mostly greater for the first period (most probably due to the lower resolution of the 2009 data set). Factors affecting the percentage of sections excluded from analysis were mainly point density and the magnitude of the signal. High-magnitude geomorphic changes were never discarded, such as those associated with the barriers.

5.2. Interpretation of geomorphic changes and catchment dynamics

The geomorphic changes detected, quantified and segregated from multi-temporal LiDAR data provided valuable information about recent torrential processes in the Portainé catchment. The main limitation of morphological budgeting in fluvial environments is the compensation of long-term scouring (erosion) and filling (deposition) by

extraordinary events. In our study, the mobilized sediment volume was higher in the two-year period from 2009 to 2011 than in the five-year period from 2011 to 2016 (Table 5). Therefore, the analyzed torrents were considerably more active between 2009 and 2011 as they produced larger geomorphic changes, with the effects of the fluvio-torrential activity still continuing, but decreasing later on. The dynamics observed for the two time periods can be explained by both: (a) the different magnitudes of the torrential events and consequently variations in the eroded and deposited volumes of material, and (b) the effects of the sediment retention barriers changing the flow dynamics, resulting in mainly upstream deposition and downstream and lateral erosion. During the LiDAR temporal window, eight high-discharge flows occurred (Table 2) and all the barriers were emplaced (Table 3). Regarding the 2011-2009 comparison, three events occurred (two in 2010 and one in 2011) that filled nine barriers. The 2016-2011 comparison shows the effects of five events (one in 2013, two in 2014, one in 2015 and one in 2016) and four more sediment retention barriers.

Although small rainstorms may move some sediment along the channels, its volume is negligible. The recorded geomorphic changes mainly result from extraordinary torrential events, especially highmagnitude debris flows and floods. This is evidenced from the grain size observations in the field, where boulders predominate. When quantifying the geomorphic processes associated with extraordinary events, erosion is typically underestimated when the areas eroded during the peak discharge are covered with deposited material (Fuller et al., 2003). Thus, some erosion is undetectable in multi-temporal DEM comparisons. The torrential flows that occurred from 2009 to 2016 showed very different magnitudes and sediment loads, from well-developed debris flows (e.g., July 2010; Luis-Fonseca et al., 2011) to debris floods (e.g., May 2016; eyewitness accounts). The 2011-2009 geomorphic changes included those affected by the largest event, as well as another major and minor one. The 2016-2011 comparison included the effects of one major, three minor and the smallest event. The events with a higher magnitude are reflected in the clearly degradational 2011-2009 net budget and the aggradation of the cone, which are associated with the two major events of 2010. From 2011 to 2016, geomorphic processes in this area were mainly erosive due to the lack of high-magnitude torrential flows, the retention of material behind the nets and the effect of the "hungry waters" ahead. The barriers, stepped slope and decreasing flow velocity might have also reduced the potential effects of the events along the channels, especially for minor floods.

The dynamics of the torrents were mainly degradational, consistent with the erosive tendency of the increasingly entrenched channels. Most of the natural (not human-altered) reaches were erosional, whereas deposition occurred in specific areas, mainly at the sediment retention barriers and the debris cone (Fig. 5). Indeed, 33% and 25% of the total volumes of deposition from 2009 to 2011 and 2011 to 2016, respectively, corresponded to the material retained upstream of the barriers, whereas the debris cone accounted for 26% of the deposited volume between 2009 and 2011. Moreover, total erosion volumes might have been underestimated because of the exclusion of erosive cross sections where the geomorphic change was lower than the error ($\Delta Z < \delta \mu$). Indeed, 53% and 51% of the discarded sections were erosional for the 2011–2009 and 2016–2011 comparisons, respectively. All these results suggest a generalized incision tendency of the torrents, with local accumulations. As summer convective storms still occur and produce torrential events, such dynamics are expected to continue.

5.3. Assessment of the flexible sediment retention barriers

Flexible barriers are the preferred choice for hydrological correction in mountain areas. Their main advantages over conventional check dams are their lower economic cost and environmental impact, especially as their installation is quite quick and easy, using a helicopter (Mr. C. Fañanás, 2016, pers. com.). Furthermore, they only retain highmagnitude debris flows, letting low-magnitude flows go through below the net. However, sediment retention barriers strongly affect channel evolution. They modify the longitudinal profile of the torrents when they are filled, as the slope changes both upstream and downstream of the net (Fig. 4). Thus, the barriers alter the flow and produce a complex erosion-deposition dynamic that can be assessed in detail, as shown in this study.

Flexible barriers are filled during extraordinary events, leading to significant deposition volumes. They have been reported to present an individual retention capacity of $1400-2000 \text{ m}^3$ (Fañanas-Aguilera et al., 2009). However, we quantified considerably smaller deposition volumes behind the barriers ($146-1311 \text{ m}^3$), suggesting that the real retained volume may be lower than expected. Indeed, the retained volume might be affected by the local morphology of the torrent (gradient and width) and the size of the barrier (height and width). Given the dynamic nature of the barriers, acting loads are presumed to deform the ring net when material is retained. The flexion of the barriers was detected and measured in some barriers, giving valuable information on their behavior. Table 6 provides the dimensions of the barriers, the estimated retained volumes and the magnitude of net flexion.

Once filled, the barriers induce erosive effects downstream because the flow falls as a waterfall, progressively eroding the riverbed. In some adjacent slopes, localized incision has occurred due to the lateral deviation of the flow when passing over the deposit (Fig. 6a). Such lateral incisions might partially or completely empty the barriers. However, when erosion exposes the anchors, the barriers become less stable and



Fig. 6. Lateral erosion and anchor exposure at barrier 53 (November 2015). (a) Photograph of the barrier and the accumulated material downstream. (b) Zoomed photograph and drawing of the main features, showing the lateral "hole" with the anchor exposed that might reduce the stability of the barrier.

thus, require repair and further maintenance (Fig. 6b). We identified and quantified erosion downstream and obtained eroded volumes of $46-703 \text{ m}^3$. These data are of paramount interest for prioritizing the management and maintenance of the barriers.

6. Conclusions

This study presents a high-resolution assessment of the geomorphic impact of flexible barriers in torrential channels, including upstream filling and downstream and lateral erosion that can make barriers unstable, using a new LiDAR-based geomorphic approach for improved sediment budgets. The method takes into account spatial variabilities in data and errors along the channels by applying a cross-sectional elevation analysis to better discretize geomorphic changes. We propose this approach for studying torrents in densely vegetated steep mountains, which produce significant interpolation errors for standard DoD analyses.

The main applications for monitoring flexible sediment retention barriers include the: (i) estimation of barrier behavior, effects and consequences; (ii) remote revision and inspection for appropriate maintenance; (iii) detection of problematic spots and highly erosive reaches; and (iv) selection of priority areas for the installation of new barriers.

The LiDAR data analyzed in this study was useful for hydrogeomorphic research, even if it was not originally acquired for that purpose. Choosing optimal flight parameters for data acquisition in abrupt landscapes would provide even more accurate DEMs. Given its increasing availability, airborne LiDAR data are emerging as a potential tool for monitoring areas that are hard to inspect in the field. In this sense, the presented approach can be applied to assess structural corrective measures in mountain catchments and provide information for future decisions on management strategies.

Acknowledgements

This research was funded by the CHARMA (CGL2013-40828-R) and PROMONTEC (CGL2017-84720-R) projects from the Spanish Ministry of Economy, Industry and Competitiveness (MINEICO) and a PhD studentship to the lead author (APIF, 2014–2015) from the University of Barcelona (UB). LiDAR data were acquired as part of the LiDARCAT project of the Cartographic and Geological Institute of Catalonia (ICGC). We wish to thank Professor Jaume Calvet for supporting this study and Mr. Carles Fañanás (DARP) for providing information about historical events and the barriers.

References

- Abancó, C., Hürlimann, M., 2014. Estimate of the debris-flow entrainment using field and topographical data. Nat. Hazards 71, 363–383. http://dx.doi.org/10.1007/s11069-013-0930-5.
- Abellan, A., Derron, M.H., Jaboyedoff, M., 2016. "Use of 3D point clouds in geohazards" special issue: current challenges and future trends (editorial). Remote Sens. 8, 130. http://dx.doi.org/10.3390/rs8020130.
- Bailly, J., Kinzel, P.J., Allouis, T., Feurer, D., Le Coarer, Y., 2012. Airborne LiDAR methods applied to riverine environments. In: Carbonneau, P.E., Piégay, H. (Eds.), Fluvial Remote Sensing for Science and Management. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, pp. 141–163.
- Batalla, R.J., De Jong, C., Ergenzinger, P., Sala, M., 1999. Field observations on hyperconcentrated flows in mountain torrents. Earth Surf. Process. Landf. 24, 247–253. http://dx.doi.org/10.1002/(SICI)1096-9837(199903)24:3 < 247::AID-ESP961 > 3.0. CO:2-1.
- Biron, P.M., Chóne, G., Buffin-Bélanger, T., Demers, S., Olsen, T., 2013. Improvement of streams hydro-geomorphological assessment using LiDAR DEMs. Earth Surf. Process. Landf. 38, 1808–1821. http://dx.doi.org/10.1002/esp.3425.
- Brasington, J., Rumsby, B.T., Mcvey, R.A., 2000. Monitoring and modeling morphological change in a braided gravel-bed river using high resolution GPS-based survey. Earth Surf. Process. Landf. 25, 973–990. http://dx.doi.org/10.1002/1096-9837(200008) 25:9 < 973::AID-ESP111 > 3.0.CO;2-Y.
- Brasington, J., Langham, J., Rumsby, B., 2003. Methodological sensitivity of morphometric estimates of coarse fluvial sediment transport. Geomorphology 53, 299–316. http://dx.doi.org/10.1016/S0169-555X(02)00320-3.

- Bull, J.M., Miller, H., Gravley, D.M., Costello, D., Hikuroa, D.C.H., Dix, J.K., 2010. Assessing debris flows using LIDAR differencing: 18 May 2005 Matata Event, New Zealand. Geomorphology 124, 75–84. http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2010. 08.011.
- Cavalli, M., Marchi, L., 2008. Characterisation of the surface morphology of an alpine alluvial fan using airborne LiDAR. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 8, 323–333. http:// dx.doi.org/10.5194/nhess-8-323-2008.
- Cavalli, M., Tarolli, P., Marchi, L., Dalla, Fontana G., 2008. The effectiveness of airborne LiDAR data in the recognition of channel-bed morphology. Catena 73, 249–260. http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2007.11.001.
- Cavalli, M., Goldin, B., Comiti, F., Brardinoni, F., Marchi, L., 2017. Assessment of erosion and deposition in steep mountain basins by differencing sequential digital terrain models. Geomorphology 291, 4–16. http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.04. 009.
- Chevalier, G.G., Medina, V., Hürlimann, M., Bateman, A., 2013. Debris-flow susceptibility analysis using fluvio-morphological parameters and data mining: application to the Central-Eastern Pyrenees. Nat. Hazards 67, 213–238. http://dx.doi.org/10.1007/ s11069-013-0568-3.
- Croke, J., Todd, P., Thompson, C., Watson, F., Denham, R., Khanal, G., 2013. The use of multi temporal LiDAR to assess basin-scale erosion and deposition following the catastrophic January 2011 Lockyer flood, SE Queensland, Australia. Geomorphology 184, 111–126. http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.11.023.

ESRI, 2014. ArcGIS 10.2.2 Desktop. Redlands, Environmental Systems Research Institute. Fañanás, C., 2016. Personal communication.

- Fañanas-Aguilera, C., Aguilar-Marín, N., Raimat-Quintana, C., Luis-Fonseca, R., 2009. Corrección hidrológica en el barranco de Portainé. In: Alonso, E., Corominas, J., Hürlimann, M. (Eds.), VII Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. CIMNE, Barcelona, pp. 999–1011.
- Ferrero, A.M., Segalini, A., Umili, G., 2015. Experimental tests for the application of an analytical model for flexible debris flow barrier design. Eng. Geol. 185, 33–42. http://dx.doi.org/10.1016/j.enggeo.2014.12.002.
- FGC, ICGC, 2015. Seguiment geològic i geotècnic de la carretera d'accés a Port Ainé, 24 d'agost de 2015, NT-150824. Ferrocarrils de la Generalitat de Catalunya and Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, Barcelona.
- Fuller, I.C., Large, A.R.G., Charlton, M.E., Heritage, G.L., Milan, D.J., 2003. Reach-scale sediment transfers: an evaluation of two morphological budgeting approaches. Earth Surf. Process. Landf. 28, 889–903. http://dx.doi.org/10.1002/esp.1011.
- Furdada, G., de las Heras, A., Díez-Herrero, A., Martins, L., Fernández-Yuste, J.A., Victoriano, A., 2017. The impact of land-use changes on palaeoflood and recent floods magnitude and frequency: Portainé (Eastern Pyrenees, Iberian Peninsula). In: 5th Past Global Changes Open Science Meeting Abstract Book. CSIC, Zaragoza, pp. 253.
- Génova, M., Díez-Herrero, A., Furdada, G., Guinau, M., Victoriano, A., 2018. Dendrogeomorphological Evidence of Flood Frequency Changes and Anthropic Activities (the Portainé Basin, Spanish Pyrenees). Tree-Ring Research (Accepted).
- Girardeau-Montaut, D., 2015. CloudCompare 2.6.2. Available at: http://www. cloudcompare.org/.
- Guha-Sapir, D., Hoyois, P., Below, R., 2016. Annual Disaster Statistical Review 2015 The numbers and trends. CRED, Université catholique de Louvain, Brussels.
- Hsieh, Y.C., Chan, Y.C., Hu, J.C., 2016. Digital elevation model differencing and error estimation from multiple sources: a case study from the Meiyuan Shan landslide in
- Taiwan. Remote Sens. 8, 199. http://dx.doi.org/10.3390/rs8030199. IGC, 2013. Avaluació de la dinàmica torrencial del torrent de Portainé, AP-035/13. Barcelona, Institut Geològic de Catalunya.
- Lallias-Tacon, S., Liébault, F., Piégay, H., 2014. Step by step error assessment in braided river sediment budget using airborne LiDAR data. Geomorphology 214, 307–323. http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.02.014.

Lane, S.N., Westaway, R.M., Hicks, D.M., 2003. Estimation of erosion and deposition volumes in a large, gravel-bed, braided river using synoptic remote sensing. Earth Surf. Process. Landf. 28, 249–271. http://dx.doi.org/10.1002/esp.483.

- Langridge, R.M., Ries, W.F., Farrier, T., Barth, N.C., Khajavi, N., De Pascale, G.P., 2014. Developing sub 5-m LiDAR DEMs for forested sections of the Alpine and Hope faults, South Island, New Zealand: implications for structural interpretations. J. Struct. Geol. 64, 53–66. http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2013.11.007.
- Luis-Fonseca, R., Raïmat, C., Hürlimann, M., Abancó, C., Moya, J., Fernández, J., 2011. Debris-flow protection in recurrent areas of the pyrenees. Experience of the VX systems from output results collected in the pioneer monitoring station in Spain. In: Genevois, R., Hamilton, D.L., Prestininzi, A. (Eds.), 5th International Conference on Debris-Flow Hazards "Mitigation, Mechanics, Prediction and Assessment". Research Center CERI, Sapienza Università, Rome, pp. 1063–1071. http://dx.doi.org/10.4408/ LJEGE.2011-03.B-115.
- Meteocat, 2008. Atles Climátic de Catalunya 1961–1990. Barcelona, Servei Meteorològic de Catalunya.
- Munich Re, 2016. Annual Statistics: Natural Disasters 2015. Munich, Munich Re Group, NatCatSERVICE.
- Notebaert, B., Verstraeten, G., Govers, G., Poesen, J., 2009. Qualitative and quantitative applications of LiDAR imagery in fluvial geomorphology. Earth Surf. Process. Landf. 34, 217–231. http://dx.doi.org/10.1002/esp.1705.
- Ortuño, M., Guinau, M., Calvet, J., Furdada, G., Bordonau, J., Ruiz, A., Camafort, M., 2017. Potential of airborne LiDAR data analysis to detect subtle landforms of slope failure: Portainé, Central Pyrenees. Geomorphology 295, 364–382. http://dx.doi. org/10.1016/j.geomorph.2017.07.015.
- Palau, R.M., Hürlimann, M., Pinyol, J., Moya, J., Victoriano, A., Génova, M., Puig-Polo, C., 2017. Recent debris flows in the Portainé catchment (Eastern Pyrenees, Spain): analysis of monitoring and field data focussing on the 2015 event. Landslides 14, 1161–1170. http://dx.doi.org/10.1007/s10346-017-0832-9.

- Passalacqua, P., Belmont, P., Staley, D.M., Simley, J.D., Arrowsmith, R., Bode, C.A., Crosby, C., DeLong, S.B., Glenn, N.F., Kelly, S.A., Lague, D., Sangireddy, H., Schaffrath, K., Tarboton, D.G., Wasklewicz, T., Wheaton, J.M., 2015. Analyzing high resolution topography for advancing the understanding of mass and energy transfer through landscapes: a review. Earth-Sci. Rev. 148, 174–193. http://dx.doi.org/10. 1016/j.earscirev.2015.05.012.
- Pierson, T.C., Costa, J.E., 1987. A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. In: Costa, J.E., Wieczorek, G. (Eds.), Debris Flows/Avalanches: Process, Recognition and Mitigation, Reviews in Engineering Geology. vol. 7. Geological Society of America, Boulder, pp. 1–12.
- Pinyol, J., Hürlimann, M., Furdada, G., Moysset, M., Palau, R.M., Victoriano, A., González, M., Moya, J., Guinau, M., Raïmat, C., Fañanás, C., 2017. El barranco de Portainé (Pirineo Central): un laboratorio in situ completo para el estudio de la actividad torrencial. In: Alonso, E., Corominas, J., Hürlimann, M. (Eds.), IX Simposio Nacional Sobre Taludes y Laderas Inestables. CINNE, Barcelona, pp. 1165–1176.
- Portilla, M., Chevalier, G., Hürlimann, M., 2010. Description and analysis of the debris flows occurred during 2008 in the Eastern Pyrenees. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 10, 1635–1645. http://dx.doi.org/10.5194/nhess-10-1635-2010.
- Roering, J.J., Mackey, B.H., Marshall, J.A., Sweeney, K.E., Deligne, N.I., Booth, A.M., Handwerger, A.L., Cerovski-Darriau, C., 2013. "You are HERE": connecting the dots with airborne lidar for geomorphic fieldwork. Geomorphology 200, 172–183. http:// dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.04.009.
- Rupnik, B., Mongus, D., Žalik, B., 2015. Point density evaluation of airborne LiDAR datasets. J. Univ. Comput. Sci. 21, 587–603. http://dx.doi.org/10.3217/jucs-021-04-0587.
- Scheidl, C., Rickenmann, D., 2011. TopFlowDF a simple GIS model to simulate debrisflow runout on the fan. In: Genevois, R., Hamilton, D.L., Prestininzi, A. (Eds.), 5th International Conference on Debris-Flow Hazards "Mitigation, Mechanics, Prediction and Assessment". Research Center CERI, Sapienza Università, Rome, pp. 253–262.

http://dx.doi.org/10.4408/IJEGE.2011-03.B-030.

- Scheidl, C., Rickenmann, D., Chiari, M., 2008. The use of airborne LiDAR data for the analysis of debris flow events in Switzerland. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 8, 1113–1127. http://dx.doi.org/10.5194/nhess-8-1113-2008.
- Slatton, K.C., Carter, W.E., Shrestha, R.L., Dietrich, W.E., 2007. Airborne laser swath mapping: achieving the resolution and accuracy required for geosurficial research. Geophys. Res. Lett. 34, L23S10. http://dx.doi.org/10.1029/2007GL031939.
- Taylor, J.R., 1997. An Introduction to Error Analysis: The Study of Uncertainties in Physical Measurements. University Science Books, Sausalito (ISBN: 0-935702-42-3). Terrasolid, 2016. TerraScan User's Guide. Helsinki, Terrasolid Ltd.
- Trapero, L., Bech, J., Duffourg, F., Esteban, P., Lorente, J., 2013. Mesoscale numerical analysis of the historical November 1982 heavy precipitation event over Andorra (Eastern Pyrenees). Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 13, 2969–2990. http://dx.doi.org/ 10.5194/nhess-13-2969-2013.
- Victoriano, A., Díez-Herrero, A., Génova, M., Guinau, M., Furdada, G., Khazaradze, G., Calvet, J., 2018. Four-topic correlation between flood dendrogeomorphological evidence and hydraulic parameters (the Portainé stream, Iberian Peninsula). Catena 162, 216–229. http://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2017.11.009.
- Volkwein, A., Baumann, R., Rickli, C., Wendeler, C., 2015. Standardization for flexible debris retention barriers. In: Lollino, G., Giordan, D., Crosta, G.B., Corominas, J., Azzam, R., Wasowski, J., Sciarra, N. (Eds.), Engineering Geology for Society and Territory – Volume 2. Springer, Cham, Heidelberg, New York, Dordrecht, London, pp. 193–196. http://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-09057-3_25.
- Wendeler, C., McArdell, B.W., Volkwein, A., Denk, M., Gröner, E., 2008. Debris flow mitigation with flexible ring net barriers – field tests and case studies. WIT Trans. Eng. Sci. 60, 23–31. http://dx.doi.org/10.2495/DEB080031.
- Wheaton, J.M., Brasington, J., Darby, S.E., Sear, D.A., 2010. Accounting for uncertainty in DEMs from repeat topographic surveys: improved sediment budgets. Earth Surf. Process. Landf. 35, 136–156. http://dx.doi.org/10.1002/esp.1886.

Contents lists available at ScienceDirect

Catena

journal homepage: www.elsevier.com/locate/catena

Four-topic correlation between flood dendrogeomorphological evidence and hydraulic parameters (the Portainé stream, Iberian Peninsula)

Ane Victoriano^{a,*}, Andrés Díez-Herrero^b, Mar Génova^c, Marta Guinau^a, Glòria Furdada^a, Giorgi Khazaradze^a, Jaume Calvet^a

^a RISKNAT Group, Geomodels Research Institute, Dpt. de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Universitat de Barcelona (UB), 08028 Barcelona, Spain

^b Geological Hazards Division, Geological Survey of Spain (IGME), 28003 Madrid, Spain

^c Dpto. de Sistemas y Recursos Naturales, Universidad Politécnica de Madrid (UPM), 28040 Madrid, Spain

ARTICLE INFO

Keywords: Dendrogeomorphology Fluvial geomorphology Hydraulic modelling Palaeoflood Spanish Pyrenees

ABSTRACT

Torrential floods are hazardous hydrological phenomena that produce significant economic damage worldwide. Flood reconstruction is still problematic in ungauged mountainous areas due to the lack of systematic data, so indirect techniques are required. This paper presents an integrated palaeoflood study of a Pyrenean stream that combines fluvio-torrential geomorphology, dendrogeomorphology, palaeoflood discharge estimation and flow hydraulics. The use of a total station and airborne LiDAR data allows detailed topography for geomorphological mapping and running a one-dimensional hydraulic model. Based on the height of scars on several damaged trees, we obtained palaeodischarges of $316 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and $314 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ for the 2008 and 2010 floods. The hydraulic parameters were related to the geomorphic position of trees, showing a positive relation between most energetic geomorphic elements and both flow depth and velocity values. The most affected trees are located in intermediate energy geomorphic positions. Analysing variation in scar height and flow stage differences, we suggest that most reliable trees for peak discharge estimation correspond to those in areas related with fluvio-torrential processes of intermediate energy. This multidisciplinary palaeohydrological study relates flood hydrodynamics with the damage to trees and their geomorphological characteristics, focusing on the hydraulic parameters of the peak flow (depth, velocity and unit stream power), which has never been performed before. The proposed approach shows strong potential for palaeoflood analysis in ungauged mountain catchments with scarce nonsystematic data.

1. Introduction

Hydrometeorological phenomena are one of the most recurrent causes of natural disasters worldwide and produce significant economic damage and fatalities every year (Gaume et al., 2009). Flood disasters have been increasing in number and the damage they cause in Europe over the last few decades (Barredo, 2007). In mountainous areas of Catalonia, NE Spain, flash floods and debris flows have severe socioeconomic and geomorphologic impacts due to their sudden occurrence, torrential nature and the high sediment load involved (Portilla et al., 2010).

Flood hazard assessment is often based on conventional statistical magnitude–frequency analysis, which is difficult to apply in areas where rainfall data are scarce and which lack flow gauging stations. Palaeohydrology is a useful method in active torrential basins with non-systematic records that consists of the study of past floods, especially

focusing on ancient extraordinary events, and encompasses different lines of research depending on the palaeoflood data and methodology adopted (Baker, 2008; Benito and Díez-Herrero, 2015; Lang et al., 2004; Webb and Jarrett, 2002). Extreme flood reconstruction has been carried out using a variety of data sources and evidence, such as sedimentological (Benito et al., 2003, 2015; Kochel and Baker, 1982), geomorphological (Baker et al., 1988; Baker and Pickup, 1987), dendrochronological (Ballesteros-Cánovas et al., 2016; Gottesfeld, 1996; Kundzewicz et al., 2014; Malik and Matyja, 2008; Sigafoos, 1964; Yanosky and Jarrett, 2002; Zielonka et al., 2008), and lichenometric (Gob et al., 2003) indicators.

Many authors have reconstructed palaeofloods using dendrogeomorphology. This provides information on past events recorded in flood dendrogeomorphological evidence (FDE) in riverbed and riverbank trees (for reviews see: Ballesteros-Cánovas et al., 2015b; Benito and Díez-Herrero, 2015), and also hydraulic parameters like flow

* Corresponding author.

https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.11.009 Received 25 January 2017: Received in revised form

Received 25 January 2017; Received in revised form 19 October 2017; Accepted 3 November 2017 Available online 12 November 2017 0341-8162/ © 2017 Elsevier B.V. All rights reserved.





CATENA

E-mail addresses: ane.victoriano@ub.edu (A. Victoriano), andres.diez@igme.es (A. Díez-Herrero), mar.genova@upm.es (M. Génova), mguinau@ub.edu (M. Guinau), gloria.furdada@ub.edu (G. Furdada), gkhazar@ub.edu (G. Khazaradze), jcalvet@ub.edu (J. Calvet).

velocity, depth and power, by means of hydrodynamic modelling (Ballesteros-Cánovas et al., 2010, 2015a). Numerous studies relate flood discharges with flow hydraulics using different empirical equations (Bagnold, 1980; Chanson, 2004; Chow, 1959; Costa, 1983; Ferguson, 2005). Other work deals with flow hydraulics and fluvial geomorphology from different perspectives: flood geomorphology (Baker et al., 1988), the stability of geomorphological elements (Nicholas and Walling, 1997; Ortega and Garzón, 1997) or past flood discharges and deposits (Baker, 1987; Kochel and Baker, 1982; Sánchez-Moya and Sopeña, 2015). However, FDEs have rarely been associated with the geomorphic position of the trees (Ruiz-Villanueva et al., 2010) or other local characteristics of the river reach (Ballesteros-Cánovas et al., 2016).

However, these methods tend to be limited in mountains areas. Dendrogeomorphological studies are conditioned by the number of trees in the study area, which in some cases is small. High-resolution geomorphological mapping is difficult to carry out in remote areas. Palaeodischarge reconstruction in ungauged catchments requires adequate topographic data for hydraulic modelling, which are usually scarce in forested mountain areas. Regarding flow hydrodynamics, the calculation of hydraulic parameters depends on the estimated peak discharge.

This paper reconstructs flood events by combining all these disciplines (Fig. 1) and its aim is to quantify the relation between flood hydrodynamics and the geomorphological characteristics of damaged trees. Flow hydraulics is analysed according to the specific geomorphic position of trees and the stream power obtained from hydraulic modelling is used to estimate the mobilizable particle size, which is compared to measurements taken in the field to assess its reliability. Such multidisciplinary analysis especially focusing on hydraulic parameters has never been carried out before in a selected study area, and allows us to improve our knowledge of fluvio-torrential dynamics in areas where few source data are available.

2. Problematic study area and hazard

The multidisciplinary approach presented in this paper was performed in the 5.72 km^2 Portainé drainage basin (in the county of Pallars Sobirà, Catalonia, Spain), located in the Eastern Pyrenees (Fig. 2a). The maximum altitude is 2439 m a.s.l. (Torreta de l'Orri). Two main streams drain the basin towards the north, the Portainé stream (5.7 km long) and its tributary the Reguerals stream (3 km long). Their confluence is at 1285 m a.s.l. and then the Portainé stream flows until its confluence with the Romadriu River (part of the Ebro River Basin) at 950 m a.s.l. (Fig. 2c). An access road to the Port-Ainé ski station crosses both streams at various points. The climate is alpine Mediterranean, with a mean annual rainfall of 800 mm and 5 °C–7 °C mean annual temperature (Meteocat, 2008).

From a geological perspective, the Portainé basin is located in the Pyrenean Axial Zone (Fig. 2b). In the study area, the bedrock is composed of highly folded and fractured Cambro-Ordovician metapelites and sandstones with quartzite intercalations. Thick surficial colluvial materials irregularly cover large parts of the terrain. Due to the highly fractured bedrock and the unconsolidated surficial deposits, materials are easily eroded and mobilized along the streams. Geomorphologically, the catchment can be divided in two sectors (IGC, 2013). The southern part corresponds to the headwaters and consists of lower gradients (less than 25° and commonly around 10°–20°) and a poorly entrenched drainage network. The northern sector has higher gradients (> 25°) and heavily entrenched streams (Fig. 2c).

The Portainé and the Reguerals streams are characterized by a high level of torrential activity especially since 2006, with debris flood, hyperconcentrated flow and/or debris flow events producing significant damage to infrastructure, mainly where the road crosses the streams. From 2006 to 2015, ten events occurred in this area (IGC, 2013; Palau et al., 2017), even without extraordinary rainfall values. In addition, dendrogeomorphological studies have proved the occurrence of previous torrential events, although their frequency was much lower (Furdada et al., 2016; García-Oteyza et al., 2015). In order to reduce the impact of these events, 15 sediment retention barriers have been installed along the channels since 2009 as a hydrological correction measure (Luis-Fonseca et al., 2011). However, the problem remains and the increasingly entrenched streams show a significant erosive tendency (Victoriano et al., 2016).

Our specific study area corresponds to the most downstream 500 m long reach of the Portainé stream. At the confluence with the Romadriu River, an elongated alluvial debris cone has formed, mainly composed of sub-rounded to sub-angular decimetric boulders. High sediment load torrential events change the morphology of the mobile riverbed easily, and also affect the riverbank trees. In general, the vegetation in the area constitutes a deciduous broadleaf forest with a variety of species.

3. Material and methods

The methodological approach adopted for this study is summarized in Fig. 3, which shows each research topic and the integration of the methods to obtain the final results.

3.1. Geomorphological mapping and analysis

Detailed geomorphological studies and mapping of the features was carried out. This analysis consisted of two steps: (i) topographic and geomorphological fieldwork, and (ii) GIS mapping.

Detailed topographic data were acquired in March 2014 using a Leica TC 1700 total station. This taquimetric survey focused on localizing trees and defining abrupt topographic changes (breaklines), in order to assemble a complete point dataset (Keim et al., 1999) consisting of 1118 points (853 ground points and 265 tree points) in a 4850 m² area. In addition, in places where trees showing external FDE were identified, we also obtained detailed topographic cross sections. Differential RTK GNSS methods were carried out to accurately measure

Fig. 1. Conceptual diagram of the disciplines and methods combined in the present study. Numbers indicate some of the groups of existing studies relating topics. different research 1. Dendrogeomorphology vs palaeohydrology (for reviews see: Ballesteros-Cánovas et al., 2015b; Benito and Díez-Herrero, 2015). 2: Palaeohydrology vs flow hydraulics (Bagnold, 1980; Chanson, 2004; Chow, 1959; Costa, 1983; Ferguson, 2005). 3: Flow hydraulics vs fluvial geomorphology (Nicholas and Walling, 1997; Ortega and Garzón, 1997; Sánchez-Moya and Sopeña, 2015). 4: Fluvial geomorphology vs dendrogeomorphology (Ballesteros-Cánovas et al., 2016; Ruiz-Villanueva et al., 2010). 5:



DENDROGEOMORPHOLOGY

(FDEs)

Dendrogeomorphology vs flow hydraulics (Ballesteros-Cánovas et al., 2010, 2015a). 6: Palaeohydrology vs fluvial geomorphology (Baker, 1987; Baker et al., 1988; Kochel and Baker, 1982).



Fig. 2. (a) Geographic setting, with the Pyrenees marked with a red square. (b) Geological setting of the study area, located in the Axial Pyrenees, and the area in (c) marked with a red square. (c) Geomorphological context of the Portainé basin and the specific study area marked with a black square, corresponding to the most downstream reach. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

the absolute coordinates of certain control points (Khazaradze et al., 2016) used to georeference the dense measurements obtained with the total station. During the topographic field survey, the main geomorphological elements were identified following the proposal of Church et al. (2012) and their limits were measured with the total station. The geomorphological elements and deposits were roughly classified as: functional channel, distributary channels of the cone, gravels and boulders. In addition, alluvial terraces were identified, as well as other features like levees, escarpments and flow paths. During subsequent field surveys in March 2015, September 2015 and June 2016, morphological changes in landforms, elements and facets (different parts of the elements) were identified; they mainly occurred along the channels and did not alter the position of riverbed and riverbank trees.

The deposits and forms were mapped using the ArcGIS 10.2.2 software (ESRI, 2014), creating a detailed geomorphological map.

3.2. Dendrogeomorphological analysis

Dendrogeomorphology uses palaeohydrological data sources to provide information on past torrential events recorded in trunks, branches and roots of riverbed and riverbank trees (Díez-Herrero, 2015). Tree-ring analysis has been widely applied in the study of floods (for reviews, see: Ballesteros-Cánovas et al., 2015b; Benito and Díez-Herrero, 2015). The dendrogeomorphological study carried out in Portainé was divided in three complementary tasks: (i) dendrochronological sampling, (ii) tree-ring analysis and the corresponding FDE dating, and (iii) geomorphological analysis of tree positions.

Dendrochronological sampling was carried out in March 2014, March 2015 and September 2015, using a strategy based on recognition in the field of external disturbances. The trees selected were those showing the most probable evidence of having received the impact of



Fig. 3. Flow diagram showing the multidisciplinary methodology applied in this study for palaeoflood reconstruction, from data sources to results, following four main disciplines: geomorphology, dendrogeomorphology, palaeodischarge estimation and flow hydrodynamics.



Fig. 4. External damage on trees located on the riverbanks of the Portainé stream. (a) Scar formed in 2008. (b) Stem tilting. (c) Decapitated tree.

boulders and/or large pieces of wood transported by the flow: mainly injured, decapitated and tilted trees (Fig. 4), but also a few trees with exposed roots. The trees were sampled following accepted dendrogeomorphological procedures (Stoffel and Bollschweiler, 2008; Díez-Herrero et al., 2013; Stoffel and Corona, 2014). The geographic position of each tree was measured using a total station, and the heights of scars and decapitation nodes were also recorded. Additional information collected included an identifier code, the sampling date, species, a description of the tree (height and perimeter), a description of the FDE (type, height and size), a description of the sample (height) and photos of the tree. Cylindrical samples (cores) were obtained using a Pressler increment borer of 5 mm diameter. Some wedges were also extracted from overgrowing callus in scarred trees and cross sections were cut in some death trees. We analysed 57 trees from 9 different species (151 samples) providing a multievidence population of Populus tremula L. (common aspen), Populus nigra L. (black poplar), Fraxinus excelsior L. (ash), Prunus avium L. (wild cherry), Quercus petraea (Matt.) Liebl. (sessile oak), Tilia platyphyllos Scop. (large leaf linden), Juglans regia L. (common walnut), Acer campestre L. (field maple) and Salix caprea L. (goat willow).

In this study, we only considered external evidence on trees. In the laboratory, tree-ring analysis of cores, wedges and sections (Génova et al., 2015) consisted of: (i) air-drying, cutting or sanding samples; (ii) measuring tree-ring width using a LINTAB table (with 1/100 mm accuracy) and the associated software TSAPWin (RinnTech, 2003); (iii) cross-dating using visual and statistical techniques (Cook and Kairiukstis, 1990); and (iv) quality checking using the Cofecha software (Grissino-Mayer, 2001). This process allowed us to date scars in treering series and consequently, torrential events. The last ring of dead trees was dated by comparing tree-ring series with living trees of the same species. For palaeoflood reconstruction, the scar formation years (dated following the procedure described) and their height (measured in the field) were used. Additionally, we considered the location of decapitated trees, tilted trees and exposed roots for the geomorphic analysis. This information was compiled within а dendrogeochronological database.

The inclusion of the dendrogeochronological database in a GIS environment, using ArcGIS 10.2.2 software (ESRI, 2014), allowed us to

study the geomorphological setting of disturbed trees. Based on the geomorphological mapping and tree positions, geomorphic features were reclassified according to their formation energy (Ruiz-Villanueva et al., 2010). This led to a considerably more elaborate classification of the geomorphic forms, elements and facets. Moreover, the detailed geomorphic position of each tree was determined in the field, and the trees were classified according to the geomorphic form (e.g. riverbed), element (e.g. gravel bar) or facet (e.g. bar tail) in which they were located. This provided us with the spatial distribution of FDEs according to the formation energy of the geomorphic form on which they were located. Other geomorphological characteristics (e.g. channel reach morphology and tree exposure to the flow) were not considered in this study because they were the same for all the scarred trees (a straight channel and exposed trees). Therefore, the geomorphic position according to geomorphic units was the best evidence available to relate flow hydrodynamics and FDE formation.

3.3. Palaeodischarge estimations and hydraulic modelling

Palaeofloods were reconstructed using the one-dimensional hydraulic simulation software HEC-RAS 4.0 from the US Army Corps of Engineers (USACE, 2008). This model was used to obtain palaeoflood discharges and other hydraulic parameters such as stage, water depth, velocity and stream power. A 1D model was run instead of a 2D model due to the following groups of factors: a) geometric channel characteristics (a lack of high-resolution and high-accuracy 2D topographic data; detailed cross-sections coinciding with tree locations measured with total station; narrow valley with length/width ratio > 3:1; and a lack of anthropic features, such as bridges or culverts, along the channel); b) hydrodynamic factors (unidirectional flow patterns during floods; limited secondary transversal flows due to the narrowness of the valley and the steep gradient with waterfalls and rapids); and c) other evidence (scar height-riverbed parallelism suggesting a sub-uniform to gradually variable flow). The parameters and conditions required to run the hydraulic model were: (i) geometric data, (ii) boundary conditions, and (iii) discharges.

Regarding the geometric data, HEC-RAS works with transversal cross sections (XS sections). Topographic data from two different sources were available for the study area: total station and airborne LiDAR (light detection and ranging) data. Total station data were acquired in the field (see Section 3.1.) and provided a high degree of accuracy but with a slightly low point density. LiDAR data were collected from a Cessna Caravan 208B aircraft using a Leica ALS50-II topographic LiDAR sensor, owned by the Cartographic and Geological Institute of Catalonia (ICGC), and the point cloud was georeferenced and filtered using TerraScan software (Terrasolid, 2016). The capacity of LiDAR data to create high-resolution elevation models is widely accepted (Tarolli, 2014). However, in our mountain study area with steep slopes and dense vegetation, the LiDAR dataset provided good coverage but had a low degree of elevation accuracy (about 50 cm RMSE) and did not produce very high-resolution topography (0.63 ground point/ m^2). Taking into account the strengths and limitations of the data sources, two hydraulic models were run with different geometric data. For the first one, the cross sections measured with the total station in the field (23 XS sections) were manually introduced. For the second one, we combined both sets of topographic data. The LiDAR points were added into the total station dataset and carefully analysed in order to assess their suitability. Some adjacent points showed significant differences in elevation, which were attributed to: (i) small but detectable erosion and accumulation between the 2011 LiDAR and 2014 total station data; and (ii) the actual morphology of the steep terrain (e.g. stream entrenchment, escarpments and steep slopes). In order to overcome these limitations, the points were manually edited using objective criteria of congruence and acceptability, consisting of detecting erroneous points by comparing their coordinates with the surrounding points. This was carried out by creating 0.5 m (in steep areas) or 1 m (in flat areas)

buffers for total station points and intersecting these with the LiDAR ground points. Establishing a maximum tolerance threshold of 0.5 m for the differences in elevation between the two topographic data sources, incoherent LiDAR points were deleted. Finally, a bare-earth Digital Elevation Model (DEM), represented by a triangulated irregular network (TIN), was created with the selected terrain points and sections were extracted from it (35 XS sections), using the HEC-GeoRAS 10.2 extension (USACE, 2012) for ArcGIS. The advantage of the TIN-based model is that it allowed us to input additional transversal profiles; but its weakness is that the LiDAR data can distort and smooth the detailed sharp topography obtained in the field. In addition, the stream centreline, banks and levees were added. The limits of the riverbanks were defined as coinciding with roughness changes, so that a Manning's nvalue for the left bank, channel and right bank was established for each cross section. The roughness coefficient was obtained from field observations, based on the method in Arcement and Schneider (1989).

The boundary condition upstream and downstream from the modelled reach was critical depth, because both boundary sections correspond to small waterfalls (> 2 m high) in a stable bedrock riverbed, identified in the field. These are hydraulic jumps with a critical flow (Froude number = 1), especially during flood events, so they are suitable for the critical-depth method (Bodoque et al., 2011). The model was run as a steady flow, as the input was peak discharge values, and the flow regime modelled as supercritical.

Palaeodischarges were calculated using external scars as palaeostage indicators (PSIs). This evidence provides the most precise information on both the date and the magnitude of the event, as they allow us to determine both the precise year in which they were formed, by dendrochronological dating, and the minimum water depth of the flow by measuring the height of the scar and/or its absolute altitude. In our study, we dated external scars from events in 2000 (4 scars), 2006 (1 scar), 2008 (19 scars) and 2010 (6 scars). The scars from 2000 were almost closed and did not provide information on the water stage. In 2006 just one tree was scarred, so it was not considered enough evidence as a PSI. Therefore, only the 2008 and 2010 events could be reconstructed, as they provided a representative number of scars and their height could be reliably measured in the field; but they are also the latest and most destructive events documented. Although two events occurred in 2008 (September and November) and two others in 2010 (July and August), we assume that the scars were formed by a single event in each year. The scars from 2008 all appear to have been formed in the high-magnitude torrential flood that occurred in September, which produced documented damage to a bridge located just upstream of the study reach (IGC, 2013). In contrast, the lowermagnitude event that occurred in November did not have any effect at that point. The event in July 2010 did not transport material along the study reach, because it accumulated in sediment retention barriers that had recently been emplaced (IGC, 2010b); so, the 2010 scars would correspond to the August event, when the barriers were fully loaded and the flow transported a large amount of sediment. We selected the trees showing scars that corresponded to those event years (25 trees). For each year, we carried out a normality test of height differences (d in Eq. (3)) in order to detect outliers, comparing the samples with a Gaussian distribution. This process allowed us to detect an anomalous scar from 2008, which did indeed show an odd shape in the field. Since its origin may not therefore have been torrential, it was deleted before we simulated the discharge values. So, 18 scars (6 P. tremula, 6 P. nigra, 2 F. excelsior, 2 P. avium, 1 Q. petraea and 1 A. campestre) were considered for the 2008 modelling (9 of them dated from wedges) and 6 scars (2 P. tremula, 2 F. excelsior, 1 Q. oetraea and 1 T. platyphyllos) for 2010 (1 dated from a wedge). Peak discharges were calculated for the palaeofloods analysed using the step-backwater method (Ballesteros-Cánovas et al., 2010; O'Connor and Webb, 1988), by inputting increasing peak discharge values into the model and finding the best fit of water surface elevation with the height of the scars. Thus, for each event and each geometric dataset introduced (XS section), the trial-anderror technique was used to estimate the peak discharge (with a precision of $1 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$), by finding the value that showed the minimum mean absolute error (σ or MAE) and mean squared error (MSE) in the heights (difference between scar height and modelled water stage), defined as:

$$\sigma = \frac{\sum_{i}^{n} d_{i}}{n} \tag{1}$$

$$MSE = \frac{\sum_{i}^{n} d_{i}^{2}}{n}$$
(2)

where n is the number of scars and d is the absolute value of the difference between the height of the scar and the water stage, estimated by the expression:

$$d = |Z_{FDE} - Z_Q| \tag{3}$$

where Z_{FDE} is the altitude of the scar in meters (m) and Z_Q is the water surface elevation for the modelled peak discharge in meters (m), both measured in the cross section where the scar is located.

Finally, the peak discharges were calculated as the weighted arithmetic mean of the discharges obtained from the two geometric datasets, as:

$$Q_{2008} = \frac{\left(\frac{1}{\sigma_{TIN}^2} Q_{TIN}\right) + \left(\frac{1}{\sigma_{TE}^2} Q_{TS}\right)}{\frac{1}{\sigma_{TIN}^2} + \frac{1}{\sigma_{TS}^2}}$$
(4)

where σ_{TIN} and σ_{TS} are the absolute error of the TIN-based model and the one with the total station data respectively, and Q_{TIN} and Q_{TS} are the estimated peak discharges in m³ s⁻¹.

As flow in an alluvial cone can be difficult to simulate using a 1D model, we also calculated the minimum peak discharge for bank overflow. This is the threshold for cone flooding and consequently marks a change in the distribution of the flow discharge. This critical overflow discharge was obtained from the cross section located at cone apex.

3.4. Flow hydrodynamics

We extracted other hydraulic parameters from the HEC-RAS results for each cross section, such as water depth, velocity and total stream power. These parameters were then obtained for the specific position of each scarred tree used in the hydrodynamic modelling. Depth was calculated by subtracting the elevation of the base of the tree from the water surface elevation. For velocity, we considered the value for the part of the cross section in which the tree was located (left bank, channel or right bank). The unit stream power was obtained by dividing the total stream power obtained by the active width of the flow at each part of the cross section.

Knowledge of the flow hydraulics allowed us to estimate, by means of empirical equations, the particle size that might be mobilized by the flow. These calculations were carried out for the 2008 event and in the deposit of the alluvial cone, as discharge estimation was more reliable and accurate for 2008 than for the 2010 event. In the field, we also measured the maximum (length), medium (width) and minimum (height) axes of a representative population of boulders deposited in the alluvial cone, which allowed us to compare the results obtained from empirical calculations with actual deposited material. The diameter of the transported boulders was calculated using different empirical equations. The mobilizable particle size is a function of the critical unit stream power, so the hydraulic parameters needed for these equations were obtained from the upstream cross section of the alluvial cone as the flow in the study site was supercritical. The three relations applied were:

$$\omega_c = \mathbf{a} \cdot \mathbf{D}^b$$

where ω_c is the critical unit stream power in W/m², *a* and *b* are numerical constants that depend on the source (Costa, 1983; Gob et al., 2003; Jacob, 2003; Williams, 1983), and *D* is the particle diameter in millimetres (mm);

$$\omega_c = c_1 \cdot D^{1.5} \cdot \log_{10} \left(\frac{c_2 \cdot d}{D} \right) \tag{6}$$

where d is the water depth and c_1 and c_2 are numerical constants again determined by different authors (Bagnold, 1980; Ferguson, 2005), and;

$$C_d = \left(\frac{0.6}{\left(\frac{d}{H}\right)\left(\frac{L}{B}\right)}\right) + 0.9 \tag{7}$$

where C_d is the drag coefficient, assumed to be 0.95, and *H*, *B* and *L* are the distances (diameters) corresponding to the main three main axes of the particles: height (minimum), width (intermediate) and length (maximum), respectively (Carling et al., 2002). In fact, this equation assumes the morphometry of the particle is dependent on the water depth; and propose that the mobilized boulders should be considered as relation of the three axes, which depends on several factors, such as the lithology, internal structure and fractures of the material.

4. Results

4.1. Geomorphological mapping and geomorphic forms

A geomorphological map of the torrential system was obtained based on the March 2014 topography. Multi-temporal field campaigns (2014–2016) showed that the distribution and morphology of the geomorphological elements and deposits changed over time, especially those associated with the riverbed, and therefore the Portainé stream is very dynamic. These changes are mostly visible in the functional channel and at the lowest level of alluvial terraces. In general, the stream shows an erosive tendency, which is reflected in the backward motion of the bank escarpments that delimit the channel. In the alluvial cone area, the flow tends to deposit boulders transported during debris flow and flood events.

13 types of geomorphic forms, elements and facets were identified and mapped, which are ordered according to their formation energy as: in-channel (functional active channel), gravel bars, terrace 1 (low terrace), terrace 2 (high terrace), natural levee, main inactive channel of cone, secondary inactive channels of cone, upper deposits of cone, middle deposits of cone, lower deposits of cone, artificial levee (dyke), left-side slope and right-side slope (Table 1 and Fig. 5).

Table 1

Geomorphic position of the trees analysed and dated by dendrochronological techniques and the number of trees with external scars used for hydrodynamic modelling of the2008 and 2010 events.

Geomorphic form		Trees with FDE	Scarred trees
Riverbed	In-channel	1	1
	Gravel bar	1	1
Alluvial terraces	Terrace 1	4	3
	Terrace 2	5	4
Levees	Natural levee	0	0
	Artificial levee	5	1
Alluvial cone	Main channel	3	0
	Secondary channel	3	2
	Upper deposits	14	1
	Middle deposits	8	6
	Lower deposits	5	2
Slope	Left side	4	0
	Right side	4	3



Fig. 5. (a) Detailed geomorphological mapping (September 2015) of the alluvial cone showing the main geomorphological features, forms, deposits and the position of the trees that were sampled for the dendrogeomorphological analysis; where trees are coloured according to geomorphic position. (b), (c), (d), (e), (f), (g) Pictures showing examples of different geomorphic positions identified in the study area. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)
Table 2

Estimation of peak flood discharges using hydraulic modelling based on scars as dendrogeomorphological palaeostage indicators.

Year	Geometric data source	Peak discharge, Q _p (m ³ s ⁻¹⁾	Absolute error, σ (m)	Mean squared error, MSE (m)	Variance (m)
2008	TIN	300	0.35	0.23	0.11
	Total station	321	0.21	0.08	0.04
2010	TIN	314	0.7	0.35	0.04
	Total station	-	-	-	-

4.2. Dendrogeomorphological evidence

Regarding external disturbances, we identified 10 decapitations, 41 external scars, 25 tilted trees and 3 trees with exposed roots.

Determination of the geomorphic position of the trees allowed us to relate the spatial distribution of FDE along the torrent with the geomorphological elements (Fig. 5). Table 1 shows the geomorphic position of all the trees analysed and of the scarred trees used for hydraulic modelling. The trees analysed are located at 12 different geomorphic forms; indeed, at all of the identified forms except for natural levees. Most of them are located in the alluvial cone (58%), alluvial terraces (16%) and slopes (14%).

4.3. Flood discharges

The peak discharges obtained for 2008 and 2010 are presented in Table 2. For each case, the value that minimized both absolute and mean squared error was considered. For 2008, the calculated discharges were 300 m³ s⁻¹ from the TIN topography (Fig. 6) and 321 m³ s⁻¹ from the total station topography. These results were weighted according to their errors (Eq. (4)), to give a peak discharge of 316 m³ s⁻¹ ($\sigma = 0.18$ m). Given that for 2010 there were only 4 scars corresponding to cross sections measured with total station, the 314 m³ s⁻¹ discharge ($\sigma = 0.7$ m) obtained from the TIN-based model was considered as the more reliable peak discharge value.

For the critical overflow discharge, we obtained a 43 m³ s⁻¹ value for initial overbank flow and formation of crevasse splays, named partial overbank discharge. However, the complete flooding of the cone does not occur until the flow exceeds the total critical overbank discharge, estimated to be 58 m³ s⁻¹. Therefore, higher peak discharges produce the inundation of the debris cone. These are considered extraordinary events, like those in 2008 and 2010.

4.4. Hydraulic parameters and mobilized particle size

Considering the discharge values obtained for the 2008 and 2010 events, the flow hydraulics was similar in both cases. Fig. 7 shows the flooded area and the water depth in the most downstream part of the



study area for the 2008 event. That episode almost totally flooded the alluvial cone, generating scars on trees due to the impact of boulders and large pieces of floating wood.

The hydraulic parameters obtained from our hydrodynamic modelling were water depth (d), flow velocity (v) and unit stream power (ω) for the left bank, channel, and right bank of each cross section (see results in Supplementary material Table 1). *In situ* hydraulic parameters for the specific position of each scarred tree are shown in Table 3.

For the empirical equations for particle size estimation, the water depth and unit stream power values were those corresponding to left bank of the section at the apex of the cone (section U-Uc'), for the 2008 peak discharge. These values were 1.03 m and 5221.92 Nm⁻². The boulder size mobilized by the flow and deposited in the cone was also obtained from the measurements of the three axes (Table 4). This allowed us to establish the following field-based diameter relationships: B = 0.74 L, where *B* is width and *L* length; and H = 0.43 L, *H* being height. Table 5 gives the particle diameters calculated for the Portainé alluvial cone, considering the relations proposed by different authors.

4.5. Relation between geomorphic forms, FDE and flow hydraulics

All the aspects analysed in the previous sections were linked together to obtain more complete knowledge of the hydrodynamics of the Portainé stream, the behaviour of the riverbank trees and the morphology of the area.

The formation of dendrogeomorphological disturbances depends on the geomorphic position of the trees. 103 disturbances (decapitations, scars, stem tilting and root exposure) in 12 geomorphic positions were analysed in our study area from 57 different trees. The number of pieces of evidence per tree (total number of FDE / number of trees) was calculated for each geomorphic form, and is shown in Fig. 8 (see results in Supplementary material Table 2). There were few instances of FDE in the riverbed trees (in-channel and gravel bars), despite these being the most energetic positions. This is due to the low numbers of trees in these geomorphic positions and therefore few samples for dendrochronological analysis. Most FDE was located in the alluvial cone, both in the main or secondary inactive channels (2.7 FDE per tree) or in the deposit area (2 FDE per tree). Therefore, in the Portainé study area, the most intensely damaged trees are concentrated on the geomorphological elements related to processes of intermediate energy (second terrace and alluvial cone).

The geomorphological features of the valley bottom are also related to flow hydraulics, and in this specific case, the stability of geomorphic forms associated with torrential processes depends on the energy of the water. The hydrodynamic modelling allowed us to determine the specific velocity and water depth values for the scarred trees. These hydraulic parameters were then associated with the geomorphic element in which each tree was located. Fig. 9 represents the relation between the energy of flow, affectation of trees and geomorphology. Higher velocity and depth values indicate areas where torrential processes are more intense, and therefore correspond to energetic geomorphic forms.

Fig. 6. Peak discharge estimation for 2008 from the TIN-based hydraulic modelling. The accepted value corresponds to the minimum mean squared error obtained from the average of the squared errors of 18 tree scars.



Fig. 7. Bathymetric map of the area flooded in the 2008 event, corresponding to the alluvial cone.

These most energetic geomorphological elements are close to the riverbed (in-channel and gravel bars). Far from the riverbed, there is a decrease in the flow energy, in terms of both hydraulic parameters and the intensity of the torrential processes related to the geomorphic features (Fig. 9). In addition, the largest number of scars was observed in the alluvial cone, which corresponds to torrential processes of intermediate intensity. Taking into account that every scarred tree in the study area was sampled, the number of samples does not condition the concentration of scars in the alluvial cone and it represents the geomorphic form where most trees are affected during torrential events.

The relation of scars, geomorphic forms and flow hydrodynamics can be assessed by comparing the differences between scar height and the modelled water stage (Eq. (3)) of the trees, according to their geomorphic position. We analysed the 2008 event because it provided a larger population of scars and lower errors in discharge estimation. We obtained the following mean height differences for each geomorphic form: 0.07 m in-channel (1 tree), 0.49 m in gravel bars (1 tree), 0.53 m in terrace 1 (3 trees), 0.26 m in terrace 2 (2 trees), 0.44 m in secondary channels of the cone (2 trees), 0.17 m in middle deposits of the cone (5

trees), 0.01 m in artificial levees (1 tree) and 0.63 m in right-side slopes (3 trees). The lowest variation in scar heights was observed inside the channel and on an artificial levee, but each of these geomorphic forms only contained one tree. If we consider geomorphic positions with more than a single tree, the lowest variation corresponded to trees located on terrace 2 or middle deposits of the cone, which are intermediate energy positions. The highest variation was observed on the right-side slope.

5. Discussion

5.1. Discussion of the results and new contributions

This paper presents a detailed multidisciplinary palaeoflood approach in an ungauged mountain stream (Portainé, Spanish Pyrenees) based on the four-topic correlation of geomorphology, dendrogeomorphology, flood discharge and flow hydrodynamics.

Detailed geomorphological mapping from total station data contributed to a good correlation between damaged trees and geomorphic forms. The formation of different dendrogeomorphological evidence

Table 3

Hydraulic parameters calculated for the specific location of the trees.

Tree				Hydraulic parameters			
Cross section	Bank location	Elevation	Scar date	Water depth (m)	Velocity (ms ⁻¹)	Unit stream power (Wm ⁻²)	
M-M'	Right	1029.42	2008	2.17	12.18	4542.02	
K-K'	Channel	1019.13	2008	1.32	15.07	3291.31	
Kb-Kb'	Channel	1015.45	2008	1.75	14.52	6403.48	
Kc-Kc'	Right	1015.24	2008	0.96	6.15	1775.85	
Kd-Kd′	Channel	1013.60	2008	1.43	14.02	5338.19	
Ke-Ke'	Channel	1012.49	2008	1.21	13.55	3541.88	
P-P'	Left	1008.98	2008	1.65	5.15	1899.26	
0-0′	Channel	1007.51	2008	1.88	14.98	7375.25	
0-0′	Left	1007.98	2010	1.48	6.02	1826.440	
0-0′	Left	1007.98	2010	1.48	6.02	1826.440	
Nb-Nb'	Right	1007.11	2008	1.22	4.37	362.72	
Y-Y'	Left	995.25	2008	0.27	4.81	1365.61	
Xb-Xb'	Left	993.14	2008	0.55	4.35	1294.98	
Uc-Uc'	Left	985.80	2010	0.75	12.12	5476.54	
Jb-Jb′	Left	978.70	2010	1.10	11.02	915.50	
D-D'	Left	977.53	2008	1.12	9.08	592.94	
F-F'	Left	976.75	2008	0.70	8.13	886.59	
F-F'	Left	976.21	2008	1.24	8.13	886.59	
C-C'	Left	975.75	2008	1.32	7.75	539.47	
C-C'	Left	975.51	2008	1.56	7.75	539.47	
G-G′	Left	975.19	2008	0.30	8.74	753.42	
G-G′	Left	974.88	2008	0.61	8.74	753.42	
A-A'	Left	973.75	2010	0.73	6.91	336.96	
A-A'	Left	973.18	2010	1.30	6.91	336.96	

(FDE) depends on the geomorphic location of the trees. Usually, the most energetic disturbances are found in trees located at energetic geomorphic forms (Ruiz-Villanueva et al., 2010). Nonetheless, in our study area, most FDE were found in geomorphic positions of intermediate energy. This is explained by: (i) the scarcity of trees on the riverbed (the most energetic positions) because high discharge events with significant stream power uproot and transport them, and (ii) the scarcity of external disturbances on the slopes (less energetic positions) due to the flow not having enough energy to produce damage on trees farther from the active channel, or the flow not even reaching those areas.

The estimation of peak discharges was possible thanks to the detailed cross sections measured in the field. LiDAR data were not accurate enough for the application of hydraulic models, due to the dense vegetation and therefore insufficient and inaccurate ground points. The method of palaeodischarge calculation for 2008 and 2010 was adapted from Ballesteros-Cánovas et al. (2010). Comparing the two years reconstructed, it seems that their magnitudes were similar; but the 2008 event has been reported as the most severe (IGC, 2013). This discrepancy could be explained by differences in the real pre-event topography, as we used the same topographic data for the hydraulic modelling in both cases, which includes boulder accumulation in the alluvial cone during extraordinary

Table 5

Estimation of the mobilized particle size, obtained from equations proposed by different authors. Costa, Williams, Jacob and Gob et al.: intermediate axis of maximum boulders; Bagnold: intermediate axis of mode size (medium) boulders; Carling et al.: maximum axis of average size (medium) boulders.

Author	Equation	Numerical constants	Particle diameter (m)
Costa (1983)	Eq. (5)	a = 0.09 b = 1.686	2.62
Costa (1983) for coarse material	Eq. (5)	a = 0.03 b = 1.686	1.28
Williams (1983)	Eq. (5)	a = 0.079 b = 1.27	6.24
Jacob (2003)	Eq. (5)	a = 0.025 b = 1.647	1.70
Gob et al. (2003)	Eq. (5)	a = 0.0253 b = 1.62	1.91
Bagnold (1980), adapted by Ferguson (2005)	Eq. (6)	$c_1 = 2860.5$ $c_2 = 12$	1.63
Carling et al. (2002)	Eq. (7)	$C_d = 0.95$ L-H-B (field)	0.27

events. Therefore, the pre-2008 topography would have been lower than pre-2010, and the water stage for scar formation higher, leading to an underestimation of the 2008 event.

Critical overbank discharges calculated at the apex of the alluvial cone indicate the minimum discharge for the overflow of the left bank. However, this minimum discharge does not necessarily involve water flowing all along the cone, as it may return to the functional channel. In order to validate the estimations, we checked that the discharge, apart from overflowing the bank, showed water continuity along the distributary channels of the cone. Therefore, two overbank flow discharges were estimated: partial critical overbank discharge associated with levee breach and the formation of crevasse splays (43 m³ s⁻¹), and total critical overbank discharge and cone flooding (58 m³ s⁻¹).

Peak discharges for different return periods have been calculated for the Portainé basin by other authors using hydrologic modelling (De las Heras, 2016). Comparing those results with the palaeodischarge values obtained in this study for 2008 $(316 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1})$ and 2010 $(314 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1})$, both events would correspond to return periods of over 500 years. This makes no sense, as torrential or debris events have been recorded almost every year since 2006. Moreover, the critical overbank discharge obtained in the downstream part of the Portainé stream would correspond approximately to a 500-year return period. This means that: (i) the discharges estimated in this study may be overestimated; and (ii) the discharges with different return periods in De las Heras (2016) could be underestimated. In our study, this inconsistency could be due to the high sediment load not considered in the palaeohydrologic and palaeohydraulic analysis. As outlined by Bodoque et al. (2011), peak discharges are the result of the combination, not only the sum, of water and sediment load. This combination is very common in steep mountain streams with high torrential activity.

Table 4

Field measurements and relationships between the length (L), with	idth (B) and height (H) of boulders accumulated in the alluvial cone.
---	---

Boulder number	Relative size	Length (m)	Width (m)	Height (m)	<i>B/L</i> ratio	H/L ratio
1	Large	0.67	0.48	0.3	0.72	0.45
2	Very large	1.52	0.88	0.92	0.58	0.61
3	Large	0.54	0.32	0.15	0.59	0.28
4	Medium	0.26	0.17	0.05	0.65	0.19
5	Medium	0.27	0.13	0.08	0.48	0.30
6	Small	0.17	0.15	0.08	0.88	0.47
7	Small	0.15	0.15	0.05	1.00	0.33
8	Very small	0.09	0.07	0.06	0.78	0.67
9	Medium	0.21	0.18	0.08	0.86	0.38
10	Medium	0.21	0.17	0.13	0.81	0.62
Average	Medium	0.29	0.21	0.12	0.74	0.43



Catena 162 (2018) 216–229

Fig. 8. Relation between dendrogeomorphological evidence and geomorphic forms, organized according to the increase of the flow energy. The size of the symbols represents the number of FDE per tree.

Regarding the calculation of the particle size transported by a specific flow, the best approach is that proposed by Carling et al. (2002), which we adapted for the study case. The resulting relation of maximum, medium and minimum boulder diameters is in agreement with the typology of the bedrock, which is composed of highly fractured metapelites. This leads to the formation of boulders with two similar axes and a considerably shorter one. However, the results obtained by Carling et al. (2002) correspond to the most common size of deposited boulders (medium size in the study area), as the relation between axis lengths was established for the average of the field measurements. Bagnold (1980) also considers the most common size, so the results are clearly overestimated. All the other authors produce equations to estimate the intermediate axis of the maximum transported boulder, so the results should be compared with the width of the largest boulders identified in the field (Table 4, boulder number 2). Among these equations, we consider that proposed by Costa (1983) for coarse material to be the most suitable in our case. In general, our results for the Portainé alluvial cone using empirical relations (Table 5) are larger than the boulder size measured in the field (Table 4). The causes of this could be that: (i) they are empirical relations calculated for biphasic flows exhibiting Newtonian behaviour, and some debris flows are uniphasic; (ii) the equations work with the mobilizable particle size, but boulders of that dimension are not always available to be moved on the river bottom, in part due to the lithology of the source area (even though this does not seem to occur in this case), or because they could be fragmented during the transport; (iii) stream power values are averaged for the channel or margins (using a 1D hydraulic model that only distinguishes three zones in each cross section), but they may not be representative of some specific positions; or (iv) the model works with Newtonian flows of clean water, so the calculated discharges may be overestimated due to the higher viscosity of the more dense real flow (which includes sediment), leading to an actual capacity to transport only smaller boulders. Considering these limitations, the results obtained by empirical relations are coherent with real torrential processes in the Portainé study area. The equation proposed by Williams (1983) is the exception and does not work for the stream studied.

The uncertainty in the peak discharge estimations depends on the reliability of scar heights (Ballesteros-Cánovas et al., 2016). The distribution of scar-flow differences in the study area suggests that trees located on the deposits of the cone and the terraces are the most suitable for palaeoflood reconstruction; while those standing in the slopes are less useful.

The present study is a new step in palaeoflood reconstruction in ungauged small basins. Even if the peak discharges obtained by our hydrodynamic modelling may be overestimated because we did not consider the sediment load, at least they allow us to estimate the order of magnitude of past events. Such a multidisciplinary approach could be very useful for basins where detailed dendrogeomorphological studies cannot be carried out (due to there being few or no riverbank trees) or the application of hydrologic–hydraulic models presents great limitations (due to there being scarce meteorological data or no accurate DEMs).



Fig. 9. Flow velocity-depth diagram for the formation of scars, classified by the geomorphic form in which they are located. The arrow indicates the increase of the flow energy.

5.2. Limitations of the data sources

The geomorphic positions of the trees could have changed over time, because the present-day landform, element or facet assigned to each tree may not be exactly the same as when the flood occurred and the scar was formed. This is certainly the case for geomorphic forms close to the river channel and especially for older dendrogeomorphological damage or FDE. This limitation of the data source is very difficult to remedy, due to the lack of previous geomorphological maps or detailed aerial photographs.

Scars were used as PSIs, considering that their maximum height indicates the minimum water table of the flow and is close to high water marks (HWM). Nevertheless, this approximation involves some uncertainties and error sources: (i) PSIs can be higher than HWM if the scar was formed by material accumulated upstream from a tree, leading to discharge overestimation (Ballesteros-Cánovas et al., 2010); (ii) PSIs can be lower than HWM when the scar is partially closed and therefore the discharge would be underestimated (Guardiola-Albert et al., 2015); and (iii) PSIs can be lower than HWM when the scar has been produced by the sediment load in the lower part of the water column (bedload transport, e.g. saltation), and not by the impact of floating load (large pieces of wood), so the discharge may be underestimated (Ballesteros-Cánovas et al., 2010). The trial-and-error technique was applied to compare the height of the PSIs (height of the scars) and the water stage modelled in each cross section (Yanosky and Jarrett, 2002). Despite the small number of trees, we had multiple scars to simulate the flow of the 2008 (18 scars) and 2010 events (6 scars). Moreover, the existing technical reports of the 2008 and 2010 events (IGC, 2010a, 2010b), especially upstream, seem to be in agreement with our results for the magnitude of these events.

The topographic data presented the following drawbacks: (i) there was a temporal difference between the detailed field topography (2014) and airborne LiDAR data (2011); (ii) we used the same DEM for hydrodynamic modelling of different years; and (iii) LiDAR data have a low degree of accuracy in forested or densely vegetated areas. Temporal changes of the terrain in the alluvial cone indicate that the scars on trees located upstream of this area are more reliable for palaeoflood discharge estimations, but they are scarcer. So, the main topographic limitations were overcome by acquiring highly accurate data for multiple cross sections, coinciding with the location of the damaged trees.

5.3. Limitations of the methods

Tree-ring analysis is very useful when acquiring data on past flood events (Ballesteros-Cánovas et al., 2015b; Stoffel and Bollschweiler, 2008). However, dendrogeomorphological methodologies present some drawbacks (Díez-Herrero et al., 2013). In our study area, (i) some FDE could correspond to different events that occurred in a same year (at least two in 2008 and another two in 2010), and therefore, the FDE from the same year could correspond to different intra-annual events; (ii) scars can be produced by other external factors that are not related to torrential processes, like the impact of a falling tree during storms or human activity. However, in this study, the position, shape, orientation and distribution of the scars were analysed in detail with regard to their relation to torrential processes, and the doubtful ones were dismissed.

The hydrodynamic modelling was carried out with the HEC-RAS 1D hydraulic model (USACE, 2008) that works with transversal cross sections. The area between them is lineally interpolated and may involve some errors. This was minimized by acquiring detailed topographic data with a total station in the field and, in a few cases, introducing additional sections corresponding to the position of trees showing scars from the 2008 or 2010 events. A 2D model was not run, due to geometric, hydrodynamic and other factors (see Section 3.3.). Moreover,

other work, such as Bodoque et al. (2011), uses 1D hydraulic modelling for peak discharge reconstruction in steep-gradient mountain reaches showing the same configuration and characteristics as the Portainé stream, supporting its suitability. The small differences in peak discharges obtained from the TIN-based cross sections and the field-based cross sections can be explained by the longitudinal variation of the high sediment load flow and the different number of scars in each case.

5.4. Limitations of the results

Our flow hydraulics results were not contrasted with real data, because of the lack of flow gauging stations within the basin. Therefore, the palaeodischarges could not be compared and validated with actual records. Nevertheless, the discharges obtained in this study seem reasonable, and their order of magnitude is coherent with the dimensions of the river and the catchment.

5.5. Further research

Future steps that could improve the characterization of the Portainé stream and palaeoflood reconstruction are: (i) the integration of the sediment load and transport, which constitute important factors for the rheology of torrential and debris floods; (ii) the use of 2D hydrodynamic modelling, to simulate the limited transversal flows and therefore secondary discharges along the alluvial cone.

Last but not least, the methodology adopted in this study could be applied to other watersheds of similar morphometric and geomorphologic characteristics. The validation of the use of 1D hydraulic models in other small elongated cones in mountainous areas with few source data and relatively few trees would corroborate the strong potential of such multidisciplinary analysis for problematic torrential settings.

6. Conclusions

The palaeohydrological approach presented in this study proves that the flow energy obtained from hydrodynamic modelling of past events, determined by depth, velocity and stream power, shows a positive correlation with most energetic geomorphic forms (riverbed and low alluvial terraces). However, most of the external disturbances are found on trees located in geomorphic positions of intermediate energy (the alluvial cone). Trees showing less uncertainty for hydraulic modelling, based on the variation in scar heights, were also located at geomorphic forms formed by intermediate energy processes (high alluvial terraces and deposits of the cone). These findings suggest that the most reliable scarred trees for peak discharge estimations using hydraulic modelling correspond to intermediate-energy flow positions.

The present work shows the potential of the combination of techniques for flood assessment in problematic contexts, such as ungauged mountain basins or where hydrological data are scarce, densely vegetated areas with poor topographic data, and rivers with few disturbed trees for detailed dendrogeomorphological studies.

Supplementary data to this article can be found online at https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.11.009.

Acknowledgements

This work was funded by the CHARMA project (CGL2013-40828-R) of the Spanish Ministry of Economy, Industry and Competitiveness (MINEICO) and by a PhD studentship of the lead author (APIF 2014-2015) paid by the University of Barcelona (UB). The authors thank Dr. Mar Tapia for her advice on statistical analysis. We are also grateful for comments from three anonymous reviewers which improved the manuscript.

References

- Arcement, G.J., Schneider, V.R., 1989. Guide for Selecting Manning's Roughness Coefficients for Natural Channels and Flood Plains, United States Geological Survey Water-Supply Paper 2339.
- Bagnold, R.A., 1980. An empirical correlation of bedload transport rate in flumes and natural rivers. Proc. R. Soc. Lond. 372, 453–473. http://dx.doi.org/10.1098/rspa. 1983.0054.
- Baker, V.R., 1987. Paleoflood hydrology and extraordinary flood events. J. Hydrol. 96, 79–99. http://dx.doi.org/10.1016/0022-1694(87)90145-4.
- Baker, V.R., 2008. Paleoflood hydrology: Origin, progress, prospects. Geomorphology 101, 1–13. http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.05.016.
- Baker, V.R., Pickup, G., 1987. Flood geomorphology of the Katherine Gorge, Northern Territory, Australia. Geol. Soc. Am. Bull. 98, 635–646. http://dx.doi.org/10.1130/ 0016-7606(1987)98 < 635:FGOTKG > 2.0.CO;2.
- Baker, V.R., Kochel, R.C., Patton, P.C., 1988. Flood Geomorphology. John Wiley and Sons, New York, United States (ISBN: 978-0-12-394846-5).
- Ballesteros-Cánovas, J.A., Eguibar, M.Á., Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., Stoffel, M., Gutiérrez-Pérez, I., 2010. Estimating flash flood discharge in an ungauged mountain catchment with 2D hydraulic models and dendrogeomorphic palaeostage indicators. Hydrol. Process. 25, 970–979. http://dx.doi.org/10.1002/hyp.7888.
- Ballesteros-Cánovas, J.A., Márquez-Peñaranda, J.F., Sánchez-Silva, M., Díez-Herrero, A., Ruiz-Villanueva, V., Bodoque, J.M., Eguibar, M.Á., Stoffel, M., 2015a. Can tree tilting be used for paleoflood discharge estimations? J. Hydrol. 529, 480–489. http://dx.doi. org/10.1016/j.jhydrol.2014.10.026.
- Ballesteros-Cánovas, J.A., Stoffel, M., St George, S., Hirschboeck, K., 2015b. A review of flood records from tree rings. Prog. Phys. Geogr. 29 (6), 1–23. http://dx.doi.org/10. 1177/0309133315608758.
- Ballesteros-Cánovas, J.A., Stoffel, M., Spyt, B., Janecka, K., Kaczka, R.J., Lempa, M., 2016. Paleoflood discharge reconstruction in Tatra Mountain streams.
- Geomorphology 272, 92–101. http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.12.004. Barredo, J.I., 2007. Major flood disasters in Europe: 1950–2005. Nat. Hazards 42, 125–148. http://dx.doi.org/10.1007/s11069-006-9065-2.
- Benito, G., Díez-Herrero, A., 2015. Palaeoflood hydrology: reconstructing rare events and extreme flood discharges. In: Shroder, J.F., Paron, P., Di Baldassarre, G. (Eds.), Hydro-meteorological Hazards, Risks, and Disasters. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, pp. 65–104 (ISBN: 978-0-12-394846-5).
- Benito, G., Sopeña, A., Sánchez-Moya, Y., Machado, M.J., Pérez-González, A., 2003. Palaeoflood record of the Tagus River (Central Spain) during the Late Pleistocene and Holocene. Quat. Sci. Rev. 22, 1737–1756. http://dx.doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00133-1.
- Benito, G., Macklin, M.G., Zielhofer, C., Jones, A.F., Machado, M.J., 2015. Holocene flooding and climate change in the Mediterranean. Catena 130, 13–33. http://dx.doi. org/10.1016/j.catena.2014.11.014.
- Bodoque, J.M., Eguibar, M.Á., Díez-Herrero, A., Gutiérrez-Pérez, I., Ruiz-Villanueva, V., 2011. Can the discharge of a hyperconcentrated flow be estimated from paleoflood evidence? Water Resour. Res. 47. 1–14. http://dx.doi.org/10.1029/2011WR010380.
- Carling, P.A., Hoffmann, M., Blatter, A.S., Webb, R.H., 2002. Initial motion of boulders in bedrock channels. In: House, P.K., Baker, V.R., Levish, D.R. (Eds.), Ancient Floods, Modern Hazards: Principles and Applications of Paleoflood Hydrology. American Geophysical Union, Washington, DC, United States, pp. 147–160. http://dx.doi.org/ 10.1029/WS005p0147.
- Chanson, H., 2004. Environmental Hydraulics of Open Channel Flows. Elsevier, Oxford, United Kingdom (ISBN: 978-0-7506-6165-2).
- Chow, V.T., 1959. Open Channel Hydraulics. McGraw-Hill, New York, United States (ISBN: 07-010776-9).
- Church, M., Biron, P., Roy, A., 2012. Gravel Bed Rivers: Processes, Tools, Environments. Wiley-Blackwell, Chichester, United Kingdom (ISBN: 978-0-470-68890-8).
- Cook, E.R., Kairiukstis, L.A., 1990. Methods of Dendrochronology. Applications in the Environmental Sciences. Springer, Dordrecht, Netherlands. http://dx.doi.org/10. 1007/978-94-015-7879-0.
- Costa, J.E., 1983. Paleohydraulic reconstruction of flash-flood peaks from boulder deposits in the Colorado Front Range. Geol. Soc. Am. Bull. 94, 986–1004. http://dx.doi. org/10.1130/0016-7606(1983)94 < 986:profpf > 2.0.co;2.
- De las Heras, Á., 2016. Modificación de la respuesta hidrológica en avenidas torrenciales ante los cambios de usos del suelo en una cuenca de montaña (Portainé, Pirineo leridano). Archivo Digital UPM, Spain available at: http://oa.upm.es/45430/.
- Díez-Herrero, A., 2015. Buscando riadas en los árboles: dendrogeomorfología. Enseñanza las Ciencias la Tierra 23 (3), 272–285 (ISSN: 1132-9157).
- Díez-Herrero, A., Ballesteros-Cánovas, J.A., Bodoque, J.M., Ruiz-Villanueva, V., 2013. A new methodological protocol for the use of dendrogeomorphological data in flood risk analysis. Hydrol. Res. 44 (2), 234–247. http://dx.doi.org/10.2166/Nh.2012.154.
- ESRI, 2014. ArcGIS 10.2.2 Desktop. Environmental Systems Research Institute, Redlands, United States.
 Ferguson, R.I., 2005. Estimating critical stream power for bedload transport calculations
- in gravel-bed rivers. Geomorphology 70, 33–41. http://dx.doi.org/10.1016/j. geomorph.2005.03.009.
- Furdada, G., Génova, M., Guinau, M., Victoriano, A., Khazaradze, G., Díez-Herrero, A., Calvet, J., 2016. Las avenidas torrenciales de los barrancos de Portainé, Reguerals y Ramiosa (Pirineo Central): evolución de las cuencas y dinámica torrencial. In: Durán Valsero, J.J., Montes Santiago, M., Robador Moreno, A., Salazar Rincón, Á. (Eds.), Comprendiendo El Relieve: Del Pasado Al Futuro. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, Spain, pp. 315–322 (ISBN: 978-84-9138-013-9).
- García-Oteyza, J., Génova, M., Calvet, J., Furdada, G., Guinau, M., Díez-Herrero, A., 2015. Datación de avenidas torrenciales y flujos de derrubios mediante metodologías

dendrogeomorfológicas (barranco de Portainé, Lleida, España). Ecosistemas 24, 43–50. http://dx.doi.org/10.7818/ECOS.2015.24-2.07.

- Gaume, E., Bain, V., Bernardara, P., Newinger, O., Barbuc, M., Bateman, A., Blaškovičová, L., Blöschl, G., Borga, M., Dumitrescu, A., Daliakopoulos, I., Garcia, J., Irimescu, A., Kohnova, S., Koutroulis, A., Marchi, L., Matreata, S., Medina, V., Preciso, E., Sempere-Torres, D., Stancalie, G., Szolgay, J., Tsanis, I., Velasco, D., Viglione, A., 2009. A compilation of data on European flash floods. J. Hydrol. 367, 70–78. http:// dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.12.028.
- Génova, M., Máyer, P., Ballesteros-Cánovas, J.C., Rubiales, J.M., Saz, M.A., Díez-Herrero, A., 2015. Multidisciplinary study of flash floods in the Caldera de Taburiente National Park (Canary Islands, Spain). Catena 131, 22–34. http://dx.doi.org/10. 1016/j.catena.2015.03.007.
- Gob, F., Petit, F., Bravard, J.P., Ozer, A., Gob, A., 2003. Lichenometric application to historical and subrecent dynamics and sediment transport of a Corsican stream (Figarella River - France). Quat. Sci. Rev. 22, 2111–2124. http://dx.doi.org/10.1016/ S0277-3791(03)00142-2.
- Gottesfeld, A.S., 1996. British Columbia flood scars: maximum flood stage indicators. Geomorphology 14, 319–325. http://dx.doi.org/10.1016/0169-555X(95)00045-7.
- Grissino-Mayer, H.D., 2001. Evaluating crossdating accuracy: a manual and tutorial for the computer program COFECHA. Tree Ring Res. 57 (2), 205–221.
- Guardiola-Albert, A., Ballesteros-Cánovas, J.A., Stoffel, M., Díez-Herrero, A., 2015. How to improve dendrogeomorphic sampling: variogram analyses of wood density using XRCT. Tree Ring Res. 71 (1), 25–36. http://dx.doi.org/10.3959/1536-1098-71.1.25.
- IGC, 2010a. Estudi de la torrentada de la nit del dia 11 al 12 de setembre de 2008 al barranc de Portainé (Pallars Sobirà), AP-019/10. Institut Geològic de Catalunya, Barcelona, Spain.
- IGC, 2010b. Nota de la visita al barranc de Portainé (Pallars Sobirà) arran del episodi de pluges dels dies 22 i 23 de juliol de 2010, AP-046/10. Institut Geològic de Catalunya, Barcelona, Spain.
- IGC, 2013. Avaluació de la dinàmica torrencial del torrent de Portainé, AP-035/13. Institut Geològic de Catalunya, Barcelona, Spain.
- Jacob, N., 2003. Les vallées en gorges de la Cévenne vivaraise: montagne de sable et château d'eau (PhD dissertation). Université Paris-Sorbonne, France.
- Keim, R.F., Skaugset, A.E., Bateman, D.S., 1999. Digital terrain modeling of small stream channels with a total-station theodolite. Adv. Water Resour. 23, 41–48. http://dx.doi. org/10.1016/S0309-1708(99)00007-X.
- Khazaradze, G., Guinau, M., Calvet, J., Furdada, G., Victoriano, A., Génova, M., 2016. Debris flow cartography using differential GNSS and Theodolite measurements. Geophys. Res. Abstr. 18, 9696. http://dx.doi.org/10.13140/RG.2.2.27245.59363.
- Kochel, R.C., Baker, V.R., 1982. Paleoflood Hydrology. Science 215, 353–361. http://dx. doi.org/10.1126/science.215.4531.353.
- Kundzewicz, Z., Stoffel, M., Kaczka, R., Wyżga, B., Niedźwiedź, T., Pińskwar, I., Ruiz-Villanueva, V., Łupikasza, E., Czajka, B., Ballesteros-Cánovas, J., Małarzewski, Ł., Choryński, A., Janecka, A., Mikuś, P., 2014. Floods at the northern foothills of the Tatra Mountains-a Polish-Swiss research project. Acta Geophys. 62 (3), 620–641. http://dx.doi.org/10.2478/s11600-013-0192-3.
- Lang, M., Fernandez-Bono, J.F., Recking, A., Naulet, R., Grau-Gimeno, P., 2004. Methodological guide for paleoflood and historical peak discharge estimation. In: Benito, G., Thorndycraft, V.R. (Eds.), Systematic, Palaeoflood and Historical Data for the Improvement of Flood Risk Estimation: Methodological Guidelines. CSIC, Madrid, Spain, pp. 43–53 (ISBN:84-921958-3-5).
- Luis-Fonseca, R., Raïmat, C., Hürlimann, M., Abancó, C., Moya, J., Fernández, J., 2011. Debris-flow protection in recurrent areas of the Pyrenees. Experience of the VX systems from output results collected in the pioneer monitoring station in Spain. In: 5th International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation, Padua, Italy, pp. 1063–1071.
- Malik, I., Matyja, M., 2008. Bank erosion history of a mountain stream determined by means of anatomical changes in exposed tree roots over the last 100 years (Bila Opava River–Czech Republic). Geomorphology 98, 126–142. http://dx.doi.org/10. 1016/j.geomorph.2007.02.030.
- Meteocat, 2008. Atles Climátic de Catalunya 1961–1990. Servei Meteorològic de Catalunya, Barcelona, Spain.
- Nicholas, A.P., Walling, D.E., 1997. Modelling flood hydraulics and overbank deposition on river floodplains. Earth Surf. Process. Landf. 22, 59–77. http://dx.doi.org/10. 1002/(SICI)1096-9837(199701)22:1 < 59::AID-ESP652 > 3.0.CO;2-R.
- O'Connor, J.E., Webb, R.H., 1988. Hydraulic modelling for paleoflood analysis. In: Baker, V.C., Kochel, R.C., Patton, P.C. (Eds.), Flood Geomorphology. John Wiley & Sons, New York, United States, 978-0-471-62558-2, pp. 393–402.
- Ortega, J.A., Garzón, G., 1997. Inundaciones históricas en el rio Guadiana: sus implicaciones climáticas. In: Rodríguez, J. (Ed.), Cuaternario Ibérico. AEQUA, Huelva, Spain, pp. 365–367.
- Palau, R.M., Hürlimann, M., Pinyol, J., Moya, J., Victoriano, A., Génova, M., Puig-Polo, C., 2017. Recent debris flows in the Portainé catchment (Eastern Pyrenees, Spain): analysis of monitoring and field data focussing on the 2015 event. Landslides 14, 1161–1170. http://dx.doi.org/10.1007/s10346-017-0832-9.
- Portilla, M., Chevalier, G., Hürlimann, M., 2010. Description and analysis of the debris flows occurred during 2008 in the Eastern Pyrenees. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 10, 1635–1645. http://dx.doi.org/10.5194/nhess-10-1635-2010.
- RinnTech, 2003. TSAP-Win Software for Tree-ring Measurement, Analysis and Presentation Product Information, v. 0.53. RinnTech, Heidelberg, Germany (2 pp.).
- Ruiz-Villanueva, V., Díez-Herrero, A., Stoffel, M., Bollschweiler, M., Bodoque, J.M., Ballesteros, J.A., 2010. Dendrogeomorphic analysis of flash floods in a small ungauged mountain catchment (Central Spain). Geomorphology 118, 383–392. http:// dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.02.006.
- Sánchez-Moya, Y., Sopeña, A., 2015. Aprendiendo a leer en las estratificaciones cruzadas. Enseñanza las Ciencias la Tierra 23 (2), 148–159 (ISNN: 1132-9157).

Sigafoos, R.S., 1964. Botanical evidence of floods and flood-plain deposition. In: United States Geological Survey Professional Paper 485-A.

- Stoffel, M., Bollschweiler, M., 2008. Tree-ring analysis in natural hazards research an overview. Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 8, 187–202. http://dx.doi.org/10.5194/ nhess-8-187-2008.
- Stoffel, M., Corona, C., 2014. Dendroecological dating of geomorphic disturbance in trees. Tree Ring Res. 70 (1), 3–20. http://dx.doi.org/10.3959/1536-1098-70.1.3.
- Tarolli, P., 2014. High-resolution topography for understanding Earth surface processes: Opportunities and challenges. Geomorphology 216, 295–312. http://dx.doi.org/10. 1016/j.geomorph.2014.03.008.

Terrasolid, 2016. TerraScan User's Guide. Terrasolid Ltd., Helsinki, Finland (592 pp.). USACE, 2008. HEC-RAS River Analysis System Users's Manual, v. 4.0. Hydrologic

- Engineering Center, Washington, DC, United States (747 pp.). USACE, 2012. HEC-GeoRAS GIS Tools for Support of HEC-RAS using ArcGIS 10 User's Manual, v. 10. Hydrologic Engineering Center, Washington, DC, United States (242 pp.).
- Victoriano, A., Guinau, M., Furdada, G., Calvet, J., Cabré, M., Moysset, M., 2016. Aplicación de datos LiDAR en el estudio de la dinámica torrencial y evolución de los barrancos de Portainé y Reguerals (Pirineos Centrales). In: Durán Valsero, J.J.,

Montes Santiago, M., Robador Moreno, A., Salazar Rincón, Á. (Eds.), Comprendiendo El Relieve: Del Pasado Al Futuro. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, pp. 447–455 (ISBN:978-84-9138-013-9).

- Webb, R.H., Jarrett, R.D., 2002. One-dimensional estimation techniques for discharges of paleofloods and historical floods. In: House, P.K., Webb, R.H., Baker, V.R., Levish, D.R. (Eds.), Ancient Floods, Modern Hazards: Principles and Applications of Paleoflood Hydrology. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 111–125. http://dx.doi.org/10.1029/WS005p0111.
- Williams, G.P., 1983. Paleohydrological methods and some examples from Swedish fluvial environments. Geogr. Ann. 65, 227–243. http://dx.doi.org/10.2307/520588.
- Yanosky, T.M., Jarrett, R.D., 2002. Dendrochronologic evidence for the frequency and magnitude of paleofloods. In: House, P.K., Webb, R.H., Baker, V.R., Levish, D.R. (Eds.), Ancient Floods, Modern Hazards: Principles and Applications of Paleoflood Hydrology. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 77–89. http://dx.doi. org/10.1029/WS005p0077.
- Zielonka, T., Holeksa, J., Ciapala, S., 2008. A reconstruction of flood events using scarred trees in the Tatra Mountains, Poland. Dendrochronologia 26, 173–183. http://dx.doi. org/10.1016/j.dendro.2008.06.003.

Anexo D. Publicaciones en revistas de SCI en las que he colaborado

Palau, R.M., Hürlimann, M., Pinyol, J., Moya, J., Victoriano, A., Génova, M., Puig-Polo, C. (2017). Recent debris flows in the Portainé catchment (Eastern Pyrenees, Spain): analysis of monitoring and field data focussing on the 2015 event. Landslides 14, 1161-1170. doi:10.1007/s10346-017-0832-9.

Génova, M., Díez-Herrero, A., Furdada, G., Guinau, M., Victoriano, A. (en prensa). **Dendrogeomorphological evidence of flood frequency changes and human activities** (**Portainé basin, Spanish Pyrenees**). Tree-Ring Research.

Recent Landslides

Landslides (2017) 14:1161–1170 DOI 10.1007/s10346-017-0832-9 Received: 6 September 2016 Accepted: 7 April 2017 Published online: 22 April 2017 © Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2017 Rosa M. Palau \cdot Marcel Hürlimann \cdot Jordi Pinyol \cdot José Moya \cdot Ane Victoriano \cdot Mar Génova \cdot Càrol Puig-Polo

Recent debris flows in the Portainé catchment (Eastern Pyrenees, Spain): analysis of monitoring and field data focussing on the 2015 event

Abstract During the night of the 21 August 2015, a debris flow took place in one of the presently most active ravines of the Pyrenees, the Portainé torrent (Eastern Pyrenees, Spain), and caused considerable damage to the road. Detailed information was gathered from the debris flow monitoring system recently installed in the torrent and field surveys. The monitoring system measures ground vibration at geophones and flow height at an ultrasonic sensor. Meteorological data showed that the debris flow was triggered by a convective rainstorm with a total rainfall amount of 29 mm. All these data provide information on the debris flow occurrence and dynamics. The analysis of the data showed that the debris flow had three different surges and mobilised a total volume of about 2130 m³. The front velocity in the monitoring reach was somewhat small (about 2 m/s) and the peak flow discharge comparatively low (about 13 m³/s). In addition, the debris flow was back-analysed by a numerical model calibrated by the observed event. The results of the simulation showed that a Voellmy fluid rheological model can represent considerably well the recorded and observed measurements, and the best-fit values were $\mu = 0.28$ and $C = 8 \text{ m}^{0.5}/\text{s}$.

Keywords Debris flows · Monitoring · Rainfall · Portainé catchment · Pyrenees

Introduction

Debris flows represent a significant geomorphological hazard in mountainous regions (Hungr et al. 2014). Their capability to move downhill at very high velocities and their huge mass results in high impact forces which have the potential of damaging elements at risk.

In the Pyrenees, debris flows and shallow landslides are not as widely reported as in other mountainous areas, but still represent an important hazard (Lorente et al. 2003; Portilla et al. 2010). Rainfall-triggered landslides that have occurred in the Eastern Pyrenees have usually been analysed on a regional scale (Gallart and Clotet 1988; Santacana et al. 2003). The majority of these regional studies focus on the catastrophic 1982 rainstorms (Corominas and Alonso 1990), neglecting a detailed analysis of individual events. In conclusion, there is still a lack of information regarding debris flow initiation, flow behaviour and hazard analysis in the Eastern Pyrenees.

In the last years, important efforts have been carried out to study the debris flow hazards in the Central-Eastern Pyrenees. Field observations (Portilla et al. 2010; Abancó and Hürlimann 2014), the installation of monitoring systems (Hürlimann et al. 2014), the analysis of historic MORLEs (Portilla 2014) or susceptibility assessment (Chevalier et al. 2013) have strongly improved the understanding of debris flow process in the cordillera. Especially the Rebaixader monitoring system revealed important information on the initiation and flow dynamics of torrential flows (Hürlimann et al. 2014). The trigger of most events was associated with short, high-intensity rainstorms in summer, but some were also generated in spring associated with snowmelt.

The Portainé basin is of special interest, since debris flow activity has considerably and abruptly increased during the last 10 years, though details on the reasons for the changes are still unclear. An important fact, which may be related to this increase in torrential activity, may be the existence of a ski resort located in the upper part of the catchment and affecting the natural geosystems in different ways (Furdada et al. 2016). As a consequence of the damages caused by the recent frequent debris flows, 11 flexible ring nets have been installed during the last 6 years (Raïmat et al. 2010; Luis-Fonseca et al. 2011).

The major goal of the present paper is to present and analyse the monitoring data and field observations of the recent Portainé debris flows focussing on the 21 August 2015 event. This information not only improves the understanding of the Portainé torrential dynamics but also increases general knowledge on debris flow characteristics.

Description of the study site

The Portainé torrent (ETRS89 42.4372°N, 1.2093°E) is located in the Eastern Pyrenees at the north side of the Orri massif (Pallars Sobirà County, Spain; Fig. 1). A ski resort is situated in the head-waters of the Portainé basin, which was constructed and enlarged between 1970 and 1986. Its access road ascends to an elevation of 2000 m asl and crosses the torrent at various points. A hydropower power station retention dam is located downstream, where the torrent reaches the Santa Magdalena River.

Morphology, geology and climate

The Portainé basin covers a total drainage area of 5.72 km^2 , and its altitude ranges from 950 to 2439 m asl. The basin drains towards the north and Portaine torrent is confluent with the Santa Magdalena River. The Melton ratio is 0.62 and the relief ratio is 0.3. The analysis of the morphometric parameters of the catchment indicates that the Portainé basin is susceptible of generating hyperconcentrated flows (Wilford et al. 2004).

From a geological point of view, the Portainé stream is located in the Pyrenean Axial Zone, and is part of the Orri Dome, a Hercynian WNW-ESE oriented antiform thrust fault structure. It consists of metamorphic Paleozoic materials (ICGC 2015). The Portainé area bedrock is exclusively formed by folded and largely fractured Cambro-Ordovician metapelite, sandstone and greywackes. The bedrock is in a great part covered by unindurated Quaternary detrital deposits of variable width (more than 10 m in



Fig. 1 The Portainé basin. a Situation of the basin in the Eastern Pyrenees. b Topographic map. The *red* point indicates the location of the Portainé rain gauge inside the basin. The area of Fig. 3 is given by the *rectangular*. c Shaded relief with regional extension indicating the locations of the rain gauges used in this study

some road cuts) rich in clasts of metapelites and sandstones. These unconsolidated surficial deposits are very erodible. Furthermore, the highly fractured and surficially weathered Paleozoic bedrock can also be easily mobilised and eroded. These conditions let assume that the sediment availability for the Portainé torrent can be considered to be almost infinite and the basin can be classified as "transport-limited" after Bovis and Jakob (1999).

In the Portainé area, the climate is oceanic with an annual average rainfall of 900 mm, with maxima during spring and summer. The mean annual air temperature is of 5 to 7 °C, and the thermal amplitude of 14 to 16 °C (Martín Vide and Olcina Cantos 2001). Regional weather is influenced by three major factors: the vicinity of the Mediterranean Sea, the influence of the North Atlantic west winds and the orographic effects of the Pyrenean mountain range. Two general types of precipitation patterns that trigger rainfall-induced slides and flows can be distinguished: (1) long duration and moderate-intensity precipitation in autumn, winter and spring and (2) convective, short and highintensity rainstorms in summer.

Monitoring system

The monitoring site is located upstream from the point at 1450 m asl, where the Portainé torrent crosses for the second time (Road 2

in Fig. 4) the ski area access road (see Figs. 1c and 2). The monitoring program was installed in July 2015.

The Portainé monitoring station is similar to the one used in the FLOW-WR station of Rebaixader monitoring site, located in the Central Pyrenees (Hürlimann et al. 2014). The station consists of four unidirectional geophones (Geospace 20 DX), measuring vertical ground velocity, and an ultrasonic device (Pepperl + Fuchs 30GM), which measures flow depth. All devices are connected by wires to a datalogger (Campbell Scientific CR1000). Geophones are mounted inside a metal box installed on bedrock, within 3 m of the right (downstream) channel bank. The location of each device is illustrated in Fig. 3. Data are transmitted to the server at the University in Barcelona via a GSM modem. Power is supplied to the station by means of a 12 V-22 A battery, powered by a solar cell.

Ground vibration detected by the geophones is directly transformed by an electronic signal conditioner into a number of impulses per second (IMP/s). The datalogger scans the number of impulses at the geophones each second (IMP/s) and checks if a given threshold is exceeded in any of the geophones (Hürlimann et al. 2014). In which case, the station switches to a high-frequency recording mode ("event" mode) with a sampling frequency of 1 s, for the geophones and the ultrasonic sensor. Otherwise, data is cumulated and recorded every 60 min. The threshold was set to 20



Fig. 2 Aerial photographs draped over the digital elevation model

IMP/s during three consecutive seconds based on the experience obtained in the Rebaixader test site. The use of a recording threshold allows reducing the amount of data to be processed and to minimise false positives (i.e. false alarms in a warning system). Further details on the technical aspects of the monitoring system can be found in Hürlimann et al. (2014).

Recent and historic debris-flow activity

Torrential events in the Portainé basin produce significant economic damage, especially at points where the road crosses the torrent. Some information of important historic events is available, but none prior to 2006 (except for 1982).

The interpretation of aerial photographs back to 1946 did not reveal major visible morphologic changes in the torrents during the twentieth century, and the riverbed seems to be stable without intense erosive processes. The destruction of a road bridge in the 60s was historically reported, but there is no information that allows a correct interpretation of the trigger. In 1982, a catastrophic rainfall event provoked thousands of landslides and some debris flows in the Pyrenees (e.g. accumulation of sediments at the confluence of the Santa Magdalena River with the Noguera Pallaresa River; Balasch et al. 2008). Fañanás et al. (2009) elucidate the possible occurrence of a debris flow in the Portainé torrent. However, since 2006, 10 documented debris flood and debris flow events have occurred in this basin (Table 1), showing an annual recurrence.

In order to better characterise the torrential dynamics of the study area, dendrogeomorphological techniques have been carried out in the downstream part of the Portainé torrent, near the confluence with the Santa Magdalena River (García-Oteyza et al. 2015; Furdada et al. 2016). These ongoing studies revealed that there were multiple indicators (scars, anomalous tree ring growth and other evidences) of intense torrential processes corresponding, at least, to 10 well-determined events that occurred in the periods of 1969–1970, 1973–1974, 1976–1977, 1982–1983, 1992–1993, 1997–1998, 1999–2000, 2005–2006, 2007–2008 and 2009–2010, and five other events with less reliability and evidence. Therefore, dendrogeomorphology allowed us to clearly detect a recurrence interval of about 4 years between 1970 and 2006 (Furdada et al. 2016). Moreover, comparing the occurrence of the torrential flows until 2006 and since that year (recurrence of 1 year), it can be suggested that their frequency has greatly increased in the last 10 years.

Regarding the very active period between 2006 and 2015, debris floods and debris flows were detected in the trees located near the confluence of the Portainé torrent and the Santa Magdalena River. Dendrogeomorphological techniques allowed us to affirm that 2008 debris flow is one of the largest events. We identified 20 injuries in different tree species, many tree growth reductions (suppressions) and the most numerous quantity of growth asymmetries amongst all the detected events in the confluence area. Events that occurred in 2010 were also clearly detected in trees by means of six dated injuries and subsequent suppressions. The last 2015 event could not be analysed using dendrogeomorphology as it did not reach the area where dendrogeomorphologic techniques were applied. According to Furdada et al. (2016) and Victoriano et al. (2016) from 2006 and especially in 2008 and 2010, and due to the coincidence of intense rainfalls with earthworks in the ski resort for the construction of an artificial water pond for snowmaking, the stable equilibrium of the Portainé basin changed. As a result of several factors such as the loss of vegetation cover, there has been a drop-off in the infiltration capability. Therefore, discharges at the initial part of the torrent increase in response of intense storms (Furdada et al. 2017), leading downstream to high sediment load flows. In order to solve this

Recent Landslides



Fig. 3 The Portainé monitoring station. Locations of the four geophones and the ultrasonic device (US). In addition, the three flexible barriers installed in this torrent reach are shown

problem that produces economic damages where the flow crosses the road, several measures have been carried out along the Portainé torrent. Since 2009, in the upstream part of the Portainé torrent, woods are placed transversally to create a stepped channel. However, the most effective measures are the flexible ring-net barriers. In 2010, seven



Fig. 4 Topographic profile of the Portainé torrent indicating the location of the ski resort, debris flow barriers, road crosses and the channel reach, where the monitoring system is installed



Fig. 5 Field observations of the 2015 debris flow. a Sediment deposited on the road cross after the 2015 even. Barrier 5 can be observed in the *upper part* of this photo. b Obstructed road culvert. c Section of ultrasonic device before the 2015 debris flow. d Section of ultrasonic device after the 2015 debris flow

barriers were installed along the torrent. Each of these barriers are 4–6 m high and 12–24 m wide, and their design loads correspond to a retention volume of 15,000–20,000 m³ (Fañanás et al. 2009). Three months after their installation, a debris flow was triggered during the 22–23 July rainstorm (Table 1) and accumulated a total volume of 25,000 m³ in these structures (Raïmat et al. 2010; Luis-Fonseca et al. 2011). The barriers prevented the road and the electric plant located at the confluence with the Santa Magdalena River from damage. However, on 12 August 2010, another event took place damaging some of the recently installed barriers, depositing material and damaging the road to the ski resort (IGC 2010). In 2012, four new barriers of same characteristics were installed in reaches of the Portainé torrent where erosive processes were most active. All these measures have not prevented the occurrence of flows and the torrent is still very active.

This high frequency of events in the Portainé torrent during the last 10 years is the reason for installing the monitoring system described in this article. The factors that made Portainé torrential dynamics change, from little debris flow activity to the present occurrence of one or two events per year, are still unknown and generate controversy.

The 2015 debris flow

Three types of data were used for the analysis of the 2015 debris flow: (1) geomorphological field observations, (2) data recorded by the sensors of the monitoring system and (3) precipitation records form meteorological stations.

Field and monitoring data

Regarding the monitoring data that focus on the debris flow dynamics, flow depth measurements and ground vibration from two of the four installed geophones are available. Data from the other two geophones could not be included, because of system malfunctioning.

Ground vibration measurements as well as information recorded by the ultrasonic device can be used to determine the exact time of the debris flow. In addition, an estimate of the mean flow velocity between each sensor can be obtained. Finally, field and monitoring data were used to estimate the debris flow discharge and an approximated volume.

During the night of the 21 August 2015, a convective storm took place in the Noguera Pallaresa River valley. Most probably, this intense rainstorm led to a runoff peak in the Portainé torrent, which caused sediment entrainment in the steep channel bed, in very erodible materials (see Figs. 3, 4, and 5). Since the road culvert at 1700 m asl was not blocked, most volume was incorporated along the channel reach between that culvert and the monitoring system. A debris flow with three surges passed the monitoring reach at about 1500 m asl and finally, stopped at the road cross at 1450 m asl. Almost the total amount of mobilised sediment accumulated at the road or just upstream of the blocked culvert (Fig. 5). The maximum deposition height was about 2.5 m, and a rough estimate of the accumulated volume in this area is of about 2000 m³.

During the post-event field surveys, mud and erosion marks were observed along the debris flow trajectory. Thus, flow cross sections were measured. Boulders up to 1 m were transported during the event.

The ground vibration, which was provoked by the moving debris flow, triggered the monitoring systems at 21:52. The flow lasted for about 20 min and was composed by three different



Fig. 6 Monitoring data registered during the 2015 debris flow. **a** Data recorded by Geo-3. **b** Data recorded by Geo-4. **c** Data recorded by the ultrasound (US) sensor. The *black arrows* indicate the beginning of the first, second and third surges



Velocity estimates were obtained from the measurements recorded at the geophones and the ultrasonic device. The distances between the sensors and the time intervals between the recorded peaks revealed mean velocities of about 1.7 m/s for the first surge, 1.9 m/s for the second surge and 2.1 m/s for the third surge. These values are rather low in comparison to other debris-flow velocities published in literature (Rickenmann 1999), but can be supported by the low channel bed slope (16–17°), the high roughness and the small discharge in the monitoring reach.



Fig. 7 Analysis of the triggering rainfalls. **a** Data of the 2015 debris flow. **b** Rainfall hyetographs of the recent debris flows. **c** Intensity–duration relationships of the recent debris flows and comparison with existing thresholds

The ultrasonic device measurements provide values on the maximum flow depth at that section: 1 m for the first surge, 0.75 m for the second surge and 1.5 m for the third surge. The combination of these values, an assumed flow width of 4 m (measured during the post-event survey), the estimated flow velocity and the registered duration reveal an estimate of the total mobilised sediment volume of about 2130 m³. This volume is similar to the estimated volume of sediment accumulated upstream the road which has been estimated to be of about 2000 m³.

Triggering rainfalls

In the following, the rainfall data of the 2015 debris flow are presented and subsequently compared with the triggering conditions of all the recent events observed in the catchment. Rainfall data from the meteorological station in the Portainé basin is only available since 2011, whilst complementary measurements from surrounding meteorological stations are included for the previous



Fig. 8 Back-analysis of the 2015 debris flow by the numerical model. **a** Comparison of the simulated front velocity with the monitoring data: Geo-3–Geo-4, Geo-3-US and US-Geo-4 are mean front velocities obtained with the monitoring system. **b** Comparison of the flow area simulated and measured in the field or by the monitoring system. FA-US is the flow area obtained from the ultrasound flow height measurements. FA field are the flow areas obtained from field observations

events (Fig. 1c). It has to be stated that only the triggering rainfalls were analysed in the present work and the effect of antecedent rainfall was neglected.

The 2015 debris flow was triggered by a very short and intense convective storm, which only lasted 2 h and included a clear peak between 19:30 and 20:30, when peak intensities of more than 34 mm/h were measured (Fig. 7a). The cumulative rainfall measured at the Portainé rain gauge was almost 30 mm.

The triggering rainfall of the 2015 debris flow was compared with the ones observed during the other recent events that occurred in the Portainé catchment (Table 2). Apart from the exceptionally large 2008 debris flow, all other events are characterised by triggering rainfalls of short duration and high intensity (Fig. 7b). It must be mentioned that only the last three events were analysed by the rain gauge located inside the catchment, whilst the ones previous to 2012 were included using the nearby meteorological stations (2008 Salòria, 2010 and 2011 Sort; see Fig. 1c for locations). In spite of the fact that different meteorological stations were used, a good correlation was obtained, when comparing the triggering rainfalls in the intensity-duration plot and also when comparing these data with published threshold lines (Fig. 7c).

Kinematic analysis

The 2015 debris flow was back-analysed by the GITS-1D model, which was developed by the Sediment Transport Research Group of the Technical University of Catalonia. The model is based on the

able 1 Re	cent events and anthropic actions	on the Portainé basin since 2006
Year	Torrential process (relative magnitude, date and main damages)	Anthropic actions and correction measures
2006	Medium event, May: partial road obstruction.	
2008	Most significant event, September 11: road obliteration at two points.	Earthworks in the ski resort
	Minor event, November 2: road obstruction.	
2009		Initiation of the construction of 7 flexible barriers
2010	Major event, July 22: obstruction of the road at two points.	Earthworks in the ski resort: construction of water reservoir for artificial snow. June: installation of 7 flexible barriers.
	Major event, August 12: road obstruction at two points.	
2011	Minor event, August 5: road obstruction at two points.	Construction of melt water drainage channels in the ski domain.
2012		Installation of 4 flexible barriers.
2013	Major event, July 23: road obstruction at two points.	
2014	Medium event, August 2: not damages on infrastructures.	
	Medium event, August 30: road obstruction at one point.	
2015	Medium event, August 21: road obstruction at one point.	

numerical model DAN (Hungr 1995) and the BING code (Imran et al. 2001), and has been thoroughly validated by various real cases and benchmark exercises. The inputs of the GITS-1D model contain a longitudinal profile, the cross-section shape, the input volume and the Voellmy rheological parameters.

The Voellmy model has revealed best-fit results in many debrisflow back analyses (e.g. Ayotte and Hungr 2000; Rickenmann et al. 2006), and it is one of the most widely used rheology to simulate granular flows like the one corresponding to our test site. Moreover, previous studies in the Pyrenees have shown that the Voellmy model gives the most adequate results for debris flow simulations (e.g. Hürlimann et al. 2003; Medina et al. 2008).

In this model, the original debris flow mixture is replaced by a homogeneous Voellmy fluid. The basal shear stress, mainly controlling the flow resistance and the depositional behaviour of the flow, consists of two terms, the turbulent Chezy-like frictional term

Rec	ent Landslides	
able 2 Rainfall data concerning the recent eve	nts. See Fig. 1c for the situation of the rain gauges	
Date (dd/mm/yyyyy)	Station (m asl)	Daily rainfall (mm)
11/09/2008	Salòria (2451)	40.7
	Sort (679)	17.6
22/07/2010	Sort (679)	35.9
	La Seu d'Urgell (849)	19.5
12/08/2010	Salòria (2451)	2.4
	Sort (679)	46.3
	La Seu d'Urgell (849)	8.8
5/08/2011	Sort (679)	64.7
	Espot (2519)	40.4
23/07/2013	Portainé (1985)	60.2
	Montenartró (1322)	52.6
30/08/2014	Portainé (1985)	26.8
	Sort (679)	36.7
21/08/2015	Portainé (1985)	29.4
	Sort (679)	0.2
	La Seu d'Urgell (849)	0.1

and the dry Coulomb-like friction, and the total friction slope is given by the following relationship:

$$S_f = \mu \cos\delta + \frac{\nu^2}{C^2 R} \tag{1}$$

where μ is the dry friction coefficient, *C* is the turbulent friction term, ν is the velocity, δ is the slope angle of the channel bed, and *R* is the hydraulic radius. Equation (1) is part of the shallow water equations which control the unsteady motion of the flow. The Voellmy parameters control flow depth, flow velocity and runout. The Chezy coefficient represents the fluid-like behaviour, and the friction coefficient represents the solid-like behaviour. The GITS-1D model accounts for active and passive earth pressure. For the Portainé simulations, the earth pressure coefficient at rest was set to be 1, the active earth pressure coefficient 0.7 and the passive earth coefficient 1.2.

To simulate the behaviour of 2015 debris flow in the Portainé torrent, a total volume of 2130 m³ was released from rest at an elevation of 1900 m asl, and a trapezoidal channel of 4 m width was used. This value corresponds to the averaged top width measured in field surveys. The road at 1450 m asl was represented by an increase in width from 4 to 40 m to represent the area where the sediment was deposited, downstream the channel also measured 4 m. The flexible barriers were not included in the topographic input file to overcome problems with resulting numerical instabilities.

Whilst the debris flow volume was defined using the results of the field and monitoring data, modelling focused on the calibration of the Voellmy parameters using, on one side, the maximum runout observed in the field and, on the other side, the velocity and flow area estimates obtained from monitoring data.

The calibration of the two rheological parameters showed that the best-fit values of the dry friction coefficient, μ , and the turbulent friction term, C, are $\mu = 0.29$ and $C = 8 \text{ m}^{0.5}/\text{s}$. The simulated runout distance, velocity and flow area of the debris flow coincide rather well with the data gathered in the field and recorded by the monitoring system (Fig. 8). The flow area sharply increases in the last portion of the flow trajectory, where most accumulation occurred. This strong augmentation of flow area represents the debris fan, which was deposited just upstream the road. The value of μ is relatively high compared with values published in the literature (e.g. Rickenmann and Koch 1997; Jakob et al. 2000; Hürlimann et al. 2003), but is supported by the very coarse granulometry of the channel sediment. In contrast, the value of the turbulent friction term is at the lower end of the range regarding other published values. This fact can be explained by the low velocity observed in the monitoring reach and possible stop-andgo mechanisms of the flow. In spite of that, only small differences between the model results and monitoring or field estimates were observed, which may be attributed to model simplifications and uncertainties in the rheology parameters. Future works on these drawbacks are foreseen, which also include the analysis of the effect of the flexible barriers.

Concluding remarks

The present study exhibited monitoring and field data of debris flow that occurred in one of the most active torrents in the Pyrenees. The study focused on the 2015 debris flow, but also presented data of the historic and recent activity.

The analysis of the monitoring data field observations showed that the 2015 debris flow was triggered by short and intense rainfall, which caused in-channel mobilisation of sediment and transported a total volume of about 2100 m³. Comparing this volume with the estimates for the 2008 event, the volume of the studied event was an order of magnitude smaller, but still enough to block the road culvert and cause important economic damages. The ultrasonic and geophone sensors provide reliable estimates for mean velocity and debris flow volume. The 2015 event consisted of three surges, the third one being the faster with a velocity of 2.1 m/s. Its total volume was of about 2130 m³.

Regarding the numerical modelling, both velocities and flow areas obtained using the GITS-1D model are very similar to those obtained by field and monitoring data. The calibration of model parameters is of key importance to predict the behaviour of future debris flows, and is a task that should be continued to better understand the dynamic behaviour of the torrential processes in the Portainé torrent and to improve the design of most adequate mitigation measures. Finally, the obtained results show the increase in the occurrence of debris flows in the last decade. This change in the torrential activity may be related to the presence of the ski resort in the headwaters. Changes in vegetation cover and anthropic actions, such as impermeable drainage channels, decrease in the infiltration capability, increasing surficial runoff, may involve a change in the hydrological response of the basin. Future studies should analyse if the observed increase of activity during the last decade can be physically related to the presence of ski resort.

Acknowledgements

This research was funded by different research projects of the Spanish Ministry of Science and Innovation (DEBRISTART CGL2011-23300, CHARMA CGL2013-40828-R and SMuCPhy BIA2015-67500-R) and by the PyrMove thematic research network (AGAUR 2014CTP00051). We also thank the Catalan Meteorological Service (www.meteocat.es) for the data supply and Carles Fañanás for the valuable information on the recent and historic events.

References

- Abancó C, Hürlimann M (2014) Estimate of the debris-flow entrainment using field and topographical data. Nat Hazards 71(1):363–383
- Abancó C, Hürlimann M, Moya J, Berenguer M (2016) Critical rainfall conditions for the initiation of torrential flows. Results from the Rebaixader catchment (Central Pyrenees). J Hydrol 541:218–229
- Ayotte D, Hungr O (2000) Calibration of a runout prediction model for debris-flows and avalanches. In: GF Wieczorek GF, Naeser ND (ed) Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment: Proceedings of the Second International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation. Taipei, Taiwan, pp 505–514
- Balasch J, Becat J, Marugán C et al (2008) Les riuades del segle XX al Pallars Sobirà: 1907, 1937 i 1982. Generalitat de Catalunya, Barcelona 240pp
- Bovis MJ, Jakob M (1999) The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity. Earth Surf Process Land 24:1039–1054
- Caine N (1980) The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows. Geogr Ann 62A:23–27
- Chevalier GG, Medina V, Hürlimann M, Bateman A (2013) Debris-flow susceptibility analysis using fluvio-morphological parameters and data mining: application to the Central-Eastern Pyrenees. Nat Hazards 67(2):213–238
- Corominas J, Alonso EE (1990) Geomorphological effects of extreme floods (November 1982) in the southern Pyrenees. In 2nd symposium of hydrology in mountainous regions artificial reservoirs: water and slopes Lausanne 194:295–302
- Deganutti AM, Marchi L, Arattano M (2000) Rainfall and debris-flow occurrence in the Moscardo basin (Italian Alps). In: Wieczorek GF, Naeser ND (eds) 2nd International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation. Balkema, pp 67–72
- Fañanás C, Aguilar N, Raïmat C, Fonseca R (2009) Corrección hidrológica en el barranco de Portainé. In: Alonso E, Corminas J, Hürlimann M (eds) VII Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Insestables. Barcelona, pp 27–30

- Furdada G, de las Heras, A, Díez-Herrero A, Martins L, Fernández-Yuste JA, Victoriano A (2017). The impact of land-use changes on palaeoflood and recent floods magnitude and frequency: Portainé (Eastern Pyrenees, Iberian Peninsula). Past Global Changes Open Science Meeting 2017. Zaragoza
- Furdada G, Génova G, Guinau M, Victoriano A, Khazaradze G, Díez-Herrero A, Calvet J (2016) Las avenidas torrenciales de los barrancos de Portainé, Reguerals y Ramaiosa (Pirineo Central): evolución de las cuencas y dinámica torrencial. In: Durán Valsero J.J., Montes Santiago M., Robador Moreno, A., Salazar Rincón A (eds) Comprendiendo el relieve: del pasado al futuro. Instituto Geológico y Minero de España, Geología y Geofísica 5:315–322
- Gallart F, Clotet N (1988) Some aspects of the geomorphic processes triggered by an extreme rainfall event: the November 1982 flood in the Eastern Pyrenees. Catena Supp 13:79–95
- García-Oteyza J, Génova M, Calvet J, Furdada G, Guinau M, Díez-Herrero A (2015) Datación de avenidas torrenciales y flujos de derrubios mediante metodologías dendrogeomorfológicas (barranco de Portainé, Lleida, España). Ecosistemas 24(2):43–50
- Guzzetti F, Peruccacci S, Rossi M, Stark CP (2008) The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows: an update. Landslides 5:3–17
- Hungr O (1995) A model for the runout analysis of rapid flow slides, debris flows, and avalanches. Can Geotech J 32:610–623
- Hungr O, Leroueil S, Picarelli L (2014) The Varnes classification of landslide types, an update. Landslides 11:167–194
- Hürlimann M, Rickenmann D, Graf C (2003) Field and monitoring data of debris-flow events in the Swiss Alps. Can Geotech J 40:161–175
- Hürlimann M, Abancó C, Moya J, Vilajosana I (2014) Results and experiences gathered at the Rebaixader debris-flow monitoring site, Central Pyrenees, Spain. Landslides 11:939–953
- ICGC (2015): Geological database of Catalonia—geological map 1:50.000. http:// www.icgc.cat/Administracio-i-empresa/Descarregues/Cartografia-geologica-igeotematica/Cartografia-geologica/Mapa-geologic-de-Catalunya-1-50.000. Accessed 1 July 2016
- IGC (2010) Nota de la visita al barranc de Portainé (Pallars Sobirà) arran dels episodis de pluges dels dies 22 i 23 de juliol i del 12 d'agost de 2010. Unpublished Technical report of the Catalan Geological Survey (in Catalan). 40 pp
- Imran J, Parker G, Locat J, Lee H (2001) 1D numerical model of muddy subaqueous and subaerial debris flows. J Hydraul Eng 127:959–968
- Jakob M, Anderson D, Fuller T, Hungr O, Ayotte D (2000) An unusually large debris flow at Hummingbird Creek, Mara Lake, British Columbia. Can Geotech J 37:1109–1125
- Lorente A, Beguería S, Bathurst JC, García-Ruiz JM (2003) Debris flow characteristics and relationships in the Central Spanish Pyrenees. Nat Hazards Earth Syst Sci 3:683–692
- Luis-Fonseca R, Raïmat C, Hürlimann M, Abancó C, Moya J, Fernández J (2011) Debrisflow protection in recurrent areas of the Pyrenees. Experience of the VX systems from output results collected in the pioneer monitoring station in Spain. Italian Journal of Engineering Geology and Environment. doi:10.4408/IJEGE.2011-03.B-115
- Martín Vide FJ, Olcina Cantos J (2001) Climas y tiempos de España. Alianza Editorial, 258pp
- Medina V, Hürlimann M, Bateman A (2008) FLATModel: 2D finite volume code for debrisflow modelling. Application to different events occurred in the northeastern part of the Iberian Peninsula. Landslides 5:127–142
- Portilla M (2014) Reconstrucción y Análisis de Movimientos en Masa Generados por Lluvias Históricas en el Pirineo Catalán. PhD-thesis UPC. 401pp
- Portilla M, Chevalier G, Hürlimann M (2010) Description and analysis of the debris flow occurred during 2008 in the Eastern Pyrenees. Nat Hazards Earth Syst Sci 10:1635–1645
- Raïmat C, Luis R, Wendeler C (2010) Behaviour of VX barriers and initial results from the pioneer monitoring station in Erill & Portainé/Spain. http://www1.geobrugg.com/ contento/Portals/35/media/Techdok_Debflow_Portain%C3%A9_en.pdf. Accessed 25 July 2016
- Rickenmann D (1999) Empirical relationships for debris flows. Nat Hazards 19:47-77
- Rickenmann D, Koch T (1997) Comparison of debris flow modelling approaches. In Chen C.L. (ed) 1st International Conference on Debris Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment. San Francisco, California, pp 576–585
- Rickenmann D, Laigle D, McArdell BW, Hübl J (2006) Comparison of 2-D debris-flow simulation models with field events. Comput Geosci 10:241–264
- Santacana N, Baeza B, Corominas J, Paz AD, Marturia J (2003) A GIS-based multivase statistical analysis for shallow landslide susceptibility mapping in la Pobla del Lillet area (Eastern Pyrenees, Spain). Nat Hazards 30:281–295
- Victoriano A, Guinau M, Furdada G, Calvet J, Cabré M, Moysset M (2016) Aplicación de datos LiDAR en el estudio de la dinámica torrencial y evolución de los barrancos de Portainé y Reguerals (Pirineos Centrales). In: Durán Valsero J.J., Montes Santiago M.,

Recent Landslides

Robador Moreno, A., Salazar Rincón A (eds) Comprendiendo el relieve: del pasado al futuro. Instituto Geológico y Minero de España, Geología y Geofísica 5:447–455 Wilford DJ, Sakals ME, Innes JL et al (2004) Recognition of debris flow, debris flood and flood hazard through watershed morphometrics. Landslides 1:61–66

R. M. Palau · M. Hürlimann (💌) · J. Moya · C. Puig-Polo

Division of Geotechnical Engineering and Geosciences, Department of Civil and Environmental Engineering, Universitat Politècnica de Catalunya, BarcelonaTECH, Jordi Girona 1–3 (D2), 08034, Barcelona, Spain e-mail: marcel.hurlimann@upc.edu

R. M. Palau

Department of Geotechnical Engineering, College of Civil Engineering, Tongji University, Shanghai, 200092, China

J. Pinyol

Department of Geotechnical and Geological Hazard Prevention, Cartographic and Geological Institute of Catalonia, Parc de Montjuïc S/N, 08038, Barcelona, Spain

A. Victoriano

RISKNAT Research Group, GEOMODELS Research Institute, Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona, Martí i Franqués s/n, 08028, Barcelona, Spain

M. Génova

Departamento de Sistemas y Recursos Naturales, Escuela Técnica Superior de Montes, Forestal y del Medio Natural, Universidad Politécnica de Madrid, Madrid, Spain

Running Head: Dendrogeomorphology and Flood Frequency Changes in Spanish Pyrenees

DENDROGEOMORPHOLOGICAL EVIDENCE OF FLOOD FREQUENCY CHANGES AND HUMAN ACTIVITIES (PORTAINÉ BASIN, SPANISH PYRENEES)

M. GÉNOVA^{1*}, A. DÍEZ-HERRERO², G. FURDADA³, M. GUINAU³, and A. VICTORIANO³

¹Dpto. de Sistemas y Recursos Naturales, Universidad Politécnica de Madrid, Madrid, Spain

²Geological Hazards Division, Geological Survey of Spain, Madrid, Spain)

³RISKNAT Research Group, Geomodels Research Institute, Dpt. de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona, Barcelona, Spain

ABSTRACT

The Portainé mountain catchment, containing the Port Ainé ski resort (Lleida, Spanish Pyrenees), displays active erosional and depositional phenomena caused by periodic torrential floods. These events present a potential risk and incur significant economic losses. In ungauged remote catchments (like Portainé), trees might be the only paleohydrological source of information regarding past floods. Thus, we estimated the temporal and spatial distribution of torrential floods by dendrogeomorphological techniques to assess whether human impact (land-use changes and infrastructure works) affected their frequency and magnitude. One-hundred and sixty-six samples from 67 trees belonging to 10 different species were analyzed; past flood events of the last 50 years were identified by dating and relating evidence between them. Moreover, a detailed geomorphological study was performed and the available historical data compiled. Our multi-evidence analysis provided new insight into the occurrence of paleofloods. Changes in flood frequency since 2006, especially from 2008, suggest that the geomorphological equilibrium has been disturbed, coinciding with both major earthworks within the ski resort and intense but not extraordinary rainfall. This conclusion has important implications for land planning and the design of future works in the mountain watersheds.

Keywords: dendrogeomorphology, multi-evidence, ungauged mountain basins, flood frequency changes, anthropogenic effects, Pyrenees.

RESUMEN

La cuenca de montaña de Portainé, donde se sitúa la estación de esquí de Port Ainé (Lleida, Pirineo español), presenta fenómenos erosivos y deposicionales activos debido a periódicas avenidas torrenciales que suponen un riesgo potencial y producen pérdidas económicas significativas. En las cuencas no aforadas remotas, como Portainé, los árboles pueden ser la única fuente de información paleohidrológica y, por ello, en este trabajo se ha estudiado la distribución temporal y espacial de las avenidas torrenciales mediante técnicas dendrogeomorfológicas, evaluando si cambios en los usos del suelo y obras de infraestructura pudieron afectar a su frecuencia y magnitud. Se analizaron ciento sesenta y seis muestras de 67 árboles correspondientes a 10 especies diferentes; y mediante la datación y la relación entre las distintas evidencias, fue posible identificar avenidas pretéritas en los últimos 50 años. Además se realizó un estudio geomorfológico detallado y se recopilaron todos los datos históricos disponibles. Este análisis de evidencias múltiples proporciona una visión nueva sobre la ocurrencia de paleoavenidas, cuyos cambios en la frecuencia ocurridos desde el año 2006, y especialmente desde 2008, sugieren que el equilibrio geomorfológico se vio perturbado, coincidiendo con los movimientos de tierras en las obras de la estación de esquí y unas precipitaciones intensas, pero no extraordinarias. Esta conclusión tiene implicaciones importantes para la planificación territorial y el diseño de obras futuras en las cuencas hidrográficas de montaña.

Palabras clave: dendrogeomorfología, evidencias múltiples, cuenca no aforada, cambios en frecuencia de avenidas, efectos antropogénicos, Pirineos.

INTRODUCTION

Several years ago, Alestalo (1971) coined a new subdiscipline of dendrochronology, dendrogeomorphology, which applies dendrochronology to date geomorphological elements (*e.g.* erosion surfaces, glacial moraines and fluvial terraces) and characterize geomorphic processes (*e.g.* snow avalanches, rockfalls, glacial dynamics and soil erosion). Before this, researchers had already used tree-ring sequences for flood analysis (Sigafoos 1964; Harrison and Ried 1967). A number of studies to date have applied dendrochronology to study flood frequency and magnitude (Ballesteros-Cánovas *et al.* 2015a; Benito and Díez-Herrero 2015), with most of these assessing natural flood hazards for risk mitigation (Stoffel *et al.* 2010) and the effects of climate change on fluvial systems (Ballesteros-Cánovas *et al.* 2015b; Büntgen *et al.* 2017).

There are very few dendrogeomorphological studies investigating the effects of human impact on flood regimes. Some studies have analyzed the effects of river-regulating dams (St. George and Nielsen 2003), land-use changes linked to forest fires in a catchment (Brown and Sieg 1996), logging (Kochel *et al.* 2016) and inchannel structural defensive measures (Ballesteros-Canovas *et al.* 2016). Currently, studies exploring the effects of land-use changes on flood regimes in mountain areas (*e.g.* ski resorts; Stoffel *et al.* 2016) are scarce.

^{*}Corresponding Author: mar.genova@upm.es

Furthermore, trees might be the only source of information on past flooding in some ungauged remote mountain basins. Indeed, most dendrogeomorphological studies have been carried out in specially selected areas containing a large number of disturbed riverbank or in-channel trees, with many of these investigations sampling and analyzing at least 30 trees (often about 100) to get a statistically representative population (*i.e.* tens to hundreds of types of flood dendrogeomorphological evidence (FDEs; Díez-Herrero *et al.* 2013a). A large proportion of the studies have only used a single species (mostly coniferous), while a few have assessed two or three species that are known to produce a clear tree-ring response to floods (Grissino-Mayer 1993). Regarding mountain catchments, given the lack or scarcity of instrumental and documentary data, dendrogeomorphological research should aim to make the most of all the river reaches, including areas with few trees and different species.

For the above reasons and to obtain new insight into the use of dendrogeomorphological techniques in mountain areas, the aims of the study were: (i) work in a small catchment containing a small number of trees of a large range of species with few documentary records and few instrumental data, a common scenario in mountain river basins; (ii) date different types of FDE and jointly analyze them to obtain reliable results; and (iii) correlate flood regime changes of a mountain river, likely triggered by anthropogenic land-use changes, to dendrogeomorphological results by combining all available studies and data, checking if the dendrogeomorphology captures such changes.

STUDY AREA AND ISSUES

This study was carried out in the northward-draining Portainé basin (5.72 km²) (Eastern Pyrenees, Spain). The maximum and minimum elevations are 2439 m a.s.l. at Orri peak and 950 m a.s.l. at the confluence with the Romadriu River, respectively. The Port Ainé ski resort, located at the headwaters, opened in 1986 and is an important economic infrastructure of this mountain region. Its access road was built between 1970 and 1995 and traverses the streams several times (Figure 1c).

The area shows abrupt relief. All the outcropping materials are highly erodible and can give rise to sediment-laden flows. The bedrock consists of highly folded and fractured Cambro-Ordovician metapelites and sandstones (Hartevelt 1969; Ortuño *et al.* 2017). Geomorphologically, the basin can be divided into two large sectors (IGC 2013a): a southern gentler one (10° - 20° slope) covered by pastures and a northern steeper one (25° - 35° slope) that is densely forested. Unconsolidated colluvial deposits (often > 10 m thick) cover the slopes smoothing their contours, whereas torrential deposits are found in the valley bottoms. The climate is Alpine Mediterranean (mean annual rainfall is 800 mm and mean annual temperature 5-7°C).

Although there has been only one meteorological station within the basin since August 2011 (at 1985 m a.s.l.), it is well known that torrential events are mostly related to intense and localized convective summer rainstorms (ICC and Meteocat 2008; see the Results section), whose distribution is strongly affected by orography. There are no flow gauging stations.

In the Portainé basin, ten torrential flows have occurred since 2006 (Furdada *et al.* 2016). Especially since the extraordinary event of September 2008, these events affect the roads, causing significant damage and economic costs of up to 6,300,000 \in (Pinyol *et al.* 2017). Since 2009, 15 sediment retention barriers have been installed along the channels to reduce the impact of the torrential flows (Fañanás *et al.* 2009). However, these flows still occur almost every year, involving large geomorphic changes and affecting the road (Victoriano *et al.* 2016). Their effect on the lower part of the Portainé stream is seldom recorded.

The present dendrogeomorphological study was carried out in this most downstream stretch, in the elongated alluvial debris cone formed at the confluence with the Romadriu River. The cone, covering an area of about 4850 m², is limited by an abrupt slope on the right. On the left, a spreading lobular deposit displays distributary channels and consists of heterometric blocks and gravels. The cone harbors a broadleaf forest that shows great diversity in the tree species it contains (*Populus tremula* L., *Populus nigra* L., *Fraxinus excelsior* L., *Prunus avium* L., *Quercus petraea* (Matt.) Liebl., *Tilia platyphyllos* Scop., *Juglans regia* L., *Acer campestre* L., *Salix caprea* L. and *Betula pendula* Roth). The trees are located outside the main channel. As they act as an obstacle to the flow, high-discharge events lead to the upstream accumulations of boulders, cobbles, gravel and the trunks of dead and transported trees.

DATA ACQUISITION AND METHODS

The general methodology used in this study is schematized in Figure 2.

Dendrogeomorphological Methods

One-week field surveys were undertaken in March 2014 and in March and September 2015 in the Portainé alluvial cone. During the field surveys, all the trees showing damage, most probably caused by the impact of

boulders and/or large pieces of wood during torrential events, were sampled using dendrogeomorphological methods (Stoffel and Bollschweiler 2008; Díez-Herrero *et al.* 2013a; Stoffel and Corona 2014; Génova *et al.* 2015a). Most of the trees occur on the left-side deposits of the alluvial cone, with others occurring in different geomorphic positions such as in gravel bars, boulder levees and lobes, or inside the distributary channels of the cone (Victoriano *et al.* 2018). The main identified macroscopic indicators were scars, decapitations or loss of the main stem, tilting, stem burial and dead trees (Figure 3). Some neighboring trees were sampled, even if they did not show apparent external evidence of damage (Génova *et al.* 2015a), as they could have contained internal FDE.

For each selected tree, all the necessary data to complete a previously designed inventory sheet were collected, photographs were taken and detailed sketches were drawn. All this information was compiled in a dendrogeomorphological database and inserted into a GIS environment (ArcGIS 10.3), which enabled the study of the geomorphological setting of the sampled trees (Victoriano *et al.* 2018).

Sampling mainly consisted of extracting cores using a standard Pressler increment borer that was 400-mm long and had an internal diameter of 5 mm. A minimum number of two (as complete as possible) samples were acquired per tree, one in the flow direction and the other in the perpendicular direction. Additional samples were extracted from the scar or callus areas of the injured trees (Stoffel and Bollschweiler 2008) and/or the replacement branch of the decapitated trees (Figure 3). Moreover, some wedges with parts of the callus and complete stem sections were also obtained from heavily damaged or dead trees.

The cores were placed inside a wooden holder for conservation. Once the samples were dried, they were cut or sanded into a transverse section. During this stage of the study, samples from 10 trees were rejected because of rotten cores or indistinguishable rings (including samples from three *Betula pendula* trees). The remaining samples from 57 trees belonging to nine species that differed in their wood type and pore features (Schweingruber 1990) were analyzed. The LINTAB table and the associated TSAPWin software were used to measure the tree rings (Rinn 2003). Tree-ring series were crossdated using classical methods that included visual, graphic and statistical techniques (Cook and Kairiukstis 1990) and checked using the Cofecha software (Grissino-Mayer 2001). We first crossdated and averaged the tree-ring series of each tree, and afterwards we crossdated the tree-ring series among different individuals that belong to the same species. We then selected and analyzed the FDEs that could provide information about torrential floods (*e.g.* Shroder 1980; Stoffel and Bollschweiler 2008; Díez-Herrero *et al.* 2013a; Ruiz-Villanueva *et al.* 2013; Stoffel and Corona 2014) to investigate the following:

(1) Estimated age to date the establishment of the trees.

(2) Callus and internal scars characterized by unstructured tissues.

(3) Decapitation. One or more branches replace the former stem that has been partially lost (especially caused by destructive floods) to recover the main growth axis.

(4) Asymmetries in the tree-ring series. The unilateral pressure induced by the material being transported by the flow can lead to a tilting of the stem axis. Broadleaf trees try to compensate for this by forming reaction wood on the side opposite to the direction of the tilting (tension wood). This eccentric growth becomes apparent in the tree-ring series.

(5) Abrupt growth changes. Growth release could result from reduced competition because of the disappearance of neighboring trees during flooding or from the nutrient-rich material and water deposited by the flow. By contrast, growth suppression or the formation of narrower rings could be a consequence of injury or partial stem burial by deposited sediments. Growth suppression also occurs when trees are decapitated or tilted.

Tree age was estimated by determining the maximum number of rings. Most of the samples reached the pith and therefore, further adjustments were not necessary. Dating of the callus and internal injuries provided direct information on the occurrence of the events, while the remaining FDEs were used as complementary data. The decapitation date was estimated using a set of different data, *i.e.* the date of the inner ring of the replacement branch, the age of the scars or growth suppressions in the decapitated trees, as well as their geomorphological position, and the decapitation height.

Both asymmetries and abrupt growth changes (suppressions and releases) in trees are responses to different possible factors. Therefore, they were only used when they correlated with other data and affected more than 10% of the trees. We also took into account the fact that these types of damage responses tend to develop later than the trigger event (Stoffel *et al.* 2010). These indicators were analyzed using the LRM software (List Ring Measurement; Holmes 1999), which identifies the most significant years according to their representativeness in different tree groups. Additionally, the death date of some trees was also used to estimate high-magnitude floods. FDE does not indicate whether the event that damaged the trees occurred during the tree-ring formation or in the months since the end of the formation of the previous ring, *i.e.* during the dormancy period. For this reason, we used biannual denomination for dating the event, referring to it as the Dendrogeomorphological Year

(DY). This way of dating events, which has not previously been used and has considerable biological significance, enables a better interpretation of tree responses to an event.

Geomorphological and Documentary Methods

Detailed tachymetric surveys were performed using a Leica TC1700 total station. Geomorphic forms (*e.g.* functional and distributary channels, gravel and boulder bars) and numerous trees were mapped. To georeference the obtained dataset point, absolute coordinates of some control points were accurately measured using differential RTK GPS (Khazaradze *et al.* 2016). A complete geomorphological map was prepared using ArcGIS 10.3. On this map, trees and FDE could be spatially related to one another and with their geomorphological positions (Victoriano *et al.* 2018).

Documentary data about recent flows and human activities were mostly obtained from different technical reports. Historical data about major past rainfalls and floods were obtained from local eyewitnesses, archives, and newspaper libraries. All the used data sources are cited in Table 3. The flood databases PREDIFLOOD and GAMA, handled and managed by M. Barriendos and C. Llasat (UB), respectively, were also consulted. Pictures provided by the company that manages the hydroelectric power station located at the confluence with the Romadriu River (OPICE S.A.) helped us to analyze the dynamics of the torrential flows of 2008 and 2010 (García-Oteyza *et al.* 2015).

RESULTS

Dating Flood Dendrogeomorphological Evidence (FDE)

The large diversity of the taxa used in this study is representative of the deciduous broadleaf forest that presently characterizes the downstream reach of the Portainé stream and most of the rivers in the Pyrenees, as well as those of other mountain temperate zones. A total of 166 samples from 67 trees belonging to 10 different species were collected and 57 trees from 9 species were used for dating 364 FDEs. The different species displayed great diversity in their wood type and pore features (Table 1). Some showed macroscopically distinguishable growth rings (ring-porous: *Fraxinus excelsior* and *Quercus petraea*), whereas in some other cases, the rings were not so evident (diffuse-porous: *Acer campestre*, *Betula pendula* and *Tilia platyphyllos*). Furthermore, there were also others with intermediate features (*Juglans regia*, *Populus nigra*, *Populus tremula*, *Prunus avium* and *Salix caprea*). All the sampled trees were located close to the channel or spread along the cone.

Tree Species Ages

The most common species in the studied broadleaf forest are *Populus tremula*, *Populus nigra* and *Fraxinus excelsior*, which were also the most sampled ones: 15, 13 and 13 trees, respectively. The maximum and average ages of the sampled trees of these three taxa, as well as those of *Prunus avium* and the unique trees of *Salix caprea* and *Acer campestre*, were similar (Table 1). Therefore, the approximate germination ages of these species were similar and the establishment of these trees would have started in the 1950s. *Juglans regia*, *Quercus petraea* and *Tilia platyphyllos*, which have higher and similar maximum ages, would have established almost 20 years before the other species.

Scar Evidence

Forty-one scars were dated, which corresponded to 10 different events in the Portainé stream. The external scars were dated to the time marking the beginning of the formation of the unstructured callus tissues. The callus was especially well-defined, which enabled accurate dating of the sections and wedges (Figure 3). In addition, more than ten internal scars were analyzed from the extracted cores. Two internal and two external scars that were almost closed were all dated to A.D. 2000, so it took *ca.* 14-15 years to close those wounds.

Decapitation Evidence

Decapitation, which involves the formation of replacement branches, was analyzed in 10 trees (7 *Fraxinus excelsior*, 1 *Quercus petraea*, 1 *Tilia platyphyllos* and 1 *Salix caprea*). To estimate the DY event that decapitated these trees, which occurred prior to the formation of the replacement branches (but we cannot know how many years before), the inner-ring dating of the replacement branch was studied in relation to other data, such as the geomorphological setting of the trees. Most of the decapitated trees occurred in the same area of the downstream stretch of the Portainé stream and in the same geomorphological position. This indicates that the

decapitations were produced by flows with similar energies. Furthermore, the heights of the decapitation nodes were very similar (Table 2, Figure 5). Therefore, we inferred that two single events probably caused many of the decapitations. The growth suppressions and the ages of the scars identified in the main stems of the decapitated trees provided additional information. Considering all this evidence, the event that decapitated most of the trees was estimated to have occurred in the 1969-70 DY, given that the formation of the oldest replacement branches started in the 1970 vegetative period and the suppressions occurred widely in the 1971 vegetative period. In the same way, another event that affected two other decapitated trees located in different geomorphological positions was determined to have occurred in the 1973-74 DY.

Other Complementary Evidence

Asymmetries were detected in 68% of the tree-ring series. Moreover, suppressions and releases were observed very frequently, found in almost all the trees analyzed. However, as stated in the Methods section, these growth anomalies were used as complementary data to date events (Table 3). Table 3 also shows the estimated DY of the death of some trees due to the burial of the base of their trunks or significant injuries. However, we can only hypothesize which event caused these anomalies.

Table 3 also presents the obtained documentary data of past events directly related to the Portainé catchment (local torrential events), as well as other documentary data (regional rainfalls and floods) and information on human activities.

Temporal and Spatial Reconstruction of Paleoflood Records

The 364 FDEs dated in this study are shown in Table 3 and Figure 4, ordered by damage or the type of growth anomaly. Ten DYs were defined by the temporal overlaps of many FDEs: 1969-70; 1973-74; 1976-77; 1982-83; 1992-93; 1997-98; 1999-2000; 2005-06; 2007-08 and 2009-10 (Table 3, Fig. 4). At least one scar was dated to most of these DYs, except for 1969-70 and 1982-83. These two DYs were included in the group of 10 well-defined DYs because a high number of the FDEs analyzed were dated to these years. For example, suppressions found in 43% of the analyzed trees were dated to 1982-83. The event-to-event intervals between 1969-70 and 2009-10 are shown in Figure 4b. The average recurrence interval was 4.5 years and the median 4 years. If other events with less evidence were considered (1972-73 and 1987-88), the average recurrence interval was 3.6 years and the median 3 years. Other possible prior events, estimated to have occurred in 1956-57, 1960-61 and 1964-65, had similar values (4.4 and 5 years, respectively), but could not be considered because of the scarcity of FDEs.

The data available on extraordinary regional and local rainfalls and debris events (Table 3) show that, in general, a maximum of one major event occurs in one year. However, in some cases, especially since 2008, more than one well-documented local event has occurred in the same DY. Overall, between 2008 and 2015, the average recurrence interval of local events was almost 1 year.

Figure 5 shows the spatial distribution of the FDEs for each DY, indicating the magnitude of the event. Most maps reveal that the FDEs associated with each torrential event have a nearly uniform distribution along the studied stretch. However, some maps (*i.e.* those for 1976-77, 1997-98 and 2009-10) show a relatively significant concentration of FDEs in the lower part of the cone. Although there is no strong correlation between the number of FDEs and the surface extension of the events, both of these were the highest for the 1997-98 DY. The highest number of scars was associated with the 2008-09 DY, representing a high magnitude event, while the decapitations generated by the 1969-70 event were mostly concentrated in the distal area of the alluvial cone.

DISCUSSION

New Multispecies Contribution to Dendrogeomorphological Analysis

Some of the species studied have rarely or never been used for dendrochronological or dendrogeomorphological studies, such as *Acer campestre*, *Prunus avium*, *Juglans regia*, *Salix caprea* or *Tilia platyphyllos*. Others, like *Populus tremula* or *Populus nigra* and especially *Fraxinus excelsior* and *Quercus petraea*, have been used more frequently (*i.e.* Astrade and Begin, 1997; Arbellay *et al.* 2010, 2012; Bollschweiler *et al.* 2011; Ballesteros-Cánovas *et al.* 2015a). The use of these species is a new step in hydrogeomorphological studies and broadens the group of species that can be used to assess hydrogeomorphic hazards. In addition, the high number of deciduous broadleaf species investigated in this study (9) is in contrast to the other studies in the literature analyzing only 1 to 3 different species for the dendrochronological study of floods (Figure 6).

New Multi-Evidence Contribution to Dendrogeomorphological Analysis

FDEs from trees damaged by torrential floods in the Portainé stream were analyzed, as in previous studies from around the world (see compilations in Díez-Herrero *et al.* 2013b; Ballesteros-Cánovas *et al.* 2015a; Benito and Díez-Herrero 2015).

The interpretation of FDEs is subject to uncertainties and mismatches because of the limitations of the method. For example, there is no direct correlation between the dates of the largest floods and the type and/or number of dendrogeomorphological pieces of evidence, especially as we go back in time (see the next section). This is merely an indicative approximation because the time it takes to close a wound depends greatly on the species, the scar size, the wound position and the tree age, among other factors. The torrential floods best recorded as dendrochronological evidence are, *a priori*, extraordinary events of intermediate magnitude (Ruiz-Villanueva *et al.* 2010). Larger catastrophic events uproot and destroy trees (Génova *et al.* 2015a), whereas ordinary events of lower magnitude leave little evidence in terms of number and replication to enable their detection. In addition, the close proximity in time of successive events (for example, those occurring in the same year) may mask the evidence corresponding to the earlier events (Ballesteros *et al.* 2013). Furthermore, the most recent damages (those that happened one or two years ago) are very difficult to date because the tree rings of the callus still cannot be identified properly.

For these reasons, it is essential to interpret all the available evidence together. In this regard, we adopted a new and additional methodological approach of dating decapitations. Decapitations are considered FDE and are more common in larger trees (Stoffel and Bollschweiler, 2008); however, there are currently no systematic studies using decapitated trees to infer dendrogeomorphological events, as stated by Stoffel and Corona (2014). We analyzed decapitations by comparing the ages of the main trunk and replacement branch(es) (Sigafoos, 1964), which indicated that the decapitations may have also occurred in the juvenile stages (Fig. 7). The dating of the inner ring of the replacement branches was just an approximation of the decapitation date; the measured inner ring may not always correspond to the first ring and the decapitation may have happened one or several years before. Therefore, it is essential to check the date of the replacement branches with other dated FDEs (for example, suppressions or scars in this study) and the geomorphological position to better estimate the date of the event that generated the decapitation.

Inferring from the maximum ages estimated in this study, most of the trees were progressively established in the Portainé alluvial cone since the beginning of the 1950s. During previous decades, the left bank of the stream was probably intensely cultivated and when this stopped, the area was colonized by the present vegetation as evidenced by the analysis of orthoimages from different years (Figure 8).

Flood Records from Tree Rings and Documented Events

This work shows an interesting correlation between the events dated using FDE, eyewitness accounts, and documentary data from the last 60 years. All the documented local events corresponded to the ones indicated by the FDEs, especially for the more recent well-known events.

The present morphology of the debris cone is mainly the result of two peak flows that occurred in 2010, which changed the one produced by the 2008 events. This morphology was later slightly modified by the flows occurring in 2011, 2013, 2014 and 2015. The deposits in the alluvial cone originated from dense flows and were reworked by cleaner waters as discharge decreased and later during seasonal ordinary flow regimes.

There is a lot of accurate information on the events that have occurred since 2008. Scarce data exist about the 2006 event, but there are no specific reports about what happened in the Portainé stream before that. The Romadriu basin, including the Portainé area, is remote and sparsely populated, the data about damages being mainly collected from eyewitnesses. For example, the Montenartró Bridge located just on the upper boundary of the study area was destroyed by a flood caused by a severe hail storms at the beginning of the 1960s (Mr. Tachó pers. com.). However, the exact year (between 1960 and 1962) is still unknown (Table 3).

There are more uncertainties regarding major regional events. For the November 1982 event that had widespread effects in the Catalan Pyrenees, Fañanás *et al.* (2009) consider that a levee was formed in Portainé. However, eyewitnesses and Trapero *et al.* (2013), who numerically simulated precipitation and found that the higher rainfalls occurred in the Romadriu headwaters, suggested that this event was probably not that severe in the Portainé basin. Despite this, 36 suppressions (but no scars) were dated to 1983, indicating that some torrential phenomena must have occurred, although there are not enough data to characterize this event. This and other cases illustrate that FDE can be also correlated to some regional floods, as suggested in Table 3. However, this correlation is not unequivocal, as demonstrated by the 2013 event, during which the well-documented regional floods in June did not occur in the Portainé basin, whereas a very local storm in July resulted in a torrential flood that obstructed the access roads to the ski resort. Other FDEs corresponding to 1956-57, 1964-65, 1969-70, 1972-73 and 1987-88, before 2006, can only be explained by local events that are probably associated with undocumented orographically-induced summer convective cells. This is the most likely explanation for the event that destroyed the Montenartró Bridge at the beginning of the 1960s. The recent 2008, 2010, 2011, 2013, 2014 and 2015 events also correlate with a localized hydrometeorological occurrence.

In summary, FDE is essential for paleoflood reconstruction. It reflects very well the local flood history and dynamics of this small mountain basin at the DY timescale, which can be different from the more general regional responses to rainfall events.

Frequency of Events versus Human Activities

Considering the analyzed dendrogeomorphological multi-evidence, vegetation-damaging torrential events also occurred before 2006. Ten events were dated with high reliability, showing an average event recurrence interval of 4.5 years and a significant increase in FDEs since 2006 (Figure 4). This reconstruction of the paleoflood frequency decreases to 3.6 years when other events with less supporting evidence are included. The documentary record shows an event recurrence interval of *ca*. 1 year from 2006 to 2015 (10 torrential events in 9 years, Table 3). With the increase in vegetation occurring on the slopes and riverbanks (Figure 8), one would expect the frequency and intensity of destructive events to fall, but the opposite occurs.

The rainfalls recorded during the events, since 2008 in the region and since 2011 in the basin, were not extraordinary (Palau *et al.* 2017a, b), even if they presented intense or very intense hourly values. Relatively frequent intense precipitation produces torrential flows with high sediment loads, mainly caused by the new geomorphological conditions (Furdada *et al.* 2016). All these data indicate that there have been no changes in rainfall, and so this cannot have been the driver of change. This supports the hypothesis that human activities at the ski resort have also affected the hydrologic response of the basin.

CONCLUSIONS

Damage to the vegetation in the downstream stretch of the Portainé ravine was very well recorded by Flood Dendrogeomorphological Evidence, as were the recent changes in the torrential dynamics. From a methodological point of view, the use of a large number of diverse species and different Flood Dendrogeomorphological Evidence proved to be applicable, efficient and reliable. The highly concentrated discharges that recently flowed along the streams and produced more frequent damages to downstream vegetation have coincided with increased human activities in the ski resort, which have altered the surficial hydrology of the catchment. The combination and integration of different data sources produce the best explanation of the changes occurring in the basin.

AKNOWLEDGMENTS

This work has been possible thanks to the financial support of the CHARMA and PROMONTEC Projects (MINECO, Ref.: CGL2013-40828-R and MINEICO-FEDER, Ref.: CGL2017-84720-R) and of an APIF scholarship (UB). We want also thank J. Calvet and G. Khazaradze (UB); C. Fañanás (Dpt. d'Agricultura, Ramaderia, Pesca i Alimentació, Generalitat de Catalunya); the FGC and ICGC personnel, the Arxiu Comarcal del Pallars Sobirà personnel; Ll. Pla (MeteoPirineu), M. Barriendos (UB) manager of the PREDIFLOOD database; C. Llasat (UB) manager of the GAMA floods database; and the hydroelectric company OPICE S.A.

REFERENCES CITED

ABC Library [on line], 1974. Madrid: Diario ABC, S.L. [consulted 07/02/2017];

- http://hemeroteca.abc.es/nav/Navigate.exe/hemeroteca/madrid/abc/1974/09/20/043.html
- Alestalo, J., 1971. Dendrochronological interpretation of geomorphic processes. Fennia 105:1–140.
- Arbellay, E., M. Stoffel, and M. Bollschweiler, 2010. Dendrogeomorphic reconstruction of past debris-flow activity using injured broad-leaved trees. *Earth Surface Processes and Landforms* 35(4):399–406.
- Arbellay, E., P. Fonti, and M. Stoffel, 2012. Duration and extension of anatomical changes in wood structure after cambial injury. *Journal of Experimental Botany* 63(8):3271–3277.

Astrade, L., and Y. Bégin, 1997. Tree-ring response of *Populus tremula* L. and *Quercus robur* L. to recent spring floods of the Saône River, France. *Ecoscience* 4(2):232–239.

Arxiu Comarcal del Pallars Sobirà [on line] Barcelona: Generalitat de Catalunya, Dep. Cultura, Xarxa d'Arxius Comarcals [consulted 09/05/2017];

http://arxiusenlinia.cultura.gencat.cat/ArxiusEnLinia/numRegistresSimple.do

- Balasch, C., J. Becat, C. M. Marugan, A. Nadal, V. Rapalino, and R. Remacha, 2008. Les riuades del segle XX al Pallars Sobirà: 1907, 1937 i 1982. Colección: Arxius y societat: Quaderns de divulgació històrica nº 2, Departament de Cultura i Mitjans de Comunicació, Generalitat de Catalunya. Barcelona; 240 pp.
- Ballesteros, J. A., M. Sánchez-Silva, J. M. Bodoque and A. Díez-Herrero, 2013. An integrated approach to flood risk management: A case study of Navaluenga (Central Spain). *Water Resources Management* 27(8):3051– 3069.

Ballesteros-Cánovas, J. A., M. Stoffel, S. St. George, and K. Hirschboeck, 2015a. A review of flood records from tree rings. *Progress in Physical Geography* 29(6):1–23.

- Ballesteros-Cánovas, J. A., C. Rodríguez-Morata, V. Garófano-Gómez, J. M. Rubiales, R. Sánchez-Salguero, and M. Stoffel, 2015b. Unravelling past flash flood activity in a forested mountain catchment of the Spanish Central System. *Journal of Hydrology* 529:468–479.
- Ballesteros-Cánovas, J. A., B. Czajka, K. Janecka, M. Lempa, R. J. Kaczka, and M. Stoffel, 2015c. Flash floods in the Tatra Mountain streams: Frequency and triggers. *Science of the Total Environment* 511:639–648.
- Ballesteros-Cánovas, J. A., M. Stoffel, C. Corona, K. Schraml, A. Gobiet, S. Tani, F. Sinabell, S. Fuchs, and R. Kaitna, 2016. Debris-flow risk analysis in a managed torrent based on a stochastic life-cycle performance. Science of the Total Environment 557:142–153.
- Benito, G., and A. Díez-Herrero, 2015. Palaeoflood hydrology: Reconstructing rare events and extreme flood discharges. In *Hydro-Meteorological Hazards, Risks, and Disasters*, edited by Shroder, J. F., P. Paron, and G. Di Baldassarre, pp. 65–104. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.
- Bollschweiler, M., M. Stoffel, and R. Schlaeppy, 2011. Debris-flood reconstruction in a pre-alpine catchment in Switzerland based on tree-ring records of coniferous and broadleaved trees. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography* 93(1):1–15.
- Brown, P. M., and C. H. Sieg, 1996. Fire history in interior ponderosa pine communities of the Black Hills, South Dakota, USA. *International Journal of Wildland Fire* 6(3):97–105.
- Büntgen, U., P. J. Krusic, A. Verstege, G. Sangüesa Barreda, S. Wagner, J. J. Camarero, F. C. Ljungqvist, E. Zorita, C. Oppenheimer, O. Konter, W. Tegel, H. Gartner, P. Cherubini, F. Reinig, and J. Esper, 2017. New tree-ring evidence from the Pyrenees reveals western Mediterranean climate variability since medieval times. *Journal of Climate* 30(14):5295–5318.
- Cook, E., and L. Kairiukstis, 1990. *Methods of Dendrochronology. Applications in the Environmental Sciences*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Díez-Herrero, A., J. A. Ballesteros-Cánovas, J. M. Bodoque, and V. Ruiz-Villanueva, 2013a. A new methodological protocol for the use of dendrogeomorphological data in flood risk analysis. *Hydrology Research* 44(2):234–247.
- Díez-Herrero, A., J. A. Ballesteros, V. Ruiz-Villanueva, and J. M. Bodoque, 2013b. A review of dendrogeomorphological research applied to flood risk analysis in Spain. *Geomorphology* 196:211–220.
- El Mundo Library [on line], 1997. Madrid: Unidad Editorial Información General, S.L.U. [consulted 07-28/03/2017]; www.elmundo.es/elmundo/1997/diciembre/19/nacional/cenegal.html
- Fañanás, C., N. Aguilar Marín, C. Raïmat Quintana, and R. Luis Fonseca, 2009. Corrección hidrológica en el barranco de Portainé. In VII Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables, edited by E. Alonso, J. Corominas and M. Hürlimann, M., pp. 999–1011. CIMNE, Barcelona.
- FGC and ICGC, 2015. Seguiment geològic i geotècnic de la carretera d'accés a Port Ainé, 24 d'agost de 2015, AP-079/15.
- Furdada, G., M. Génova, M. Guinau, A. Victoriano, G. Khazaradze, A. Díez-Herrero, and J. Calvet, 2016. Las avenidas torrenciales de los barrancos de Portainé, Reguerals y Ramiosa (Pirineo Central): Evolución de las cuencas y dinámica torrencial. In *Comprendiendo El Relieve: Del Pasado Al Futuro*, edited by J. J. Durán Valsero, M. Montes Santiago, A. Robador Moreno, and A. Salazar Rincón, pp. 315–322. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- García-Oteyza, J., M. Génova, J. Calvet, G. Furdada, M. Guinau and A. Díez-Herrero, 2015. Datación de avenidas torrenciales y flujos de derrubios mediante metodologías dendrogeomorfológicas (barranco de Portainé, Lleida, España). *Revista Ecosistemas* 24(2):43–50.
- Génova, M., P. Máyer, J. A. Ballesteros-Cánovas, J. M. Rubiales, M.A. Saz, and A. Díez-Herrero, 2015a. Multidisciplinary study of flash floods in the Caldera de Taburiente National Park (Canary Islands, Spain). *Catena* 131:22–34.
- Génova, M., J. García–Oteyza, J. Calvet, G. Furdada, M. Guinau, and A. Díez-Herrero, 2015b. Flash floods and debris flows in Portainé stream (Lleida, Spain) dated through dendrogeomorphological methodologies. In *Tree Rings in Archaeology, Climatology and Ecology (TRACE 2015)*, Abstract volume, P18, edited by Hevia, A. and R. Sánchez-Salguer. Universidad Pablo de Olavide and Association for Tree-Ring Research, 20–23 May 2015, Sevilla, Spain.
- Grissino-Mayer, H. D., 1993. An updated list of species used in tree-ring research. *Tree-Ring Research* 53:17–43.
- Grissino-Mayer, H. D., 2001. Evaluating crossdating accuracy: A manual and tutorial for the computer program COFECHA. *Tree-Ring Research* 57(2):205–221.
- Harrison, S. S., and J. R. Reid, 1967. A flood-frequency graph based on tree-scar data. *Proceedings of the North Dakota Academy of Science* 21:23–33.
- Hartevelt, J. J. A., L.-U. de Sitter, H. J. Zwart, and J. F. Savage, 1969. Geological Map of Central Pyrenees. Sheet 10. Geological Institute, Leiden University, Netherlands.

- Holmes, R. L., 1999. *Dendrochronological Program Library (DPL)*. *User's Manual*. Laboratory of Tree-Ring Research, University of Arizona. Tucson.
- ICC and Meteocat., 2008. *Atles Climátic de Catalunya 1961-1990*. Institut Cartogràfic de Catalunya and Servei Meteorològic de Catalunya, Barcelona, Spain.
- IGC, 2008. Nota tècnica sobre la visita al barranc de Portainé i al barranc des Caners els dies 1 i 2 d'octubre de 2008 en motiu de la torrentada ocorreguda la matinada del dia 12 de Setembre de 2008, AP-187/08 Report. Institut Geològic de Catalunya, Barcelona, Spain; 15 pp.
- IGC, 2010a. Estudi de la torrentada de la nit del dia 11 al 12 de Setembre de 2008 al barranc de Portainé (Pallars Sobirà), AP-019/10 Report. Institut Geològic de Catalunya, Barcelona, Spain; 169 pp.
- IGC, 2010b. Nota de la visita al barranc de Portainé (Pallars Sobirà) arran del episodi de pluges dels dies 22 i 23 de Juliol de 2010, AP-046/10 Report. Institut Geològic de Catalunya, Barcelona, Spain; 40 pp.
- IGC, 2011. Nota de la visita al barranc de Portainé (Pallars Sobirà) arran de l'episodi de pluges del dia 5 d'agost de 2011, AP-054/11 Report. Institut Geològic de Catalunya, Barcelona, Spain; 62 pp.
- IGC, 2013a. Avaluació de la dinàmica torrencial del torrent de Portainé, AP-035/13 Report. Institut Geològic de Catalunya, Barcelona, Spain.
- IGC, 2013b. Nota de la visita al barranc de Portainé (Pallars Sobirà) arran de l'episodi de pluges del dia 23 de Juliol de 2013, AP-091/13 Report. Institut Geològic de Catalunya, Barcelona, Spain; 49 pp.
- IGC, GEOCAT and FGC, 2013. Informe de visita de terreny de les esllavissades i barrancades a la carretera d'accés a Portainé a Juliol de 2013, AP-057/13 Report. Institut Geològic de Catalunya, Gestió de Projectes S.A. and Ferrocarrils de la Generalitat de Catalunya, Barcelona, Spain; 45 pp.
- Khazaradze, G., M. Guinau, J. Calvet, G. Furdada, A. Victoriano, and M. Génova, 2016. Debris flow cartography using differential GNSS and Theodolite measurements. *Geophysical Research Abstracts* 18.
- Kochel, R. C., B. R. Hayes, J. Muhlbauer, Z. Hancock, and D. Rockwell, 2016. Geomorphic response to catastrophic flooding in north-central Pennsylvania from Tropical Storm Lee (September 2011): Intersection of fluvial disequilibrium and the legacy of logging. *Geosphere* 12(1):305–345.
- La Vanguardia Library [on line], XXXX. Barcelona: La Vanguardia Ediciones S.L. [consulted 07-28/03/2017]; http://www.lavanguardia.com.sire.ub.edu/hemeroteca
- Meteorological Service of Catalonia, XXXX. Climatologia. Serveis i dades climàtiques. Sèries climàtiques històriques [on line]. Barcelona: Servei Meteorològic de Catalunya, Generalitat de Catalunya. Updated 07/03/2017 [consulted 15/03/2017]; http://www.meteo.cat/wpweb/climatologia/serveis-i-dades-climatiques/series-climatiques-historiques/
- Ortuño, M., M. Guinau, J. Calvet, G. Furdada, J. Bordonau, A. Ruiz, and M. Camafort, 2017. Potential of airborne LiDAR data analysis to detect subtle landforms of slope failure: The example of Portainé, Central Pyrenees. *Geomorphology* 295:364–382.
- Palau, R. M., M. Hürlimann, J. Pinyol, J. Moya, A. Victoriano, M. Génova, and C., Puig, 2017a. Recent debrisflows in the Portainé catchment (Eastern Pyrenees, Spain). Analysis of monitoring and field data focusing on the 2015 event. *Landslides* 14(3):1161–1170.
- Palau, R. M., M. Hürlimann, M. Berenguer, and J. Pinyol, 2017b. Analysis of the rainfall conditions inducing torrential activity in the Portainé catchment (Eastern Pyrenees, Spain). *Geophysical Research Abstracts* Vol. 19, EGU2017-12494. http://meetingorganizer.copernicus.org/EGU2017/EGU2017-12494.pdf
- Pinyol, J., M. Hürlimann, G. Furdada, M. Moysset, R. M. Palau, A. Victoriano, M. González, J. Moya, M. Guinau, C. Raïmat, and C. Fañanás, 2017. El barranco de Portainé (Pirineo Central): Un laboratorio in situ completo para el estudio de la actividad torrencial. In *IX Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables*, edited by Alonso, E., J. Corominas, and M. Hürlimann. CIMNE, Barcelona; pp. 1165–1176.
- Protección Civil, Catálogo Nacional de inundaciones Históricas, actualización 2014, Cuenca del Ebro. Estudio de Inundaciones históricas. Mapa de Riesgos Potenciales. CTEI 1985 [on line] Madrid: Ministerio del Interior. Updated 2014 [consulted 07 February 2017].
- http://www.proteccioncivil.es/catalogo/naturales/cnih/cnih2014/PDF/B6/Documenta2/CTEI_EBRO.pdf. Rinn, F., 2003. TSAP-Win: Time Series Analysis and Presentation for Dendrochronology and Related
- Applications, Version 0.53: User Reference. RinnTech, Heidelberg.
- Ruiz-Villanueva, V., A. Díez-Herrero, M. Stoffel, M. Bollschweiler, J. M. Bodoque, and J. A. Ballesteros, 2010. Dendrogeomorphic analysis of flash floods in a small ungauged mountain catchment (Central Spain). *Geomorphology* 118(3):383–392.
- Ruiz-Villanueva, V., A. Díez-Herrero, J. M. Bodoque, J. A. Ballesteros Cánovas, and M. Stoffel, 2013. Characterisation of flash floods in small ungauged mountain basins of Central Spain using an integrated approach. *Catena* 110:32–43.
- Schweingrüber, F. H., 1990. Anatomy of European Woods. Paul Haupt Verlag, Bern.
- Shroder, J. F., 1980. Dendrogeomorphology: Review and new techniques of tree-ring dating. *Progress in Physical Geography* 4(2):161–188.

- Sigafoos, R. S., 1964. Botanical evidence of floods and flood-plain deposition. Geol. Surv. Prof. Paper (U.S.) 485-A; 35 pp.
- Šilhán, K., 2015. Frequency, predisposition, and triggers of floods in flysch Carpathians: Regional study using dendrogeomorphic methods. *Geomorphology* 234:243–253.
- St. George, S., and E. Nielsen, 2003. Paleofloods records for the Red River, Manitoba, Canada, derived from anatomical tree-ring signatures. The Holocene 13(4):547–555.
- Stoffel, M., and M. Bollschweiler, 2008. Tree-ring analysis in natural hazards research? An overview. *Natural Hazards and Earth System Science* 8(2):187–202
- Stoffel, M., M. Bollschweiler, D. R. Butler, and B. H. Luckman, 2010. *Tree Rings and Natural Hazards: A State of the Art*. Springer, Heidelberg, New York.
- Stoffel, M. and C. Corona, 2014. Dendroecological dating of geomorphic disturbance in trees. *Tree-Ring Research* 70(1):3–20.
- Stoffel, M., B. Wyżga, and R. A. Marston, 2016. Floods in mountain environments: A synthesis. *Geomorphology* 272:1–9.
- Trapero, L., J. Bech, F. Duffourg, P. Esteban, and J. Lorente, 2013. Mesoscale numerical analysis of the historical November 1982 heavy precipitation event over Andorra (Eastern Pyrenees). *Natural Hazards* and Earth System Sciences 13(11):2969–2990.
- Victoriano, A., M. Guinau, G. Furdada, J. Calvet, M. Cabré, and M. Moysset, 2016. Aplicación de datos LiDAR en el estudio de la dinámica torrencial y evolución de los barrancos de Portainé y Reguerals (Pirineos Centrales). In *Comprendiendo El Relieve: Del Pasado Al Futuro*, edited by Durán Valsero, J. J., M. Montes Santiago, A. R. Moreno, and A. S. Rincón, pp. 447–455. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Victoriano, A., A. Díez-Herrero, M. Génova, M. Guinau, G. Furdada, G. Khazaradze, and J. Calvet, 2018. Fourtopic correlation between flood dendrogeomorphological evidence and hydraulic parameters (the Portainé stream, Iberian Peninsula). *Catena* 162:216–229.
- Zielonka, T., J. Holeksa, and S. Ciapała, 2008. A reconstruction of flood events using scarred trees in the Tatra Mountains, Poland. *Dendrochronologia* 26(3):173–183.

TABLES

Table 1. Estimated ages of analyzed species. PF= pores features; R-p= Ring-porous; Sr-p/R-p= Semi-ring- to ring-porous; Sr-p= Semi-ring-porous; D-p/sr-p= Diffuse- to semi-ring-porous; D-p= Diffuse-porous). N= number of trees; A_{max} = maximum age; Fy= first year; A_{av} = average age; sd= standard deviation.

SPECIES	<u>ID</u>	PF	N	Amax	<u>Fy</u>	$\underline{A}_{av} \pm sd$
Fraxinus excelsior	FE	R-p	13	60	1956	51±8.2
Populus tremula	PT	Sr-p	15	59	1957	51±5.7
Populus nigra	PN	Sr-p	13	56	1960	46±8.2
Prunus avium	PA	Sr-p/R-p	5	48	1968	43±4.6
Salix caprea	SC	D-p/ Sr-p	1	47	1969	47
Acer campestre	AC	D-p	1	42	1974	42
Juglans regia	JR	D-p/ Sr-p	3	86	1930	79±10.6
Tilia platyphyllos	TP	D-p	3	81	1935	63±19.6
Quercus petraea	QP	R-p	3	78	1938	64±12.9
Total/Mean			57	86		52±11.1

Table 2. Characteristics of the decapitated trees. GP= Geomorphological Position; H= Height of decapitation node; Ir T= dating of inner
ring of trunk; Ir RB= dating of inner ring of replacement branch; Sc/Su= scars/suppressions; E= date of the possible event. * indicates that
this value is not determined because the inner part of the trunk was rotten. In the PA35 tree, the estimated Dendrogeomorphological Year of
the event that caused the decapitation is not as reliable because of the lack of relation with other evidence.

ID Species/ ID Tree	GP	H (m)	Ir T	Ir RB	Sc/ Su	Е
FE/ PA26	Upper deposits of cone	0.40	*	1972	/	1969-70
FE/ PA27	Upper deposits of cone	0.64	1968	1970	/1971	1969-70
FE/ PA29	Upper deposits of cone	0.70	1962	1973 1975	/ 1971	1969-70
FE/PA30	Upper deposits of cone	0.96	1958	1974	/ 1971	1969-70
FE/PA31	Upper deposits of cone	0.88	1962	1975	/ 1971	1969-70
QP/PA32	Main inactive channel of cone	0.74	1955	1976	/ 1971	1969-70
FE/PA33	Upper deposits of cone	0.85	1963	1978	/ 1971	1969-70
SC/PA35	Artificial levee	0.97		1969 1970	/	1969-70?
TC/PA42	Terrace	1.13	1951	1977	/1975	1973-74
FE/ PA68	Right-side slope	1.53	1960	1981	1974 / 1975	1973-74

Table 3. Synthesis of the main dendrogeomorphological and documentary evidence related to the Portainé stream. Year= year of the dated Flood Dendrogeomorphological Evidence; FDE= Type of Flood Dendrogeomorphological Evidence; DY= Dendrogeomorphological Year (the most reliable highlighted in bold); N₁= total number of dated evidence; N₂= number of evidence corresponding to each DY; human activities highlighted in gray; ?= doubtful dating or unknown exact date. References: 1= Balasch *et al.* (2008); 2= Protección Civil [on line]; 3= La Vanguardia [on line]; 4= El Mundo [on line]; 5= ABC [on line]; 6= Meteorological Service of Catalonia [on line]; 7= IGC2008, 2010a, 2010b, 2011, 2013a, 2013b) and IGC *et al.* (2013); 8= Mr. C. Fañanás county administration forest engineer (pers. com.); 9= Mr. Tachó eyewitness (pers. com.); 10= Mr. J. Montserrat eyewitness (pers. com.); 11= Arxiu Comarcal del Pallars Sobirà [on line].

1	Dendrogeom	orpho	logical dat	а	Documentary data		
Year	FDE	N_1	DYear	N_2	Documented floods and human activities	Date	References
1957	Scar	1	1956-57	1			0
					Regional flood	1960/X/24	3;6
1962	Asymmetries	5	1960-61?	5	Local torrential event	1960?/VIII	9
					Regional rainfalls and floods	1963/XI/16	2
1965	Scar	1	1964-65	1			
1070	Decapitations	7-8?			Construction of the access road to the ski resort till 1650 m a.s.l.	1970-1980	8
1970	Suppressions	10	1969-70	28-29?			
1972	Asymmetries	6			Regional rainfalls and floods	1971/IV/22-23	2, 3
1074	Asymmetries	5					
1974	Asymmetries Datasaa	10	1972-73?	15			
1974	Releases	10					1
	Decapitations	2					_
1974	Scar	1	1973-74 13		Regional rainfalls and floods	1974/IX/19	5
1975	Suppressions	10					
1977	Scar	3					
1978	Suppressions	14	1976-77	22	Regional rainfalls and floods	1977/V/19	3
1980	Asymmetries	5					
1983	Suppressions	23	1082-83	36	Severe rainfalls and floods in the Pyrenees	1982/XI/06-08	1; 2; 11
1985	Releases	13	1702-03	30	Regional rainfalls and floods	1983/IX/08	2
					Regional rainfalls and floods	1984/IX/10-11	3;6
L	r		1	1	Opening of the ski resort	1986	8
1988	Suppressions	9	1987-88?	19			
1989	Suppressions	10	1707 00.	17			
1993	Scar	3					
1993	Suppressions	15	1992-93	26	Regional rainfalls and floods	1992/IX/7-10	3
1994	Asymmetries	8					
					Regional rainfalls and floods	1994	11
					Construction of the access road to the ski station till 2000 m a.s.l.	1995	8
1998	Scar	1					
1998	Asymmetries	5					
1998	Suppressions	17	1997-98	67	Significant regional rainfalls and floods	1997/XII/18-20	3: 4: 10: 11
1998	Releases	14	1,,,,,,0	0,	orgenite and regional rainfalls and riseas	1777111210 20	5, 1, 10, 11
1999	Asymmetries	5					
2000	Releases	25					
2000	Suppressions	10	1999-00	14	Local rainfalls and downpours	1999-VI- ?-15	3
2001	Scar	10					
2006	Suppressions	13	2005-06	14	Local torrential event	2006/V	8
2008	Death	1	2005-06?	1			
2008	Scar	20			Earthworks in the ski resort	2008	7
2009	Asymmetries	6			Local torrential event	2008/IX/11-12	7
2009	Suppressions	13	2007-08	60	Local rainfalls and torrential event	2008/XI/02	7
2010	Asymmetries	8					
2010	Suppressions	13			Major works in drainages in the appears of the stress with 1	2000	7
2010	Asymmetries	0			Farthworks in the ski resort: water reservoir building for artif anow	2009	7
2011	Releases	15	2009.10	38	Emplacement of 9 sediment retention barriers	2010/VI	8
2011	5.1				Local torrential event	2010/VII/22-23	7
2012	Releases	11			Local torrential event	2010/VIII/12	7
2012	Death	1					
2013	Death	1	2009-10?	3			
2014	Death	1					
					Local torrential event	2011/VII/05	7
					Drainage works in the access road and construction of meltwater	2011	7
					Emplacement of 4 more sodiment rotantion barriers	2012	0
Torrer	tial events gene	erate woi	unds too rece	nt to be	Regional rainfalls and floods	2012	8 2:5
dated	with precision	Decause	une formation	or the	I ocal torrential event	2013/ 1/18	3, 3 7
	(see	Discussi	on)		Local torrential event	2013/ VII/23	7
	(550	- 4001	,		Local torrential event	2014/VIII/30	7
					Emplacement of 2 sediment retention barriers	2014	8
					Local torrential event	2015/VIII/21	7
l							

FIGURE CAPTIONS

Figure 1. Location of the study area. (a) Geographic location of the Pyrenees; (b) Geological setting in the Axial Zone of the Pyrenees; (c) Geomorphological setting and delineation of the Portainé drainage basin, with the study area indicated by a black square. This black square corresponds to the study area in Figure 5.

Figure 2. General diagram of the main methodological procedures used in this study (adapted from Genova *et al.* (2015b) and Benito and Díez-Herrero (2015)).

Figure 3. Dendrochronological sampling and the studied wedge of the PA68 tree (*Fraxinus excelsior*). (a) and (b) Sampling using a Pressler increment borer, with the inner-ring dating of the main stem and replacement branch shown in (b). (c) Transverse section of the wedge showing the radii measured (R1, R2 and R3) and the dating of the internal (1974) and external (2008) scars, the latter partially covered by a callus.

Figure 4. (a) Number of each type of dated Flood Dendrogeomorphological Evidence. (b) Total number of Flood Dendrogeomorphological Evidence (orange), the event-to-event intervals determined in well-defined Dendrogeomorphological Years (solid color arcs) and other intervals determined for events with less evidence (empty arcs), as well as documented events of regional (light blue arrows) or local (dark blue arrows) rainfall in the Portainé stream.

Figure 5. Flood Dendrogeomorphological Evidence distribution in each of the 10 events determined with high reliability. In the 1969-1970 map, dotted circles indicate the area with a significant concentration of stem decapitations.

Figure 6. Relationship between the number of total trees and the number of different species analyzed in previous European flood dendrogeomorphological studies, showing the present study standing out beause of the high number of different species used. (a) Zielonka *et al.* (2008); (b) Ballesteros-Cánovas *et al.* (2010a); (c) Ballesteros-Cánovas *et al.* (2010b); (d) Arbellay *et al.* (2012); (e) Ruiz-Villanueva *et al.* (2013); (f) Ballesteros-Cánovas *et al.* (2015b); (g) Ballesteros-Cánovas *et al.* (2015a); (h) Ballesteros-Cánovas *et al.* (2015c); (i) Šilhán (2015); (j) Génova *et al.* (2015a).

Figure 7. *Fraxinus excelsior* trees. (a) The PA33 tree (on the left) was decapitated by an event estimated to have occurred in the 1969-70 Dendrogeomorphological Year, with the PA77 tree (on the right) germinating later. (b) A very young decapitated tree showing a replacement branch. (c) The PA33 tree-ring series; the one corresponding to the main stem (also indicating the detected suppression that was estimated to have occurred in 1971) is shown in red, while the one corresponding to the replacement branch is shown in blue.

Figure 8. Evolution of the vegetation on the lower stretch of the Portainé stream. The red square corresponds to the study area in Figure 5. In 1956, the debris cone displayed a small amount of vegetation. In 1990, the lower part of the cone was already colonized by trees, with the slopes presenting denser vegetation. By 2008, vegetation was dense all along both streams before the torrential floods. In 2013, the cone appeared as it does now, with clear signs of the torrential flows in the Portainé stream (Orthoimages property of Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya; CC by 4.0).