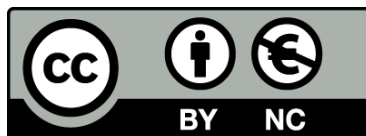




UNIVERSITAT_{DE}
BARCELONA

Caracterització espaciotemporal de la dinàmica d'allaus de neu majors al Pirineu català

Pere Oller Figueras



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement- NoComercial 4.0. Espanya de Creative Commons**.

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento - NoComercial 4.0. España de Creative Commons**.

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0. Spain License**.



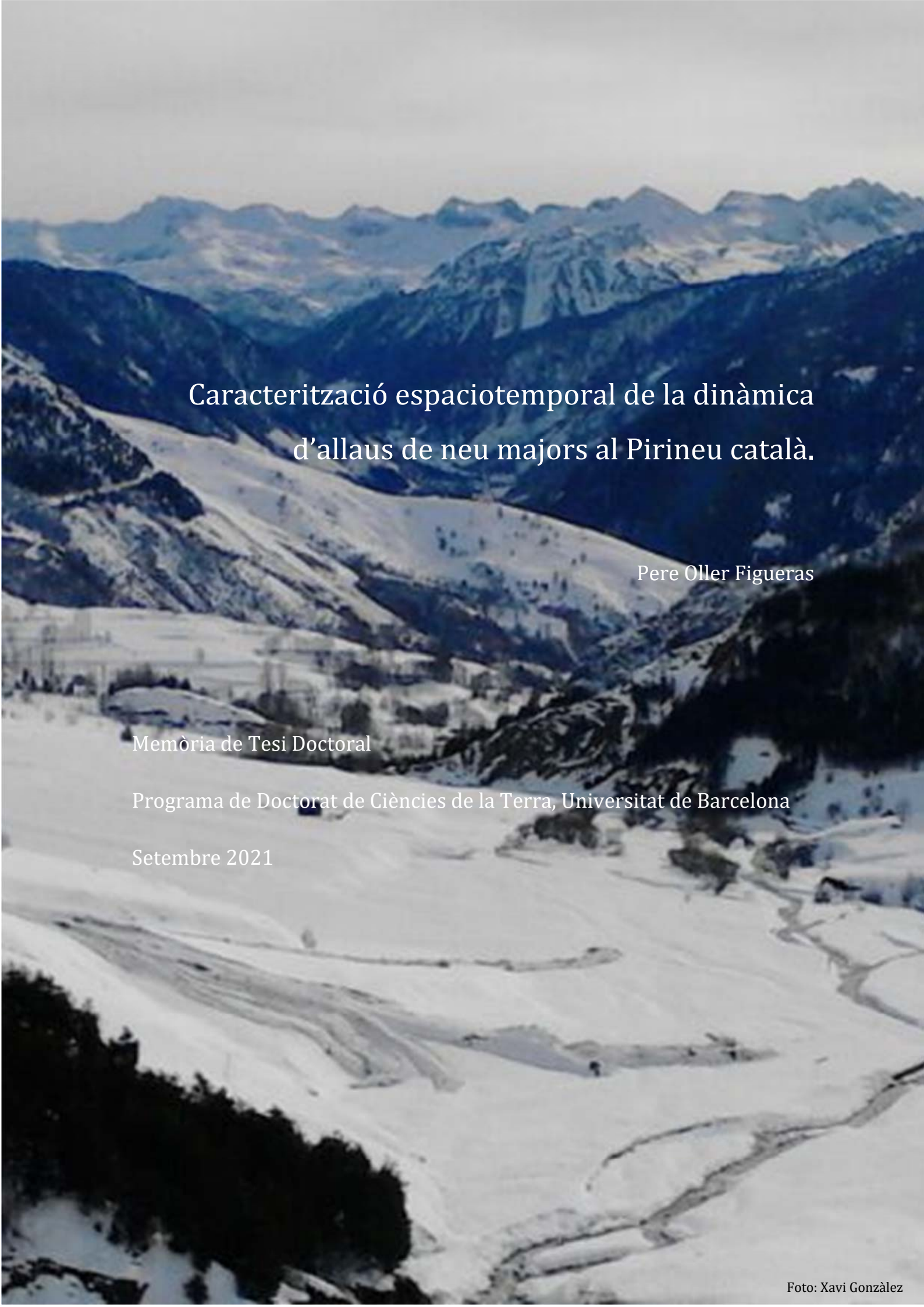
UNIVERSITAT DE
BARCELONA

Memòria de Tesi Doctoral

**Caracterització espaciotemporal de la dinàmica d'allaus de neu
majors al Pirineu català.**

Pere Oller Figueras

2021

An aerial photograph of a mountain valley in the Pyrenees, showing a wide, snow-covered valley floor with a winding, dry riverbed. The surrounding mountains are rugged and partially covered in snow, with some evergreen trees visible on the lower slopes.

Caracterització espaciotemporal de la dinàmica d'allaus de neu majors al Pirineu català.

Pere Oller Figueras

Memòria de Tesi Doctoral

Programa de Doctorat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona

Setembre 2021

Caracterització espaciotemporal de la dinàmica d'allaus de neu majors al Pirineu català.

Pere Oller Figueras

Memòria de Tesi Doctoral

Dirigida per la Dra. Glòria Furdada Bellavista i la Dra. Cristina Baeza Adell

Programa de Doctorat de Ciències de la Terra (HDK09), Universitat de Barcelona

Setembre 2021

Grup de recerca consolidat RISK NAT

Departament de Dinàmica de la Terra i de l'Oceà

Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona



UNIVERSITAT DE
BARCELONA

Facultat de Ciències de la Terra

RISK NAT

RISCOS NATURALS

Aquesta tesi la dedico a tots/es els que
amb la seva comprensió i paciència
han permès que es fes realitat.

Agraïments

Des que vaig començar amb la tesi, han passat 10 anys. Durant aquest temps (i ja d'abans) hi ha hagut moltes persones que en major o menor mesura han estat al meu costat i m'han ajudat de diferents maneres: fent-me companyia en els millors i pitjors moments, col·laborant directament en els treballs, compartint coneixements i experiències... Em sap greu perquè amb el temps que ha passat, segur que em deixo algú, i espero que m'ho perdoni!

El primer agraïment, i especialment sentit, és per la família: Mireia, Maria i Flors. Han estat molts anys d'aguantar les meves "aficions". Moltes gràcies per la vostra paciència i acceptació. Especialment tu, Maria, allà on estiguis. M'he preguntat moltes vegades si valia la pena seguir... és quan tens una sotragada forta a la vida que t'adones de les coses que són realment importants i, la tesi, va deixar de ser-ho. Tanmateix, he preferit no fer-me més preguntes i acabar.

En segon lloc a les directores Glòria Furdada i Cristina Baeza. Si a mi se m'ha fet llarga aquesta història, a vosaltres se us deu haver fet eterna! Durant tot aquest temps ens han passat moltes coses a totes, i també vosaltres heu patit. Moltes gràcies per aguantar, per la confiança, per la paciència i per la dedicació.

En tercer lloc a l'Elena Muntán, amb qui vam començar a engrescar-nos treballant en el projecte Aludex i hem seguit engrescant-nos en molts altres projectes gràcies a la seva capacitat d'embolicar-se. Amb tu he après moltes coses (totes bones).

Als companys i companyes de l'ICGC, IGC, ICC i SGC, la institució on va començar aquesta història i on he dedicat 25 anys de la meva vida laboral. Als companys d'allaus Pere Martínez, Carles García i Glòria Martí, amb qui vam heretar un projecte embrionari que havia de desenvolupar-se: el "Projecte d'Estudi del Risc d'Allaus al Pirineu català". Vam fer molta feina, i vam aprendre molt. A en Jordi Marturià, qui sempre em va donar suport, especialment amb SIG i bases de dades. Amb companys/es que es van afegir posteriorment a l'estudi de les allaus: Georgina Arnó, Marc Janeras, Judit Pons, Olga Costa. També els becaris/es que van estar treballant en les cartografies d'allaus i encara ho fan avui dia. I per extensió a la resta de companys/es, que en menor o major mesura han aportat granets de sorra al que avui puc

presentar aquí. I en especial, a les que sempre han estat al costat donant suport incondicional: Lali Pujal i Marta González.

Al Nué Vilaplana, qui des de la facultat ens va donar sortida als que érem allà, sobretot, perquè ens apassionava la muntanya, i perquè sempre ha estat al costat.

Al Jordi Gavaldà (primer, company a l'SGC i a l'ICC), l'Ivan Moner i la Montse Bacardit, companys del Centre de Lauegi d'Aran, que sempre han tingut les portes obertes per compartir el que calgués.

Als nivòlegs professionals, la feina dels quals és imprescindible tant per a la predicció temporal d'allaus com per al seguiment de l'activitat d'allaus. En especial als companys actuals de feina: Enric Nadal, Helena Serred, Julián Montoliu, i als que ho van ser en el passat: Quim Merlos, Maria Farré, Txema Arteta, Sara Orgué.

A totes les persones que han aportat informació sobre esdeveniments d'allaus, especialment als padrins i padrines dels Pirineus, molts dels quals ja no hi són, i que van transmetre el que van observar al llarg de la seva vida, o el que els havien explicat els seus pares i avantpassats; als professionals de la muntanya: nivòlegs, pisters, agents rurals, serveis de manteniment de carreteres, guies de muntanya, etc.

Als pares, perquè si he acabat aquí, ha estat per alguna cosa que dec haver heretat d'ells. Als germans i resta de la família Oller Figueras.

A les famílies Iglesias, Carrera i Rella, tant pel suport, per la paciència i per l'aportació de coneixement i d'informació.

Al Peter Gauer (NGI), especialment pel debat que vam tenir a l'ISSW d'Innsbruck el 2018, que va ser decisiu per la reconducció del treball amb el model α - β . Per altra banda, al Stefan Margreth, Luckas Stoffel i Marc Christen (WSL-SLF), qui m'han ajudat molt al llarg de la vida professional, i m'han permès aprendre dels millors.

A l'Ernest Bladé i al Marcos Sanz (UPC), amb els que hem estat col·laborant els darrers anys i hem seguit aprofundint en el coneixement de la dinàmica de les allaus als Pirineus.

Al Daniel Xifre i la Laura Trabal, companys de GeoNeu Risk, que han hagut de conviure amb la tesi, amb esperit sempre positiu, especialment en el tram final.

Als suggeriments i correccions dels revisors anònims dels articles, i els editors, encapçalats per Nicolas Eckert (IRSTEA) i Juerg Schweizer (WSL-SLF).

I finalment, un agraïment general a tots els citats i no citats pel respecte a no preguntar en excés sobre la tesi. Això ho ha fet tot més portable.

Una forta abraçada a tots/es!!

A nivell institucional, s'agraeix a l'ICGC la cessió de dades cartogràfiques i de seguiment dels episodis d'allaus majors.

Motivació

L'any 2003, mentre treballava com a tècnic en cartografia i predicció d'allaus a l'Institut Cartogràfic de Catalunya (ICC), vam aconseguir el projecte Aludex ("Caracterización de aludes catastróficos a través del estudio dendro-cronológico y nivo-climático", finançat pel Ministerio de Ciencia y Tecnología i Fondos FEDER), conjuntament amb el Grup de Dendroecologia del Departament d'Ecologia de la Facultat de Biologia de la Universitat de Barcelona. Una de les tasques en les que vaig participar va ser en la cartografia de les allaus majors de 1996 a partir dels efectes observats al bosc. Per primera vegada, podíem disposar d'ortoimatges de tot el territori (les realitzades per l'ICC l'estiu del 1996 i de 1997) on podíem cartografiar directament en pantalla els límits de les zones desforestades per les allaus. Això, que avui dia és molt habitual, aleshores era una quimera: per una banda, no disposàvem d'aquesta tecnologia, i cartografiàvem usant parells de fotogrames impresos que visualitzàvem en 3D mitjançant estereoscopi, i representàvem la informació digitalitzant-la en pantalla sobre el mapa topogràfic, llavors ja digital (pocs anys abans encara ho fèiem manualment sobre el mapa imprès en paper). I per altra banda, sempre usàvem les mateixes imatges aèries, perquè no es realitzaven vols amb tanta freqüència com actualment. Durant el projecte Aludex, l'ICC va realitzar també el vol de 2003-2004, imatges que també van servir per inventariar les allaus de l'episodi major de gener de 2003. Amb el temps, l'ICGC va anar realitzant molts més vols, va crear el magnífic portal Vissir, on els anava incorporant, incloent-hi també vols antics, com el de 1956, i posteriorment el de 1946. Malgrat el projecte Aludex va finalitzar l'any 2005, vaig seguir cartografiant esdeveniments d'allaus, sigui aprofitant informació de la feina que realitzava a l'ICC (posteriorment IGC i actualment ICGC), sigui completant-ho amb les imatges que s'anaven penjant al portal Vissir o a l'Ortoexpress. Les allaus les cartografiava i mesurava tots els paràmetres morfològics que em semblaven rellevants, configurant així, poc a poc, una base de dades. En paral·lel, va anar-se gestant la idea d'exploitar aquestes dades i de fer-ho en el marc d'una tesi doctoral. Em motivava el fet que fins al moment, hi havia poques publicacions amb informació detallada d'allaus majors, i em va semblar que aquelles dades tenien moltes coses a dir. També va ajudar el fet que aleshores em va semblar interessant, en relació a la feina que desenvolupava, disposar del títol de doctor. A partir d'aquí, començà aquesta llarga aventura que ha estat el projecte de tesi, quelcom complicat quan ja treballava i tens família, i

que fas a dedicació parcial... Al final ha durat 10 anys tot plegat, en que han passat moltes coses, de bones, però també de molt dolentes. En tot cas, s'ha acabat, i finalment aquí està!

Podria resumir els aspectes que m'han motivat més a l'hora de decidir-me a implicar-me a fer la tesi en:

- **Analitzar la dinàmica d'episodis d'allaus majors als Pirineus.** Coneixem, i vam viure, episodis recents molt importants, especialment els de 1995/96, però també n'hi ha hagut d'altres de significatius: 2002/03, 2005/06, 2012/13, 2013/14, 2014/15, 2017/18. El nostre coneixement d'aquest fenomen, però, és molt recent. Durant el segle passat hi ha hagut també episodis molt potents: 1914/15, 1937/38, 1971/72, o possiblement encara més potents molt temps abans: 1444, 1599, 1607, 1613, 1632, 1758, 1803, 1855, 1859, alguns amb destrucció de pobles sencers. Quins episodis s'han produït? Quina freqüència tenen? Quins han estat més importants? Quin és el risc que comporten? Es noten els efectes de l'escalfament global? Quan es va produir l'episodi del febrer de 1996, ens vam preguntar sobre l'excepcionalitat que tenia aquell episodi. Ara, amb perspectiva i més coneixement podem dir que realment va ser molt excepcional, probablement, si no el major del segle XX, un dels majors. Hi ha hagut altres episodis similars? De major intensitat?
- **Explotar les dades cartogràfiques per a poder predir l'abast d'aquestes allaus.** Amb les dades morfomètriques disponibles, es poden millorar els models existents i tenir-ne un de propi adaptat als Pirineus? Es pot fer models adaptats segons la zonificació climàtica del Pirineu? Es pot fer models segons el període de retorn de les allaus? Podem explicar comportaments diferents de les allaus mitjançant la informació cartogràfica?

Totes aquestes qüestions no només han estat una inquietud purament científica, sinó que també han vingut motivades per la feina que desenvolupo de consultoria en riscos geològics, en la qual la determinació de la perillositat deguda a les allaus és una tasca habitual. Conèixer millor el fenomen amb el que treballes ha de permetre millorar el resultat de la teva feina, especialment en un moment com l'actual, en que s'estan produint tants canvis a nivell de dinàmica atmosfèrica.

Resum

Aquesta tesi té per objectiu avançar en el coneixement de la dinàmica de les allaus, i en concret, de les allaus majors, al Pirineu de Catalunya i, per extensió, als Pirineus, tot entenent per allau major l'allau la mida de la qual excedeix l'abast de les allaus habituals (freqüents), causant danys en cas que hi hagi infraestructures a la seva proximitat. La base del treball, i font de dades, és una base de dades d'allaus majors. Aquesta, parteix de la informació provinent de les enquestes a la població que es van fer des del Servei Geològic de Catalunya (SGC), posteriorment des de l'Institut Cartogràfic de Catalunya (ICC), per a la cartografia del Mapa de Zones d'Allaus, entre finals dels anys 1980 i fins l'any 2005, del seguiment hivernal de l'activitat d'allaus incorporat a la Base de Dades d'Allaus de Catalunya (BDAC) des de 1991, completada amb una cartografia d'allaus majors realitzada a partir de la fotointerpretació exhaustiva de tots els vols de fotografia aèria disponibles avui dia, amb inspeccions de camp d'estiu i d'hivern, i amb informació històrica-documental. D'aquest treball, s'han elaborat i publicat dos articles en revistes indexades.

En l'article 1, els esdeveniments d'allaus majors de la base de dades van ser usats per quantificar la magnitud dels episodis en que es van produir. Per a tal finalitat, es va concebre un índex de l'activitat d'allaus majors (MAAMI; Índex de la Magnitud de l'Activitat d'Allaus Majors; *Major Avalanche Activity Magnitude Index*). Aquest índex està basat en el nombre d'allaus majors registrades, la seva magnitud, i la seva freqüència estimada, en un període de temps determinat. Per tant, quantifica la magnitud d'un episodi d'allaus majors o hivern d'allaus majors, el qual permet una comparació entre episodis o hiverns d'allaus majors en una serralada determinada, o entre serralades. Per a un període temporal suficientment llarg, hauria de permetre l'anàlisi de tendències. El treball ha permès reconstruir en detall els episodis majors dels hiverns 1995/96 a 2013/14. S'ha determinat la seva magnitud, freqüència i extensió. Durant aquests 19 hiverns, els episodis de 22–23 de gener i 6–8 de febrer de 1996 van ser els que van obtenir majors valors de MAAMI, seguits pels de 30–31 de gener de 2003, 29 de gener de 2006, i 24–25 de gener de 2014. Per analitzar tot el segle XX, amb un conjunt de dades menys complert es va definir un índex simplificat SMAAMI, amb el mateix objectiu. Amb menys precisió, es van obtenir els mateixos paràmetres a resolució de temporada hivernal al llarg del segle XX. De nou, l'hivern 1995/96 va tenir els valors de SMAAMI majors, seguit pels de 1971/72, 1974/75 i 1937/38. L'anàlisi de l'extensió espacial dels diferents episodis ha

permès conèixer millor i precisar la delimitació de les regions nivològiques establertes, i millorar el coneixement sobre els patrons atmosfèrics que causen els episodis majors i la seva interpretació climàtica. En alguns casos s'ha posat de manifest la importància de considerar la gènesi d'un episodi d'allaus majors, com el resultat de l'acció de dos o més patrons atmosfèrics: un o més patrons preparatoris previs, seguit d'un patró desencadenant. S'ha obtingut també la probabilitat d'ocurrència i, en especial, la probabilitat d'ocurrència d'episodis que poden afectar a zones urbanitzades i, per tant, que suposen un risc.

En segon lloc, en l'article 2, les dades de la base de dades han estat usades per a ajustar el model empíric noruec $\alpha-\beta$, que s'utilitza internacionalment per a calcular distàncies d'abast d'allaus "extremes", tot aplicant el coneixement actual de l'activitat d'allaus majors per a tot el Pirineu català, i usant les eines actuals de cartografia. Això ha permès millorar significativament el primer model obtingut només per al Pirineu occidental català ja fa més de 25 anys. El model s'ha obtingut a partir d'una mostra de 97 esdeveniments d'allaus "extremes" que es van produir del final del segle XIX fins a l'inici del segle XXI. A partir de la Regressió Lineal Múltiple s'ha obtingut una equació usant 3 variables independents: pendent de la zona d'allaus (β), distància horitzontal (H_β), i àrea de la zona de sortida (A_{zs}), amb un considerable ajust ($R^2=0.81$). El resultat obtingut indica que una zona de sortida més gran incrementa l'abast de l'allau i una major longitud de la zona de trajecte el redueix. És un resultat rellevant perquè la mida de l'allau sembla estar relacionada amb l'abast, aspecte que ha estat molt discutit en la literatura. La nova equació actualitzada prediu l'abast d'allaus per un període de retorn de l'ordre dels 100 anys. Per estudiar quines variables del terreny expliquen els valors extrems de la mostra d'allaus, es va realitzar una anàlisi comparativa de variables que influeixen un major o menor abast. Seleccionant un conjunt més extrem d'allaus (allaus que tenien un abast superior i inferior a una desviació estàndard, respecte a l'abast obtingut amb el model), es va observar que la mida de la zona d'allaus i l'orientació de la zona de sortida mostraven certa associació amb distàncies d'abast menors i majors a les predites amb el model. Aquest tipus d'anàlisi ha estat pionera i significa una passa endavant en el coneixement de l'abast de les allaus majors.

En resum, en la Tesi, a partir d'una base de dades d'allaus majors en l'àmbit del Pirineu català, alimentada per dades d'allaus individuals, s'ha avançat en l'aspecte global de la caracterització dels episodis d'allaus majors, tant en la seva intensitat i causes com en la seva extensió geogràfica; per altra banda, gràcies a la utilització conjunta de les dades d'allaus majors, s'ha

establert un model de càlcul que s'aplica a la predicció de l'abast d'allaus centenàries en zones d'allaus particulars. Els resultats obtinguts permeten avançar en el coneixement de la dinàmica de les allaus al Pirineu català i, per tant, en el coneixement de la perillositat i del risc que suposen.

Resumen

Esta tesis tiene como objetivo avanzar en el conocimiento de la dinámica de los aludes y, en concreto, de los aludes mayores, en el Pirineo de Cataluña y, por extensión, en los Pirineos, entendiendo por alud mayor aquel que excede en tamaño el alcance de los aludes habituales (frecuentes), causando daños en caso de que haya infraestructuras en la proximidad. La base del trabajo, y fuente de datos, es una base de datos de aludes mayores. Esta, parte de la información proveniente de las encuestas a la población que se hicieron en el *Servei Geològic de Catalunya* (SGC), posteriormente desde el *Institut Cartogràfic de Catalunya* (ICC), para la cartografía del *Mapa de Zones d'Allaus*, entre finales de los años 1980 y hasta el año 2005, del seguimiento invernal de la actividad de aludes incorporado a la *Base de Dades d'Allaus de Catalunya* (BDAC) desde 1991, completada con una cartografía de aludes mayores realizada a partir de la fotointerpretación exhaustiva de todos los vuelos de fotografía aérea disponibles hoy día, con inspecciones de campo de verano y de invierno, y con información histórica-documental. De este Trabajo, se han elaborado y publicado dos artículos en revistas indexadas.

En el Artículo 1, los eventos de aludes mayores de la base de datos fueron usados para cuantificar la magnitud de los episodios en que se produjeron. Para tal finalidad, se concibió un índice de la actividad de aludes mayores (MAAMI; Índice de la Magnitud de la Actividad de Aludes Mayores; *Major Avalanche Activity Magnitude Index*). Este índice está basado en el número de aludes mayores registrados, su magnitud, y su frecuencia estimada, en un período de tiempo determinado. Por lo tanto, cuantifica la magnitud de un episodio de aludes mayores o invierno de aludes mayores, lo cual permite una comparación entre episodios o inviernos de aludes mayores en una cordillera determinada, o entre cordilleras. Para un período temporal suficientemente largo, tendría que permitir el análisis de tendencias. El trabajo ha permitido reconstruir en detalle los episodios mayores de los inviernos 1995/96 a 2013/14. Se ha determinado su magnitud, frecuencia y extensión. Durante estos 19 inviernos, los episodios de 22–23 de enero y 6–8 de febrero de 1996 fueron los que obtuvieron mayores valores de MAAMI, seguidos por los de 30–31 de enero de 2003, 29 de enero de 2006, y 24–25 de enero de 2014. Para analizar todo el siglo XX, con un conjunto de datos menos completo se definió un índice simplificado SMAAMI, con el mismo objetivo. Con menos precisión, se obtuvieron los mismos parámetros a resolución de temporada invernal a lo largo del siglo XX. De nuevo, el invierno 1995/96 obtuvo los valores de SMAAMI mayores, seguido por los de 1971/72,

1974/75 i 1937/38. El análisis de la extensión espacial de los diferentes episodios ha permitido conocer mejor y precisar la delimitación de las regiones nivológicas establecidas, y mejorar el conocimiento sobre los patrones atmosféricos que causan los episodios mayores y su interpretación climática. En algunos casos se ha puesto de manifiesto la importancia de considerar la génesis de un episodio de aludes mayores, como el resultado de la acción de dos o más patrones atmosféricos: uno o más patrones preparatorios previos, seguido de un patrón desencadenante. Se ha obtenido también la probabilidad de ocurrencia y, en especial, la probabilidad de ocurrencia de episodios que pueden afectar a zonas urbanizadas y, por lo tanto, que suponen un riesgo.

En segundo lugar, en el Artículo 2, los datos de la base de datos han sido usados para ajustar el modelo empírico noruego α - β , que se utiliza internacionalmente para calcular distancias de alcance de aludes “extremos”, aplicando el conocimiento actual de la actividad de aludes mayores para todo el Pirineo Catalán, y usando las herramientas actuales de cartografía. Esto ha permitido mejorar significativamente el primer modelo obtenido solo para el Pirineo Occidental Catalán ya hace más de 25 años. El modelo se ha obtenido a partir de una muestra de 97 eventos de aludes “extremos” que se produjeron del final del siglo XIX hasta el inicio del siglo XXI. A partir de la Regresión Lineal Múltiple se ha obtenido una ecuación usando 3 variables independientes: pendiente de la zona de aludes (β), distancia horizontal (H_β), y área de la zona de salida (A_{zs}), con un considerable ajuste ($R^2=0.81$). El resultado obtenido indica que una zona de salida más grande incrementa el alcance del alud y una mayor longitud de la zona de trayecto lo reduce. Es un resultado relevante porque el tamaño del alud parece estar relacionado con el alcance, aspecto que ha sido muy discutido en la literatura. La nueva ecuación actualizada predice el alcance de aludes para un período de retorno del orden de los 100 años. Para estudiar qué variables del terreno explican los valores extremos de la muestra de aludes, se realizó un análisis comparativo de variables que influyen un mayor o menor alcance. Seleccionando un conjunto más extremo de aludes (aludes que tienen un alcance superior e inferior a una desviación estándar, respecto al alcance obtenido con el modelo), se observó que el tamaño de la zona de aludes y la orientación de la zona de salida mostraban cierta asociación con distancias de alcance menores y mayores a las predichas con el modelo. Este tipo de análisis ha sido pionero y significa un paso adelante en el conocimiento del alcance de los aludes mayores.

En resumen, en la Tesis, a partir de una base de datos de aludes mayores en el ámbito del Pirineo Catalán, alimentada por datos de aludes individuales, se ha avanzado en el aspecto global de la caracterización de los episodios de aludes mayores, tanto en su intensidad y causas como en su extensión geográfica; por otro lado, gracias a la utilización conjunta de los datos de aludes mayores, se ha establecido un modelo de cálculo que se aplica a la predicción del alcance de aludes centenarios en zonas de aludes particulares. Los resultados obtenidos permiten avanzar en el conocimiento de la dinámica de los aludes en el Pirineo Catalán y, por lo tanto, en el conocimiento de la peligrosidad y el riesgo que suponen.

Abstract

This thesis aims to advance in the knowledge of the dynamics of avalanches and, specifically, of major avalanches, in the Catalan Pyrenees and, by extension, in the Pyrenees, understanding by major avalanche the avalanche whose size exceeds the size of the usual (frequent) avalanches, causing damage if there are infrastructures nearby. The basis of the work, and data source, is a database of major avalanches. This database contains the information from the population surveys carried out at the *Servei Geològic de Catalunya* (SGC), later from the *Institut Cartogràfic de Catalunya* (ICC), for the cartography of the *Mapa de Zones d'Allaus*, from the end of 1980's to 2005, from the winter monitoring of avalanche activity incorporated into the *Base de Dades d'Allaus de Catalunya* (BDAC) since 1991, completed with a cartography of major avalanches made from the exhaustive photointerpretation of all the aerial photography flights available today, with summer and winter field inspections, and with historical-documentary information. From this work, two research papers have been elaborated and published in indexed journals.

In Article 1, the major avalanche events from the database were used to quantify the magnitude of the episodes in which they occurred. For this purpose, a major avalanche activity index (MAAMI; Major Avalanches Activity Magnitude Index) was designed. This index is based on the number of major avalanches recorded, their magnitude, and their estimated frequency, in a given period of time. Therefore, it quantifies the magnitude of a major avalanche episode or major avalanche winter, which allows a comparison between episodes or winters of major avalanches in a given mountain range, or between mountain ranges. For a long enough time period, it would have to allow trend analysis. The work allowed us to reconstruct in detail the major episodes of the winters 1995/96 to 2013/14. Its magnitude, frequency and extent were determined. During these 19 winters, the episodes of January 22–23 and February 6–8, 1996 had the highest MAAMI values, followed by January 30–31, 2003, January 29, 2006, and 24 – January 25, 2014. To analyse the entire 20th century, with a less complete data set, a simplified SMAAMI index was defined, with the same objective. With less precision, the same parameters were obtained at winter season resolution throughout the 20th century. Again, the winter 1995/96 had the highest SMAAMI values, followed by those of 1971/72, 1974/75 and 1937/38. The analysis of the spatial extension of the different episodes made it possible to better understand and specify the delimitation of the established snow regions, and to improve

the knowledge about the atmospheric patterns that cause major episodes and their climatic interpretation. In some cases, the importance of considering the genesis of a major avalanche episode as the result of the action of two or more atmospheric patterns became evident: one or more previous preparatory patterns, followed by a trigger pattern. The probability of occurrence was also obtained and, especially, the probability of occurrence of episodes that can affect urbanized areas and, therefore, that pose a risk.

Second, in Article 2, the data from the database was used to fit the Norwegian empirical model $\alpha-\beta$, which is used internationally to calculate “extreme” avalanche runout distances, applying current knowledge of the activity of major avalanches for the entire Catalan Pyrenees, and using current tools of cartography. This made it possible to significantly improve the first model obtained only for the Western Catalan Pyrenees more than 25 years ago. The model was obtained from a sample of 97 “extreme” avalanche events that occurred from the end of the 19th century to the beginning of the 21st century. From the Multiple Linear Regression, an equation was obtained using 3 independent variables: slope of the avalanche path (β), horizontal distance (H_β), and area of the starting zone (Az_s), with a considerable adjustment ($R^2=0.81$). The result obtained indicates that a larger starting zone increases the runout of the avalanche and a longer length of the path reduces it. It is a relevant result because the size of the avalanche seems to be related to the runout, an aspect that has long been discussed in the literature. The new updated equation predicts avalanche runout for a return period of the order of 100 years. To study which terrain variables explain the extreme values of the avalanche sample, a comparative analysis of variables that influence a greater or lesser runout was carried out. By selecting a more extreme set of avalanches (avalanches that have a range greater and less than a standard deviation, with respect to the runout obtained with the model), it was observed that the size of the avalanche area and the aspect of the starting zone showed some association with shorter and larger runout distances than predicted with the model. This type of analysis has been pioneering and represents a step forward in understanding the extent of major avalanches.

In summary, in the thesis, from a database of major avalanches on the area of the Catalan Pyrenees, fed by data from individual avalanches, progress has been made in the global aspect of the characterization of major avalanche episodes, both in their intensity and causes as in its geographical extension; On the other hand, thanks to the joint use of data from major

avalanches, a calculation model has been established that is applied to the prediction of the reach of centennial avalanches in particular avalanche paths. The results obtained allow us to advance in the knowledge of the dynamics of avalanches in the Catalan Pyrenees and, therefore, in the knowledge of the hazard and risk they pose.

Índex

1	Introducció general.....	1
1.1	Articles i estructura de la tesi.....	5
1.2	Hipòtesis i objectius de la tesi.....	7
1.3	Zona d'estudi.....	9
1.4	Material.....	11
1.5	Mètodes.....	16
2	Resum global dels resultats obtinguts.....	23
2.1	Creació d'una base de dades d'allaus majors.....	23
2.2	Concepció dels índexs MAAMI i SMAAMI i caracterització de la magnitud/freqüència dels episodis d'allaus majors.....	24
2.3	Estimació de l'abast de les allaus majors.....	41
3	Resum de les discussions.....	49
3.1	La MADB: beneficis i limitacions.....	49
3.2	Discussió de la caracterització dels episodis d'allaus majors.....	50
3.3	Discussió de la modelització empírica estadística α - β	56
4	Resum de les conclusions.....	63
4.1	Conclusions de la caracterització dels episodis d'allaus majors.....	63
4.2	Conclusions de la modelització empírica estadística α - β	64

4.3	Conclusions globals	66
4.4	Treball futur.....	67
5	Referències	69

ANNEX

ANNEX 1. Article 1 de la tesi

ANNEX 2. Article 2 de la tesi

ANNEX 3. Altres articles relacionats

ANNEX 4. Base de dades d'allaus majors (MADB). Estructura i contingut

ANNEX 5. Cartografia dels episodis d'allaus majors

ANNEX 6. Llistat d'allaus tractades a l'article 2

Índex de figures

- Figura 1. Zona d'estudi. Zones acolorides: zones susceptibles al desencadenament d'allaus. En lila: zona d'influència atlàntica. En blau: zona d'influència continental. En vermell: zona d'influència mediterrània. . Les línies negres corresponen als límits de les regions nivològiques definides per a la predicció d'allaus..... 10
- Figura 2. Distribució de les allaus majors inventariades actualment a la MADB (punts grocs). Les àrees ombrejades corresponen a les àrees susceptibles al desencadenament i abast d'allaus. Les línies negres corresponen als límits de les regions nivològiques definides per a la predicció d'allaus..... 13
- Figura 3. Distribució decenal de MAs (allaus majors) registrades, i fonts de dades per als períodes P2 i P3. Les dates d'hivern tenen el format $A_1A_1A_1A_1A_2A_2$, on $A_1A_1A_1A_1$ és l'any en que comença la temporada hivernal de la dècada, i A_2A_2 correspon a l'any que en què finalitza la temporada hivernal de la dècada..... 14
- Figura 4. Mida de les allaus majors documentades (MAS, n=528 de 654) i mida de les allaus observades i documentat a la BDAC des de 1971 (BDAC-AO, n=2054 de 3052) d'acord amb l'Escala Canadenca de la mida de les allaus (McClung i Schaerer, 2006)..... 15
- Figura 5. Tipus de dinàmica de les allaus majors (MAS; n=223 de 654) en relació a l'observació d'allaus registrada a la BDAC des de 1971 (BDAC-AO; n=1371 de 3052)..... 16
- Figura 6. Exemple de d'abasts de diferents allaus en una mateixa zona d'allaus (PAL376) cartografiades (esquerra) i representades en el perfil topogràfic (dreta). HF, MF i LF: Abast d'allaus d'alta freqüència (*High Frequency*), de freqüència mitjana (*Medium Frequency*) i de baixa freqüència (*Low Frequency*)..... 17
- Figura 7. Distribució de les allaus majors seleccionades per a l'aplicació del model α - β (punts grocs). Les àrees ombrejades corresponen a les àrees susceptibles al desencadenament i abast d'allaus. Les línies negres corresponen als límits de les regions nivològiques definides per a la predicció d'allaus..... 20
- Figura 8. Paràmetres principals del model α - β (modificat de Lied i Bakkehøi, 1980)..... 22

Figura 9. Valors de MAAM_{Ie} obtinguts pel període P3, i dinàmica d'allaus observada (blau cel: aerosol; blau fosc: densa seca; taronja: densa humida; vermell: *slushflow*) per episodi d'allau major (MAE). L'escala de l'eix d'ordenades és logarítmica. La data de l'episodi té el format YYYYMMD₁D₁D₂D₂, on D₁D₁ i D₂D₂ són el primer i el darrer dia de l'episodi. 26

Figura 10. Àrea desforestada per MAE, per a P3. L'escala de l'eix d'ordenades és logarítmica (les àrees desforestades dels MAE 2013/14, no es van afegir al conjunt de dades perquè el procés de cartografia no havia finalitzat a la data de publicació de l'article)..... 27

Figura 11. Valors de MAAM_{Ie} (mitjana i desviació estàndard) en relació amb el corresponent patró de circulació assignat..... 30

Figura 12. Valors de MAAM_{Ie} (mitjana i desviació estàndard) dels episodis registrats en relació amb el mes d'ocurrència..... 30

Figura 13. Valors de MAAM_{Ie} (mitjana i desviació estàndard) dels episodis registrats en relació amb la dinàmica observada..... 31

Figura 14. Valors de MAAM_{Iw} obtinguts per al període P3. La data de l'hivern té el format Y₁Y₁Y₁Y₁Y₂Y₂, on Y₁Y₁Y₁Y₁ és l'any en que comença la temporada hivernal i Y₂Y₂ és el següent any. L'escala de l'eix d'ordenades és logarítmica. 32

Figura 15. Nombre d'episodis d'allaus majors (MAEs) per hivern, registrats per P3, i dinàmica de les allaus observada (blau cel: aerosol; blau fosc: densa seca; taronja: densa humida; vermell: *slushflow*). La data de l'hivern té el format Y₁Y₁Y₁Y₁Y₂Y₂, on Y₁Y₁Y₁Y₁ és l'any en que comença la temporada hivernal i Y₂Y₂ és el següent any..... 32

Figura 16. Valors de SMAAM_I obtinguts per al període P2+P3. La data de l'hivern té el format Y₁Y₁Y₁Y₁Y₂Y₂, on Y₁Y₁Y₁Y₁ és l'any en que comença la temporada hivernal i Y₂Y₂ és el següent any..... 34

Figura 17. Mapa de l'episodi de 18-19 de febrer de 2013 generat a partir de les allaus registrades..... 37

Figura 18. Regions Nivològiques d'Allaus Majors (MANRs) definides a partir de la freqüència i distribució espacial dels episodis d'allaus majors registrats (MAEs). La freqüència d'ocurrència

de MAEs a P3 està indicada entre parèntesi. Les línies negres indiquen les divisions climàtiques principals i les línies discontinües les divisions secundàries..... 38

Figura 19. Nombre d'episodis identificat a cada MANR a P3, sent per a GA i RP les que registren el màxim d'episodis i SN el mínim. El patró atmosfèric Advecció Càlida (A) no es va considerar perquè els valors de MAAMIE associats amb aquests episodis són molt baixos. 40

Figura 20. Freqüència d'hiverns majors (MAW) obtinguts per al període P2+P3 (valors entre parèntesi)..... 41

Figura 21. Gràfic dels angles α observats respecte dels obtinguts a partir de l'equació regressió Equació 3. Les línies externes indiquen les bandes de confiança del 95%. Punts vermells: mostra de test (per construir el model); punts blaus: mostra de comprovació (per validar el model). 43

Figura 22. *Boxplots* de l' α predita i barres d'error obtingudes després d'aplicar als 97 esdeveniments d'allaus extremes, les equacions generals llistades a la (Taula 3), ordenades en ordre creixent d'error mitjà (d'esquerra a dreta). 1, Eq. (3), Pirineu català; 2, Canadà (McClung i Mears, 1991); 3, França (Adjel, 1995); 4, Noruega (Lied i Bakkehøi, 1980); 5, Japó (Fujisawa i altres, 1993); 6, Àustria (Lied i altres, 1995); 7, Eslovàquia (Biskupic i Barka, 2010); 8, USA Coastal Mountains (Nixon i McClung, 1993); 9, USA Coastal Alaska (McClung i Mears, 1991); 10, Iceland (Johannesson, 1998); 11, USA Colorado Rockies (McClung i Mears, 1991). 45

Figura 23. Tipus de dinàmica observada per al període P3 fins a la data actual. La data de l'hivern té el format $Y_1Y_1Y_1Y_1Y_2Y_2$, on $Y_1Y_1Y_1Y_1$ és l'any en que comença la temporada hivernal i Y_2Y_2 és el següent any. 55

Figura 24. Valors de MAAMI_w obtinguts per al període P3 fins a la data actual. La data de l'hivern té el format $Y_1Y_1Y_1Y_1Y_2Y_2$, on $Y_1Y_1Y_1Y_1$ és l'any en que comença la temporada hivernal i Y_2Y_2 és el següent any. L'escala de l'eix d'ordenades és logarítmica. 55

Índex de taules

Taula 1. Escala de mida absoluta (D-scale). Extret de Greene et al. (2016).	15
Taula 2. Escala de mida relativa (R-scale). Extret de Greene et al. (2016).	15
Taula 3. Comparativa dels models α - β publicats (equacions generals). Completat i actualitzat a partir de Wagner (2016). R^2 , coeficient de correlació de Pearson; SD, desviació estàndard; N, nombre d'allaus usades per a obtenir el model.	19
Taula 4. Variables seleccionades per a la construcció del model.....	21
Taula 5. Classificació dels valors del MAAMI.....	26
Taula 6. Síntesi dels patrons atmosfèrics definits per García et al., 2009.	28
Taula 7. MAE registrats al període P3 i nombre corresponent de MA registrades, patró atmosfèric corresponent, dinàmica observada, àrea desforestada i valors de MAAMIe. La data dels episodis té el format YYYYMMDD1D1D2D2, on D1D1 és el primer i D2D2 el darrer dia de l'episodi.....	29
Taula 8. Probabilitat d'excedència estimada per a l'ocurrència de MAAMI _w . L'interval de confiança de l'ajust és 1.54×10^{-4} ; 1.01×10^{-2}	33
Taula 9. Probabilitat d'excedència per a l'ocurrència de SMAAMI. L'interval de confiança del 95% de la distribució ajustada és 2.89;3.38.....	35
Taula 10. Estadística descriptiva dels principals paràmetres topogràfics i morfomètrics considerats, i correlacions entre la variable resposta α i les variables predictorres usades per desenvolupar el model α - β , on N és el nombre d'allaus en que la variable va ser mesurada, Mean és la mitjana, SD la desviació estàndard, Range és el rang de valors de la variable, R^2 és el coeficient de determinació de Pearson i p -value és el nivell de significació estadística observat. Les variables destacades en negreta són les que van mostrar la millor correlació amb α	42

Taula 11. Coeficients del model de regressió lineal múltiple amb tres variables. B , coeficient de correlació no estandarditzat beta; SD, desviació estàndard; t , estadístic t ; p -value, significança estadística; CI, interval de confiança; VIF, variance inflation factor.....	43
Taula 12. Estadística descriptiva dels valors de α predita i l'error (α observada - α predita). Obtinguts després d'aplicar a les 97 esdeveniments d'allaus l'Equació 3 (1), i els obtinguts per Oller et al. (2018) i Furdada i Vilaplana (1998), respectivament; l'Equació 3 és més precisa, ja que present menor valor d'error.....	44
Taula 13. Estadística descriptiva dels paràmetres topogràfics i morfomètrics principals de les allaus amb error positiu $>1SD$ (les allaus observades no arriben a les distàncies d'abast predites) i error negatiu $<-1 SD$ (les allaus observades excedeixen les distàncies d'abast predites).....	47

Índex d'equacions

Equació 1. Índex MAAMI e , on N_{HFe} és el nombre de MA d'alta freqüència registrades en un episodi (e), i $\max(N_{HFe})$ és el nombre màxim de MA d'alta freqüència (HF) registrades en un MAE; N_{MFe} és el nombre de MA de freqüència mitjana registrades en un episodi (e), i $\max(N_{MFe})$ és el nombre màxim de MA de freqüència mitjana (MF) registrades en un MAE; N_{LFe} és el nombre de MA de baixa freqüència registrades en un episodi (e), i $\max(N_{LFe})$ és el nombre màxim de MA de baixa freqüència (LF) registrades en un MAE; $N_{VLF e}$ és el nombre de MA de molt baixa freqüència registrades en un episodi (e), i $\max(N_{VLF e})$ és el nombre màxim de MA de molt baixa freqüència (VLF) registrades en un MAE;..... 25

Equació 2. SMAAMI (*Simplified Major Avalanche Activity Magnitude Index*), on $\min(Fw)$ correspon a la freqüència més baixa de les allaus majors (MA) registrades en un hivern (w) per cadascuna de les 3 MANRs. N: nombre de divisions climàtiques (3)..... 33

Equació 3. Equació de regressió lineal múltiple, on R^2 és el coeficient de determinació de Pearson, SD la desviació estàndard i N el nombre d'allaus amb què s'ha obtingut..... 43

Llistat d'acrònims

Acrònim	Definició
AAI	Índex de l'Activitat d'Allaus (<i>Avalanche Activity Index</i>)
AO	Observació d'allau (<i>Avalanche Observation</i>)
AP	Zona d'allaus (<i>Avalanche Path</i>)
BDAC	Base de Dades d'Allaus de Catalunya (ICGC)
BPA	Butlletí de Perill d'Allaus
EAWS	<i>European Avalanche Warning Services</i>
ICC	Institut Cartogràfic de Catalunya
ICGC	Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya
IGC	Institut Geològic de Catalunya
LIA	Petita Edat del Gel (<i>Little Ice Age</i>)
MA	Allau Major (<i>Major Avalanche</i>)
MAAMI	Índex de la Magnitud de l'Activitat d'Allaus Majors (<i>Major Avalanche Activity Magnitude Index</i>)
MAAMIE	Índex de la Magnitud de l'Activitat d'Allaus Majors per episodis (<i>Major Avalanche Activity Magnitude Index by episodes</i>)
MAAMIw	Índex de la Magnitud de l'Activitat d'Allaus Majors per hiverns (<i>Major Avalanche Activity Magnitude Index by winters</i>)
MADB	Base de dades d'allaus majors (<i>Major Avalanche Data Base</i>)
MAE	Episodi o Cicle d'Allaus Majors (<i>Major Avalanche Episode or Cycle</i>)
MANR	Regió Nivològica d'Allaus Majors (<i>Major Avalanche Nivological Region</i>)
	GA Garona
	PE Pallaresa Est
	PN Pallaresa Nord
	RP Ribagorçana - Pallaresa
	SL Segre - Llobregat
	SN Segre Nord
	TF Ter - Freser
MAW	Hivern d'Allaus Majors (<i>Major Avalanche Winter</i>)
NR	Regió Nivològica (<i>Nivological Region</i>)
	AR Aran, franja nord de la Pallaresa
	CM Vessant nord del Cadí - Moixeró
	PL Pallaresa
	PP Perafita - Puigpedrós

Acrònim	Definició
	PR Prepirineu
	RF Ribagorçana – Vall Fosca
	TF Ter - Freser
SMAAMI	Índex de la Magnitud de l'Activitat d'Allaus Majors Simplificat (<i>Simplified Major Avalanche Activity Magnitude Index</i>)
SGC	Servei Geològic de Catalunya
T100	Període de retorn estimat de l'ordre dels 100 anys

1 Introducció general

L'estudi de les allaus al vessant sud dels Pirineus és relativament recent. Els primers estudis tant al Pirineu aragonès com al català, comencen a finals dels anys 80 (Muñoz, 1988; Furdada et al., 1990; Bosch et al., 1991). A Catalunya, l'any 1986 s'inicia la fase prèvia del projecte d'Estudi del Risc d'Allaus al Pirineu Català, iniciat al Servei Geològic de Catalunya (SGC, 1987) i a la Facultat de Geologia de la Universitat de Barcelona. Fins a l'aparició de la tesi doctoral de la Glòria Furdada (Furdada, 1996; Furdada i Vilaplana, 1998) no es comença a realitzar un primer estudi del comportament de les allaus majors als Pirineus catalans i, per extensió, als Pirineus.

El treball realitzat en aquesta tesi es basa en la informació de les primeres cartografies d'allaus realitzades als Pirineus a partir de l'anàlisi geomorfològica i de vegetació, i informació testimonial. És a dir, té una orientació fonamentalment cartogràfica, no centrada tant en la gestió diària (butlletins de perill d'allaus), com en l'aplicació del coneixement del funcionament de les allaus majors a la gestió del territori. Des dels primers treballs de cartografia, han passat 25 anys. Durant aquest temps, s'ha completat la cartografia de zones d'allaus al Pirineu de Catalunya (Mapa de Zones d'Allaus; Oller et al., 2006), s'ha creat la Base de Dades d'Allaus de Catalunya (Oller et al., 2005), i s'ha definit les bases per a la realització de cartografies de zonificació del terreny segons la perillositat per allaus (Oller et al., 2013). Això ha permès documentar molta informació d'ocurrències d'allaus i millorar-ne el seu coneixement. Tanmateix, a les serralades amb un baix règim de precipitacions com ara el vessant sud dels Pirineus, la identificació d'esdeveniments d'allaus de baixa freqüència, rars, i normalment de grans dimensions (destructives) esdevé complexa. Els efectes d'allaus de baixa freqüència sovint queden esborrats amb el pas del temps, tant de la memòria històrica com del paisatge (Mears, 1992). A més, als Pirineus catalans, l'emigració de les poblacions de muntanya cap a les ciutats durant els anys 60 i 70 del segle passat provocà una important dispersió humana i una dificultat afegida en la cerca de la memòria històrica. Tot això, fa que el risc d'allaus presenti encara moltes incògnites, malgrat ser significatiu (CADS, 2008). Conèixer amb quina freqüència es produeixen aquests episodis majors i amb quina intensitat són qüestions fonamentals per a conèixer la seva perillositat i poder gestionar el risc d'allaus en aquesta serralada.

S'ha treballat amb allaus majors. S'ha considerat una "allau major" (MA; *Major Avalanche*), com l'allau la mida de la qual excedeix l'abast de les allaus habituals (freqüents), causant danys en cas que hi hagi infraestructures a la seva proximitat (Schaerer, 1986). Són allaus que poden tenir una mida molt variable, des de petita a extrema segons l'escala de mides d'allaus europea (EAWS; <https://www.avalanches.org/>), equivalent a la D-scale (escala destructiva, o absoluta, de la mida d'allaus, del Canadà i els Estats Units), però es caracteritzen per ser de mida R4 (gran, relativa a la zona d'allaus), o R5 (màxima o major, relativa a la zona d'allaus), segons la R-scale (escala relativa de mida d'allaus, Greene et al., 2016; vegeu apartat 1.4, Material). Aquestes allaus han estat descrites com a destructives per Schneebeli et al. (1997) i específicament catastròfiques quan afecten poblacions i causen danys a propietats (edificis, carreteres i altres infraestructures; Höller, 2009). Als Pirineus catalans, hem observat que aquestes allaus tenen un període de retorn superior a 10 anys. Hem considerat un "episodi d'allaus majors" (MAE; *Major Avalanche Episode*) com el període en el qual el desencadenament d'una o més MA tenen lloc a causa d'una inestabilitat al mantell generalment causada per un temporal amb fortes precipitacions de neu acompanyades de neu transportada pel vent, però també variacions de temperatures causant fusió i/o fluctuacions de la cota de neu; és equivalent al designat com a "cicle d'allaus" per altres autors (Eckert et al., 2011; Höller, 2009). Pot durar des d'unes hores a alguns dies. La seva relació amb factors climàtics fa el seu estudi altament valuós per a millorar la predicció del perill d'allaus (Birkeland et al., 2001; Eckert et al., 2011; García et al., 2009).

Hem treballat amb allaus majors (MA) perquè (i) segons la definició de Schaerer (1986), són allaus destructives, que causen danys a les zones antropitzades i, per tant, comporten un risc, i (ii), perquè al ser destructives, deixen un rastre físic sobre infraestructures o sobre el medi, i és més fàcil que quedin retingudes en la memòria popular i siguin transmeses de generació en generació, la qual cosa permet recuperar informació de l'esdeveniment temps després d'haver ocorregut. La reconstrucció dels esdeveniments i episodis és més incompleta com més enllà anem en el temps.

Per a tal finalitat ha estat necessària la implementació d'una base de dades d'allaus majors, tasca que s'explica en els apartats que venen a continuació (apartat 1.4).

Diferents treballs han tractat sobre caracterització d'episodis d'allaus majors als Pirineus des de diferents enfocaments. Esteban et al. (2005) relacionen l'activitat d'allaus amb el règim de

precipitacions i caracteritza diferents patrons sinòptics de circulació que poden generar gruixos de neu recent susceptibles de produir allaus a partir d'una sèrie de dades de 15 anys. García et al. (2007, 2009) van proposar l'estudi a partir de l'anàlisi de la circulació atmosfèrica associada amb l'ocurrència d'allaus majors documentades a partir de monitorització i seguiment. A partir d'episodis identificats els passats 40 anys, van determinar i classificar quines són les configuracions atmosfèriques que les van generar, i van obtenir la probabilitat d'ocurrència per cadascuna de les regions establertes per la predicció regional del perill d'allaus. Finalment, Muntán et al. (2004, 2009) van identificar nous esdeveniments a partir d'anàlisi dendrocronològica d'anells dels arbres afectats per allaus, a partir dels quals van reconstruir episodis majors i es van determinar les condicions de desencadenament atmosfèriques i del mantell nival durant els darrers 40 anys. També van identificar esdeveniments probables fins a 100 anys enrere.

Als Alps francesos s'han realitzat extensos treballs (Eckert et al., 2010b; 2013) o Pirineus francesos (Eckert, 2009; Eckert et al., 2007; 2010a; 2013), amb informació d'allaus observacional obtinguda a partir de l'EPA (Enquête Permanente sur les Avalanches). Esdeveniments d'allaus d'unes 3.900 zones d'allaus van ser sistemàticament registrades des del començament del segle XX. L'objectiu principal d'aquest treball va ser analitzar l'activitat d'allaus a través del temps i l'espai amb l'objectiu de determinar tendències o canvis, i la seva possible relació amb el canvi climàtic, a partir de l'ús de procediments estadístics avançats. Es van determinar dos períodes mostrant diferents tendències durant els darrers 60 anys amb un punt d'inflexió al 1978, i una regressió en l'abast de les allaus durant els darrers 61 hiverns en esdeveniments de gran magnitud, malgrat que la probabilitat d'ocurrència d'un esdeveniment de gran magnitud s'ha mantingut constant, suggerint que el canvi climàtic ha tingut recentment poc impacte en el ritme d'episodis d'allaus majors a França.

Els estudis en altres serralades basats en registres d'allaus com a quantificadors de la magnitud d'episodis d'allaus, estableixen índexs (per exemple, *Avalanche Activity Index*, AAI) per quantificar el grau diari d'activitat o grau d'activitat per un període temporal major amb precisió variable depenent de les dades disponibles (Eckert et al., 2010a; Haegeli i McClung, 2003; Laternser i Schneebeli, 2002; Schweizer et al., 1998). Altres (Germain et al., 2009), van usar índexs similar per quantificar l'activitat d'allaus identificada a partir de l'anàlisi dendrocronològica. En tots aquests treballs la metodologia i escala de treball estan adaptats a

la completesa i qualitat de la base de dades usada en cada cas. Els resultats de l'aplicació d'aquests índex, indirectament, representen una perillositat major o menor, i són de gran interès per als Plans de Protecció Civil i la gestió del territori.

Els treballs referenciats als Pirineus s'han basat en caracteritzar la dinàmica d'allaus majors en base a mètodes indirectes com la dinàmica atmosfèrica o la dendrocronologia. Els treballs d'Eckert tenen per objectiu avaluar els efectes del canvi climàtic en el comportament de les allaus. Els que estableixen diferents índex d'activitat ho fan per a períodes curts. De manera diferenciada, en aquesta Tesi es treballa directament amb els efectes d'allaus concretes en zones d'allaus particulars per a caracteritzar-ne el seu comportament considerant escales de temps des de diàries fins a centenàries.

Pel que fa a la modelització per a la predicció espacial, Furdada (1996) per primera vegada aplica el model empíric estadístic noruec α - β (Lied i Bakkehoy, 1980) als Pirineus, per a la predicció d'abast d'allaus d'un període de retorn aproximat de 100 anys, establint les equacions específiques per a aquesta serralada. No és fins el 2010 (Oller et al., 2010) que es torna a abordar la predicció espacial d'allaus als Pirineus, però en aquest cas per al calibrat dels coeficients de fricció del model de dinàmica d'allaus AVAL-1D (Christen et al., 2002).

Segons McClung i Scharer (2006) la predicció de la distància d'abast es pot dividir en dues aproximacions: el mètode determinístic, numèric, i la predicció empírica (basada en mètodes estadístics). El primer inclou la selecció de coeficients de fricció com a input dels models dinàmics via una equació diferencial per calcular la velocitat de l'allau al llarg de la trajectòria. L'aplicació d'aquests models suposa certes assumpcions en els paràmetres d'entrada que habitualment presenten un elevat nivell d'incertesa (per exemple, el gruix de neu potencial inestable). Per altra banda, el mètode de la predicció estadística d'abasts extrems es basa en l'anàlisi de variables del terreny per una zona d'allaus donada. Els pioners foren Bovis i Mears (1976) i Lied i Bakkehöi (1980). Es basa en l'ajust de les distàncies d'arribada d'allaus registrades en una serralada determinada a una distribució de probabilitat o en formular una equació de regressió per predir la posició d'abast com a funció de certes variables morfo-topogràfiques inherents al terreny, considerades fixes a l'escala temporal centenària a la que es treballa. Segons els citats autors, els millors mètodes per determinar distàncies d'abast és a partir de (i) observacions de llarg termini de dipòsits d'allaus, (ii) observacions de danys a la vegetació, terreny o estructures, i (iii) cerca al registre històric, com a les hemeroteques, fotos

aèries antigues, o altre material antic. Aquesta informació és la base del mètode empíric-estadístic. La seva aplicació té interès en la determinació de la perillositat d'allaus ja que permet estimar l'abast d'allaus extremes a partir de la regressió amb abasts d'allaus conegudes, i contrastar els resultats obtinguts a partir dels models de dinàmica, com per exemple es fa a Oller et al., 2020 (Annex 3).

1.1 Articles i estructura de la tesi

L'estructura de la tesi segueix la normativa del doctorat de tesi per a tesis constituïdes per un compendi de publicacions. Està estructurada en els següents apartats: introducció general, que inclou el marc en el que s'integren els dos articles publicats durant la realització de la tesi, les hipòtesis de partida i els objectius, resultats, discussió i conclusions. Els dos articles publicats són els següents:

- Oller, P., Muntán, E., García-Sellés, C., Furdada, G., Baeza, C., Angulo, C. (2015). Characterizing major avalanche episodes in space and time in the twentieth and early twenty-first centuries in the Catalan Pyrenees. *Cold Regions Science and Technology*. Vol. 110, P. 129-148 (en endavant, Article 1, Annex 1)
- Oller, P., Baeza, C., Furdada, G. (2021). Empirical α - β runout modeling of snow avalanches in the Catalan Pyrenees. *Journal of Glaciology* 1-12. <https://doi.org/10.1017/jog.2021.50> (en endavant, Article 2, Annex 2)

Relacionats amb aquests articles, i en el marc de la tesi, s'han realitzat també dos articles més, un publicat en uns *proceedings* de *workshop* i l'altre en una revista indexada, però que són derivats, o s'hi apliquen els coneixements obtinguts en el treball de la tesi (Annex 3):

- Oller, P., Baeza, C., Furdada, G. (2018). Statistical runout modeling of Snow avalanches in the Catalan Pyrenees. *Proceedings of the International Snow Science Workshop*. Innsbruck, Austria. P. 751-755.
- Oller, P., Fischer, J.T., Muntán, E. (2020). The Historic Avalanche that Destroyed the Village of Àrreu in 1803, Catalan Pyrenees. *Geosciences*, 10, 169.

L'Article 1 (Oller et al., 2015), publicat a *Cold Regions Science and Technology* se centra en la caracterització espai-temporal de la dinàmica d'episodis d'allaus majors al Pirineu català.

L'objectiu és caracteritzar el Pirineu català a partir de la base de dades d'allaus majors en funció de la distribució i freqüència d'aquests episodis o cicles. S'ha treballat la informació cartogràfica a escala regional, però quantificant la intensitat de les allaus a partir de la cartografia detallada de l'abast de les allaus. Es treballa directament amb allaus majors (MA) concretes en què, a partir del seu abast i la relació amb la resta d'allaus registrades en una mateixa zona d'allaus, s'ha estimat la seva freqüència. Això ha permès quantificar la magnitud de l'episodi (MAE) en què han tingut lloc, en funció del nombre d'allaus ocorregudes, del seu abast individual, i de l'extensió territorial de l'episodi. Per a tal finalitat s'ha concebut un índex que s'ha anomenat MAAMI, basat en l'*Avalanche Activity Index* (AAI), ja comentat en l'apartat anterior. El treball realitzat a l'Article 1 ha servit, a més a més, per depurar tota la informació de la base de dades, consolidant-la i donant-li robustesa.

Complementàriament, a l'article 2 (Oller et al., 2021), publicat al *Journal of Glaciology*, s'ha treballat molt més al detall, a escala d'esdeveniment d'allau. S'ha realitzat un exercici d'anàlisi de les diferents variables morfomètriques mesurades en la cartografia, amb l'objectiu d'actualitzar els resultats obtinguts per Furdada (1996) amb més informació i més precisa, gràcies a les eines i mitjans actuals de cartografia, per a la determinació de l'abast d'allaus a partir del model empíric de regressió α - β per a la determinació de l'abast de les allaus (Lied i Bakkehöi, 1980).

L'article 2 es fonamenta en tota la feina feta en la base de dades i en l'Article 1. Va ser necessari el coneixement adquirit sobre la regionalització de les allaus a nivell espacial i també a nivell de freqüència d'ocurrència d'episodis d'allaus majors (MAE). Això permet entendre i posar en context els resultats del segon article. Aquests resultats també serveixen per posar en context i entendre millor les particularitats climàtiques dels Pirineus en relació a la simulació d'allaus.

Disposar d'una base de dades completa i ben estructurada ha permès gestionar de forma eficient la informació cartogràfica, per a seleccionar les allaus més idònies per al seu tractament en cadascun dels articles, segons les variables necessàries en cada cas.

L'article Oller et al. (2018), és una presentació de resultats preliminars de l'aplicació del model α - β al congrés ISSW (*International Snow Science Workshop*) d'Innsbruck, l'octubre de 2018. Tal com es veurà més endavant, donat que es va identificar que hi havia allaus considerades com a T100, que no superaven el punt β (vegeu apartat 2.3, Estimació de l'abast de les allaus

majors), es van separar del conjunt de dades i es van analitzar a part. Com a resultat de les converses mantingudes amb Peter Gauer durant el *workshop*, aquests esdeveniments es van reincorporar posteriorment al conjunt de dades donat que formen part dels extrems que no arriben a β , així com hi ha extrems que superen àmpliament β .

L'article Oller et al. (2020), publicat a la revista *Geosciences*, analitza un cas d'estudi d'una allau històrica, l'allau que destruï el poble d'Àrreu, al Pallars Sobirà, el 1803, en què mitjançant retroanàlisi (*back-analysis*) es realitza diferents proves de sensibilitat dels coeficients de fricció del model de simulació dinàmica austríac SAMOS-AT, i per contrastar i validar els resultats obtinguts, s'aplica el model α - β .

1.2 Hipòtesis i objectius de la tesi

La tesi parteix de la premissa principal de que la dinàmica d'allaus d'una serralada és característica d'aquella serralada (McClung et al., 1989). Segons aquests autors, les prediccions d'abast d'allaus fiables en una determinada serralada han d'estar basades en un conjunt de dades d'aquella serralada. Per tant, per poder predir bé les distàncies d'abast de les allaus, és necessari conèixer quin és el seu àmbit, on es produeixen, com i quan es produeixen i quina magnitud tenen. Per tant, és necessari un coneixement previ ampli de la dinàmica dels episodis d'allaus als Pirineus, per entendre el seu comportament individual, quan es treballa a l'escala de zona d'allaus (AP, *Avalanche Path*). Els objectius de la tesi han estat, doncs, millorar el coneixement en aquests àmbits, d'acord amb la hipòtesi principal.

Per tant, i resumint, les hipòtesis generals de partida són:

- Als Pirineus les allaus tenen una dinàmica pròpia i característica. Les diferències climàtiques existents dins la mateixa serralada possiblement facin que hi hagi diferències en la seva dinàmica segons on tinguin lloc. Per tant, la freqüència, extensió i magnitud amb què es produeixen els episodis d'allaus, estan probablement condicionats per les diferents varietats climàtiques existents als Pirineus.
- Les distàncies d'arribada d'allaus esdevingudes en una serralada s'ajusten a una distribució de probabilitat característica d'aquella serralada. Per tant, el coneixement

dels paràmetres que defineixen la dinàmica de les allaus majors als Pirineus fa que el seu comportament es pugui predir en el futur.

D'acord amb aquestes hipòtesis, els objectius de la tesi han estat:

En relació a la caracterització dels episodis d'allaus majors (Article 1):

- (i) reconstruir els episodis d'allaus majors ocorreguts als Pirineus catalans durant els segles XX i principi del segle XXI.
- (ii) determinar la seva magnitud
- (iii) determinar la seva freqüència
- (iv) determinar la seva extensió territorial
- (v) regionalitzar el Pirineu català en funció de la dinàmica d'episodis majors.

En relació a la determinació de les distàncies d'arribada (Article 2):

- (i) actualitzar el model α - β per als Pirineus catalans, usant les eines de cartografia disponibles actualment i el coneixement actual de la dinàmica d'allaus en aquesta àrea, particularment els esdeveniments d'allaus extremes durant el darrer període, aproximadament de 100 anys.
- (ii) analitzar els factors que influeixen la distància d'abast, prenent en consideració les característiques morfològiques i dinàmiques del conjunt de dades d'allaus, així com també nivoclimàtiques.
- (iii) investigar si les característiques particulars de les zones d'allaus poden tenir influència en el fet que allaus extremes tinguin un abast relativament curt i no arribin al punt β (vegeu apartat 1.5, Mètodes), com és el cas del 21% de les allaus extremes en el conjunt de dades utilitzades i si, per l'altra banda, poden influenciar en les distàncies d'abast més llargues.

La verificació de les hipòtesis i l'assoliment dels objectius redunja en un objectiu final: la millora de l'avaluació de la perillositat de les allaus al Pirineu català. Els resultats de la recerca realitzada a la Tesi tenen un clar objectiu final de reducció del risc d'allaus al Pirineu català, ja que es poden aplicar a la gestió del territori, en la planificació territorial, en la planificació urbanística i d'infraestructures, i en la gestió de crisis durant episodis severos de nevades i allaus.

1.3 Zona d'estudi

L'àrea d'estudi són els Pirineus catalans (sector sud-est de la serralada Pirinenca, Figura 1), una àrea d'uns 5.000 km². Es tracta d'uns límits administratius. Això és degut a que la informació de base amb què s'ha treballat prové de la tasca de cartografia i base de dades que l'ICGC (anteriorment SGC, ICC, IGC) ha realitzat de forma exhaustiva en aquesta zona durant els darrers 30 anys i, per tant, es tracta d'un sector privilegiat en relació a la quantitat i qualitat d'informació cartogràfica disponible. Per altra banda, l'ICC, a partir de finals dels anys 90, posa a disposició del públic les imatges aèries amb cobertura de tot el territori a través del portal Vissir (<http://www.icc.cat/vissir/>), que ha anat completant des d'aleshores. Actualment, amb continuïtat des de 1946, disposa de 19 vols complets de tot el Pirineu (1946, 1956, 1990, 1993, 1996/97, 2005, 2007, 2008, 2009, 2011, 2012, 2013, 2014, 2015, 2016, 2017, 2018 i 2019) i 7 vols parcials (1988, 1991, 1992, 2000, 2001, 2002 i 2010).

En aquesta zona, les valls principals drenen principalment cap el sud, amb una cota a fons de vall entre els 500 i els 1.000 m s.n.m., mentre que els cims més alts excedeixen els 3.000 m s.n.m.. Allà on el terreny és favorable (susceptible) al desencadenament d'allaus, les allaus poden desencadenar-se a partir dels 1.400 m s.n.m. i poden assolir, en davallada, cotes de fins a 600 m s.n.m. (Oller et al., 2006). En aquesta àrea, l'Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC) hi du a terme una tasca de seguiment i vigilància des de l'any 1996, a partir de la qual les dades d'allaus s'incorporen a la base de dades d'allaus de Catalunya (BDAC, Oller et al., 2005). En aquesta zona, el límit del bosc (*timberline*) oscil·la entre 2.100 i 2.500 m s.n.m. (Carreras et al., 1996). Per sobre d'aquesta cota (*treeline*), el bosc desapareix i només alguns arbres poden desenvolupar-se com a arbusts.

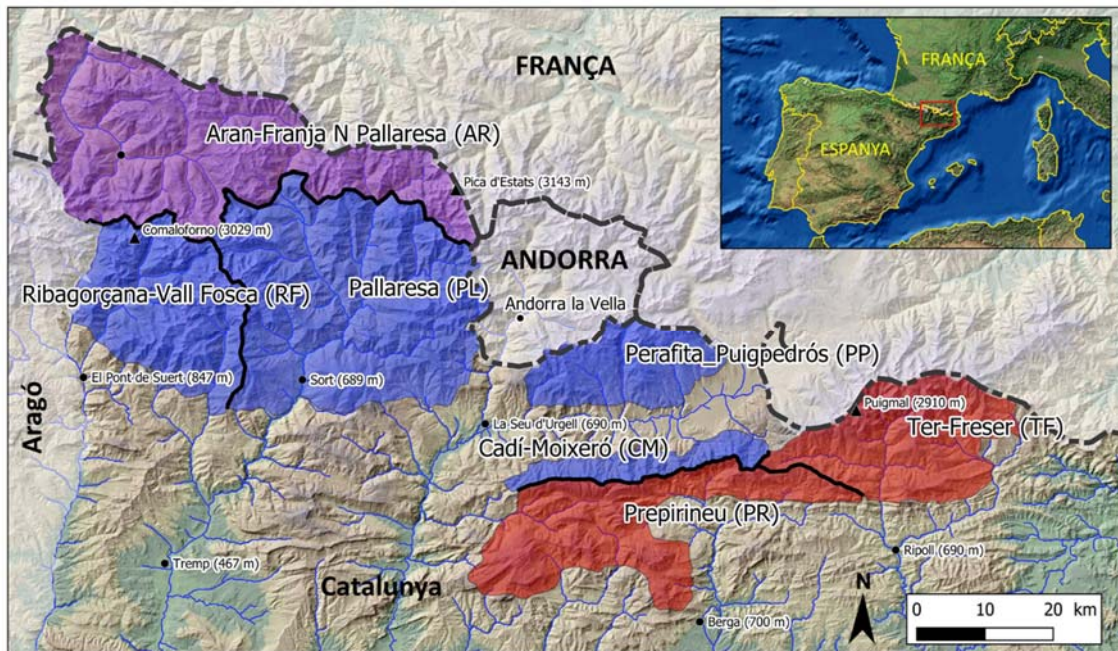


Figura 1. Zona d'estudi. Zones acolorides: zones susceptibles al desencadenament d'allaus. En lila: zona d'influència atlàntica. En blau: zona d'influència continental. En vermell: zona d'influència mediterrània. Les línies negres corresponen als límits de les regions nivològiques definides per a la predicció d'allaus.

Aquesta àrea va ser dividida en 7 regions (Figura 1) com a resultat empíric de 20 anys de predicció d'allaus (García-Sellés et al., 1996). Aquesta divisió es va basar en les característiques climàtiques, l'evolució del mantell nival i l'activitat d'allaus (García et al., 2007) per a una millor caracterització de les condicions de la neu i per a una millor comunicació dels butlletins de perill d'allaus (BPA). No es tracta d'una classificació climàtica en sentit estricte, perquè actualment les sèries de dades meteorològiques no són suficientment llargues per corroborar-ho (García et al., 2007). Aquestes regions són, d'oest a est, Aran-Franja nord de la Pallaresa (AR), Ribagorçana-Vall Fosca (RF), Pallaresa (PL), Perafita-Puigpedrós (PP), Vessant nord del Cadí-Moixeró (CM), Prepirineu (PR), i Ter-Freser (TF). En aquesta zona s'hi ha definit tres varietats climàtiques (García et al., 2007). La part nord-occidental té un clima oceànic humit amb precipitacions regulars a l'hivern (regió AR). La quantitat total de neu nova és de l'ordre de 500-600 cm a l'hivern i la temperatura mitjana d'hivern és de $-2,5^{\circ}\text{C}$ a 2.200 m s.n.m.. Cap al sud dels Pirineus Catalans occidentals (regions RF, PL, PP i CM), el clima guanya trets continentals i la precipitació d'hivern decreix. El gruix mitjà de neu a 2.200 m s.n.m. és de 250 cm a l'hivern i la temperatura mitjana és de $-1,3^{\circ}\text{C}$. Els vents predominants són de nord i nord-oest, i són més intensos que en el domini oceànic, sovint amb cops per sobre dels 100 km/h.

Als Pirineus Orientals, la influència Mediterrània pren predominança. La precipitació d'hivern s'incrementa malgrat ser molt irregular (regions PR i TF) i està lligada a la ciclogènesi Mediterrània. Els vents dominants són de nord i els cops màxims poden excedir els 200 km/h a 2.000 m s.n.m.. La quantitat total de neu nova a 2.200 m s.n.m. és de l'ordre de 350-450 cm i la temperatura mitjana d'hivern és de $-0,8^{\circ}\text{C}$.

1.4 Material

Per a poder assolir els objectius de la tesi ha estat necessari implementar una base de dades que s'ha anomenat Base de Dades d'Allaus Majors (MADB, *Major Avalanche Data Base*). En aquesta s'hi ha incorporat tota la informació obtinguda en la cartografia d'allaus majors. La informació inicial d'allaus majors d'aquesta base de dades prové de la BDAC (Base de Dades d'Allaus de Catalunya), creada i gestionada per l'ICGC. Cal indicar que vaig ser el responsable de la creació, desenvolupament, actualització i manteniment d'aquesta base de dades des de l'any 2005, de la seva creació, fins al 2014. Tanmateix, la cartografia de la BDAC no és exhaustiva, i no recull els paràmetres necessaris per a l'objectiu d'aquest treball. Per aquesta raó, vaig crear una base de dades específica (la MADB), a partir de la qual vaig anar entrant nova informació d'allaus majors. Gràcies a les ortoimatges del portal Vissir de l'ICGC, aquesta informació és considerablement exhaustiva: recull totes les allaus que s'han identificat davallar per sota de la *treeline*, o sigui, per sota del límit del bosc i, per tant, a partir de 1946, i especialment 1997, en que s'incrementa la continuïtat en les sèries de fotografia aèria. Tanmateix, altres fonts d'informació han estat explotades:

- (i) observació directa d'esdeveniments
- (ii) fotointerpretació d'imatges aèries
- (iii) inspecció de camp (d'estiu i/o d'hivern)
- (iv) informació històrica provinent de:
 - o Testimonis
 - o Documents antics
 - o Fotografies antigues
- (v) dendrocronologia

L'abast temporal i completesa de la informació depèn de la font. Les dades d'observacions d'esdeveniments s'han obtingut a partir de 30 anys de seguiment hivernal (ICGC). La fotointerpretació cobreix des dels primers vols, de 1946, fins a l'actualitat (75 anys). Les dades obtingudes a partir de dendrocronologia cobreixen aproximadament des del segle XIX fins al present (uns 150 anys o, puntualment, més; Muntán et al. 2004, 2009 i 2010), les descripcions de testimonis han aportat informació principalment del segle XX (darrers 120 anys aproximadament o, puntualment, més), i les dades obtingudes a partir dels textos escrits (documentació històrica) tenen un abast temporal fins el segle XV (darrers 500 anys aproximadament). Cada font contribueix en diferent manera, essent així fonts complementàries (Ancey, 2006; Corona et al., 2012), l'ús conjunt de les quals millora la reconstrucció de les allaus registrades. Les fonts d'informació i les característiques de les dades emmagatzemades es descriuen en detall a l'Article 1 (Annex 1).

La MADB inclou informació sobre la data de desencadenament de l'allau, les condicions nivològiques i meteorològiques de l'esdeveniment, les dades morfomètriques, les característiques dinàmiques del flux, i els danys causats. A l'Annex 4 es descriu en detall els camps de la base de dades i la informació gràfica i cartogràfica que conté. Actualment, la MADB emmagatzema informació de 923 allaus majors, cartografiades en 570 zones d'allaus del Pirineu català (Figura 2).

La base de dades té una part gràfica georeferenciada (cartografia, realitzada en un entorn SIG, i fotos dels esdeveniments) i una part alfanumèrica (informació temporal, geogràfica, geomorfològica, morfomètrica i dinàmica, implementada en un entorn Microsoft Excel). Es tracta d'una base de dades de treball exclusivament concebuda per a generar la informació necessària per al present treball de doctorat.

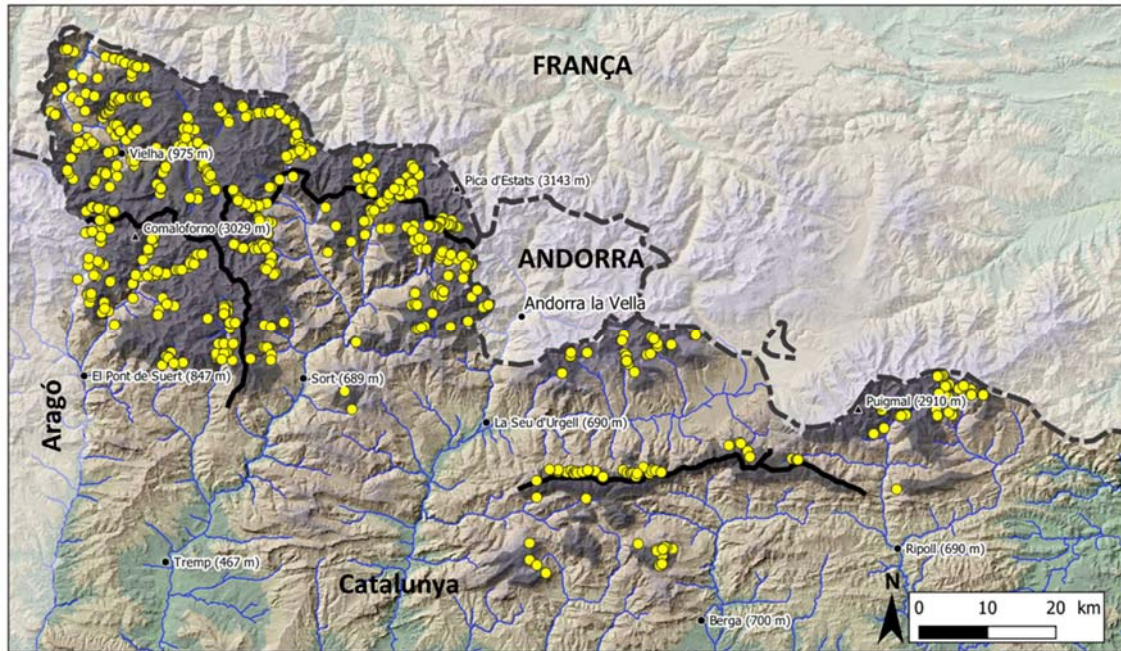


Figura 2. Distribució de les allaus majors inventariades actualment a la MADB (punts grocs). Les àrees ombrades corresponen a les àrees susceptibles al desencadenament i abast d'allaus. Les línies negres corresponen als límits de les regions nivològiques definides per a la predicció d'allaus.

Quan es va realitzar el treball de l'Article 1, la MADB disposava d'un conjunt de dades consistent en 654 allaus majors, 477 de les quals estaven datades, al menys, a resolució d'hivern, i la resta, amb menys precisió. En l'Article 2, donat que es van anar disposant de més dades, es va treballar amb 897 MA cartografiades en 551 zones d'allaus.

Els camps de la base de dades es van anar afegint a mesura que es va considerar la necessitat d'una o altra variable. Actualment la MADB consta de 104 camps. Els valors d'un bon nombre de camps s'obté a partir de càlculs entre camps amb valors mesurats (per exemple, desnivells, pendents, índexs, etc). En aquest sentit, la base de dades és oberta a l'entrada de noves variables que es consideri d'interès.

Basat en la completesa de les sèries, es van definir 3 períodes (Figura 3): (i) P1, amb registres molt esporàdics previs al segle XX obtinguts a partir de documentació històrica majoritàriament. Normalment es tracta d'esdeveniments aïllats que afecten a localitats habitades. (ii) P2, que cobreix el segle XX, fins l'hivern 1994/95. El conjunt de dades és incomplet però probablement inclou els esdeveniments més importants, ja que si han

transcendit és precisament per aquest motiu. P3 (iii), des de l'hivern 1995/96 fins al present, el registre d'allaus majors es pot considerar sistemàtic i complet.

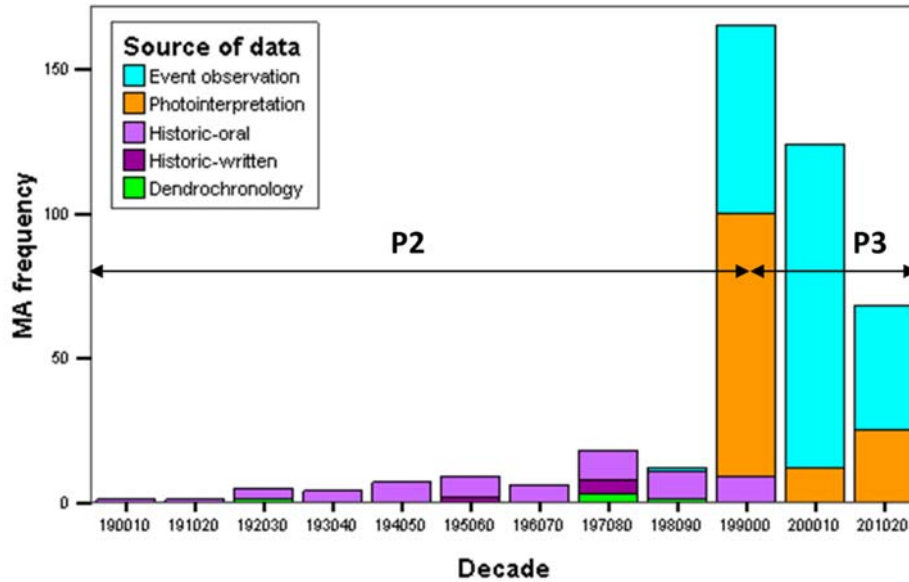


Figura 3. Distribució decenal de MAs (allaus majors) registrades, i fonts de dades per als períodes P2 i P3. Les dates d'hivern tenen el format $A_1A_1A_1A_1A_2A_2$, on $A_1A_1A_1A_1$ és l'any en que comença la temporada hivernal de la dècada, i A_2A_2 correspon a l'any en què finalitza la temporada hivernal de la dècada.

En l'article 1 s'explica com són les allaus majors (MA), i es comparen amb les observacions d'allaus registrades a la BDAC (*AO, Avalanche Observation*), que inclou allaus de baixa freqüència com les MA, però sobretot allaus d'alta freqüència, que són les més habituals, i que són les que acostumen a causar accidents entre els practicants de la muntanya hivernal. En general, les MA són de mida mitjana a gran (mides D3 i D4 principalment, d'acord amb l'escala canadenca i europea de classificació de la mida d'allau, McClung i Schaerer, 2006; Taula 1) amb capacitat destructiva remarcable. Però allaus de mida petita poden també ser considerades allaus majors si van causar danys tal com indica la Figura 4. En tot cas, segons l'escala relativa d'allaus (Greene et al., 2016; Taula 2), es tractaria d'allaus R4 o R5, grans o majors o màxims en relació a la seva zona d'allaus.

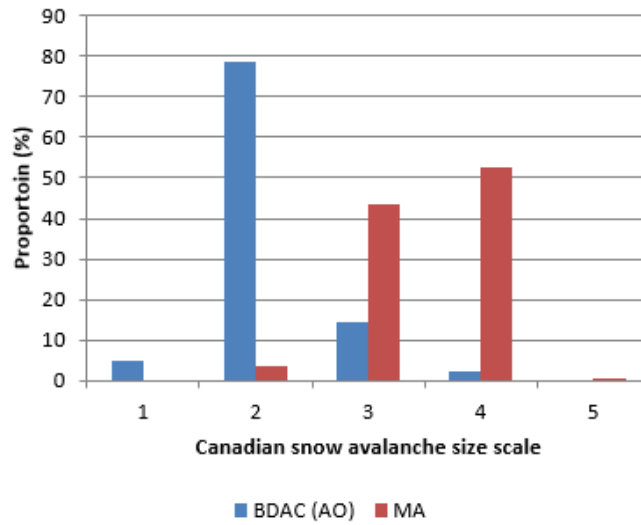


Figura 4. Mida de les allaus majors documentades (MAs, n=528 de 654) i mida de les allaus observades i documentat a la BDAC des de 1971 (BDAC-AO, n=2054 de 3052) d'acord amb l'Escales Canadenca de la mida de les allaus (McClung i Schaerer, 2006).

Taula 1. Escala de mida absoluta (D-scale). Extret de Greene et al. (2016).

DATA CODE	AVALANCHE DESTRUCTIVE POTENTIAL	TYPICAL MASS	TYPICAL PATH LENGTH
D1	Relatively harmless to people.	<10 t	10 m
D2	Could bury, injure, or kill a person.	10 ² t	100 m
D3	Could bury and destroy a car, damage a truck, destroy a wood frame house, or break a few trees.	10 ³ t	1000 m
D4	Could destroy a railway car, large truck, several buildings, or substantial amount of forest.	10 ⁴ t	2000 m
D5	Could gouge the landscape. Largest snow avalanche known.	10 ⁵ t	3000 m

Taula 2. Escala de mida relativa (R-scale). Extret de Greene et al. (2016).

DATA CODE	AVALANCHE SIZE
R1	Very small, relative to the path.
R2	Small, relative to the path
R3	Medium, relative to the path
R4	Large, relative to the path
R5	Major or maximum, relative to the path

En relació amb el tipus de dinàmica observat (Figura 5), les allaus majors són majoritàriament allaus en les quals s'hi ha observat aerosol (absolutament pols o mixtes). Són més seques, i per

tant més lleugeres, més ràpides i més potents que les allaus més habituals, que són majoritàriament les de neu densa o humida.

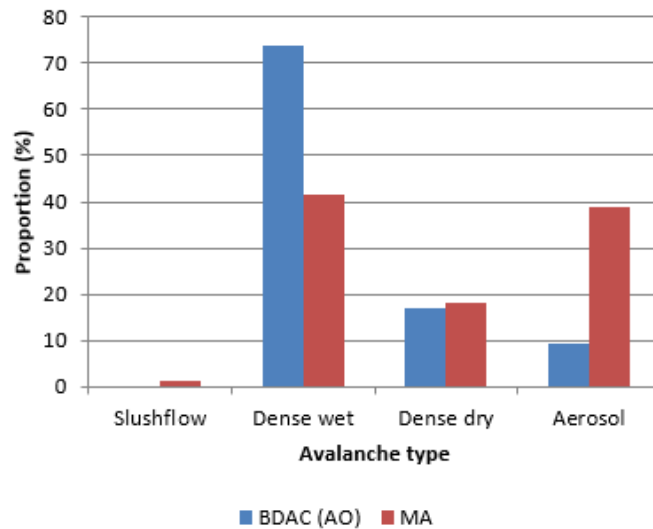


Figura 5. Tipus de dinàmica de les allaus majors (MAS; n=223 de 654) en relació a l'observació d'allaus registrada a la BDAC des de 1971 (BDAC-AO; n=1371 de 3052).

1.5 Mètodes

S'han dut a terme diferents treballs amb la caracterització d'episodis d'allaus majors als Pirineus des de diferents punts de vista.

A l'Article 1, s'ha concebut un índex, Índex de la Magnitud de l'Activitat de les Allaus Majors (MAAMI; *Major Avalanche Activity Magnitude Index*). Aquest índex està basat en el nombre d'allaus majors registrades i la seva freqüència estimada en un període de temps donat (episodi, hivern) i, per tant, quantifica la magnitud dels episodis o dels hiverns d'allaus majors.

A l'article 1, totes les allaus majors registrades a la BDAC en aquell moment (654) van ser utilitzades per al treball. Per a cadascuna d'elles es van usar les següents variables:

- Abast de l'allau, mesurat en el pla horitzontal des del punt β (punt del perfil topogràfic on el vessant arriba als 10^o de pendent; Figura 8), en m.
- Freqüència d'arribada relativa estimada a partir de la distribució d'abasts observats a la zona d'arribada de cadascuna de les zones d'allaus (ordinal).

- Massa forestal devastada, mesurada a partir de la comparació d'ortoimatges pre i post allaus (en ha).

La relació intensitat/freqüència de cada esdeveniment s'ha obtingut a partir de la posició relativa dels diferents abasts mesurats a la zona d'arribada (Figura 6). A cada esdeveniment registrat, se li va assignar una freqüència en base a:

- Nombre de vegades que esdeveniments amb arribades similars van ser repetits en relació al període de temps transcorregut entre ells.
- Estat i tipus de vegetació a la zona d'arribada de les allaus.
- Relació espai/temps entre abasts d'allaus registrades en cada zona d'allaus.

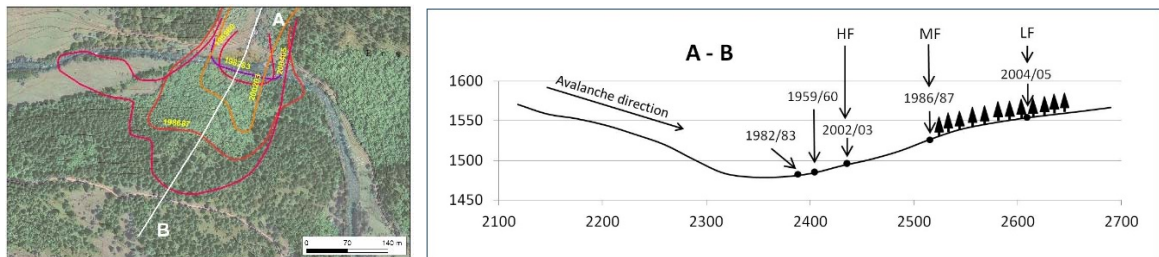


Figura 6. Exemple de d'abasts de diferents allaus en una mateixa zona d'allaus (PAL376) cartografiades (esquerra) i representades en el perfil topogràfic (dreta). HF, MF i LF: Abast d'allaus d'alta freqüència (*High Frequency*), de freqüència mitjana (*Medium Frequency*) i de baixa freqüència (*Low Frequency*).

A partir de l'agrupació d'allaus individuals en episodis segons la data d'ocurrència, i de la quantificació de la magnitud de l'episodi o de l'hivern amb l'índex MAAMI (vegeu apartats a continuació), s'ha pogut reconstruir el registre d'episodis i comparar-los entre ells.

Els episodis d'allaus majors registrats a P3 (vegeu apartat 1.4, Material, i Figura 3) es van classificar segons el tipus de dinàmica observada en (i) aerosol, (ii) flux dens sec, (iii) flux humit i (iv) *slushflow*, i es van associar als patrons de circulació atmosfèrica definits per García et al. (2009), amb l'objectiu d'analitzar-los des de l'àmbit climàtic (vegeu apartat 2.2.1., Anàlisi magnitud/freqüència dels episodis d'allaus majors). La classificació, segons el tipus de dinàmica observada, es va fer en base a les següents consideracions:

- Aerosol, allau de neu pols (Allau -sovint desencadenada com una allau de placa-constituïda per neu recent seca que forma una barreja turbulenta d'aire i de neu que

s'eleva totalment o parcialment sobre el sòl i en forma de grans núvols polsegosos de neu; assoleix velocitats de l'ordre de 100-300 km/h i pot provocar dins de l'aire ones de pressió que causin destrosses fins i tot fora de la zona d'acumulació; Glossari EAWS 2021): al registre d'allaus de l'episodi s'ha observat o documentat component d'aerosol. No s'incideix en si són aerosols purs o allaus mixtes, ja que no es disposa d'informació tan detallada de tot el conjunt de dades.

- Flux dens sec (El moviment és fonamentalment per lliscament o escolament sobre el terra o per damunt de la resta de mantell nival, compost per neu seca; Glossari EAWS 2021): al registre d'allaus de l'episodi no es registra allaus amb aerosol significatiu, i les allaus són de neu seca.
- Flux dens humit (El moviment és fonamentalment per lliscament o escolament sobre el terra o per damunt de la resta de mantell nival, compost per neu humida; Glossari EAWS 2021): les allaus són de flux dens, humides.
- *Slushflow* (Allau composta per *slush* –neu molt saturada-. Tenen lloc habitualment després d'un xàfec d'aigua i/o una intensa fosa el qual produeix més aigua que la que pot drenar el mantell. Els *slushflows* poden tenir lloc en pendents molt suaus. Habitualment tenen lloc en climes Àrtics sobre sòls amb permafrost quan el gebre de profunditat sec, esdevé ràpidament saturat d'aigua a la primavera; Glossari EAWS 2021): en l'episodi es registren *slushflows*, que tanmateix són una raresa als Pirineus.

Pel que fa al model α - β (Article 2), és un model de regressió relativament simple que explica les distàncies d'abast observades usant varies covariables topogràfiques. Per tant, es pot considerar una predicció determinista de l'abast extrem esperable en una determinada zona d'allaus, i les consideracions d'incertesa només concerneixen a la incertesa estadística relacionada a la mida del conjunt de dades. Malgrat la seva simplicitat, el model és relativament exitós per a la predicció d'abasts extrems (Gauer et al., 2010). El model, on α representa l'abast i β representa el pendent de la zona d'allaus, va ser desenvolupat per Lied i Bakkehøi (1980) usant dades de 111 zones d'allaus a Noruega que tenien abasts molt ben coneguts. Van trobar que β era l'únic predictor significant i, des d'aleshores, el model α - β ha estat adaptat a altres serralades a Europa, Nord Amèrica i Japó (Taula 3).

Taula 3. Comparativa dels models α - β publicats (equacions generals). Completat i actualitzat a partir de Wagner (2016). R^2 , coeficient de correlació de Pearson; SD, desviació estàndard; N, nombre d'allaus usades per a obtenir el model.

Country (region)	Regressive equation	R^2	SD	N	Reference
Austria (general)	$\alpha = 0.946\beta - 0.83^\circ$	0.92	1.5°	80	Lied and others (1995)
Austria (Paznauntal)	$\alpha = 0.91\beta + 0.81^\circ$	0.83	1.7°	-	Fuchs and others (2002)
Austria (Pitztal)	$\alpha = 0.83\beta + 4.07^\circ$	0.90	1.3°	-	Fuchs and others (2002)
Austria (Salzburg, Styria, Tyrol, Vorarlberg, Upper Bavaria and Allgäu)	$\alpha = 0.884\beta - 0.226^\circ$	0.80	2.53°	44	Wagner (2016)
	$\alpha = 1.03\beta - 3.17\lambda - 3.17^\circ$	0.85	2.18°		
	$\alpha = 0.995\beta + 0.00349H_0 - 6.99\lambda + 0.0133H_0\lambda - 3.63^\circ$	0.91	1.70°		
Canada	$\alpha = 0.93\beta$	0.75	-	126	McClung and Mears (1991)
Canada (Rockies and Purcells)	$\alpha = 0.956\beta - 0.784^\circ$	0.75	1.75°	126	Nixon and McClung (1993)
Canada (Coast Mount., British Columbia)	$\alpha = 0.954\beta - 1.395^\circ$	0.74	1.70°	31	Nixon and McClung (1993)
Canada (Glacier Nat. Park, British Col.)	$\alpha = 0.934\beta$	0.891	1.05°	35	Delparte and others (2008)
Canada (Columbia Mountains, British Col.)	$\alpha = 0.90\beta + 0.69$	0.90	0.045°	33	Johnston and others (2012)
Canada (Fernie-Region, Canadian Rockies, British Columbia)	$\alpha = 0.61\beta + 7.60^\circ$	0.66	1.19°	30	Johnston and others (2012)
France	$\alpha = 0.82\beta + 2.82^\circ$	0.66	2.69°	168	Adjel (1995)
Italy (Bacino del Cordevole)	$\alpha = 0.89\beta + 0.66^\circ$	0.73	1.62°	53	Barsanti (1990)
Italy (Val di Rabi)	$\alpha = 0.87\beta + 1.71^\circ$	0.85	1.46°	54	Castaldini (1994)
Iceland	$\alpha = 0.85\beta$	0.52	2.2°	44	Johannesson (1998)
Japan	$\alpha = 0.5\beta + 0.35\theta - 1.01^\circ$	0.63	3.8°	66	Fujisawa and others (1993)
Norway (general)	$\alpha = 0.97\beta - 1.4^\circ$	0.88	3.5°	111	Lied and Bakkehoi (1980)
Norway (general)	$\alpha = 0.96\beta - 1.4^\circ$	0.85	2.3°	206	Bakkehoi and others (1983)
Norway (Western)	$\alpha = 0.90\beta$	0.87	-	127	McClung and others (1989)
Slovakia (Western Tatras)	$\alpha = 0.91\beta - 0.04^\circ$	0.90	1.1°	30	Biskupic and Barka (2010)
Spain (Catalan Pyrenees)	$\alpha = 0.97\beta - 1.20^\circ$	0.87	1.74°	216	Furdada and Vilaplana (1998)
USA (Rocky Mountains, Colorado)	$\alpha = 0.1558^\circ + 0.8739\beta - 0.1243\lambda\beta$	0.74	1.48°	-	Martinelli (1986)
USA (Coastal Alaska)	$\alpha = 0.74\beta + 3.67^\circ$	0.58	-	52	McClung and Mears (1991)
USA (Coastal Mountains)	$\alpha = 0.90\beta$	0.74	1.70°	31	Nixon and McClung (1993)
USA (Colorado Rockies)	$\alpha = 0.63\beta + 4.68^\circ$	0.50	-	130	McClung and Mears (1991)
USA (Sierra Nevada, California)	$\alpha = 0.67\beta + 2.50^\circ$	0.60	-	90	McClung and Mears (1991)

A l'article 2 s'ha treballat amb allaus amb un període de retorn estimat de l'ordre dels 100 anys (T100). S'ha considerat així per dues raons principalment: (i) fins a finals del segle XIX es considera que perdura el període conegut com a LIA (Petita Edat del Gel, *Little Ice Age*). Alguns dels esdeveniments registrats a la base de dades s'han donat a conèixer a partir de documents històrics, i van ocórrer abans del segle XIX, durant aquest període. L'abast d'aquestes allaus, és superior a l'abast de la resta d'esdeveniments en les respectives zones d'allaus, considerats com a centenaris (García-Hernández et al., 2018; García et al., 2005, Oller et al., 2020). Per aquesta raó, es van descartar, doncs es va considerar que corresponien a unes condicions climàtiques diferents a les actuals (Mann, 2002; Oliva et al., 2018). Per altra banda (ii), per avaluar el perill d'allaus, 100 anys és un dels principals períodes de retorn de referència al majoria de països alpins (Rudolf-Miklau et al., 2015). A més, l'escala de treball centenària és una escala de referència bona per avaluar fenòmens perillosos que han de ser gestionats a escala humana i que, per tant, han de contemplar fenòmens de gran magnitud que es poden produir al llarg de la vida d'un parell de generacions o al llarg de la vida útil d'una construcció. Per aquests motius, es va considerar treballar amb allaus amb un període de retorn estimat de l'ordre dels 100 anys. Com que el període temporal de registres del que es disposava era

principalment de finals del segle XIX fins a l'actualitat, els esdeveniments d'allaus majors (MA) es van classificar comparant la distribució de distàncies d'arribada per a cada zona d'allaus. El criteri que es va aplicar fou seleccionar la major allau per cada zona d'allaus, si es disposava de prou informació per a poder confirmar que es tractava de l'allau més gran en 100 anys.

Les allaus seleccionades havien de complir uns requeriments necessaris per a ser usades en el model α - β (a part de ser considerades les majors en 100 anys): tenir una zona de sortida diferenciada i única, i no haver-hi modificacions antròpiques (Sinickas i Jamieson, 2014). A més, s'hi havia d'haver pogut mesurar totes les variables seleccionades per a la construcció del model (Taula 4). Aquests condicionants reduïren el nombre d'allaus del conjunt de dades a 97 esdeveniments (12% del conjunt de dades, distribuït homogèniament a la zona d'estudi, Figura 7, Annex 6).

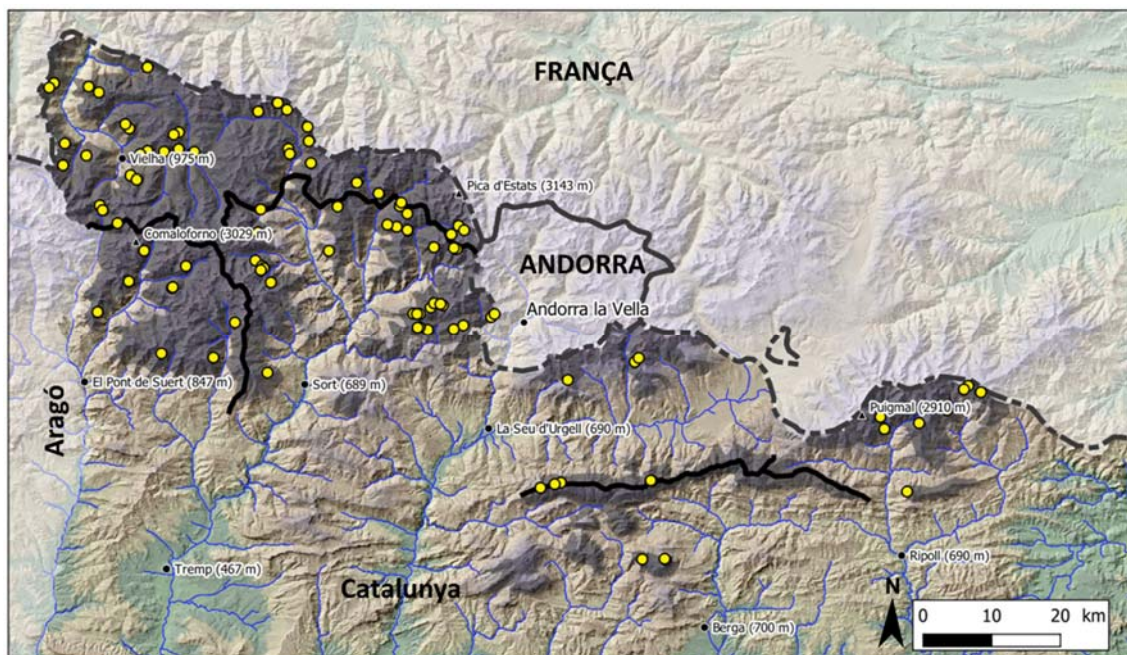


Figura 7. Distribució de les allaus majors seleccionades per a l'aplicació del model α - β (punts grocs). Les àrees ombrejades corresponen a les àrees susceptibles al desencadenament i abast d'allaus. Les línies negres corresponen als límits de les regions nivològiques definides per a la predicció d'allaus.

Els criteris per a la selecció de les variables a contrastar per al model foren, per una banda, les que tenien una influència demostrada en l'abast de l'allau en les publicacions de referència (Lied i Bakkehøi, 1980; Nixon i McClung, 1993), per altra, es van afegir altres paràmetres que

es van considerar que també hi podien intervenir, sempre que haguessin pogut ser mesurats en tot el conjunt de dades. Són els següents (Taula 4, Figura 8).

Taula 4. Variables seleccionades per a la construcció del model.

Variable	Definició
Angle α ($^{\circ}$)	Angle alfa, angle d'abast <i>runout angle</i> . És el pendent de la línia que connecta l'extrem superior de la zona d'allaus amb la posició de màxim abast observat (punt α).
Angle β ($^{\circ}$)	Angle beta. És el pendent de la línia que connecta el punt superior de la zona d'allaus amb el punt del perfil topogràfic on el vessant arriba als 10° de pendent (punt β).
Angle θ ($^{\circ}$)	Angle theta. Correspon al pendent dels 100 m superiors de la zona de sortida (θ_{100} , Bakkehøi et al., 1983).
y'' (m^{-1})	És la segona derivada de la funció polinòmica que s'ajusta millor al perfil del terreny. És un factor de terreny que descriu la totalitat del perfil del terreny (Bakkehøi et al, 1983).
H, H_{α} (m)	H és el desnivell, mesurat com la diferència entre l'extrem superior de la zona d'allaus a la intercepció amb l'eix de les y, i el punt mínim en la funció polinòmica de segon grau on $y' = 0$. En general, s'assumeix que H és molt propera al desnivell de l'allau (H_{α}).
H_{β} (m)	És el desnivell corresponent, mesurat entre l'extrem superior de la zona d'allaus a la intercepció a l'eix de les y, i el punt β .
L, L_{α} (m)	És la distància horitzontal de la zona d'allaus des del punt d'inici al punt α .
L_{β} (m)	És la corresponent distància horitzontal des del punt d'inici al punt β .
PT (ordinal)	És el perfil topogràfic. Es van classificar d'acord amb la topografia a la zona de transició trajecte - arribada amb l'objectiu d'agrupar alguns perfils que poden ser classificats de forma similar per diferents experts com (1) gradual: el pendent de la transició trajecte - arribada decreix gradualment; (2) abrupte: hi ha una transició abrupta des d'un pendent relativament dret a un pendent de 0° o proper a la zona d'arribada (<i>hockey-stick</i> , Jones i Jamieson, 2004); (3) remuntada: hi ha una transició abrupta des d'un pendent relativament dret a un pendent negatiu; (4) gradual/abrupta - remuntada: hi ha una transició gradual o abrupta, acabant en un pendent negatiu i (5) complex (irregular): el pendent en la transició trajecte - arribada és irregular (per exemple, barres de roques, monticles).
Azs (ha)	Àrea de la zona de sortida de cadascuna de les zones d'allaus. Es va mesurar en la projecció horitzontal. L'àrea es va definir pel punt més alt estimat de la zona de sortida, una amplada mitjana, i pel costat inferior, l'altura on el pendent decreix per sota dels 28° , o on la morfologia del terreny ho suggeria (per exemple, confinament, ressalts).
Ozs ($^{\circ}$)	Orientació mitjana de la zona de sortida (Ozs) de cada zona d'allaus, mesurada en graus.
Con (%)	Confinament. Es va determinar mesurant el % de la distància horitzontal (L) en què l'allau davallava per un terreny que el confinava. Es va considerar com confinat, una relació amplada/profunditat del canal <10 .
Cli (ordinal)	Regió climàtica en la qual està situada la zona d'allaus (també considerada per Lied i Bakkehøi, 1980; Furdada i Vilaplana, 1998; Jones i Jamieson, 2004). Es va assignar: (1) oceànic, (2) transició o (3) Mediterrani (Figura 1).
Def (%)	longitud desforestada. Es va determinar mesurant el percentatge de la distància horitzontal de l'allau, desforestada.
L_For (m)	Distància horitzontal de la penetració del bosc. Es va mesurar des del punt més elevat de la zona de sortida fins l'inici del bosc.

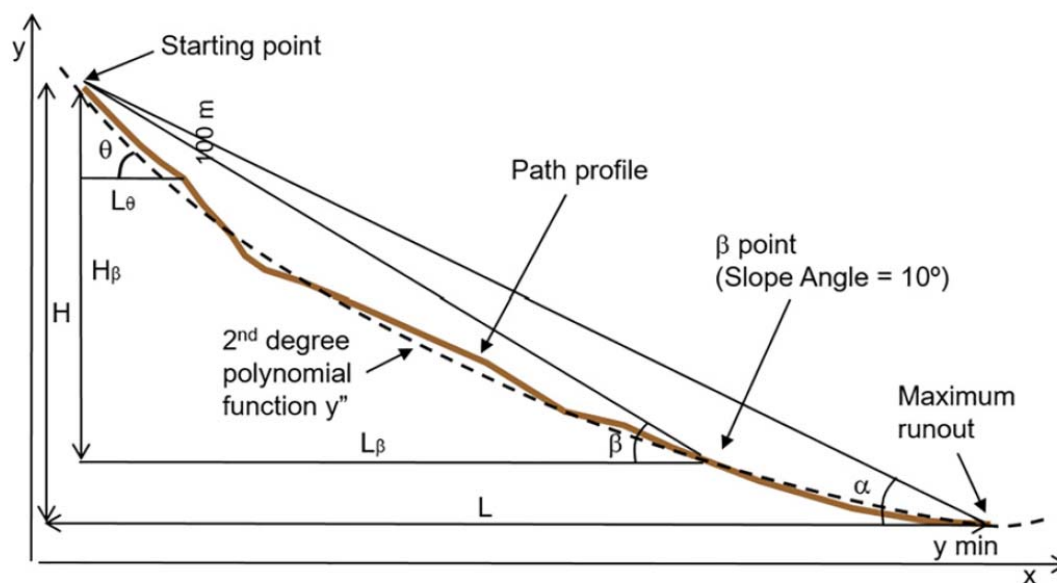


Figura 8. Paràmetres principals del model α - β (modificat de Lied i Bakkehøi, 1980).

Amb aquest conjunt de dades morfomètriques s'ha caracteritzat la distància d'abast de les allaus centenàries al Pirineu de Catalunya, tal i com s'explica als apartats següents.

2 Resum global dels resultats obtinguts

Es poden resumir els resultats obtinguts en els següents 3 punts:

1. Creació d'una base de dades d'allaus majors.
2. Concepció dels índexs MAAMI i SMAAMI i caracterització de la magnitud dels episodis d'allaus majors en el temps i en l'espai.
3. Estimació de l'abast de les allaus majors a partir de modelització empírica.

2.1 Creació d'una base de dades d'allaus majors

El primer pas, fonamental, per a la realització del treball, va ser la creació de l'inventari d'allaus, matèria prima de la recerca. Per a tal finalitat, es va crear una base de dades coherent i completa, útil tant per al treball regional com per al treball de zones individuals. Al punt 1.4 s'ha explicat l'estructura i característiques de la base de dades, i com es va obtenir la informació, i a l'apartat 1.5 s'ha explicat com es van seleccionar les allaus que es van utilitzar per als tractaments per a la caracterització dels episodis d'allaus majors (Article 1) i per a l'estimació de l'abast de les allaus (Article 2).

A l'Annex 4 es llista tots els camps alfanumèrics de la base de dades, la seva descripció i les classes establertes per als camps diccionari. Actualment, a la MADB hi ha 913 registres d'allaus majors i 104 camps per a caracteritzar-les.

Considerem que cal destacar el detall, homogeneïtat, rigor i, per tant, qualitat de la base de dades en que es fonamenta la posterior recerca. Aquest primer resultat, de qualitat i que m'ha incrementat significativament el criteri d'expert, m'ha permès abordar les següents anàlisis amb coneixement del fenomen, de les limitacions de les dades i de la fortalesa de la base de dades en el seu conjunt i, per tant, amb confiança en els consegüents resultats.

2.2 Concepció dels índexs MAAMI i SMAAMI i caracterització de la magnitud/freqüència dels episodis d'allaus majors

A l'Article 1, els principals resultats obtinguts són: (i) la concepció dels índexs MAAMI i SMAAMI, i la conseqüent quantificació, a diferents resolucions, de la magnitud dels episodis d'allaus (MAE) (ii) la determinació de la freqüència d'ocurrència de MAE i (iii), una zonificació del Pirineu en base a la seva distribució, caracteritzant el territori en relació a la freqüència d'ocurrència d'episodis i en base a la seva magnitud.

2.2.1 Anàlisi magnitud/freqüència dels episodis d'allaus majors: l'índex MAAMI

El principal resultat del treball 1 és la concepció de l'índex MAAMI. Aquest índex té com a objectiu quantificar la magnitud dels episodis (o cicles) d'allaus majors registrats (MAE; *Major Avalanche Episode/Cycle*). Vam usar la freqüència estimada de les allaus registrades a cada episodi per emfatitzar com d'extraordinari va ser cada episodi, a partir de la hipòtesi de que les allaus més destructives (de més baixa freqüència) són les més detectables i més recordades pels testimonis, respecte a les més petites i que passen desapercebudes (de més alta freqüència). Per tant, els episodis són caracteritzats principalment per les allaus de baixa freqüència, les més intenses. Per contra, el petit pes de les HFMA (Allaus Majors d'Alta Freqüència; *High Frequency Major Avalanches*) evita desviacions significatives causades per la incompletesa d'aquesta classe de freqüència degut a que deixa menys rastres en el medi identificables posteriorment, i costa més que la seva ocurrència quedi retinguda a la memòria popular. L'índex obtingut es van anomenar Índex de la Magnitud de l'Activitat d'Allaus Majors (*Major Avalanche Activity Magnitude Index, MAAMI*; Equació 1). Es pot aplicar a l'escala temporal més adequada, en funció de la resolució de les dades disponibles. Per exemple, a escala temporal d'episodi, mensual, o de temporada hivernal (hivern).

MAAM I_e

$$= \left[\left(\frac{N_{HFe}}{\max(N_{HFe})} \cdot 0, 1 \right) + \left(\frac{N_{MFe}}{\max(N_{MFe})} \cdot 0, 3 \right) + \left(\frac{N_{LFe}}{\max(N_{LFe})} \cdot 1 \right) + \left(\frac{N_{VLFe}}{\max(N_{VLFe})} \cdot 3 \right) \right] / 4, 4$$

Equació 1. Índex MAAM I_e , on N_{HFe} és el nombre de MA d'alta freqüència registrades en un episodi (e), i $\max(N_{HFe})$ és el nombre màxim de MA d'alta freqüència (HF) registrades en un MAE; N_{MFe} és el nombre de MA de freqüència mitjana registrades en un episodi (e), i $\max(N_{MFe})$ és el nombre màxim de MA de freqüència mitjana (MF) registrades en un MAE; N_{LFe} és el nombre de MA de baixa freqüència registrades en un episodi (e), i $\max(N_{LFe})$ és el nombre màxim de MA de baixa freqüència (LF) registrades en un MAE; N_{VLFe} és el nombre de MA de molt baixa freqüència registrades en un episodi (e), i $\max(N_{VLFe})$ és el nombre màxim de MA de molt baixa freqüència (VLF) registrades en un MAE;

Per cada episodi (e), les allaus es van agrupar en funció de la seva freqüència i es van dividir pel valor màxim de la mateixa classe de freqüència registrat en un episodi al conjunt de dades per a estandarditzar-ho. N_{HFe} és el nombre de MA d'alta freqüència registrades en un episodi (e), i $\max(N_{HFe})$ és el nombre màxim de MA d'alta freqüència (HF) registrades en un MAE; N_{MFe} és el nombre de MA de freqüència mitjana registrades en un episodi (e), i $\max(N_{MFe})$ és el nombre màxim de MA de mitjana freqüència (MF) registrades en un MAE; N_{LFe} és el nombre de MA de baixa freqüència registrades en un episodi (e), i $\max(N_{LFe})$ és el nombre màxim de MA de baixa freqüència (LF) registrades en un MAE; N_{VLFe} és el nombre de MA de molt baixa freqüència registrades en un episodi (e), i $\max(N_{VLFe})$ és el nombre màxim de MA de molt baixa freqüència (VLF) registrades en un MAE. El valor resultant per cada classe de freqüència es multiplica pel pes assignat (0,1 per HF; 0,3 per MF; 1 per LF; 3 per VLF), pesos assignats segons el període de retorn estimat (invers a la freqüència), de 10, 30, 100 i 300 anys. El valor final està dividit per 4.4, per obtenir un resultat entre 0 i 1.

El MAAM I_e es pot interpretar també com un índex d'excepcionalitat dels cicles d'allaus majors (MAE) pel període analitzat. Els valors resultants responen a una escala logarítmica. Seguint el mateix raonament sobre el pes assignat a l'excepcionalitat d'una allau, els valors van ser classificats com es mostra a la Taula 5.

Taula 5. Classificació dels valors del MAAMI

MAAMI	
Classes	Numerical value
Low	<0.03
Moderate	0.03–0.1
High	0.1–0.3
Very high	>0.3

En relació a la completesa de la sèrie de dades (Figura 3), a l'Article 1 es treballa a dos escales temporals: P2 i P3. P2 correspon al període 1900/01 – 1994/95 (95 hiverns) i P3 correspon al període 1995/96 fins a la data de publicació de l'article (19 hiverns; Figura 3).

2.2.1.1 Anàlisi temporal de P3

2.2.1.1.1 Anàlisi a escala d'episodi (*e*)

Al període P3 (19 hiverns) es va calcular el MAAMIE pels 29 episodis registrats en què es van produir allaus majors (Figura 9). Vam obtenir valors alts pels episodis de gener i febrer de 1996, tot i que el de gener podria ser considerat com a molt alt. Per al 30-31 de gener de 2003, 29 de gener de 2005, 29 de gener de 2006, 18-19 de febrer de 2013 i 24-25 de gener de 2014, els valors de MAAMIE van ser moderats, i per la resta de MAE els valors varen ser baixos (Figura 9). Cal recordar que estem parlant sempre d'allaus majors (MA), allaus destructives i, per tant, fins i tot amb valors baixos de MAAMIE, com a mínim es va produir destrucció de massa forestal.

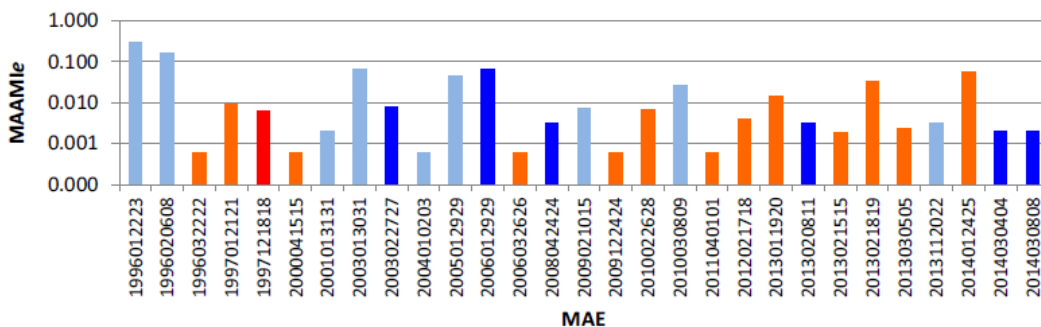


Figura 9. Valors de MAAMIE obtinguts pel període P3, i dinàmica d'allaus observada (blau cel: aerosol; blau fosc: densa seca; taronja: densa humida; vermell: *slushflow*) per episodi d'allau major (MAE). L'escala de l'eix d'ordenades és logarítmica. La data de l'episodi té el format YYYYMMDD₁D₁D₂D₂, on D₁D₁ i D₂D₂ són el primer i el darrer dia de l'episodi.

Per cada esdeveniment, es va cartografiar i mesurar l'extensió de l'àrea desforestada per allaus i, per cada episodi, es va sumar l'extensió total desforestada (Figura 10). Aquest paràmetre és també un indicador de l'excepcionalitat de l'episodi ja que com més excepcional és, major és la superfície desforestada. Els motius són:

- Com més excepcional és l'episodi, més temps passa entre dos esdeveniments de magnitud similar i, per tant, més temps hi ha perquè el bosc es pugui regenerar i desenvolupar.
- Com més excepcional és l'episodi, més allaus es produeixen, i més abast tenen. Per tant, major és l'extensió de bosc afectada.

Vam correlacionar els valors de MAAMIE amb els valors de l'àrea desforestada i vam obtenir un Coeficient de Determinació de Pearson R^2 de 0.96, el qual reforça la validesa del MAAMIE com a un índex de la magnitud dels cicles d'allaus majors (MAE).

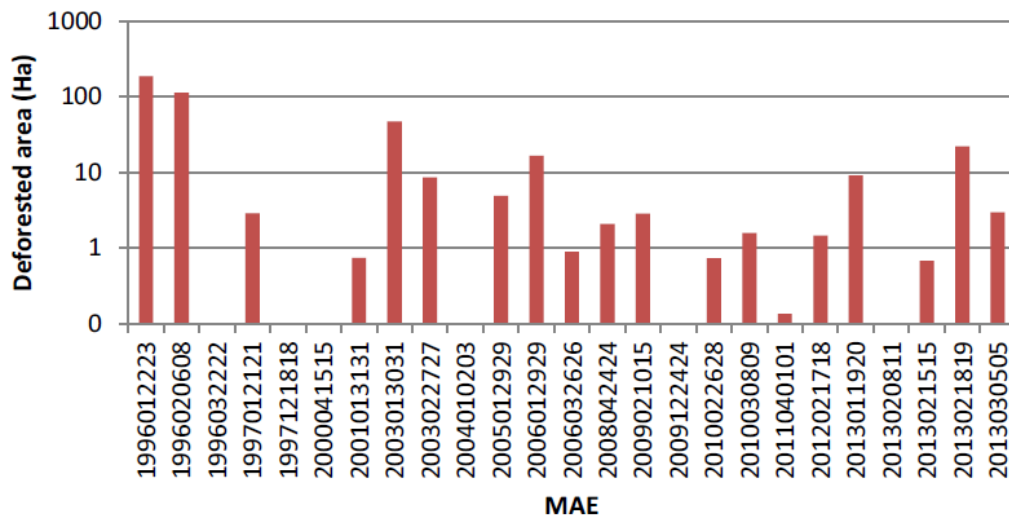


Figura 10. Àrea desforestada per MAE, per a P3. L'escala de l'eix d'ordenades és logarítmica (les àrees desforestades dels MAE 2013/14, no es van afegir al conjunt de dades perquè el procés de cartografia no havia finalitzat a la data de publicació de l'article).

Els valors MAAMIE obtinguts es van associar amb cada patró de circulació atmosfèric definit per García et al. (2009), Taula 6. En aquesta, es descriu la configuració sinòptica de cada patró a 500 hPa, les característiques de les nevades i de la dinàmica d'allaus, i les regions nivològiques (NR, *Nivological Regions*) que acostumen a estar afectades.

A la Taula 7 estan llistats tots els episodis registrats, dinàmica observada per episodi i valors corresponents de MAAM_le, i el patró atmosfèric assignat. Destaca els elevats valors de MAAM_le i de massa desforestada dels episodis del 22 i 23 de gener de 1996 (1996012223) i de 6 a 8 de febrer de 1996 (1996020608), respecte a la resta de MAE.

Taula 6. Síntesi dels patrons atmosfèrics definits per García et al., 2009.

Component	500 hPa synoptic configuration	Low levels synoptic configuration	No. of episodes	Snow and avalanche conditions	Typical NR	Acronym
1	Azores high pressures extended over the Atlantic Ocean and deep low pressure on the axis Baltic Sea–Italian Peninsula	N and NW advection	12	Intense snowfalls, very low temperature, very active snowdrift. Major powder avalanches, sometimes wet.	AR	N/NW
2	Long trough at 500 hPa exhibiting an oblique axis oriented NW–SE, due to the Siberian high over Europe which diverts troughs to the Mediterranean Basin	Low pressures, SE flow	4	Weak layers in the snowpack. Heavy precipitation. Dense flow avalanches	PR, TF	E/SE1
3	A blocking high pressures situation at 500 hPa over Central and North–Western Europe and a cut-off low centered over the south of the Iberian Peninsula–North of Africa	High pressures, E and SE advection	4	Intense snowfalls, mild temperatures. Dense and wet avalanches	PR, TF, RF	E/SE2
4	A deep low with a very cold core over the Lion Gulf	N and NE advection	1	Strong northern winds and heavy snowfalls. Major powder avalanches	Any region	CL
5	A wide low pressure is located at high and low levels in the west of the Iberian Peninsula	S and SW advection	2	Very intense precipitation, mild temperatures. Dense dry and wet avalanches	PR, CM, RF, TF	S/SW
6	A ridge from the subtropical anticyclonic belt spreads further north over the Western Mediterranean Sea	Worm advection	2	Sudden melting processes on snow cover which contains persistent weak layers	Any region	A

Taula 7. MAE registrats al període P3 i nombre corresponent de MA registrades, patró atmosfèric corresponent, dinàmica observada, àrea desforestada i valors de MAAMIE. La data dels episodis té el format YYYYMMDD1D1D2D2, on D1D1 és el primer i D2D2 el darrer dia de l'episodi.

Episode	N	Estimated frequency (N)			Comp.	Observed dynamics	Deforested area (Ha)	MAAMIE
		H	M	L				
1996012223	53	9	30	14	S/SW	Dense dry and aerosol	187.7	0.295
1996020608	54	16	33	5	N/NW	Aerosol	114.3	0.159
1996032222	1	1	0	0	A	Dense wet	0.0	0.001
1997012121	6	2	4	0	E/SE2	Dense dry and dense wet	2.9	0.009
1997121818	3	0	3	0	E/SE1	Slushflow	0.0	0.006
2000041515	1	1	0	0	S/SW	Dense wet	0.0	0.001
2001013131	1	0	1	0	N/NW	Aerosol	0.7	0.002
2003013031	53	31	22	0	N/NW	Dense dry and aerosol	47.1	0.064
2003022727	6	3	3	0	E/SE1	Dense dry	8.6	0.008
2004010203	1	1	0	0	N/NW	Aerosol	0.0	0.001
2005012929	13	6	5	2	N/NW	Aerosol	4.9	0.046
2006012929	17	7	7	3	E/SE2	Dense dry and aerosol	16.7	0.067
2006032626	1	1	0	0	A	Dense wet	0.9	0.001
2008042424	3	2	1	0	S/SW	Dense dry	2.1	0.003
2009021015	7	5	2	0	N/NW	Dense dry and aerosol	2.9	0.007
2009122424	1	1	0	0	S/SW	Dense wet	0.0	0.001
2010022628	6	4	2	0	S/SW	Dense wet	0.7	0.007
2010030809	15	3	12	0	CL	Aerosol	1.6	0.027
2011040101	1	1	0	0	A	Dense wet	0.1	0.001
2012021718	4	3	1	0	N/NW	Dense wet	1.5	0.004
2013011920	20	18	2	0	S/SW	Dense wet and dense dry	9.2	0.015
2013020811	3	2	1	0	N/NW	Dense dry	0.0	0.003
2013021515	3	3	0	0	N/NW	Dense wet and dense dry	0.7	0.002
2013021819	33	23	10	0	E/SE1	Dense wet	22.3	0.034
2013030505	4	4	0	0	S/SW	Dense wet	3.0	0.002
2013112022	3	2	1	0	N/NW	Dense dry and aerosol	ND	0.003
2014012425	55	38	17	0	N/NW	Dense wet	ND	0.060
2014030404	1	0	1	0	N/NW	Dense dry	ND	0.002
2014030808	1	0	1	0	A	Dense dry/wet	ND	0.002

Els episodis d'allaus majors amb majors valors de MAAMIE corresponen al patró S/SW (amb alta variabilitat), tal com es mostra a la Figura 11, i en segon lloc, als patrons E/SE2 i N/NW amb menys variabilitat. El MAAMIE decreix considerablement en CL i fins i tot més en episodis majors E/SE1. És testimonial en episodis majors A, donat que en aquestes situacions les allaus majors tenen lloc esporàdicament. Aquests episodis són rars i acostumen a ser de molt baixa intensitat, al menys en la sèrie de dades tractada.

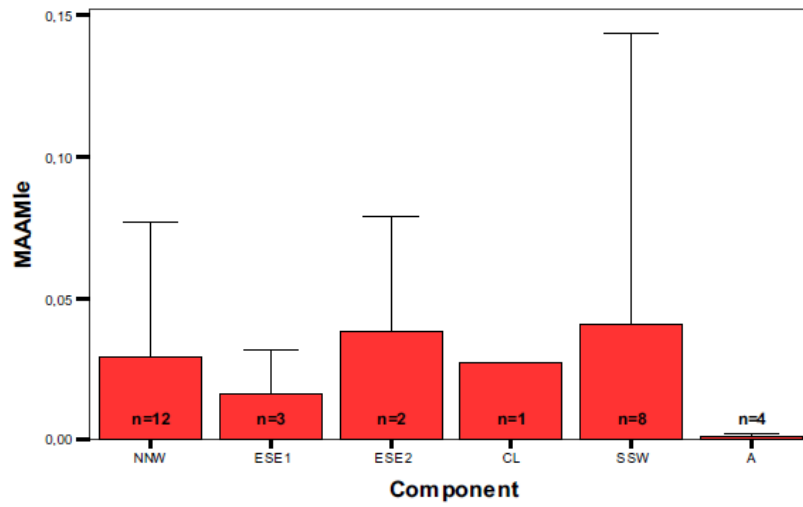


Figura 11. Valors de MAAMie (mitjana i desviació estàndard) en relació amb el corresponent patró de circulació assignat.

En relació amb el mes d'ocurrència de l'episodi (MAE) (Figura 12), els valors màxims s'obtenen al gener i febrer i, en ordre decreixent els mesos següents fins a la primavera. El novembre i el desembre també van registrar valors de MAAMie baixos. En els episodis en que es va observar component d'aerosol (Figura 13), els valors de MAAMie van ser més elevats indicant que aquests són els episodis més intensos. Per contra, com més denses i humides són les allaus, menors són els valors de MAAMie.

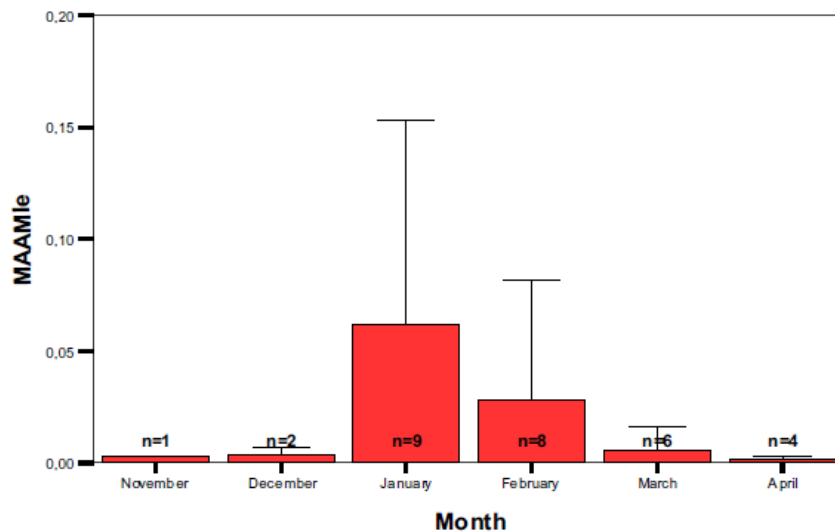


Figura 12. Valors de MAAMie (mitjana i desviació estàndard) dels episodis registrats en relació amb el mes d'ocurrència.

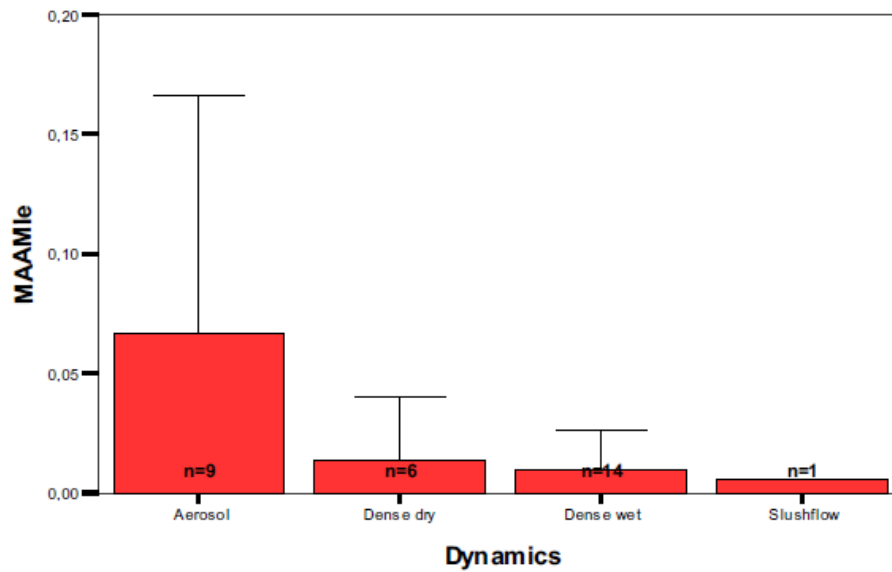


Figura 13. Valors de MAAMIE (mitjana i desviació estàndard) dels episodis registrats en relació amb la dinàmica observada.

2.2.1.1.2 Anàlisi a escala d'hivern (*w*)

Per temporada hivernal (Figura 14), s'observa com l'hivern 1995/96 es registra l'índex major de tota la sèrie fins a l'actualitat, i com pràcticament cada hivern es registra un o més episodis (Figura 15). En general, es tracta de valors baixos, però destaquen els hiverns de 2002/03, 2004/05, 2005/06, 2012/13 i 2013/14 amb valors moderats. Els hiverns 1998/99, 2001/02 i 2006/07 no registren cap MAE. Cal destacar que això no vol dir que en aquests hiverns no es produeixin allaus, se'n produeixen com cada hivern, però no són majors, són allaus de freqüència alta a molt alta, no destructives, de mides petites a mitjanes. Aquestes, però, són les típiques allaus que produeixen accidents en la pràctica d'esports de muntanya. Per exemple, l'hivern de 1998/99 l'ICGC registra 5 accidents d'allaus amb una víctima mortal, l'hivern 2001/02 registra 11 accidents amb 4 víctimes mortals, i l'hivern 2006/07 es registren 3 accidents, sense víctimes mortals.

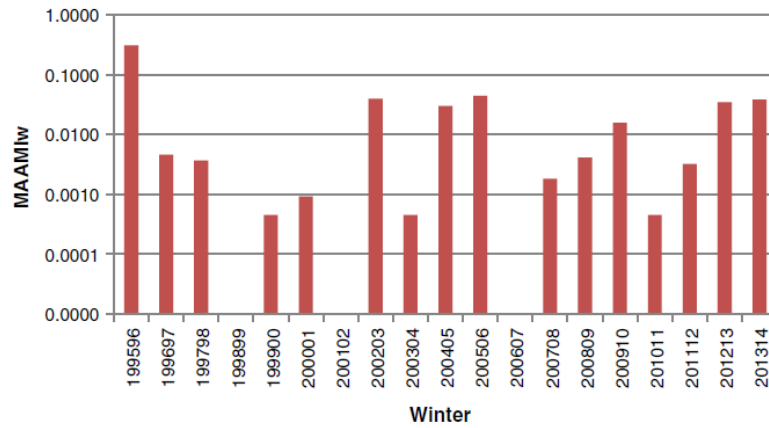


Figura 14. Valors de MAAMIw obtinguts per al període P3. La data de l'hivern té el format $Y_1Y_1Y_1Y_1Y_2Y_2$, on $Y_1Y_1Y_1Y_1$ és l'any en que comença la temporada hivernal i Y_2Y_2 és el següent any. L'escala de l'eix d'ordenades és logarítmica.

A la Figura 15 s'observa com la freqüència d'allaus densa i humida és més gran al final de la sèrie i també augmenta el nombre d'episodis. La sèrie és curta per estimar tendències, però en tot cas, s'ajusta al context actual d'escalfament i major variabilitat en els episodis d'allaus majors.

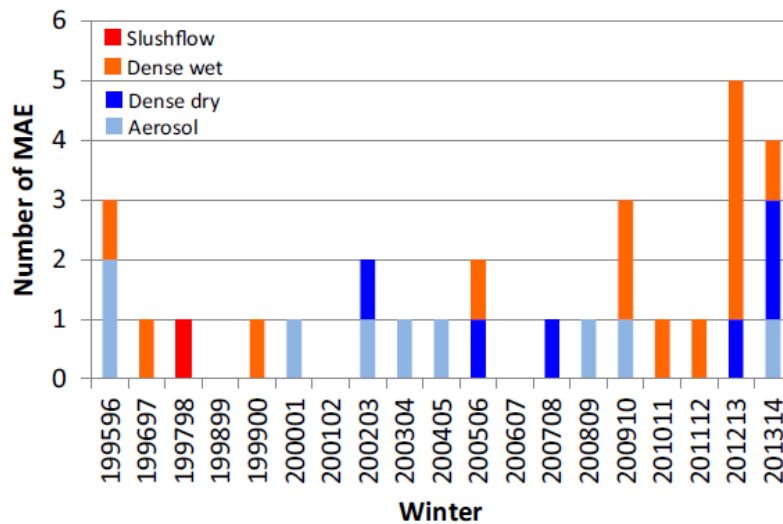


Figura 15. Nombre d'episodis d'allaus majors (MAEs) per hivern, registrats per P3, i dinàmica de les allaus observada (blau cel: aerosol; blau fosc: densa seca; taronja: densa humida; vermell: *slushflow*). La data de l'hivern té el format $Y_1Y_1Y_1Y_1Y_2Y_2$, on $Y_1Y_1Y_1Y_1$ és l'any en que comença la temporada hivernal i Y_2Y_2 és el següent any.

Per poder tractar estadísticament els valors de MAAMIw, es va aplicar una transformació logarítmica dels valors (Log_MAAMIw). Amb aquesta transformació, es va obtenir l'ajust a una

distribució normal i es van obtenir els valors de probabilitat (Taula 8). S'obté també la probabilitat estimada anual d'ocurrència de no superar un valor determinat de \log_MAAMIw (Taula 8). Per exemple, la probabilitat estimada anual d'ocurrència d'un hivern amb un valor de $MAAMIw$ menor de 0.001 és del 40% mentre que la probabilitat estimada anual de registrar un hivern amb un $MAAMIw$ menor de 0.3 és del 97% (Per contra, un $MAAMIw$ major de 0.3 és el 3%).

Taula 8. Probabilitat d'excedència estimada per a l'ocurrència de $MAAMIw$. L'interval de confiança de l'ajust és $1.54 \times 10^{-4}; 1.01 \times 10^{-2}$.

MAAMIw		Estimated accum. probability
Class	Value	
Very low	<0.001	<0.40
Low	0.001–0.03	0.40–0.83
Moderate	0.03–0.1	0.83–0.93
High	0.1–0.3	0.93–0.97
Very high	>0.3	>0.97

2.2.1.2 Anàlisi temporal de P2+P3

P2+P3 constitueix un període de temps més llarg que P3 però més incomplet i imprecís. Donat que P2 és incomplet, el període P2+P3 (tot el segle XX i principis del XXI) es va analitzar a menys resolució.

Per a caracteritzar els episodis registrats durant el període P2+P3, es va treballar a resolució de temporada hivernal (w) per tal d'adaptar-ho a les limitacions de les dades de P2. Com que el conjunt de dades no era complet, el càlcul del $MAAMI$ es va simplificar considerant la freqüència obtinguda a partir de la totalitat de MA registrades per hivern en cada $MANR$, d'acord amb l'Equació 2 (veure apartat 2.2.2).

$$SMAAMI = \sum_{i=1}^N \frac{\min(Fw_i)}{3 \cdot N}$$

Equació 2. $SMAAMI$ (*Simplified Major Avalanche Activity Magnitude Index*), on $\min(Fw)$ correspon a la freqüència més baixa de les allaus majors (MA) registrades en un hivern (w) per cadascuna de les 3 $MANRs$. N : nombre de divisions climàtiques (3).

Aquest índex es va anomenar Índex Simplificat de la Magnitud d'Allaus Majors (SMAAMI; *Simplified Major Avalanche Activity Magnitude Index*), on $\min(Fw)$ correspon a la freqüència més baixa de les allaus majors (MA) registrades en un hivern (w) per cadascuna de les 3 MANRs. A nivell temporal es va treballar a resolució de temporada hivernal. Una baixa correlació MAAMI w -SMAAMI ens va forçar a simplificar les 7 MANRs a 3, d'acord amb les principals divisions climàtiques, per les quals la correlació de Pearson fou de 0.75. Amb l'objectiu de destacar els episodis menys probables es va assignar el pes per les freqüències estimades (de nou, 0.1, 0.3, 1 i 3 de MA d'alta a molt baixa freqüència). Els valors del divisor corresponen al valor màxim de la freqüència (3) i màxim nombre de regions climàtiques ($N=3$) per l'estandardització del resultat.

La SMAAMI és una simplificació de la MAAMI, per a sèries de dades menys complertes. Es basa en l'assumpció que les allaus més grans, destructives, són més fàcils de recordar que les allaus d'alta freqüència, menys destructives. Per tant, el resultat ha de ser interpretat com una estimació de la intensitat màxima de l'episodi. Aquest, destaca els valors màxims registrats en cada regió i, per tant, aquells episodis amb MA de baixa freqüència i menys extensos, en front d'episodis molt extensos però amb MA d'alta freqüència.

A la Figura 16, es representen els valors de SMAAMI calculats per P2+P3. La temporada hivernal 1995/96 segueix mostrant els valors de SMAAMI més alts, amb diferència respecte a la resta, mentre els episodis de 1971/72, 1974/75, 1937/38, 2004/05, i 2005/06 mostren valors de SMAAMI alts (en ordre decreixent), junt amb 14 altres hiverns al voltant del valor 0.1. Els MAW (*Major Avalanche Winter*) restants registrats (25 hiverns) tenen valors de SMAAMI moderats i baixos.

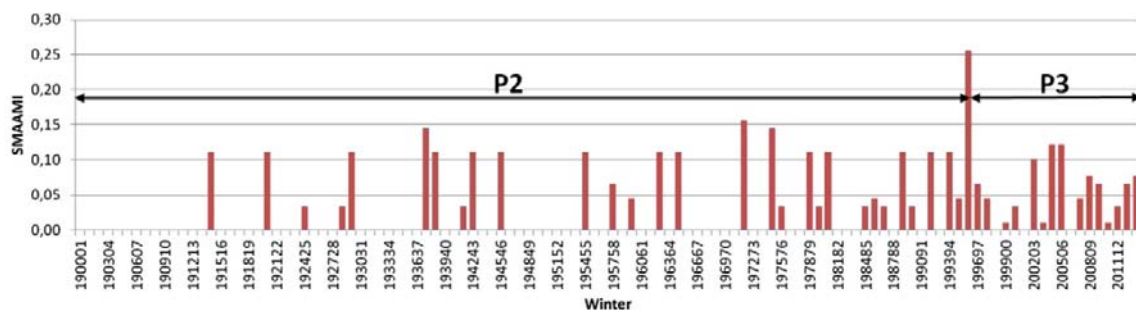


Figura 16. Valors de SMAAMI obtinguts per al període P2+P3. La data de l'hivern té el format Y₁Y₁Y₁Y₂Y₂, on Y₁Y₁Y₁ és l'any en que comença la temporada hivernal i Y₂Y₂ és el següent any.

Els valors de SMAAMI obtinguts es van ajustar a una funció de distribució i es van obtenir valors de probabilitat. Per exemple, la probabilitat anual d'ocurrència d'un hivern amb un valor de SMAAMI menor de 0.03 és del 39%, mentre que la probabilitat anual de registrar un hivern amb un SMAAMI major de 0.2 és del 4% (Taula 9).

Taula 9. Probabilitat d'excedència per a l'ocurrència de SMAAMI. L'interval de confiança del 95% de la distribució ajustada és 2.89;3.38.

SMAAMI		Estimated accum. probability
Class	Value	
1	<0.01	<0.18
2	0.01–0.03	0.18–0.39
3	0.03–0.06	0.39–0.62
4	0.06–0.1	0.62–0.79
5	0.1–0.2	0.79–0.90
6	>0.2	>0.96

Comparant les estimacions de probabilitat anual de MAAMI_w (Taula 8) amb les del SMAAMI (Taula 9), tal com es podria esperar, d'acord amb les diferents funcions de distribució a la qual cada conjunt de dades es va ajustar, els valors són significativament diferents. Els valors de MAAMI_w són més del 50% més elevats per valors moderats, decreixent a menys del 10% per valors alts. Clarament indica que malgrat hi ha una forta correlació entre MAAMI_w i SMAAMI, les dades mostren una ocurrència de MAE diferent. Aquesta diferència podria ser deguda a (i) la incompletesa de les series a P2, i (ii) el curt període de la sèrie a P3 i (iii), la limitada precisió de l'índex SMAMMI.

2.2.2 Anàlisi espacial dels episodis d'allaus majors

A nivell espacial es va realitzar una cartografia de l'extensió geogràfica dels episodis d'allaus majors (MAE) a partir de la distribució espacial de les allaus majors (MA) registrades en cada episodi.

2.2.2.1 Anàlisi espacial de 1995/96 a 2013/14 (P3)

A partir de la distribució espacial de MA registrades a cada MAE, es va reconstruir l'àrea afectada més probable. La reconstrucció es va basar en el criteri que el comportament de les masses d'aire està fortament influenciat pel relleu, causant del 50 al 70% de la precipitació de

mntanya a l'hivern (McClung i Schaerer, 2006). Els models de precipitació orogràfica inclouen l'assumpció que la precipitació és directament proporcional a l'altura a la qual l'aire és elevat (component vertical o de la velocitat del vent) a les muntanyes. La primera barrera muntanyosa normalment induirà la major precipitació i les següents barreres rebran menys precipitació en la mesura en que la disponibilitat d'humitat a la massa d'aire disminueixi (McClung i Schaerer, 2006). Aquesta assumpció és clarament confirmada en la distribució de les allaus dependent de la direcció de la massa d'aire a nivells baixos, que van generar els diferents MAE.

En nombroses ocasions es va observar l'ocurrència d'allaus a sotavent de la direcció de la massa d'aire, degut a la sobreacumulació de neu causada pel vent associat a aquesta. En altres cassos, l'aixecament orogràfic generat pel relleu va causar el desencadenament d'allaus en diferents orientacions, possiblement perquè la massa d'aire anava associada a vents més febles que no van condicionar la formació de sobreacumulacions a sotavent. En nombroses ocasions, l'ocurrència d'allaus majors es va observar només a les cotes més elevades de la serralada, malgrat la massa d'aire va travessar zones susceptibles d'allaus però de cotes més baixes.

Mentre es preparava la cartografia dels MAE, es va observar que hi ha MAE que no poden ser classificats només per un patró atmosfèric. La distribució geogràfica de les allaus registrades per MAE s'ajusta molt bé quan el patró atmosfèric va ser el factor generador de les condicions desencadenants, duent a l'ocurrència d'allaus majors. Malgrat això, en alguns episodis la distribució espacial de les allaus majors registrades (MA) va mostrar una configuració típica d'altres patrons.

En aquests cassos, el criteri explicat anteriorment va haver de ser adaptat. Per exemple, el MAE de 18-19 de febrer de 2013, classificat com a E/SE1, va mostrar una àrea d'afectació típica de patró N/NW (Figura 17), significant que aquest MAE és el resultat d'un període de preparació i un posterior període de desencadenament. Durant la primera part, les condicions d'instabilitat es preparen, però és en la segona part que l'episodi és desencadenat. De fet, abans del 18-19 de febrer de 2013, dos MAE N/NW van ocórrer successivament (8-11 i 15 de febrer) amb valors baixos de MAAMIE (poques allaus majors -MA- van ser registrades). Aquestes van preparar les condicions pel següent episodi, un E/SE1, el qual afecta habitualment les regions més orientals Prepirineu (PR) i Ter Freser (TF), però en aquest cas va afectar només la regió Aran (AR), registrant uns valors moderats de MAAMIE. Aquest fet

reforça la idea que l'estudi de MAE a partir d'un punt de vista climàtic necessita una aproximació temporal major, considerant condicions atmosfèriques prèvies (García-Sellés et al., 2013), i a la vegada, confirma la relació entre activitat d'allaus i índex NAO cumulatiu demostrat per Keylock (2003).

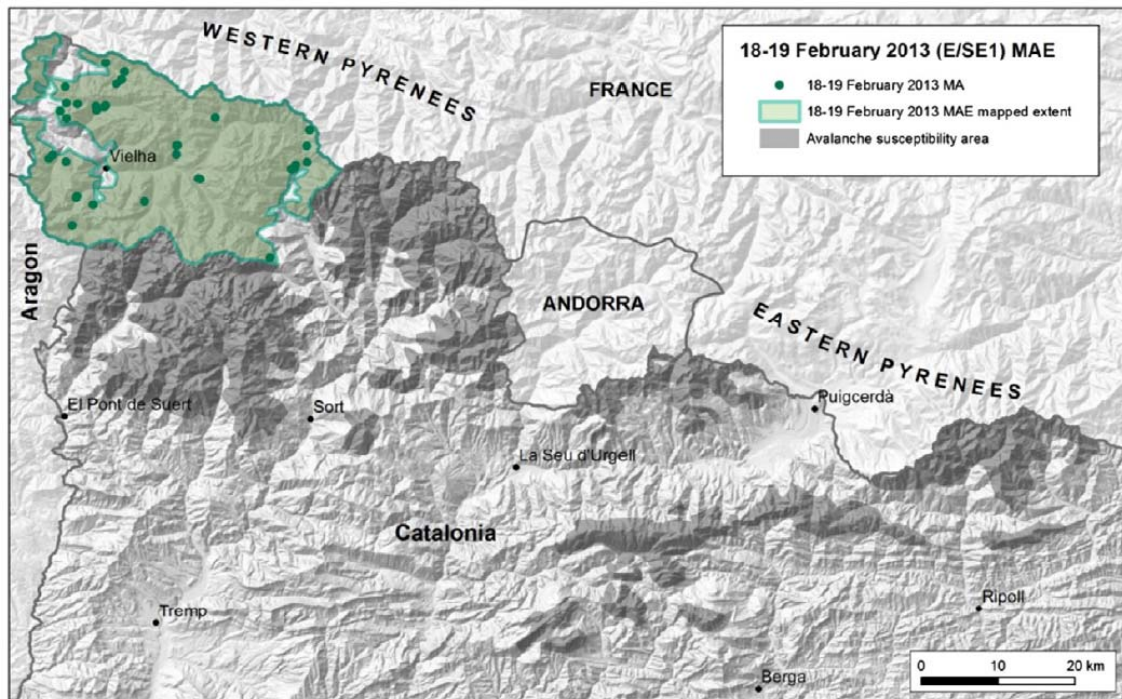


Figura 17. Mapa de l'episodi de 18-19 de febrer de 2013 generat a partir de les allaus registrades.

Per tant, en aquesta fase inicial de l'anàlisi espacial s'identifica com a un primer resultat que l'escenari d'allaus majors pot ser el resultat de la concatenació d'1 o més patrons atmosfèrics.

Un segon resultat en relació amb l'anàlisi espacial és que, d'acord amb la distribució espacial dels MAE i els seus corresponents valors de MAAM_{ie}, les NRs van ser redefinides per caracteritzar millor la distribució dels MAE. El criteri per definir-les fou la distribució espacial dels MAE, el valor MAAM_{ie} obtingut i la freqüència amb què es produeixen. A l'Annex 5 pot veure's la cartografia dels episodis classificats segons els patrons atmosfèrics. A partir de l'anàlisi de la seva distribució espacial es van modificar les regions nivològiques (NR) en regions nivològiques d'allaus majors (MANR, *Major Avalanche Nivological Regions*). De l'oest a l'est són: Ga (Garona), PN (Nord Pallaresa), RP (Ribagorçana – Pallaresa oest), PE (Pallaresa est), SN (Nord Segre), SL (Segre – Llobregat), i TF (Ter-Freser) (Figura 18).

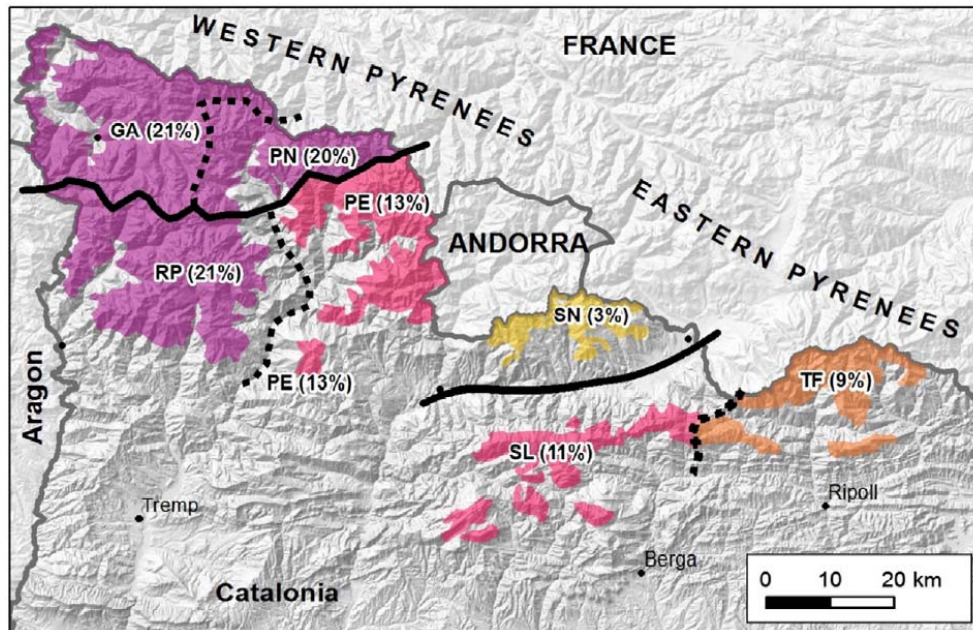


Figura 18. Regions Nivològiques d'Allaus Majors (MANRs) definides a partir de la freqüència i distribució espacial dels episodis d'allaus majors registrats (MAEs). La freqüència d'ocurrència de MAEs a P3 està indicada entre parèntesi. Les línies negres indiquen les divisions climàtiques principals i les línies discontinúes les divisions secundàries.

Aquestes regions es poden també agrupar d'acord amb la influència climàtica, en regions d'influència oceànica, afectades principalment per episodis N/NW (GA i PN); regions d'influència continental, afectades principalment per episodis S/SW, però també per N/NW (RP, PE i SN); i regions Mediterrànies, afectades per una gran varietat de patrons atmosfèrics (fins a 5; SL i TF, Figura 19).

La NR AR es va dividir en GA (principalment la Val d'Aran, la part occidental d'AR que drena cap el nord) i PN (braç est de l'original AR, que drena cap al sud). La regió GA està afectada principalment per episodis N/NW (Figura 19) i menys freqüentment per MAE S/SW i E/SE1. La regió PN és una MANR transicional, afectada per MAE N/NW, de la mateixa manera que la regió GA, i menys freqüentment per una varietat més àmplia de MAE degut a la seva configuració oberta cap el sud. La MANR RP està composta per la suma de la part oest de la NR PL a la NR RF degut al seu comportament similar. La regió PE és la part que queda de la NR PL, similar a PN, però menys activa. A les regions RP i PE, els episodis N/NW tenen lloc menys freqüentment que a les regions AR i PN. Ambdues estan afectades també per patrons atmosfèrics E/SE2 i S/SW, però la diferència principal entre elles és la freqüència d'afecció per

episodis S/SW. RP és la regió més afectada per episodis S/SW, els quals afecten la regió PE menys freqüentment. Les regions GA, PN i RP registren la freqüència més alta d'ocurrència de MAE. La regió PE està afectada igualment per episodis N/NW, i per episodis de component sud, particularment E/SE2 i S/SW. Els episodis N/NW, amb valors de MAAM_{ie} elevats, són prou potents per creuar les regions GA i PN. Episodis E/SE2 i S/SW poden abastar l'extrem superior de la vall de la Noguera Pallaresa i valls adjacents (regió PN) degut a la seva direcció SW-NE, però no poden creuar les divisòries frontereres de França. SN és la regió que presenta l'activitat MAE menor. Està només afectada per dos episodis principals de l'hivern 1995/96 (patrons atmosfèrics S/SW i N/NW), i per un petit MAE N/NW registrat l'hivern 2013/14. La baixa activitat en aquesta regió pot ser deguda al fet que està situada a sotavent de la majoria de les masses d'aire. Les muntanyes d'Andorra la protegeixen dels episodis N/NW, i la serra del Cadí, al sud, la protegeix dels episodis E/SE1 i E/SE2 principalment. La regió SL presenta activitat més freqüentment. Aquesta regió i la regió TF són les més variades en relació a l'origen dels MAEs que les afecten, principalment episodis del sud, però també per l'episodi N/NW de febrer de 1996. De fet, SL és l'única MANR afectada per MAE generades per tots els patrons atmosfèrics descrits. És lògic, ja que es tracta de la principal barrera orogràfica orientada est-oest (serra del Cadí), perpendicular a la direcció de les masses d'aire provinents de baixes latituds. Habitualment, l'activitat de MA principal s'observa al vessant nord d'aquesta serralada. La darrera regió, TF, està afectada per quasi el mateix nombre d'episodis que la SL, però en aquest cas, no està afectada per episodis E/SE1. Específicament, està afectada per 2 episodis N/NW, un E/SE2, un CL i un S/SW. És l'única àrea afectada pel patró atmosfèric CL.

En resum, baixa la freqüència dels patrons N/NW cap al sud i l'est, i els de S/SW, tenen la màxima freqüència a RP i disminueixen a mesura que ens n'allunyem cap a N i E. La resta de patrons són molt poc freqüents. Destaca la MANR SN, on només s'hi registra el 3% dels MAE.

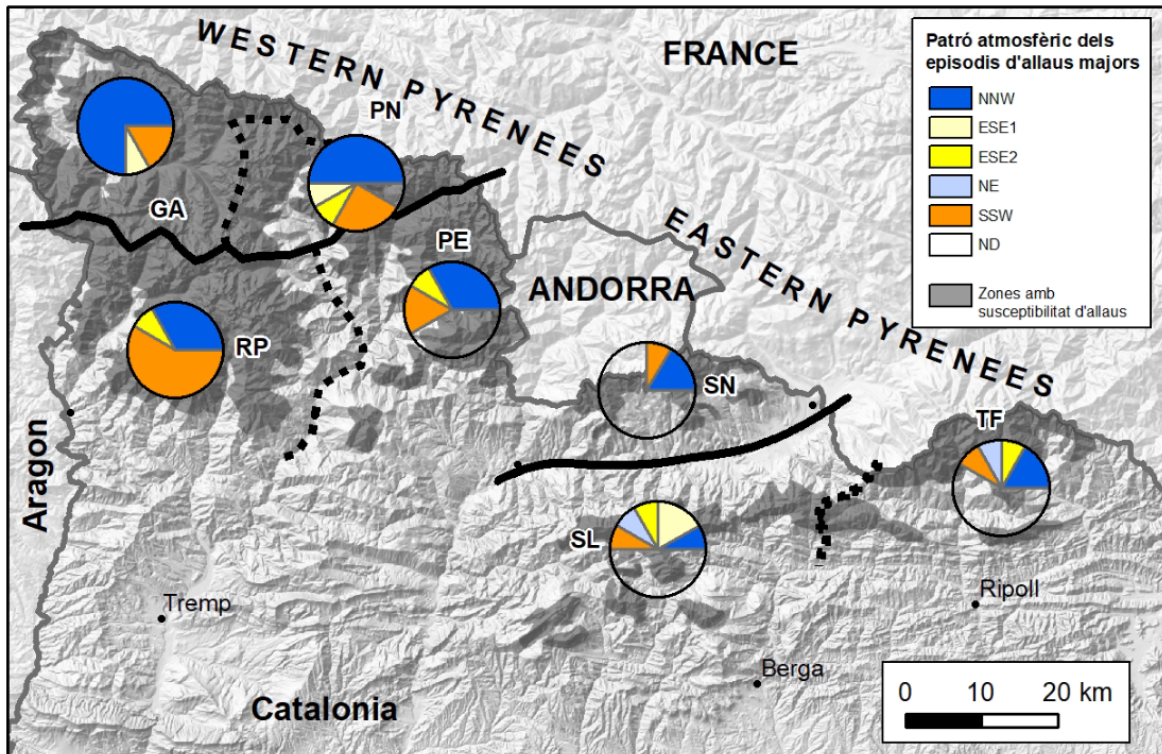


Figura 19. Nombre d'episodis identificat a cada MANR a P3, sent per a GA i RP les que registren el màxim d'episodis i SN el mínim. El patró atmosfèric Advecció Càlida (A) no es va considerar perquè els valors de MAAMIE associats amb aquests episodis són molt baixos.

Des d'un punt de vista climatològic, l'ocurrència de diversos patrons atmosfèrics ocasionant allaus majors està estretament enllaçat amb patrons de circulació atmosfèrica de baixa freqüència tals com la North Atlantic Oscillation (NAO) i Western Mediterranean Oscillation (WeMO) (García-Sellés et al., 2010). S'observa dos patrons: el conjunt dels Pirineus catalans mostren una bona correlació entre activitat d'allaus majors i fases negatives de la NAO, però el domini oceànic té la particularitat de concentrar episodis majors en fases de la NAO lleugerament positives (N/NW). Fins i tot pel període 1971-2008 l'índex NAO mostra una tendència positiva, però hi ha hagut situacions d'allaus majors lligats a períodes de fase altament negativa de la NAO (E/SE1, E/SE2, S/SW) (García-Sellés et al., 2010).

2.2.2.2 Anàlisi espacial a menys resolució

L'anàlisi espacial a menys resolució permet ampliar el període temporal d'anàlisi a tot el segle XX, però amb menys precisió. Donada la incompletesa de la informació a P2, no va ser possible

abastar el mateix nivell de precisió pel conjunt de dades P2+P3. En molts casos en el període P2 només es registra una MA per hivern. En aquest cas, es va assignar el valor a la MANR on va tenir lloc la MA, per hivern.

Els resultats (Figura 20) mostren com per P2+P3, GA és la regió on van ser registrats més MAW, seguit per RP, PN i TF. Les regions PE i SL van ser afectades similarment i finalment SN va ser la regió menys afectada. Aquest resultat, malgrat les MANR/NRs són diferents, és similar a l'obtingut per García et al (2007), analitzant el període 1939-2006.

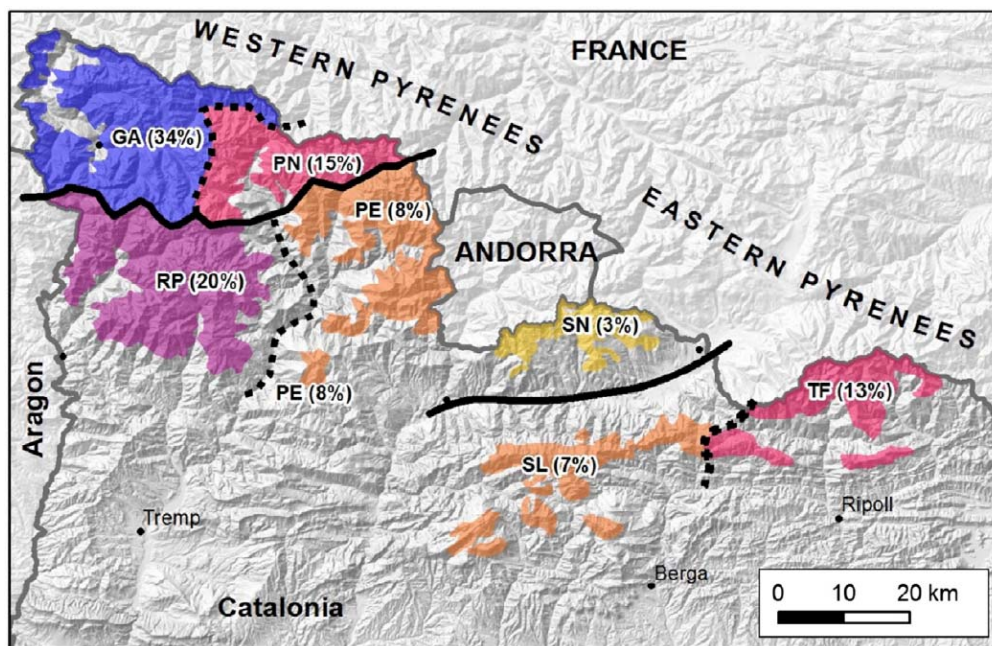


Figura 20. Freqüència d'hiverns majors (MAW) obtinguts per al període P2+P3 (valors entre parèntesi).

2.3 Estimació de l'abast de les allaus majors

A l'Article 2, els principals resultats obtinguts són: (i) obtenció d'un Model de Regressió Lineal Múltiple per mitjà de l'aplicació del model $\alpha-\beta$, que inclou variables que no s'havien utilitzat anteriorment als Pirineus per a la determinació de l'abast d'allaus per a un període de retorn de l'ordre dels 100 anys, i (ii) anàlisi dels factors de terreny i clima que controlen els abasts extrems, tant per sobre com per sota del punt β .

2.3.1 Aplicació del model α - β

El principal resultat de l'Article 2 és l'obtenció d'un Model de Regressió Lineal múltiple per estimar, de forma probabilística, l'abast de les allaus, i conèixer les variables que hi influencien i el seu pes. Prèviament es van fer totes les correlacions bivariades entre la variable dependent (α) i les variables independents del terreny seleccionades (Taula 10), havent testejat prèviament la seva normalitat.

Taula 10. Estadística descriptiva dels principals paràmetres topogràfics i morfomètrics considerats, i correlacions entre la variable resposta α i les variables predictores usades per desenvolupar el model α - β , on N és el nombre d'allaus en que la variable va ser mesurada, Mean és la mitjana, SD la desviació estàndard, Range és el rang de valors de la variable, R^2 és el coeficient de determinació de Pearson i p -value és el nivell de significació estadística observat. Les variables destacades en negreta són les que van mostrar la millor correlació amb α .

Variable	N	Mean	SD	Range	R^2	p -value
α (°)	97	25.6	3.7	17.6–33.9	–	–
β (°)	97	26.7	3.8	18.9–36.0	0.71	<0.001
θ (°)	97	34.5	4.0	25.2–44.4	0.02	0.158
y' (m ⁻¹)	97	2.77×10^{-4}	1.56×10^{-4}	1.20×10^{-5} – 8.00×10^{-4}	0.03	0.079
H_β (m)	97	877	270	355–1595	0.03	0.115
L_β (m)	97	1770	600	728–3193	0.07	0.009
PT (ordinal)	97	1.4	0.9	1–5	0.03	0.084
Azs (ha)	97	5.70	5.44	0.38–24.68	0.06	0.014
Ozs (°)	97	204	100	2–360	0.03	0.072
Con (%)	97	48.9	25.0	0.0–87.6	0.03	0.080
Cli (ordinal)	97	1.8	0.7	1–3	0.00	0.859
Def (%)	24	31.7	22.3	0–67.2	0.12	0.606
L_For (m)	24	644	550	0–2,430	0.00	0.860

L'objectiu inicial del treball era obtenir models específics segons les zones nivoclimàtiques definides en l'apartat anterior, segons períodes de retorn, o segons variables del terreny, però a causa de la reducció dràstica del conjunt de dades explicat a l'apartat 1.5 (selecció de les MA de T100 amb zona de sortida ben diferenciada, no antropitzades i amb tots els camps de variables necessàries complets), es va considerar treballar amb l'objectiu d'obtenir una única equació per a la totalitat de la zona d'estudi. A partir dels 97 esdeveniments seleccionats (Annex 6), el model es va construir amb 83 esdeveniments. 14 esdeveniments (15% del conjunt de dades), es van separar aleatòriament per validar, posteriorment, l'equació resultant.

El model de regressió múltiple va ser derivat a partir de les variables β , $\ln(\text{Azs})$ i L_β , tots associats amb α amb nivells de significança estadística inferior a 0.05, i molt significants per la funció amb p -valors <0.001 (Taula 11). Els coeficients de regressió de la B no estandarditzada (Beta) són positius per les variables β i L_β . El resultat és l'Equació 3.

Taula 11. Coeficients del model de regressió lineal múltiple amb tres variables. *B*, coeficient de correlació no estandarditzat beta; *SD*, desviació estàndard; *t*, estadístic *t*; *p*-value, significança estadística; *CI*, interval de confiança; *VIF*, variance inflation factor.

Variable	Non-standardised coefficients		Standardised coefficients	<i>t</i>	<i>p</i> -value	95% CI (<i>B</i>)		Collinearity statistics	
	<i>B</i>	<i>SD</i>				Lower	Higher	Tolerance	VIF
(Constant)	0.614	1.575		0.390	0.698	-2.514	3.741		
β	0.901	0.048	0.923	18.728	<0.001	0.805	0.996	0.836	1.196
L_{β}	0.001	<0.001	0.242	4.362	<0.001	0.001	0.002	0.658	1.519
$\ln(Azs)$	-1.329	0.189	-0.364	-7.045	<0.001	-1.703	-0.954	0.761	1.314

$$\alpha = 0.90 \beta + 0.001L_{\beta} - 1.33 \ln(Azs) + 0.61^{\circ},$$

$$R^2 = 0.81, \quad SD = 1.63^{\circ}, \quad N = 83$$

Equació 3. Equació de regressió lineal múltiple, on R^2 és el coeficient de determinació de Pearson, SD la desviació estàndard i N el nombre d'allaus amb què s'ha obtingut.

El model es va aplicar a les 14 allaus seleccionades per comprovar la seva fiabilitat. Els valors obtinguts es van situar entre el 95% CI (Figura 21, punts blaus), indicant un ajust satisfactori del model.

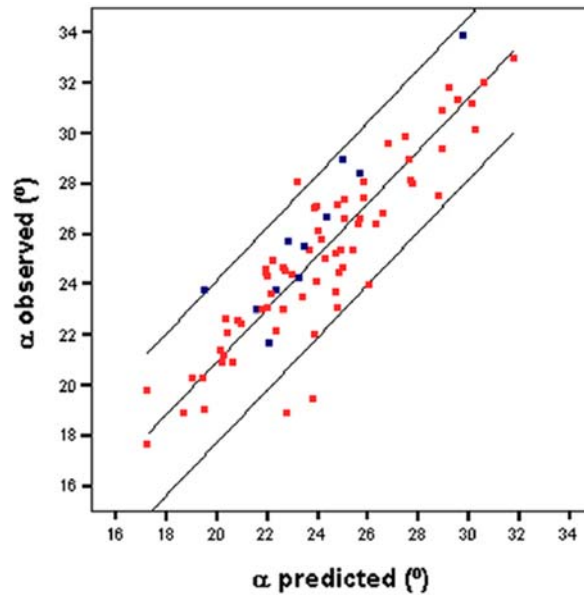


Figura 21. Gràfic dels angles α observats respecte dels obtinguts a partir de l'equació regressió Equació 3. Les línies externes indiquen les bandes de confiança del 95%. Punts vermells: mostra de test (per construir el model); punts blaus: mostra de comprovació (per validar el model).

A la Taula 12 es mostra l'estadística descriptiva dels valors d' α i de l'error (α observada - α predita) obtinguts després d'aplicar a les 97 allaus extremes l'Equació 3, i l'obtinguda aplicant les equacions de Furdada i Vilaplana (1998) i Oller et al. (2018). Usant l'equació general obtinguda per Furdada i Vilaplana (1998; $\alpha = 0.97\beta - 1.20^\circ$, $R^2 = 0.87$, $SD = 1.74^\circ$, $N = 216$), vam obtenir el mateix angle α mitjà (24.7°) que l'obtingut amb la nostra pròpia equació. Oller et al. (2018) van obtenir un model ($\alpha = 0.85\beta + 2.10^\circ$, $R^2 = 0.76$, $SD = 1.87^\circ$, $N = 63$) censurant un conjunt de dades similar a la usada en aquest estudi, malgrat no incloure les allaus que no arribaven al punt β , tal com van fer Furdada i Vilaplana (1998). Malgrat això, els resultats són força similars (valors d' α i de l'error, Taula 12). Per tant, l'Equació 3 es recomanaria per estimar distàncies d'abast per allaus amb períodes de retorn de l'ordre dels 100 anys, en aquesta regió, com l'obtinguda per Furdada i Vilaplana (1998).

Taula 12. Estadística descriptiva dels valors de l' α predita i l'error (α observada - α predita). Obtinguts després d'aplicar a les 97 esdeveniments d'allaus l'Equació 3 (1), i els obtinguts per Oller et al. (2018) i Furdada i Vilaplana (1998), respectivament; l'Equació 3 és més precisa, ja que present menor valor d'error.

Equation	α predicted			Error (α observed - α predicted)		
	Mean	SD	Range	Mean	SD	Range
(1)	24.7	3.4	17.3-33.5	0.9	1.6	-4.5 to 4.6
Furdada and Vilaplana (1998)	24.7	3.7	17.1-33.8	0.9	2.1	-6.4 to 7.9
Oller and others (2018)	24.8	3.2	18.2-32.8	0.8	2.0	-6.4 to 7.3

Com a exercici més ampli de comparació de les equacions de regressió, els resultats de l'Equació 3 es van comparar amb els resultats obtinguts aplicant les equacions d'altres serralades al nostre conjunt de dades. A la Figura 22 es representa l'estadística descriptiva de l'error i de l'angle α obtingut amb les equacions (1 a 11) a partir de les equacions generals de la Taula 3. Les equacions estan ordenades de menor (esquerra) a major (dreta) error d' α mitjà, essent 1, l'equació obtinguda en aquesta recerca (Equació 3, Taula 11). Es pot observar que el valor mitjà de l'error s'incrementa a la vegada que el valor mitjà d' α decreix, malgrat alguns valors d'error són propers als de l'Equació 3 obtinguda en aquest treball (Canada, 2; França, 3; Noruega, 4; Japó, 5; Àustria, 6). La dispersió, tanmateix, és molt major, i especialment al Japó (5). Amb l'excepció de Canadà (2) i França (3), els valors mitjans dels valors d' α són més baixos els obtinguts amb altres equacions, especialment des de la posició d'Eslovàquia (7) cap al costat dret del gràfic. Malgrat l'excepció de Canadà (2) i Noruega (4), en general, a les regions

continentals i a latituds majors, els angles α mitjans són més petits (abast major, sector dret del gràfic), i a les regions marítimes i a latituds més baixes els angles α són majors (abast menor, sector esquerre del gràfic).

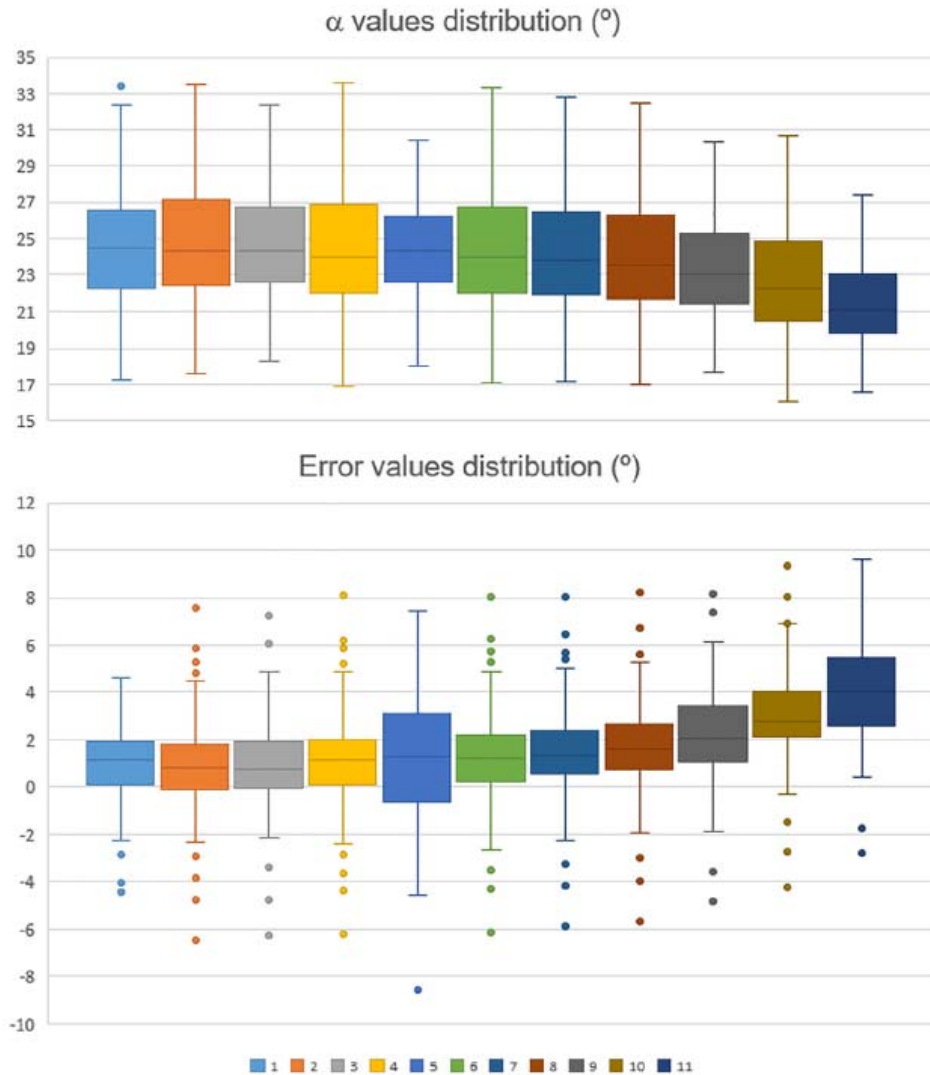


Figura 22. *Boxplots* de l' α predita i barres d'error obtingudes després d'aplicar als 97 esdeveniments d'allaus extremes, les equacions generals llistades a la (Taula 3), ordenades en ordre creixent d'error mitjà (d'esquerra a dreta). 1, Eq. (3), Pirineu català; 2, Canadà (McClung i Mears, 1991); 3, França (Adjel, 1995); 4, Noruega (Lied i Bakkehøi, 1980); 5, Japó (Fujisawa i altres, 1993); 6, Àustria (Lied i altres, 1995); 7, Eslovàquia (Biskupic i Barka, 2010); 8, USA Coastal Mountains (Nixon i McClung, 1993); 9, USA Coastal Alaska (McClung i Mears, 1991); 10, Iceland (Johannesson, 1998); 11, USA Colorado Rockies (McClung i Mears, 1991).

2.3.2 Anàlisi dels valors extrems obtinguts

En l'anàlisi de les dades, es va observar que 20 allaus (un 21% del conjunt de dades amb què es va construir el model) no arribaven a β . Això també ho van trobar en l'estudi pioner de Lied i Bakkehøi (1980). En el seu cas, un 25% de les allaus no arribaven a β . Aquest fet és rellevant, ja que en els treballs previs realitzats, n'hi ha que van aplicar, com a criteri de selecció de les allaus a introduir al model, les que sobrepassaven β , tot descartant les que no assolien aquest punt (Furdada i Vilaplana, 1998; Oller et al., 2018). Tanmateix, es va observar que allaus identificades com a centenàries no superaven clarament el punt β , tal com es van trobar els autors esmentats. Aquest comportament ens va dur a estudiar, per primera vegada en l'àmbit internacional, quin factor feia que això passés. Per aquest motiu, es van estudiar les variables que influencien una major o menor mobilitat de les allaus (o sigui, les que excedeixen, o no abasten àmpliament, l' α predita).

Per estudiar les variables que tenen influència en un major o menor abast de les allaus (per exemple, que excedeixen o no arriben a l' α predita), es va dur a terme una anàlisi comparativa de les dades. Com a primer pas, les dades es van agrupar en dos conjunts (Taula 13). Del conjunt de dades, 64 esdeveniments d'allaus (66%) van donar error positiu (l'abast observat va ser més curt que el predit pel model) i 33 esdeveniments (el 34%) van donar error negatiu (l'abast observat va ser major que el predit pel model). Això suggereix que el model tendeix a afavorir distàncies d'abast majors. Els valors extrems de la distribució (valors positius o negatius més enllà d'una desviació estàndard $-SD$ -, 25 i 8 allaus, respectivament) es van separar per destacar les diferències principals entre els valors extrems del conjunt de dades. Els 20 esdeveniments d'allaus que no arribaven al punt β van quedar inclosos al grup de 25 esdeveniments positius (Taula 13). Tanmateix, no es van trobar diferències entre conjunts de dades independents basats en el tests T, Mann-Whitney o ANOVA, aplicats d'acord amb el tipus de variables analitzades.

Donat el resultat obtingut, es va realitzar una anàlisi comparativa dels paràmetres corresponents a cada població. Malgrat el reduït nombre de casos dels dos conjunts de dades, es va observar algunes diferències destacables. Per una banda, per un angle β similar (entre 26° i 27°), els angles α són lògicament menors per allaus amb error negatiu (abast major). De mitjana, allaus amb un error positiu són més grans (major H_β , L_β i Az_s) que les que tenen un

error negatiu. L'orientació mitjana de la zona de sortida de l'allau amb error positiu és NW, mentre que per les allaus amb error negatiu és SE (Taula 13). No es va trobar tendències en relació amb les divisions climàtiques.

Taula 13. Estadística descriptiva dels paràmetres topogràfics i morfomètrics principals de les allaus amb error positiu >1SD (les allaus observades no arriben a les distàncies d'abast predites) i error negatiu <-1 SD (les allaus observades excedeixen les distàncies d'abast predites).

Variable	Avalanches with positive error (shorter runout)				Avalanches with negative error (larger runout)			
	N	Mean	SD	Range	N	Mean	SD	Range
α (°)	25	26.9	3.1	19.9–34.0	8	22.2	3.1	18.4–27.6
β (°)	25	26.2	3.4	19.9–34.4	8	26.8	3.6	20.5–32.8
θ (°)	25	34.2	3.5	29.2–44.4	8	37.2	4.8	27.6–43.1
y' (m ⁻¹)	25	2.6×10^{-4}	1.5×10^{-4}	1.2×10^{-4} – 6.0×10^{-4}	8	3.5×10^{-4}	1.4×10^{-4}	1.8×10^{-4} – 6.0×10^{-4}
H_β (m)	25	887	271	355–1290	8	691	180	465–950
L_β (m)	25	1822	591	728–2996	8	1357	259	1007–1754
PT (ordinal)	25	1.2	0.6	1–3	8	1.0	0.0	1–0
Azs (Ha)	25	6.55	5.59	0.58–20.44	8	4.52	4.34	0.47–13.83
Ozs (°)	25	233	100	50–358	8	148	87	2–300
Con (%)	25	42	25	0–82	8	51	27	14–85
Cli (ordinal)	25	1.8	0.7	1–3	8	1.9	0.8	1–3

3 Resum de les discussions

3.1 La MADB: beneficis i limitacions

La MADB ha estat una eina essencial per a poder abordar el treball de Tesi de forma eficient i rigorosa. Ha estat essencial disposar d'una base de dades exhaustiva amb un registre cartogràfic detallat d'allaus majors. La base de dades està fonamentada en: (i) la informació obtinguda testimonial durant el període d'elaboració del Mapa de Zones d'Allaus de l'SGC i ICC va ser sistemàtica i completa a tot el Pirineu català (tot i que s'ha pogut trobar nova informació a partir d'enquestes realitzades en l'estudi més aprofundit d'algunes allaus a partir d'estudis científics -per ex. Oller et al., 2020-, o tècnics), (ii) a partir de l'hivern 1995/96 hi ha un seguiment d'observació hivernal sistemàtic per allaus que causen danys a infraestructures i massa forestal, i (iii) des de 1946 s'ha revisat tots els vols de fotografia aèria realitzats al Pirineu i disponibles al portal Vissir de l'ICGC. Aquest treball, realitzat durant anys des de l'actual ICGC, i complementat a partir de la cerca pròpia sigui per feina o en el marc de la tesi, m'ha permès estar segur de que la informació emmagatzemada a la base de dades era el més completa possible. Cal fer notar que l'elaboració d'aquesta base de dades va més enllà d'una simple obtenció de dades, ja que comporta una recerca tant en treball de gabinet com de camp que depassa el treball purament tècnic i que no és possible dur a terme sense un bon criteri d'expert. Per altra banda, he dedicat moltes hores mesurant els paràmetres indicats a l'Annex 4. Tanmateix, quan es treballa amb tants registres i tants camps, sempre es detecten errors o valors anòmals. El treball en l'Article 1 va servir per elaborar una estadística descriptiva que va permetre depurar la informació i revisar i corregir a la base de dades. A partir d'aquí, un cop la informació ha estat obtinguda, mesurada, revisada i depurada, es disposa d'una base ben sòlida per al seu tractament. És per aquesta raó que el treball amb les dades de la base de dades ha estat molt agraït, eficient i, sobretot, fiable i ben fonamentat.

La principal limitació de la base de dades és el nombre de registres de què disposa, especialment de baixa freqüència. Com més se'n disposi, més es podrà avançar en el coneixement de les allaus majors. A mesura que ens desplacem cap al passat la reconstrucció dels episodis es va desdibuixant: abans de 1995 no hi havia seguiment i vigilància d'allaus; abans de 1990 la freqüència de vols fotogramètrics que incloguessin tot el Pirineu era baixa;

abans de 1946 ja no hi ha més vols; abans d'inicis del segle XX hi ha pocs testimonis que recordin allaus esdevingudes, restant la transmissió oral i la documentació històrica com a únics testimonis. Aquí, la dendrocronologia té un llarg recorregut, i pot ajudar a completar la reconstrucció, sobretot, dels 200 darrers anys. I per altra banda és necessari un esforç major en la captura de dades. Per exemple, es disposa de moltes dades topogràfiques, ja que es poden mesurar sobre la base topogràfica, però hi ha molt poques dades 3D dels esdeveniments: gruix de neu de sortida, d'arribada, extensió de la zona de sortida, extensió i gruix dels dipòsits, incorporació de neu, etc. Aquestes dades aportarien molta informació i permetrien avançar en modelització, no només empírica-estadística sinó també en modelització dinàmica. Per tant, caldria un major esforç en la captura de dades sobre el terreny poc després de l'ocurrència de les allaus. Aquest fet posa encara més en valor la modelització empírica-estadística al Pirineu, ja que resulta fonamental per a contrastar, calibrar i validar probabilísticament les distàncies d'abast obtingudes en les modelitzacions numèriques.

Actualment, la base de dades se segueix alimentant amb l'objectiu de seguir millorant en el coneixement d'aquest fenomen, ja que si una cosa queda ben clara després d'aquest treball és que és necessari un volum molt gran de dades, de qualitat, i ben ordenades, per anar avançant en el coneixement del fenomen. Com més s'avança, més interrogants apareixen, i per a seguir el fil dels nous interrogants, és imprescindible disposar de bones i suficients dades.

3.2 Discussió de la caracterització dels episodis d'allaus majors

El treball realitzat en l'Article 1 permet comprendre millor la dinàmica dels MAE als Pirineus catalans. Per a tal objectiu, ha estat essencial disposar de la base de dades, exhaustiva i fiable, amb un registre cartogràfic detallat d'allaus majors, ja presentada a l'apartat 2.1. Això ha permès reconstruir 29 episodis d'allaus majors (MAE) dels hiverns 1995/96 a 2013/14 (període P3), considerant la distribució espacial de les MA i els patrons de circulació atmosfèrica definits per García et al. (2009). Per una banda, completa la informació proveïda per aquests autors i per altra banda, incorpora nous episodis.

L'Índex de la Magnitud de l'Activitat d'Allaus Majors (MAAMI) ha permès quantificar la magnitud d'episodis d'allaus majors als Pirineus catalans per primera vegada. Aquest és un resultat rellevant ja que permet quantificar i comparar la magnitud dels episodis d'allaus

majors en un període determinat. L'índex SMAAMI és la versió simplificada quan no hi ha un inventari sistemàtic i permet quantificar la magnitud de MAE a resolució d'hivern. Es basa en la identificació de MA de baixa freqüència registrat per cada MANR per hivern. Permet reconstruir les series dels segles XX i fins al present (períodes P2+P3), malgrat no és un inventari complet. Els resultats mostren que els episodis de gener i febrer de 1996 són encara els majors coneguts dels darrers 19 hiverns (actualment, podem afirmar 26 hiverns, ja que des de 2013/14 no hi ha hagut cap MAE similar als de 1995/96) i possiblement, dos dels majors dels darrers 100 anys. Aquest resultat està d'acord amb Muntán et al. (2009), pels darrers 40 anys. Altres hiverns amb alts valors de SMAAMI són 1971/72, 1974/75, 1937/38, 2004/05 i 2005/06, en ordre decreixent. Malgrat pels períodes temporals P3 i P2+P3 vam obtenir una bona correlació, les probabilitats obtingudes en ambdós períodes són significativament diferents. Aquest resultat és probablement degut al dispers conjunt de dades a P2 i el curt període temporal a P3, en relació amb la variabilitat climàtica típica de la zona estudiada. Tanmateix, la simplicitat del SMAAMI degut a la baixa disponibilitat de dades a P2, fa que el resultat obtingut sigui poc precís.

Per al període P3, els MAE es van caracteritzar d'acord amb el seu patró atmosfèric. Dels resultats obtinguts, es destaca que hi ha més patrons de procedència meridional (E/SE1, E/SE2, S/SW i A) que de procedència septentrional (N/NW, CL). El resultat més sorprenent ha estat els alts valors d'episodis S/SW. Els episodis registrats S/SW han estat els més potents, mentre que els N/NW han estat els més freqüents. Aquests resultats estan dominats per l'episodi de 1995/96, molt infreqüent d'acord amb la probabilitat obtinguda i, per aquesta raó, els resultats estan probablement esbiaixats donat el fort pes d'aquest episodi en relació al relativament curt període d'observació (P3, 19 hiverns). Els episodis E/SE2 van registrar magnitud similar als N/NW, però van ser molt menys freqüents. En relació amb la freqüència amb la qual els diferents patrons de circulació atmosfèrica van tenir lloc a P3, els S/SW van ser observats més vegades que en el treball de García et al. (2009), malgrat el component N/NW és el més registrat, tal com va ser indicat per aquests autors. La finestra temporal va ser diferent i el criteri de selecció de MAE també, la qual cosa podria haver tingut influència en els resultats. Una anàlisi més profunda podria clarificar la raó d'aquestes diferències. Tanmateix, el resultat de l'anàlisi espacial d'aquest estudi encaixa bé amb els resultats de García-Sellés et al. (2010), on les regions d'allaus majors pels Pirineus catalans es van agrupar aplicant tècniques de *clustering*. Atenent a l'activitat d'allaus majors ocorrent a la vegada (escala diària), García-

Sellés et al. (2010) van agrupar les regions en els 3 dominis climàtics: oceànic, continental i Mediterrani. En aquest estudi, la regió RP va ser considerada fora del domini oceànic degut a que va mostrar menor proximitat, pel mètode *Ward*, a regions continentals, però a la vegada, la regió GA, com a domini oceànic mostra una única relació de proximitat just amb RP. Això està d'acord amb el fet que en aquest estudi, en que es consideren hiverns recents, les regions, RP, GA i PN mostren la primera posició en activitat d'allaus majors, la qual cosa es podria esperar d'una regió oceànica.

En relació amb el risc, els MAW que van afectar edificis van tenir valors de MAAMI_w moderats a molt alts. Aquest resultat és rellevant per a l'estimació del risc que generen les allaus al Pirineu de Catalunya. Les àrees urbanitzades van ser afectades en els episodis de 6-8 de febrer de 1996, 30-31 de gener de 2003 i 24-25 gener de 2014. D'acord amb els resultats mostrats a la taula 5, la probabilitat estimada d'ocurrència anual d'un MAAMI_w més elevat que 0.03 (moderat), que podria afectar a àrees urbanes, és del 17%. Això significa un cop cada 6 hiverns aproximadament (valors MAAMI_w ≥ 0.03). Cal destacar que tots els edificis afectats en aquests episodis eren edificis turístics, construïts després dels anys 1970. Això destaca l'interès d'aquesta recerca i la seva utilitat. Una millor política de planificació podria evitar aquests accidents, massa freqüents sota el nostre punt de vista.

La reconstrucció espacial de MAE a partir de les MA registrades mostra com la distribució de MA està controlada per l'evolució del mantell nival i atmosfèrica, i per l'orografia. En general, la distribució espacial de MA concorda amb la direcció de la massa d'aire a nivells baixos de l'atmosfera dels patrons que han desencadenat els MAE, seguint les valls i disminuint la seva potència progressivament quan les serralades s'oposen a la seva trajectòria. En 4 de les 29 MAE, la distribució de MA mostra característiques clares d'altres patrons. Aquest va ser el cas de 6-8 de febrer de 1996, un patró N/NW amb una configuració S/SW, el 19-20 de gener de 2013, un patró S/SW i amb una configuració N/NW, el 18-19 de febrer de 2013, un patró E/SE1 amb una configuració N/NW, i el 5 de març de 2013, un patró S/SW amb una configuració N/NW. Aquest fet confirma que un MAE no pot només estar caracteritzat pel patró atmosfèric que el va desencadenar, sinó també per un període preparatori previ (García-Sellés et al., 2013). Aquest període, variable en el temps, prepara les condicions que poden afavorir l'activitat d'allaus majors (MA). Aquestes situacions poden també ser identificades indirectament usant un índex NAO acumulatiu (CNI, *Cumulative NAO Index*), el qual mostra una

relació més estreta amb l'activitat d'allaus que l'índex estàndard (García-Sellés et al., 2010; Keylock, 2003). Aquest procés preparatori no va ser considerat en el present treball quan es van classificar les MAE. Només es van considerar els patrons atmosfèrics desencadenants de MAEs.

L'anàlisi de la freqüència de MAE, segons la seva distribució i extensió ens ha permès definir 7 MANRs (Regions Nivològiques d'Allaus Majors; *Major Avalanche Nivological Regions*) diferents, més ajustades a l'extensió dels MAE, la seva magnitud i la seva freqüència. Aquestes regions milloren la caracterització dels MAE, però no substitueixen les NRs existents, les quals s'apliquen per a esdeveniments d'allaus d'alta i molt alta freqüència (no tractats en aquest treball), i que van ser definides per la comunicació de la predicció regional d'allaus.

D'acord amb la zonificació climàtica definida per García et al. (2007), a P3, les MANR GA i PN tindrien una major influència oceànica. Tanmateix, a la regió GA, el 75% dels episodis rebuts van ser N/NW, concretament 12 (21% del total d'episodis). En contrast, la regió PN va ser també afectada (al voltant d'un 50%) per episodis S/SW, E/SE1 i E/SE2, afegint més episodis als N/NW (11, 2% del total d'episodis). Cap a l'est la freqüència disminueix, de les regions RP a SN, on en aquesta darrera regió es registra el mínim degut a la seva localització a sotavent de la majoria de components. Aquesta àrea ha estat pràcticament només afectada per les MAE que van afectar a quasi totes les regions (N/NW, S/SW). Per tant, les MANR RP (21%), PE (13%) i SN (3%), estan localitzades a l'àrea d'influència continental. És una àrea amb un fort gradient on, d'oest a est, es passa d'una de les més freqüentment afectades (regió RP) a la menys freqüentment afectada (regió SN). Al sector més a l'est, els MAEs incrementen en freqüència a les regions SL i TF (11% i 9% respectivament) degut a la influència mediterrània.

Els resultats a P2+P3 també presenten algunes diferències significatives respecte dels resultats obtinguts al període P3. Un resultat sorprenent va ser que l'homogeneïtat de freqüència de MAE registrades a les regions GA, RP i PN quan s'analitza el període P3 (al voltant d'un 20 % cadascun) va mostrar una desviació positiva cap a les regions GA i TF, mentre que les regions amb clima continental van ser menys freqüentment afectades a P2+P3. Aquests resultats estan d'acord amb els obtinguts per García et al. (2007) pel període 1939-2006. Aquest desequilibri entre els períodes P3 i P2+P3 també s'identifica quan es compara la seqüència temporal en ambdós períodes de temps. En la nostra opinió podria ser degut a tres factors: (i) la desviació causada per les dades obtingudes a través d'enquestes a P2, la qual cosa afavoreix l'obtenció

de dades a les zones on la població s'ha mantingut més (Vall d'Aran, Ripollès) i on hi ha més risc (Vall d'Aran), (ii) la no completesa de les sèries a P2, i (iii) la variabilitat climàtica típica d'aquesta àrea, que fa que la circulació atmosfèrica tingui diferents patrons a resolució multianual, en relació al relativament curt període analitzat a P3. Creiem que un conjunt de dades major permetria comprovar aquests resultats.

Malgrat el fet de que el nostre conjunt de dades per a P3 és més complet, cobreix de 1995-96 a 2013-14, 19 hiverns (curt interval de temps), es poden observar algunes tendències, que podrien estar lligades a l'evolució climàtica actual. El nombre de MAEs ha incrementat en la segona meitat d'aquest període i, a la vegada, MAEs humides, que registren alts valors MAAMIE (Figura 9, Figura 15, i que aquí ampliem amb la Figura 23, incloent els darrers 7 hiverns) són més freqüents. També s'observa com la freqüència d'ocurrència de MAEs ha disminuït, o ha esdevingut més contrastat, des de 2013/14. Creiem que l'interval de temps és massa curt per obtenir conclusions sòlides, però el manteniment del seguiment dels MAE, i l'esforç per completar la base de dades de MA a P2 podria proveir informació molt interessant en relació a possibles tendències i la seva connexió amb el canvi climàtic, com els resultats obtinguts per Eckert et al. (2010a, 2010b, 2013), o Laternser i Schneebeli (2002).

S'ha estès també el gràfic del MAMMIw des de la publicació de l'article i fins a l'hivern 2020/21 (Figura 24). El resultat és que durant les darrers 7 hiverns els episodis d'allaus majors han estat més contrastats: hiverns sense registrar episodis (2015/16, 2016/17, 2018/19, 2019/20, 2020/21), i temporades amb més d'un episodi (2014/15 i 2017/18), de magnitud significativa (0.05, moderat, el 2014/15 i 0.01, baix, el 2017/18). S'observa com des de la temporada 2010/11 els episodis, malgrat van tenir un pic durant les temporades 2012/13 i 2013/14, han estat sobretot de neu densa seca i humida, i els episodis en què s'observa aerosol han pràcticament desaparegut. En resum, els episodis d'allaus majors els darrers anys han tingut lloc més espaiats en el temps, han estat menys secs (menys freds), però s'han mantingut amb valors de magnitud moderada.

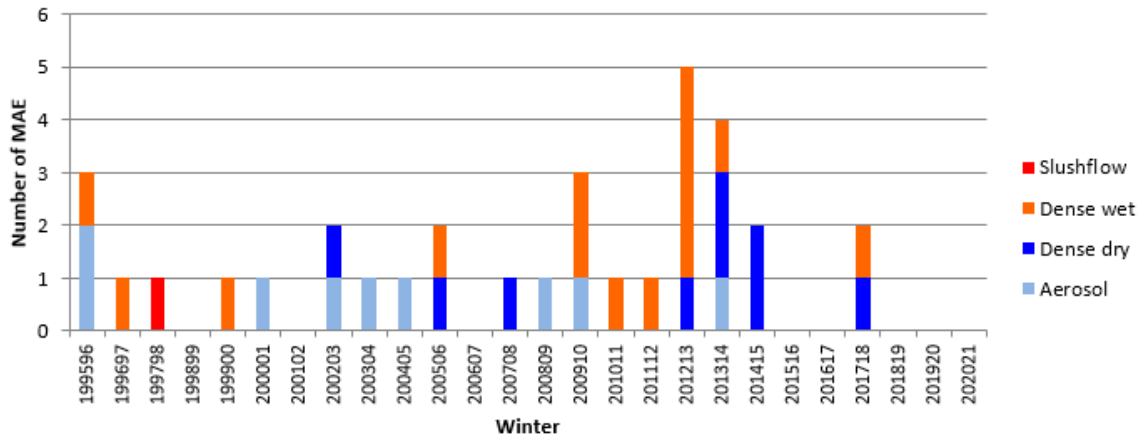


Figura 23. Tipus de dinàmica observada per al període P3 fins a la data actual. La data de l'hivern té el format $Y_1Y_1Y_1Y_1Y_2Y_2$, on $Y_1Y_1Y_1Y_1$ és l'any en que comença la temporada hivernal i Y_2Y_2 és el següent any.

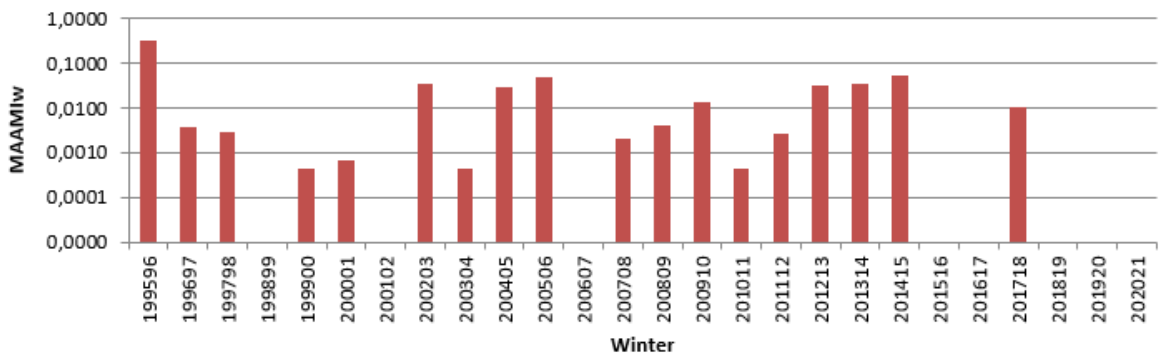


Figura 24. Valors de MAAMIw obtinguts per al període P3 fins a la data actual. La data de l'hivern té el format $Y_1Y_1Y_1Y_1Y_2Y_2$, on $Y_1Y_1Y_1Y_1$ és l'any en que comença la temporada hivernal i Y_2Y_2 és el següent any. L'escala de l'eix d'ordenades és logarítmica.

3.3 Discussió de la modelització empírica estadística α - β

3.3.1 Consideracions sobre el model obtingut

L'actualització del model α - β ha generat una equació general amb 3 variables significants. Els paràmetres del model (variança, tolerància, interval de confiança) confirmen la seva robustesa, amb un coeficient de determinació $R^2=0.81$. Les 97 allaus del conjunt de dades van ocórrer durant el segle XX i principis del segle XIX, en condicions climàtiques similars a les actuals (o si més no, similars des del segle XX). Per tant, l'equació proveeix estimacions d'abast d'allaus de l'ordre dels 100 anys de període de retorn. Si es resta la desviació estàndard a l' α obtinguda, el factor de probabilitat de no-excedència creix, disminuint, així, la incertesa.

Les variables necessàries per aplicar-lo es poden obtenir de forma relativament fàcil per una persona experta, tal com s'indica a l'apartat 1.5, Mètodes.

Gauer et al. (2010) van trobar que no hi havia dependència del volum de neu involucrada ni del desnivell amb l'abast de les allaus extremes. Tanmateix, l'Equació 3 mostra una lleugera relació amb L_β (distància horitzontal de l'allau fins al punt β), i Azs (àrea de la zona de sortida, una mesura indirecta de la mida de l'allau a la zona de sortida), resultat que conceptualment contradueix els resultats obtinguts per aquests autors. Ells van explicar que l'erosió i la incorporació (*entrainment*) de neu semblen ser crucials per les allaus per assolir llargues distàncies d'abast, les quals s'alimenten i creixen a través de la incorporació de neu al front de l'allau, però llargs abasts no són dependents de la massa total. En el nostre cas, no vam considerar la incorporació ni la massa de l'allau a la zona de sortida o a la zona d'arribada, ja que no són paràmetres que poden ser obtinguts directament de la topografia de la zona d'allaus. Vam usar indirectament variables de la mida de l'allau (L_β i Azs) que contra actuen: Azs major generen abasts majors i L_β majors generen abasts menors. Aquests resultats poden explicar-se perquè com més llarga és la zona de trajecte, durant més temps actuen les forces friccionals (aproximadament quan el vessant decreix per sota de 24° , Gubler et al., 1986; McClung i Mears, 1995), i també més altes són les forces de fricció degut a la canalització, rugositat (bosc, terreny), i densificació del flux (Bakkehøi et al., 1983), especialment per allaus de flux dens (Wagner, 2016). Això pot estar relacionat amb la tendència dels vessants més

petits de proveir abasts majors comparats amb els vessants més llargs. En relació amb l'àrea de la zona de sortida, com més gran és, major és l'abast per la major massa incorporada, incorporant l'efecte mida indicat per Pudasaini i Hutter (2007). Per tant, com més gran és l'allau, major pot ser la seva capacitat d'erosionar i incorporar neu.

3.3.2 Comparació amb el model original

L'equació obtinguda (Equació 3) proveeix distàncies d'abast similars que les obtingudes més de 20 anys abans amb l'equació de Furdada i Vilaplana (1998). Aquests autors van indicar que els resultats obtinguts amb les seves equacions eren probablement infravalorats donada la incertesa sobre el període de retorn de les allaus que havien usat en el seu treball, estimat en superior a 30 anys. Com que l'objectiu era registrar allaus extremes, només es va utilitzar allaus que sobrepassessin el punt β , a partir d'informació de danys de les allaus sobre el bosc i a partir de testimonis observacionals com a principals criteris per a determinar-ho. Per tant, d'acord amb el conjunt de dades, l'equació de Furdada i Vilaplana (1998) hauria de proveir resultats més conservadors, o sigui, angles α més baixos que per a un conjunt de dades no censurat com l'utilitzat en aquest estudi. Tanmateix, a tenor dels resultats obtinguts al aplicar el model sobre el conjunt de dades, utilitzat en el present treball, el conjunt de de dades a partir del qual van obtenir el model, probablement correspondria a allaus que n'inclouen algunes de més freqüents, donat que el model va produir distàncies d'abast similars malgrat usar un conjunt de dades censurat. Comparat amb el conjunt de dades usat en el present estudi, el qual considera esdeveniments d'allaus de l'ordre de 100 anys de període de retorn, incloent totes les allaus, abastant i no abastant el punt β (conjunt de dades no censurat), el conjunt de dades usat per Furdada i Vilaplana (1998) hauria de correspondre a un període de retorn menor, tal com també van suggerir ells. El seu alt coeficient de determinació (R^2 : 0.87) probablement va ser degut a disposar d'un conjunt de dades més homogeni al no incloure allaus que no arribaven a β . Per tant, malgrat obtenir resultats similars, els conjunts de dades utilitzats en ambdós estudis tenen diferències significatives, que poden ser degudes a: (i) un criteri diferent en la selecció dels esdeveniments d'allaus que alimenten el model (per exemple, censurant els esdeveniments d'allaus que no arribaven al punt β); (ii) l'àrea geogràfica més petita de l'anàlisi original (només Pirineus Occidentals catalans, en les àrees de clima Oceànic i de Transició que

tenen una freqüència de MAE més elevada que a la resta del Pirineu català, Figura 19) i (iii) la disponibilitat d'eines cartogràfiques menys precises.

Furdada i Vilaplana (1998) van obtenir 4 models de regressió d'acord amb les característiques topogràfiques del perfil del terreny. En el nostre conjunt de dades, ni y'' , factor de forma que descriu el perfil del terreny, ni PT, una classificació de les característiques del terreny a la transició zona de trajecte – zona d'arribada, van tenir significança estadística amb la variable α . Probablement el conjunt de dades no era prou gran per incloure un nombre estadísticament significatiu de casos per cada classe de forma.

Per tant, a l'hora d'aplicar el model α - β als Pirineus catalans i, per extensió als Pirineus, considero que és més adequat aplicar el model obtingut en aquest treball ja que (i) està construït a partir d'esdeveniments seleccionats de la MADB i, per tant, a partir del coneixement actual de la dinàmica d'allaus al Pirineu català, (ii) aquests esdeveniments sabem que corresponen a un període de retorn estimat de 100 anys i (iii) les allaus amb què s'ha construït són representatives de tot el Pirineu català. Per tant, els resultats que obtindrem a partir de l'aplicació de l'equació, sabem que correspondran a un període de retorn estimat de 100 anys, i que tindran major ajust que aplicant la resta d'equacions obtingudes als Pirineus.

3.3.3 Influència del terreny i del clima en els abasts extrems

Quan es van analitzar les allaus amb els errors (predicció respecte a observació) més extrems positius i negatius, no es va trobar diferències clares segons les divisions climàtiques, però hi ha diferències relacionades amb la topografia de la zona d'allaus, tal com indiquen McClung et al. (1989).

Les variables que tenen major influència en l'abast extrem per sobre i per sota d' α obtingudes pel model, són les variables relacionades amb la mida (L_β , H_β i Azs) i l'orientació de la zona de sortida, Ozs (Taula 13). Zones de sortida més petites i orientades a SE donen abasts majors dels esperats, per més d'una desviació estàndard. En relació amb l'orientació de la zona de sortida (Ozs), valors negatius (abast major) estan associats amb zones de sortida orientades a SE, i valors positius (abasts més curts) estan associats a zones de sortida NW. Per tant, en zones de sortida SE els abasts són majors als previstos. Això es pot explicar per la freqüència major d'adveccions fredes del NW (Oller et al., 2015), que acumulen neu transportada

predominantment cap a zones de sortida orientades al SE, formen plaques de vent i generen allaus de neu freda i seca en vessants orientats al sud. Els patrons atmosfèrics que generen allaus als vessants nord són menys freqüents i involucren condicions més càlides, i això podria explicar perquè hi ha més allaus amb un abast menor del predit. L'extensió del bosc en aquestes zones d'allaus és més gran degut a haver-hi menys activitat d'allaus i ofereix major rugositat al flux de les allaus extremes. La informació disponible sobre el bosc destruït per les allaus del conjunt de dades indica que als vessants nord l'àrea mitjana desforestada per allau és de 3.59 ha i en vessants sud és 2.23 ha, la qual cosa suporta aquesta hipòtesi. En zones d'allaus orientades a SE amb error negatiu (abast major), les zones de sortida són més petites. L'abast major observar respecte al predit es podria explicar per l'increment de la massa de neu a causa de la contribució del vent a sobrecarregar aquestes zones de sortida.

Aquest resultat és rellevant en termes d'incertesa. Quan s'aplica el model, la resta d'una desviació estàndard (SD; reducció de l'angle α , per tant, i abast predit major) correspon a una probabilitat de no-excedència de $P=0.84$, el que significa que el 84% de les zones d'allaus tenen abasts que no excedeixen l' α predita, i això representa un alt rang de seguretat. En conseqüència, en zones d'allaus amb aquestes característiques (zones de sortida més petites i orientades a SE) seria recomanable per a la planificació territorial i urbanística considerar incrementar la probabilitat de no-excedència restant 1 SD a l'angle α obtingut amb el model.

3.3.4 Comparació amb altres models

Atenent a l'exercici comparatiu del model obtingut en el present estudi amb altres models, sorgeixen algunes consideracions. La primera, òbvia, és que el conjunt de dades utilitzat afecta l'equació obtinguda i, per tant, els resultats. A tall d'exemple, al Pirineu català, les bases de dades censurades (Furdada i Vilaplana, 1998 i Oller et al., 2018) i no censurades (aquest estudi) poden generar resultats similars, però la base de dades censurada produeix, en última instància, un rang d'abasts més conservador i un rang d'errors més grans (Taula 12), donant lloc a una estimació més imprecisa de l'abast, tal com hem comentat a l'apartat 3.3.2.

La comparació dels resultats obtinguts amb l'Equació 3, amb altres equacions obtingudes en altres serralades del món (Figura 22), mostra com al Pirineu els abasts són menors, però relativament propers a altres països alpins europeus (per exemple, l'equació obtinguda dels

Alps Francesos (3) es podria aplicar al Pirineu català, tot i que l'error és més gran). Els resultats semblen mostrar certa influència climàtica: en general, a les regions continentals i a latituds més altes, els angles α mitjans són menors (abast major), i a les regions marítimes i a latitud inferior els angles α són majors (abast menor). McClung et al. (1989) van considerar que el règim climàtic no té una forta influència en els abasts extrems en una escala temporal de més de 100 anys. Segons la seva experiència, les grans allaus de neu seca presenten els abasts més grans en la majoria dels casos. Per a períodes temporals de 100 anys, es produiran grans allaus de neu seca a qualsevol de les regions climàtiques, per la qual cosa els models empíric-estadístics de càlcul d'abasts estan ajustats amb dades i corresponen a aquest tipus d'allaus. McClung et al. (1989) van concloure que la tendència per llargues distàncies d'abast es podia explicar pels perfils topogràfics de les zones d'allaus, però no per la classificació nivoclimàtica.

Suggerim una altra possible variable que pot explicar les diferències que mostra la Figura 22, i és la freqüència amb què tenen lloc aquestes allaus "extremes" de neu seca. La freqüència d'allaus extremes pot ser diferent a cada serralada, tal com es comprova a Oller et al. (2015). Per tant, durant el mateix període de temps, la probabilitat de registrar una proporció superior o inferior d'ocurrència d'allaus extremes hauria de ser diferent a cada serralada. Això podria explicar per què en un clima continental/de latitud superior els valors mitjans d' α són més baixos que els d'un clima marítim/de latitud inferior. En el primer cas, les allaus majors caigudes en 100 anys haurien tingut lloc molt probablement en un episodi amb condicions per generar aerosols, mentre que en el segon, aquests escenaris serien menys freqüents. A més, les variables topogràfiques poden capturar d'alguna manera algunes particularitats climàtiques (vents dominants i nevades, com Ozs en el nostre estudi), introduint així diferències significatives d'una serralada a una altra. Això també dóna suport a la hipòtesi que el clima pot influir en la freqüència d'allaus extremes. Per altra banda, la morfologia actual de les serralades és conseqüència de les glaciacions ocorregudes durant el Plistocè. La latitud de les serralades i la seva proximitat a la costa són factors que van influir en la intensitat i extensió glacial i els processos d'erosió i deposició relacionats, que van donar forma a les valls i influeixen fortament en la morfo-topografia dels vessants actuals. Per tant, el clima i la latitud probablement van tenir un paper indirecte en la topografia actual de les zones d'allaus. En resum, per una banda, les zones d'allaus presenten diferències morfològiques d'una serralada a l'altra degut a la seva gènesi i evolució particulars controlades per la latitud i el clima (a més de la geologia) i, per altra banda, algunes característiques climàtiques podrien ser capturades

per les característiques topogràfiques de cada serralada. En tot cas, s'hauria de fer una anàlisi més profunda i més àmplia per explicar les diferències observades a la Figura 22.

4 Resum de les conclusions

4.1 Conclusions de la caracterització dels episodis d'allaus majors

El treball amb informació cartogràfica de series de dades d'allaus majors ha permès una millor quantificació i caracterització dels episodis d'allaus majors en l'espai i en el temps durant els 19 hiverns compresos entre 1995/96 a 2013/14, i s'ha avançat també en el coneixement dels episodis, el seu abast i la seva magnitud al llarg del segle XX.

L'índex proposat, MAAMI (i la seva versió simplificada SMAAMI), categoritza la magnitud dels episodis o hiverns d'allaus majors. L'escala de temps considerada depèn de la resolució de les dades disponibles. Aquest índex es va concebre per facilitar la comparació d'episodis, obtenir freqüències, i si les sèries són prou llargues, per trobar tendències en l'activitat d'allaus majors. Els valors MAAMI obtinguts a resolució temporal d'episodi d'allaus major ha mostrat un coeficient de correlació molt alt amb la seva corresponent àrea desforestada, mostrant que per a índexs corresponents a episodis menys freqüents i de més extensió geogràfica, major és l'àrea desforestada.

Els resultats obtinguts confirmen l'hivern de 1995/96 com el que va registrar els valors més elevats de MAAMI i SMAAMI des dels inicis del segle XX fins a l'actualitat (P2, des de 1900 a 1995, P3, des de 1995 a 2014). També va identificar els hiverns 1937/38, 1971/72, 1974/75, 2005/06 i 2004/05 com els hiverns amb alts valors de SMAAMI. En relació amb els episodis (període P3), el de 22-23 de gener i 6-8 de febrer de 1996 van registrar els valors més elevats de MAAMI, seguit pels episodis de 30-31 de gener de 2003, 29 de gener de 2005, 29 de gener de 2006, 18-19 de febrer de 2013 i 24-25 de gener de 2014, amb valors moderats. Per tant, a P3 (19 anys) es produeixen 7 episodis de magnitud igual o superior a moderada, i a P2 (95 anys) s'identifiquen 6 hiverns amb magnitud elevada. Fet destacable en una serralada meridional i relativament poc innivada com els Pirineus, especialment quan es compara amb d'altres de l'arc Alpí o més septentrionals.

Aquest índex, doncs, esdevé una eina útil per a l'anàlisi del risc en episodis d'allaus majors, tant en predicció com en gestió de crisis. Pot ser usat per definir escenaris de risc per a la protecció

civil. Les àrees urbanitzades han estat afectades per allaus amb valors de MAAMle igual o superiors a moderats (>0.03), totes per patrons atmosfèrics N/NW. Un millor coneixement d'aquests episodis millorarien la seva predicció temporal i espacial.

Utilitzant aquest índex, s'han revisat els límits de les regions nivològiques originals i s'han definit unes noves regions (MANR) que considerem que caracteritzen millor l'activitat d'allaus majors als Pirineus catalans (d'oest a est: GA, PN, RP, PE, SN, SL i TF).

Entre aquestes regions, GA, PN i RP destaquen pel major nombre d'episodis d'allaus majors registrats, i RP i PN pel majors valors de MAAMle registrats a P3. És remarcable notar que la regió GA, malgrat ser l'àrea amb la major precipitació de neu dels Pirineus catalans, registra un nombre similar d'episodis als de les regions veïnes RP i PN. En relació als períodes P2 i P3, GA és la regió que registra el major nombre d'episodis d'allaus majors. En el futur, un conjunt de dades major permetria comprovar aquests resultats.

En relació al període P2, hi ha un nombre significatiu d'allaus majors registrades que no ha pogut ser datat a prou resolució per ser tractats en aquest treball. En el futur, caldrà realitzar un esforç en la reconstrucció d'aquests episodis i millorar el nostre coneixement. La completitud de P2 donaria major consistència al conjunt de dades i permetria l'ús de mètodes d'anàlisi de dades més avançats tals com els usats per Eckert et al. (2010a, 2010b), no aplicats en aquest treball. Podem encara obtenir més informació, especialment en el camp de la dendrogeomorfologia. En el mateix sentit, l'estudi de P1 (previ a 1900) ens ajudaria a entendre millor les situacions que generen les allaus de més baixa freqüència, només registrades en aquest període, i estar preparats per quan ocorrin de nou.

4.2 Conclusions de la modelització empírica estadística α - β

Per actualitzar el model d'abast α - β per als Pirineus catalans s'ha utilitzat un conjunt de 97 allaus extremes ocorregudes durant els darrers 100 anys, i s'ha treballat sobre les bases topogràfiques digitals, models digitals del terreny i ortoimatges digitals actuals. Tota la informació s'ha emmagatzemat a la MADB. S'ha obtingut una equació general amb 3 variables (pendent de la zona d'allaus, β , longitud horitzontal, L_{β} , i àrea de la zona de sortida, A_{zs}), amb un alt coeficient de determinació ($R^2=0.81$) i una alta robustesa estadística. L'anàlisi dels

efectes d'altres variables del terreny sobre l'abast va revelar que no hi ha significança estadística. L'equació obtinguda en aquest estudi proveeix abasts per a un període de retorn de l'ordre dels 100 anys.

Considerant les variables de l'equació, Azs majors proveeixen abasts majors, molt probablement perquè com més gran és la zona de sortida, major és la massa i energia de l'allau, la capacitat d'erosionar la neu i d'incorporar-ne al llarg de la zona d'allaus i, conseqüentment, major és l'allau resultant. L_{β} major proveeix abasts menors probablement degut a que com més llarg és el recorregut, major és la desacceleració degut a les forces de fricció que actuen al llarg de la zona d'allaus i degut a la disminució de pendent, canalització, rugositat (bosc, terreny), i la densificació del flux. Aquestes dues característiques actuarien de forma contrària.

L'anàlisi dels valors extrems del conjunt de dades mostra que les zones d'allaus més grans (major desnivell, distància horitzontal, àrea de la zona de sortida) proveeixen un abast menor que el predit pel model, i les zones de sortida orientades cap a NW també. La relació de l'orientació de la zona de sortida amb l'abast podria estar relacionat amb la major freqüència de MAE amb transport de la neu pel vent, que més freqüentment sobrecarreguen els vessants sud i sud-est i, aleshores poden produir allaus més freqüentment, i més grans, en aquests vessants. En vessants orientats al nord i nord-oest, la menor freqüència d'ocurrència d'allaus permet el creixement del bosc, que a la vegada incrementa la rugositat de la zona d'allaus.

Per tant, en planificació territorial i urbanística, quan s'aplica el model obtingut, per a reduir la incertesa, es recomana considerar incrementar la probabilitat de no-excedència reduint α , especialment en aquelles zones d'allaus amb zones de sortida orientades a S i SE.

La comparació dels resultats obtinguts amb l'Equació 3, amb els resultats obtinguts amb equacions d'altres serralades d'arreu del món sembla mostrar alguna influència climàtica i del terreny. Les diferències es podrien explicar per la freqüència d'ocurrència amb què tenen lloc els diferents episodis o cicles d'allaus majors que afecten a una serralada, i la morfologia i característiques topogràfiques a cada serralada, i pot tenir una influència indirecta en les equacions de regressió obtingudes.

El model α - β i els models estadístics estan basats en esdeveniments d'allaus reals i paràmetres directament mesurables, i el resultat de la seva aplicació permet determinar l'abast d'allaus

extremes en termes de probabilitat de no-excedència. Malgrat el model α - β i els models estadístics no proveeixen variables contínues al llarg del perfil del terreny d'una zona d'allaus com velocitat o pressió d'impacte, com sí que fan els models de dinàmica, proveeixen informació molt valuosa a la pràctica de la cartografia de perillositat. Són complementaris dels models de dinàmica, els resultats dels quals poden ser comprovats, calibrats i validats en termes d'abast. Són ràpids d'aplicar i permeten obtenir una bona aproximació de l'abast en una zona d'allaus. En aquest sentit, l'actualització de l'equació per als Pirineus Catalans representa un avenç significatiu en la caracterització de la perillositat d'aquesta serralada.

4.3 Conclusions globals

S'ha avançat en la caracterització de la perillositat per allaus al Pirineu de Catalunya, tant a escala territorial, en la dinàmica dels episodis d'allaus majors, com a escala de detall, de zona d'allaus, per al treball de càlcul de l'abast extrem de les allaus. La recerca i treball previ de generació d'una base de dades d'allaus majors rigorosa i fiable ha esdevingut fonamental per a la consecució dels resultats. La base de dades, amb extensió i coherència regional, ha estat alimentada per dades de cada zona d'allaus individual; i el fet de disposar d'una base de dades de tot el Pirineu català posa en context la dinàmica de cada zona d'allaus particular. De la mateixa manera, les dues línies desenvolupades en aquest treball són complementàries, donat que el coneixement de la dinàmica d'episodis d'allaus majors (freqüència, magnitud, extensió) permet entendre i contextualitzar els resultats obtinguts en l'aplicació del model α - β i ajuda a comprendre i determinar en quins casos cal disminuir l'angle α per a la reducció de la incertesa. Tot plegat, permet millorar en el coneixement de la seva perillositat i, per tant, permet millorar en el coneixement per a la reducció d'aquest risc.

Els resultats no són clarament concloents en relació amb la influència del context d'escalfament i extremització del clima actual, però constitueixen una primera referència a partir de la qual seguir aprofundint en el coneixement de com estan afectant els canvis en el clima en la dinàmica del fenomen.

4.4 Treball futur

Com passa habitualment, com més aprofundeixes en un tema, més portes s'obren i més t'adones de la immensitat que encara ens falta per conèixer. Al final, però, s'ha de posar un punt i tancar. M'agradaria que fos un punt i seguit, però tenim només una vida, i ara mateix se'm fa difícil saber si és un punt i seguit, un punt i final, o un punt intermitent. En tot cas, aquí deixo algunes propostes per si a algú altre li fa gràcia agafar el relleu:

En relació a l'estudi dels episodis majors, cal seguir aprofundint en el seu coneixement ja que, al cap i a la fi, és el que ens permet de conèixer la dinàmica al detall de les allaus dels Pirineus i, per tant, avançar en el coneixement de la seva perillositat. Per fer-ho, és necessari seguir ampliant la base de dades d'allaus majors. Això no només ens permet conèixer millor els episodis del passat, sinó també preveure què pot passar en el futur, en un període tant interessant (i a la vegada, preocupant), d'escalfament global:

- Seguir alimentant la Base de Dades d'Allaus Majors amb:
 - o Registres d'allaus recents (intensificar les cartografies "3D")
 - o Seguir inventariant amb allaus del passat (informació documental, testimonial, dendrocronològica)
 - o Ampliar la base de dades a la resta dels Pirineus
- Estendre l'estudi de caracterització d'episodis a tots els Pirineus
- Aprofundir en l'evolució dels episodis i com la seva magnitud i freqüència és influenciada per l'evolució del clima, ara, i en el passat.

Pel que fa a l'estimació de l'abast de les allaus, seria molt interessant seguir alimentant la base de dades per,

- Estendre l'estudi a tots els Pirineus
- Aprofundir en l'estudi de la influència del terreny i del clima en l'abast de les allaus
- Aprofundir en l'obtenció d'equacions que ens permetin diferenciar allaus de T100 respecte d'allaus de T>100.
- Buscar noves variables que permetin ajustar millor els models. Per exemple, el paper del bosc.

- Aplicar altres mètodes que no han estat aplicats als Pirineus, com per exemple el RR (Runout Ratio; McClung et al., 1989)

5 Referències

- Adjel, G. (1995). Methodes statistiques pour la determination de la distance d'arret maximale des avalanches. *La Houille Blanche*, 7, 100-104
- Ancey, C. (2006). *Dinamique des avalanches*. Presses polytechniques universitaires romandes (Lausanne, Suisse) & Cemagref (Antony, France). 338 pp.
- Bakkehøi, S., Domaas, U. and Lied K. (1983). Calculation of snow avalanche runout distance. *Annals of Glaciology*, V4, p24-29.
- Barsanti, M. (1990). Calcolo della distanza di arresto delle valanghe sulla base di parametri topografici del pendio. *Neve e Valanghe*, 9, 86-97
- Birkeland, K. W., Mock, C. J., Shinker, J. J. (2001). Avalanche extremes and atmospheric circulation patterns. *Annals of Glaciology*; 32:135-140.
- Biskupic, M., Barka, I. (2010). Spatial modelling of snow avalanche run-outs using GIS. In: The 2010 GIS Symposium. Ostrava, Czech Republic.
- Bosch, X., Furdada, G., Vilaplana, J. M., Matínez, P. (1991). Estudi del mantell nivell i programa de predicció del risc d'allaus al Pirineu de Catalunya. *Espais*, 28, 34-44.
- Bovis, M. J., Mears, A. J. (1976). Statistical prediction of Snow avalanche runout from terrain variables in Colorado. *Artic and Alpine Research* Vol. 8, No. 1, pp. 115-120.
- CADS (2008). RISKAT. Els riscos naturals a Catalunya. *Informes del CADS*: 6.
- Carreras, J., Carrillo, E., Masalles, R., Ninot, J., Soriano, I., Vigo, J., 1996. Delimitation of the supra-forest zones in the Catalan Pyrenees. *Bull. Soc. Linn. Provence* 47, 27-36.
- Castaldini, R. (1994). Sul Calcolo della distanza di arresto delle valanghe. *Neve e Valanghe* **21**, 50-61
- Christen, M., Bartelt, P., Gruber, U. (2002). AVAL-1D: an avalanche Dynamics program for the practice. *International Congress Interpraevent 2002 in the Pacific Rim – Matsumotot / Japan*. Congress publication, vol. 2, pp. 715-725.

Corona, C., Lopez, J., Stoffel, M., Bonnefoy, M., Richard, D., Astrade, L., Berger, F. (2012). How much of the real avalanche activity can be captured with tree rings? An evaluation of classic dendrogeomorphic approaches and comparison with historical archives. *Cold Regions Science and Technology* 74, 31-42, 21.

Eckert, N. (2009). Assessing the impact of climate change on snow avalanche activity in France over the last 60 winters using hierarchical Bayesian spatio-temporal change point models. *Proceedings of the 18th World IMACS/MODSIM Congress, Cairns, Australia 13-17 July 2009*. Pp 2604-2610.

Eckert, N., Baya, H., Deschartes, M. (2010a). Assessing the response of snow avalanche runout altitudes to climate fluctuations using hierarchical modeling: application to 61 winters of data in France. *Journal of Climate* 23, 3157-3180.

Eckert, N., Parent, E., Belanger, L., Garcia, S. (2007). Hierarchical modeling for spatial analysis of the number of avalanche occurrences at the scale of the township. *Cold Regions Science and Technology* 50. 97-112.

Eckert, N., Parent, E., Kies, R., Baya, H. (2010b). A spatio-temporal modelling framework for assessing the fluctuations of avalanche occurrence resulting from climate change: application to 60 years of data in the northern French Alps. *Climatic Change* 101: 515-553.

Eckert, N., Gaume, J., Castebrunet, H (2011). Using spatial and spatial-extreme statistics to characterize snow avalanche cycles. *Procedia environmental Sciences* 7, 224-229.

Eckert, N., Keylock, C. J., Castebrunet, H., Lavigne, A., Naaim, M. (2013). Temporal trends in avalanche activity in the French Alps and subregions: from occurrences and runout altitudes to unsteady return periods. *Journal of Glaciology*. Vol. 59, No 213, 93-114.

Esteban, P., Jones, P.D., Martín-Vide, J., Mases, M., 2005. Atmospheric circulation patterns related to heavy snowfall days in Andorra, Pyrenees. *International Journal of Climatology* 25, 319-329.

Fuchs, H., Kleemayr, K., Botthoff, M., Berer, R., Dissauer, M., Holub, M., Jäger, G., Janu, S., Kreuzer, S., Pürstinger, C., Volk, G., Walter, G. and Wieshofer, S. (2002). Pilotstudie: Lawinenkundliche und Waldbauliche Analyse des atastrophenwinters 1998/99 und Erstellung eines

Standardverfahrens zur dynamisierten Ermittlung lawinengefährdeter Bereiche (GZ 58.110/36-VC7A/99) – Endbericht. Unveröffentlicher Bericht der Universität für Bodenkultur Wien

Fujisawa, K., Tsunaki, R. and Kamiishi, I. (1993). Estimating snow avalanche runout distances from topographic data. *Annals of Glaciology*, 18: 239-244

Furdada, G. (1996). *Estudi de les allaus al Pirineu occidental de Catalunya: Predicció espacial i aplicacions de la Cartografia*. Geoforma Ediciones. Serie Monografías Científicas. Logroño. 315 p. and 3 maps.

Furdada, G., Vilaplana, J.M. (1998). Statistical prediction of maximum avalanche run-out distances from topographic data in the western Catalan Pyrenees (northeast Spain). *Annals of Glaciology* 26: 285-288.

Furdada, G., Vilaplana, J. M., Bosch, X., Martínez, P. (1990). Supplying the Catalan Pyrenees (Spain) with a public avalanche warning system. Proceedings of the International Snow Science Workshop. 119-129.

García, C., Martí, G., García, A., Muntán, E., Oller, P. and Esteban, P. (2007). Weather and snowpack conditions of major avalanches in the Eastern Pyrenees. *Proceedings of the Alpine&Snow Workshop: Forschungsbericht*, 53, pp. 49-56.

García, C., Martí, G., Oller, P., Moner, I., Gavaldà, J., Martínez, P., Peña, J. C. (2009). Major avalanches occurrence at regional scale and related atmospheric circulation patterns in the Eastern Pyrenees. *Cold Regions Science and Technology* 59, 106-118.

García, C., Rodés, P., Gavaldà, J., Martí, G., Barriendos, M. (2005). La reconstrucción de riesgos naturales en el contexto climático de la miniglaciación. El caso del alud catastrófico de abril de 1855 en el valle de Toran. *Boletín glaciológico aragonés*. 6, 61-85.

García-Hernández, C., Ruiz-Fernández, J., Sánchez-Posada, C., Pereira, S., Oliva, M. (2018). An extreme event between the little ice age and the 20th Century: the snow avalanche cycle of 1888 in the Asturian Massif (Northern Spain). *Geographical Research Letters* 44(1) 187-212.

- García-Sellés, C., Gavaldà, J., Martí, G., Martínez, P., Oller, P. (1996). Guia d'utilització del butlletí de perill d'allaus. 40 pp.
- García-Sellés, C., Martí, G., García, A., Muntán, E., Oller, P., Esteban, P., (2007). Weather and snowpack conditions of major avalanches in the Eastern Pyrenees. Proceedings of the Alpine&Snow Workshop: Forschungsbericht, 53, 49–56.
- García-Sellés, C., Manguán, S., Martí, G., Oller, P., Martínez, P. (2013). Combined temperature – precipitation winter modes and major avalanche activity in the Eastern Pyrenees. Proceedings of the ISSW 2013 (Grenoble – Chamonix Montblanc): 1264-1268.
- García-Sellés, C., Peña, J.C., Martí, G., Oller, P., Martínez, P. (2010). WeMOi and NAOi influence on major avalanche activity in the Eastern Pyrenees. Cold Regions Science and Technology 64, 137-145.
- Germain, D., Fillion, L., Héту, B. (2009). Snow avalanches regime and climatic conditions in the Chic-Choc Range, eastern Canada. Climatic Change 92: 141-167.
- Gauer, P., Kronholm, K., Lied, K., Kristensen, K. and Bakkehoi, S. (2010). Can we learn more from the data underlying the statistical α - β model with respect to the dynamical behaviour of avalanches?. *Cold Regions Science and Technology* 62, 42-54.
- Gubler, H., Hiller, H., Klausegger, G. and Sutter, U. (1986). Messungen an Fließlawinen. Zwischenbericht. *Mitteilungen des Eidgenössischen Institutes für Schnee – und Lawinenforschung*, 41, Davos, Switzerland.
- Greene, E., Atkins, D., Birkeland, K., Elder, K., Landry, C., Lazar, B., McCammon, I., Moore, M., Sharaf, D., Sternenz, C., Tremper, B. and Williams, K. (2016). *Snow, weather, and avalanches: observation guidelines for avalanche programs in the United States*. In: Tech. rep. American Avalanche Association.
- Haegeli, P., and McClung, D.M. (2003). Avalanche characteristics of a transitional snow climate - Columbia Mountains, British Columbia, Canada. *Cold Regions Science and Technology*, 37, 255-276.

- Höller, P. (2009). Avalanche cycles in Austria: an analysis of the major events in the last 50 years. *Nat Hazards* 48:399-424.
- Johannesson, T. (1998). Icelandic avalanche runout models compared with topographic models used in other countries. In: E. Hestnes (Editor), *Proceedings of the Anniversary Conference 25 Years of Snow Avalanche Research, Voss, 12-16 May 1998*. Norwegian Geotechnical Institute, Oslo, pp. 43-52
- Johnston, K., Jamieson, B. and Jones, A. (2012) Estimating extreme avalanche runout for the Columbia Mountains and Fernie area Rocky Mountains of British Columbia, Canada. *Can. Geotech. J.* 49: 1309–1318. Doi:10.1139/T2012-079.
- Jones, A.S. and Jamieson, B. (2004). Statistical avalanche-runout estimation for short slopes in Canada. In: *Annals of Glaciology*, 38 (1), 363-372.
- Keylock, C. J. (2003). The North Atlantic Oscillation and snow avalanching in Iceland, *Geographical Research Letters*, Vol 30, Nº 5, 1254. 58-1, 58-4.
- Laternser, M., Schneebeli, M. (2002). Temporal trend and spatial distribution of avalanche activity during the last 50 years in Switzerland. *Natural Hazards* 27: 201-230.
- Lied, K. and Bakkehøi, S. (1980). Empirical calculations of snow-avalanche run-out distance based on topographic parameters. *Journal of Glaciology*, 26, (94): 165-177.
- Lied, K., Weiler, S., Bakkehøi, S. and Hopf, J. (1995). Calculation methods for avalanche run-out distance for the Austrian Alps. *The contribution of scientific research to safety with snow, ice and avalanche.*, ANENA, Grenoble, France, pp. 63-68.
- Mann, M.E. (2002). Little ice age. In: *The earth system: physical and chemical dimensions of global environmental change*. Pp. 504-509. In *Encyclopaedia of Global Environmental Change*. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester.
- Martinelli, M. (1986). A test of the avalanche runout equations developed by the Norwegian Geotechnical Institute. In: *Cold Regions Science and Technology*, Band 13 (1): 19–33

- Mears, A.I. (1992) Snow-avalanche hazard analysis for land use planning and engineering. Colorado Geological Survey, Denver. 55 pp.
- McClung, D.M. and Mears, A.I. (1995). Dry flowing avalanche run-up and run-out. *J. Glaciol.*, 41 (138), 359-372.
- McClung, D.M. and Mears, A.I. (1991). Extreme value prediction of snow avalanche runout. *Cold Reg. Sci. Technol.*, 19(2), 163-175)
- McClung, D.M., Mears, A.I. and Schaerer, P.A. (1989). Extreme Avalanche Run-Out: Data From Four Mountain Ranges. *Annals of Glaciology*, V13, p180-184.
- McClung, D.M., Schaerer, P. (2006). The Avalanche Handbook (3rd edition). The Mountaineers Books. Seattle. 342 pp.
- Muntán, E., Andreu, L., Oller, P., Gutiérrez, E., and Martínez, P. (2004). Dendrochronological study of the avalanche path Canal del Roc Roig, First results of the ALUDEX project in the Pyrenees, *Ann. Glaciol.*, 38, 173–179.
- Muntán, E., García-Sellés, C., Oller, P., Marti, G., Garcia, A., Gutierrez, E., 2009. Reconstructing snow avalanches in the Southeastern Pyrenees. *Natural Hazards and Earth System Science* 9, 1599–1612.
- Muntán, E., Oller, P. and Gutiérrez, E. (2010). Tracking Past Snow Avalanches in the SE Pyenees. M. Stoffel et al. (eds.), *Tree Rings and Natural Hazards: A state-of-the-art. Advances in Global Change Research* 41. Pp. 47-50.
- Muñoz, P. (1988). Prevención y defensa contra aludes. Aplicación práctica al Pirineo aragonés. Tesis doctoral. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Montes. Madrid.
- Nixon, D.J. and McClung, D. (1993). Snow avalanche runout from two Canadian mountain ranges. *Annals of Glaciology* 18, 1-6.
- Oliva, M., Ruiz-Fernandez, J., Barriendos, M., Benito, G., Cuadrat, J.M., Domínguez-Castro, F., García-Ruiz, J.M., Giralt, S., Gómez-Ortiz, A., Hernández, A., López-Costas, O., López-Moreno, J.I., López-Sáez, J.A., Martínez-Cortizas, A., Moreno, A., Prohom, M., Saz, M.A., Serrano, E., Tejedor,

- E., Trigo, R., Valero-Garcés, S.M. and Vicente-Serrano, S.M. (2018). The Little Ice Age in Iberian mountains. *Earth-Science Reviews* 177 (2018) 175-208.
- Oller, P., Baeza, C. and Furdada, G. (2018). Statistical runout modelling of snow avalanches in the Catalan Pyrenees. *Proceedings of the International Snow Science Workshop (ISSW 2018)*. Innsbruck, Austria. Pp 751-755.
- Oller, P., Fischer, J.T., Muntán, E. (2020). The historic avalanche that destroyed the village of Àrreu in 1803, Catalan Pyrenees. *Geosciences*, 10, 169.
- Oller, P., Janeras, M., Costa, O., García-Sellés, C., Muntán, E., Martí, G., Martínez, P. (2013). Avalanche hazard mapping plan for the Catalan Pyrenees. *Proceedings of the ISSW*. P. 604-610.
- Oller, P., Janeras, M., de Buen, H., Arnó, G., Christen, M., García, C., Martínez, P. (2010). Using AVAL-1D to simulate avalanches in the eastern Pyrenees, *Cold Reg. Sci. Technol.* 64. P. 190-198.
- Oller, P.; Marturià, J.; González, J.C.; Escriu, J.; Martínez, P (2005): El servidor de datos de aludes de Cataluña, una herramienta de ayuda a la planificación territorial. In proceedings of: VI Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Valencia, 21-24 de Junio de 2005. E. P. 905-916.
- Oller, P., Muntán, E., García-Sellés, C., Furdada, G., Baeza, C. and Angulo, C. (2015). Characterizing major avalanche episodes in space and time in the twentieth and early twenty-first centuries in the Catalan Pyrenees. *Cold Regions Science and Technology* 110:129-148.
- Oller, P., Muntán, E., Marturià, J., García-Sellés, C., García, A., Martínez, P. (2006). The avalanche data in the Catalan Pyrenees. 20 years of avalanche mapping. *Proceedings of the 2006 International Snow Science Workshop*, Telluride, Colorado. Pp 305-313.
- Rudolf-Miklau, F., Sauermoser, S., Mears, A. Eds (2015). *The Technical Avalanche Protection Handbook*. Wiley. 430 pp.
- Schaerer, P. (1986). Winter weather. Weather patterns for major avalanches. *The Avalanche Review*, Vol. 4, No. 3.

Schweizer, J., Jamieson, B., Skjonsberg, D. (1998). Avalanche forecasting for transportation corridor and backcountry in Glacier National Park (BC, Canada). Proceedings of the 25 years of snow avalanche research (Voss, Norway, 12-16 May 1998). E, Hestnes Ed. Norwegian Geotechnical Institute. 238-243.

Sinickas, A. and Jamieson, B. (2014). Comparing methods for estimating β points for use in statistical snow avalanche runout models. Cold Regions Science and Technology 104-105 (2014) 23-32.

SGC, 1987. Estudi del risc d'allaus al Pirineu català. Fase prèvia (octubre 1986–octubre 1987). GT-142/87.

Schneebeli, M., Laternser, M., Amman, W., 1997. Destructive snowavalanches and climate change in the Swiss Alps. Eclogae Geol. Helv. 90, 457-461.

Wagner, P. (2016). Kalibrierung des α - β -Modells für das Ermitteln der Auslauflänge von kleinen und mittleren Lawinen Institut für Alpine Naturgefahren (IAN), BOKU-Universität für Bodenkultur, Institut für Alpine Naturgefahren (IAN), BOKU-Universität für Bodenkultur.

ANNEX

ANNEX 1. Article 1 de la tesi

Oller, P., Muntán, E., García-Sellés, C., Furdada, G., Baeza, C., Angulo, C. (2015). Characterizing major avalanche episodes in space and time in the twentieth and early twenty-first centuries in the Catalan Pyrenees. *Cold Regions Science and Technology*. Vol. 110, P. 129-148.



Characterizing major avalanche episodes in space and time in the twentieth and early twenty-first centuries in the Catalan Pyrenees



Pere Oller ^{a,*}, Elena Muntán ^b, Carles García-Sellés ^a, Glòria Furdada ^b, Cristina Baeza ^c, Cecilio Angulo ^c

^a Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya, Barcelona, Catalonia, Spain

^b Universitat de Barcelona, Barcelona, Catalonia, Spain

^c Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona, Catalonia, Spain

ARTICLE INFO

Article history:

Received 15 December 2013

Received in revised form 19 October 2014

Accepted 22 November 2014

Available online 2 December 2014

Keywords:

Major avalanche

Pyrenees

Magnitude

Frequency

Hazard

Risk

ABSTRACT

With the aim of better understanding avalanche risk in the Catalan Pyrenees, the present work focuses on the analysis of major (or destructive) avalanches. For such purpose major avalanche cartography was made by an exhaustive photointerpretation of several flights, winter and summer field surveys and inquiries to local population. Major avalanche events were used to quantify the magnitude of the episodes during which they occurred, and a Major Avalanche Activity Magnitude Index (MAAMI) was developed. This index is based on the number of major avalanches registered and its estimated frequency in a given time period, hence it quantifies the magnitude of a major avalanche episode or winter. Furthermore, it permits a comparison of the magnitude between major avalanche episodes in a given mountain range, or between mountain ranges, and for a long enough period, it should allow analysis of temporal trends. Major episodes from winter 1995/96 to 2013/14 were reconstructed. Their magnitude, frequency and extent were also assessed. During the last 19 winters, the episodes of January 22–23 and February 6–8 in 1996 were those with highest MAAMI values, followed by January 30–31, 2003, January 29, 2006, and January 24–25, 2014. To analyze the whole twentieth century, a simplified MAAMI was defined in order to attain the same purpose with a less complete dataset. With less accuracy, the same parameters were obtained at winter time resolution throughout the twentieth century. Again, 1995/96 winter had the highest MAAMI value followed by 1971/72, 1974/75 and 1937/38 winter seasons. The analysis of the spatial extent of the different episodes allowed refining the demarcation of nivological regions, and improving our knowledge about the atmospheric patterns that cause major episodes and their climatic interpretation. In some cases, the importance of considering a major avalanche episode as the result of a previous preparatory period, followed by a triggering one was revealed.

© 2014 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

At mountain areas that receive frequent large storms, the 10-year and the 100-year avalanches in a particular path may be similar in size. In contrast, in some generally low-snowfall areas, the 100-year avalanche may be many times larger than the 10-year avalanche. The historical record or the damage to vegetation provides good evidence of avalanche potential in the heavy-snowfall locations, while the low-snowfall locations require extensive applications of indirect techniques to determine the size of the long-return-period event (Mears, 1992).

The Catalan Pyrenees, especially in its southern side present a low and irregular snowfall regime (García et al., 2007). In this region, migration of people from mountainous areas to cities during the sixties and seventies of the last century caused a major human dispersal and thus difficulty in finding historical memory. These factors make that avalanche risk, due to low frequency avalanches, still presents many

unknowns despite being significant. In any case, either through surveys to the Pyrenean population, or through searching in historical archives, nowadays we know that in Catalonia there are at least 11 villages that have historically been affected by avalanches (Rodés and Miranda, 2009; Avalanche Database of Catalonia, BDAC), some of which almost completely destroyed (villages Gessa, Tavascan-Plau, and Àrreu in 1444, 1604, and 1803 respectively), and numerous isolated houses, affected or destroyed. Furthermore there are frequent episodes of lower intensity affecting mountain infrastructures (e.g. roads, ski resorts, power lines) every winter. This high frequency activity is what causes victims in winter sports (about 1.5 fatalities per average winter in the Pyrenees of Catalonia, Martínez and Oller, 2004).

Knowing how often major episodes occur, their intensity, and their tendency through time, in relation to climate variability, are basic questions to better understand hazard and to manage avalanche risk in this mountain range.

Different works have dealt with the characterization of major avalanche episodes in the Pyrenees, from different points of view. Esteban et al. (2005) relate the avalanche activity to the snowfall regime

* Corresponding author at: Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya Parc de Montjuïc 08038 Barcelona Catalonia - Spain.

and characterize the different synoptic circulation patterns that can generate fresh snow depths susceptible to produce avalanches from a set of 15 years. García et al. (2007, 2009) proposed the study from the analysis of atmospheric circulation associated with the occurrence of major avalanches documented through monitoring and surveillance. From episodes identified during the past 40 years, they determined and classified which are the atmospheric configurations that generated them, and they obtained the probability of occurrence for each one of the regions established for the regional avalanche forecasting. Finally, Muntán et al. (2004, 2009) identified new events from dendrochronological analysis of tree rings from trees affected by avalanches, from which they reconstructed major episodes and determined their triggering atmospheric and snowpack conditions over the past 40 years. They also identified probable events up to 100 years ago.

Extensive work has been performed in the French Alps (Eckert et al., 2010b; 2013) and the French Pyrenees (Eckert, 2009; Eckert et al., 2007; 2010a; 2013), with observational avalanche data obtained from the EPA (Enquête Permanente sur les Avalanches). Avalanche events from around 3900 paths were systematically recorded since the beginning of the 20th century. The main goal of this work was to analyze avalanche activity throughout time and space in order to determine trends or changes, and its possible relation with climate change, from the use of advanced statistical procedures. Two periods showing different trends were determined during the last 60 years with a change point around 1978 and a retreat of avalanche runouts over the last 61 winters for high magnitude events, although the probability of a high magnitude event has remained constant, suggesting that climate change has recently had little impact on the avalanching rhythm in France.

Studies in other mountain ranges based on avalanche records as quantifiers of the magnitude of avalanche episodes, do establish indexes (e.g. Avalanche Activity Index, AAI) to quantify the daily degree of activity or the degree of activity for a greater period of time with variable accuracy depending on the available data (Eckert et al., 2010a; Haegeli and McClung, 2003; Laternser and Schneebeli, 2002; Schweizer et al., 1998). Others (Germain et al., 2009), used similar indexes to quantify avalanche activity identified from dendrochronological analysis. In all these works the methodology and scale of work are adapted to the completeness and quality of the database used in each case.

In the present work, we analyzed individual major avalanches to quantify the magnitude and frequency of major avalanche episodes in the Catalan Pyrenees. We considered a “major avalanche” (MA) as the avalanche which extent exceeds the reach of the usual (frequent) avalanches, causing damage in case there is forest or infrastructures in the vicinity (Schaefer, 1986). These avalanches have been described as destructive by Schneebeli et al. (1997) and specifically catastrophic when they affect villages and cause damage to property (buildings, roads and other infrastructures; Höller, 2009). We observed that these avalanches typically have a return period over 10 years. We considered a “major avalanche episode” (MAE) as the period in which the release of one or more MA occurs due to snowpack instability generally caused by a severe storm with high snowfalls accompanied by substantial drifting snow, but also temperature variations causing snowmelt and or fluctuations of the freezing level, designated as “avalanche cycle” by other authors (Eckert et al., 2011; Höller, 2009). It can last from a few hours to several days. It's relation to climatic factors makes its study highly valuable to improve avalanche forecasting (Birkeland et al., 2001; Eckert et al., 2011; García et al., 2009).

We worked with MAs because they cause damage and therefore risk, and because this fact allows collecting a complete data set of avalanches obtained from a threshold defined by the observed damage, as applied by Fitzharris and Schaefer (1980).

The objectives of this paper are: (i) to reconstruct major avalanche episodes that occurred over the Pyrenees of Catalonia during the twentieth and early twenty-first centuries, (ii) to determine their magnitude, (iii) frequency, and (iv) spatial extent.

The rest of the paper is organized as follows. Section 2 presents the main particularities to consider in relation to the avalanching process and climatic behavior of the study area. Section 3 describes the data set used for this work and how it was treated. Section 4 analyzes MAE from time and space points of views considering two temporal periods according to data accuracy. Section 5 discusses the obtained results while Section 6 summarizes the main outcomes of the work.

2. Study area

The study area comprises the Catalan Pyrenees, or southeastern part of the Pyrenean range (Fig. 1), an area of 5000 km². The highest peaks just exceed 3000 m a.s.l. Where the terrain is prone to avalanche release, avalanches can trigger from above 1400 m a.s.l., and they can reach elevations as low as 600 m a.s.l. (Oller et al., 2006). In this area, the Cartographic and Geological Institute of Catalonia (ICGC) carries out an observation and surveillance survey from which avalanche data is added in the Avalanche Database of Catalonia (BDAC, Oller et al., 2005).

The forest, widespread all across the range, plays a key role in the detection of MA. The timberline oscillates between 2100 and 2500 m a.s.l. (Carreras et al., 1996). Above these elevations, the density of trees decreases dramatically to a point (treeline) from which only some individuals develop as a bush. Trees act as sensors that record any disturbance or impact affecting their growth. The effects remain for years and can be used to map avalanches even after the disappearance of the avalanche deposit. Therefore, their mapping can be more systematic than the mapping of avalanches that have not caused destruction to forest. Avalanches that affect human settlements and infrastructures were also considered, but vulnerable elements are distributed irregularly and sometimes they are variable in time, and this fact makes the analysis more complex.

High frequency avalanches generally occur above the timberline. Currently it is not possible to get a systematic record of such avalanches, as observations are made mainly from fixed points covering small areas of the territory, or they are registered selectively in case of accident. They are impossible or very difficult to detect after the thaw if they don't produce any further evidence. In addition, even low frequency avalanches releasing and arriving above the timberline are very difficult to detect after the thaw. For that reason, these areas, glacial cirques and hanging valleys above 2000 m, were considered areas without information, or blind areas (shaded in green in Fig. 1). In these areas it was not possible to obtain an exhaustive inventory of major avalanches.

In 1990 the study area was divided into 8 nivological regions (NRs) for operational forecasting (García et al., 1996). In 1994 these regions were reduced to 7 (Fig. 1). This division was based on climate characteristics, snowpack evolution and avalanche activity (García et al., 2007) for a better characterization of the snow conditions and for a better communication of the avalanche forecasting bulletin (BPA). Hence, it was the empirical result of 20 years of avalanche forecasting. It is not a climatic classification in a strict sense, because at present meteorological data series are not long enough to support it (García et al., 2007). These regions are Aran-Franja nord de la Pallaresa (AR), Ribagorçana-Vall Fosca (RF), Pallaresa (PL), Perafita-Puigpedrós (PP), Vessant nord del Cadí-Moixeró (CM), Prepirineu (PR), and Ter-Freser (TF). All the regions drain their waters towards the Mediterranean sea with the exception of the western half of AR which drains towards the Atlantic ocean.

Three climate varieties were defined (García et al., 2007). The north-western part has a humid oceanic climate with regular winter precipitation (AR region). The total amount of new snow is about 500–600 cm in winter and the winter average temperature is -2.5 °C at 2200 m a.s.l. Towards the south of the western Catalan Pyrenees (RF, PL, PP and CM regions), the weather gains continental traits, and winter precipitation decreases. The average new snow depth at 2200 m a.s.l. is 250 cm in winter and the average temperature is -1.3 °C. The prevailing winds are from the north and northwest, and they are more intense than in the oceanic domain, often with gusts over 100 km/h. In the eastern

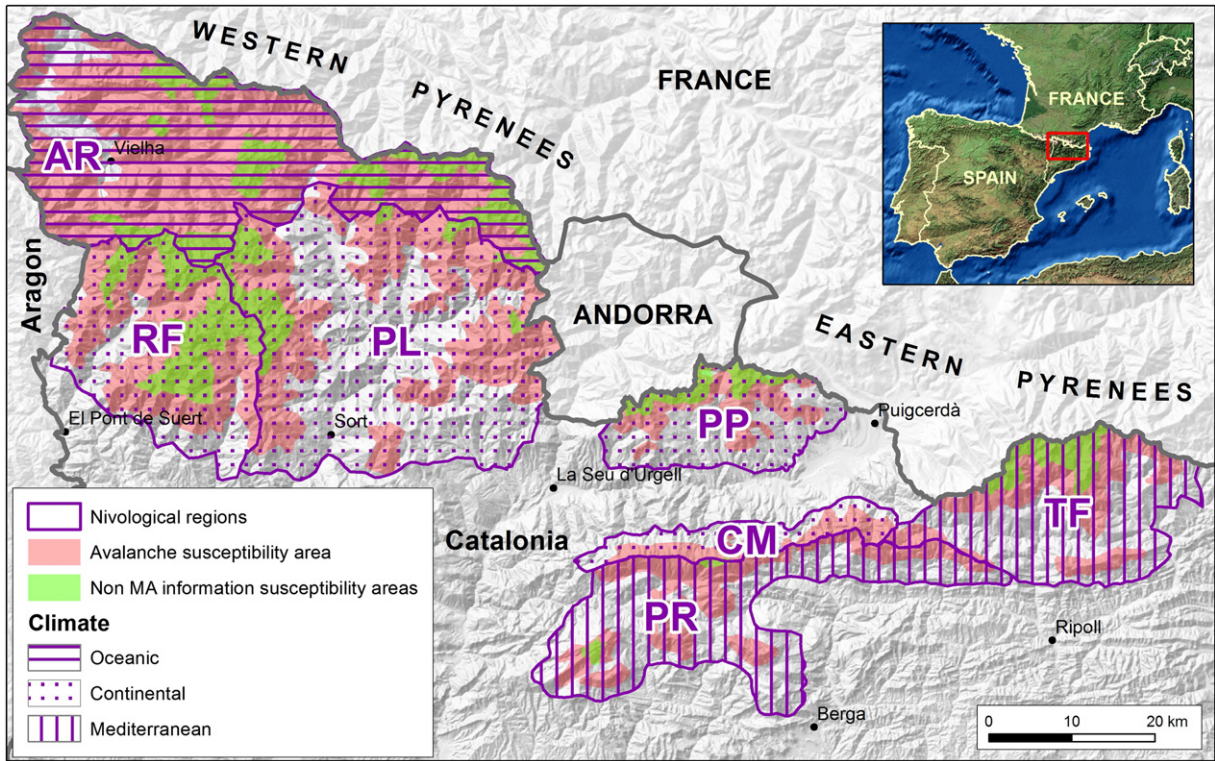


Fig. 1. Location of the Catalan Pyrenees. Nivological regions are demarcated by violet boundaries: AR (Aran-Franja nord de la Pallaresa), RF (Ribagorçana-Vall Fosca), PL (Pallaresa), PP (Perafita-Puigpedrós), CM (Vessant nord del Cadí-Moixeró), PR (Prepirineu), TF (Ter-Freser). Areas susceptible to avalanche activity (shaded in red). Areas without MA information (shaded in green). Climate varieties identified by García et al., 2007.

Pyrenees the Mediterranean influence takes predominance. Winter precipitation increases though irregularly distributed (PR and TF regions) and it is linked to Mediterranean cyclogenesis. The prevailing winds come from north and highest gusts often exceed 200 km/h at 2000 m a.s.l. The total amount of new snow at 2200 m a.s.l. is about 350–450 cm and winter average temperature is $-0.8\text{ }^{\circ}\text{C}$.

García et al. (2009) identified the atmospheric patterns which generate MAE over the Pyrenees of Catalonia. They worked with 25 episodes from 1972 to 2007 (35 winters), obtaining 6 atmospheric patterns at synoptic scale at a geopotential height of 500 hPa that cause major avalanche episodes (Table 1). They observed that the most common pattern (39% of variance) were north and northwest

advections. The 2nd and 3rd patterns, significantly similar to middle and low levels (east and southeast advections), occurred with a frequency of 31%. The other patterns have a lower frequency and they constitute the remaining 25%. This classification was used in the present work to analyze the selected MAEs.

3. Material and methods

3.1. Major avalanche data

We worked with avalanches recorded in the BDAC of the ICGC (Oller et al., 2005). Data were collected over the past 25 years. Currently the

Table 1
Synthesis of the atmospheric patterns defined by García et al. (2009).

Component	500 hPa synoptic configuration	Low levels synoptic configuration	No. of episodes	Snow and avalanche conditions	Typical NR	Acronym
1	Azores high pressures extended over the Atlantic Ocean and deep low pressure on the axis Baltic Sea–Italian Peninsula	N and NW advection	12	Intense snowfalls, very low temperature, very active snowdrift. Major powder avalanches, sometimes wet.	AR	N/NW
2	Long trough at 500 hPa exhibiting an oblique axis oriented NW–SE, due to the Siberian high over Europe which diverts troughs to the Mediterranean Basin	Low pressures, SE flow	4	Weak layers in the snowpack. Heavy precipitation. Dense flow avalanches	PR, TF	E/SE1
3	A blocking high pressures situation at 500 hPa over Central and North-Western Europe and a cut-off low centered over the south of the Iberian Peninsula–North of Africa	High pressures, E and SE advection	4	Intense snowfalls, mild temperatures. Dense and wet avalanches	PR, TF, RF	E/SE2
4	A deep low with a very cold core over the Lion Gulf	N and NE advection	1	Strong northern winds and heavy snowfalls. Major powder avalanches	Any region	CL
5	A wide low pressure is located at high and low levels in the west of the Iberian Peninsula	S and SW advection	2	Very intense precipitation, mild temperatures. Dense dry and wet avalanches	PR, CM, RF, TF	S/SW
6	A ridge from the subtropical anticyclonic belt spreads further north over the Western Mediterranean Sea	Worm advection	2	Sudden melting processes on snow cover which contains persistent weak layers	Any region	A

BDAC stores 3052 avalanche observation (AO) records, dated from 1971 to present, and 459 avalanche enquiry (AE) registers (called generically avalanche enquiries although they include enquiries—oral-information s. s. and also historical documentation) from the Middle Ages to 1997. In the BDAC, each register is mapped and different qualitative and quantitative data are recorded (release date and conditions, morphometrics, flow characteristics, damage). AO data come from the ICGC observation network created in 1988 (Furdada et al., 1990) and AE data come from systematic field surveys performed from 1986 to 2006 to elaborate the Avalanche Paths Map (Oller et al., 2006) even though nowadays if new findings are made they get recorded likewise.

For this study an extra effort was done to complete and improve the MA data of the BDAC. Specially, the photointerpretation of different flights with complete coverage of the Catalan Pyrenees was reinforced. Moreover, additional work was done to prepare data for treatment: (i) selection of major avalanches, (ii) debugging data to avoid mistakes and repetitions and (iii) completing the series from field work, inquiries to population and photointerpretation.

Altogether, we used a dataset consisting of 654 major avalanches, 477 of which dated, at least, at winter season resolution, and the rest, dated with less accuracy.

Avalanche information was obtained through various sources (Fig. 2): (i) event observation, (ii) photointerpretation, (iii) historical information and (iv) dendrochronology. Each source contributes in a different manner, these being complementary sources (Ancy, 2006; Corona et al., 2012), the joint use of which improves the reconstruction of the registered avalanches. An outline of advantages and drawbacks depending on the source is given further below.

Based on the completeness of the series, we defined 3 periods: (i) P1, with very sporadic records prior to the twentieth century obtained from historical documents largely. Usually they are isolated events that affect localities. The oldest events are dated to the fifteenth century. The length of the runout of most of these avalanches has not been repeated since then. The MA register has not have enough continuity to be used in the time analysis, but the runout distance of these avalanches have interest as a reference distance in relation to the length of other avalanches, all in the same avalanche path, as in the corresponding NR. (ii) P2, which covers the twentieth century, until winter 1994/95. Mostly, the record was obtained from inquiries to the local population, but also from dendrochronological analyses (Muntán et al., 2004, 2009). The dataset is incomplete but probably the most important events were recorded. P3 (iii), from winter 1995/96 to the present,

the record of MAs can be considered systematic and complete. Avalanches were mapped from the observation of phenomena and evidence on the vegetation and infrastructures.

Although there are records since the 15th century (P1) in the dataset, we worked with P2 and P3 data as it was considered that the series were reasonably complete with respect to the episodes of greater magnitude (Fig. 2).

3.1.1. Event observation

Events can be mapped from direct observation of their effects during winter or from effects on vegetation or infrastructures once winter is over. We call terrain mapping the group of methods used to map avalanches through their effects. In MAE, during winter, the large number of fallen avalanches requires a good mapping strategy, because the lapse of time before avalanche deposits disappear might be short or weather conditions can be adverse to carry out the task. So, when possible, helicopter flights were done just after the MAE in order to obtain an overview of the extent of the episode and the released avalanches and to take photos. This previous work allowed a prioritization for subsequent mapping in the field of the most important avalanches; while the remaining avalanches were mapped from the pictures taken from the air. The mapping of the avalanche in the field increased the accuracy of the observations made from the air.

All this procedure was possible, on the one hand, if there were appropriate flying conditions (visibility and good wind conditions) and good accessibility over land to the avalanche sites, and, on the other hand, if subsequent snowfalls, drifted snow accumulations or high temperatures, had not altered the deposit conservation, hindering its identification. Orthoimages and topographic base 1:5000 were used as reference maps, as well as GPS, allowing to georeference all field observations accurately up to reaching metric resolution. For smaller magnitude MAEs, the work was done exclusively over land.

Temporal accuracy of the data is often at episode resolution (daily or almost daily). Normally, although we have no accurate temporal information of all avalanches recorded, episodes can be reconstructed from the analysis of the avalanche characteristics and their spatial distribution. Spatial resolution is variable. If the cartography was made from an oblique photo, and not many references (trees, rocks, forms) could be identified on the landscape, the error could be up to 100 m. Besides, if there were good references, the error could be reduced to around 10 m. If the cartography was done in the field by using a high precision GPS, error was less than 10 m. However, for events involving very dry

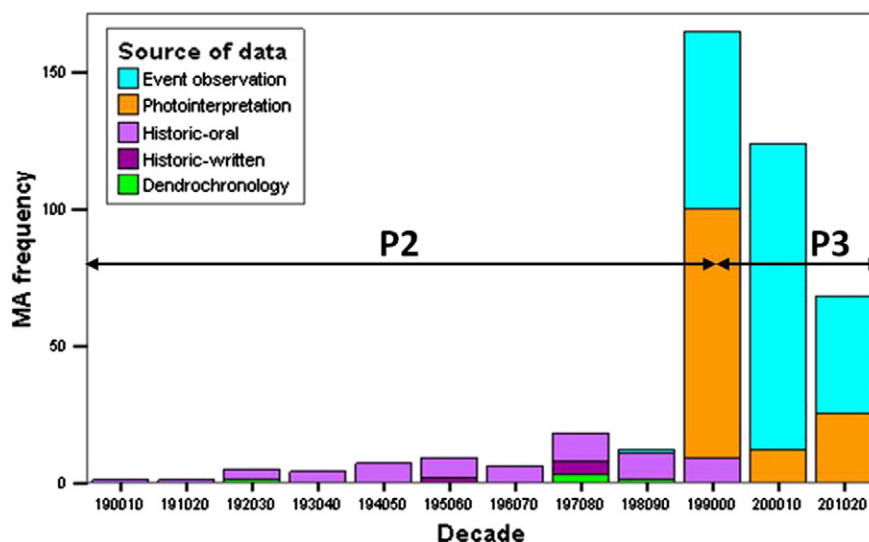


Fig. 2. Decadal distribution of MAs (major avalanches) recorded, and source of the data in P2 and P3 periods. Date of winter has the format $Y_1Y_1Y_1Y_1Y_2Y_2$, where $Y_1Y_1Y_1Y_1$ is the year in which the winter season starts, and Y_2Y_2 identifies the consecutive year.

and non cohesive snow, with a powder part, the furthest point of the runout is sometimes impossible to locate because of the low definition of the deposit (Eckert et al., 2010a).

Summer field work after avalanche occurrence was always necessary, even though the avalanche had been mapped in winter. When the avalanche was destructive, especially to forest, it was mapped during summer from the damage to trees. In addition, conditions for accessing to the site are better and there is not the haste of the winter inspection. Evidence may be diverse, but mapping mostly relies on the external signs that avalanches have left on vegetation.

In addition, it is possible to map the boundaries of the affected area several years after if there is dead wood. Tree remains can last around 10 years at least before they disappear by decay (Elena Muntán, personal observations). The degradation rate of dead wood depends on moisture, temperature and species. As a general rule, humidity and average temperature is lower as we ascend in the Pyrenees and thus, tree wood debris lasts longer at high altitudes. In situ stumps of resinous conifers can last appreciably longer. These are, however, the limits of the avalanche destruction, and it is not possible to clearly distinguish the damage caused by the dense part of the avalanche from the powder part, if a mixed avalanche took place. Only when the avalanche occurred the winter before the field inspection, it was still possible to see the scattered twigs carried by the powder part and map the limits of the area. At this stage, mapping from evidence provided information exclusively from the track and the runout of the avalanche path. When using a high resolution GPS the georeferenciation accuracy can be very good (10 to 1 m), but if evidences are not clear, the identification of the limits of the avalanche can be more imprecise.

3.1.2. Photointerpretation

The analysis of aerial photographs guaranteed the completeness of the MA cartography, given its geographical extent and precision. Photo-interpretation was used to search for evidences of MAs not detected from event observation, to complement the information obtained from other sources. By comparing aerial photographs before and after the episodes, not only the avalanches that had destroyed the forest could be mapped, but also the extent of the devastated forest could be quantified. In addition, by this method, it was possible to examine the whole of the affected territory quickly and economically. The first available flight covering the Catalan Pyrenees in a digital format is the “American flight” performed from 1956 to 1957. The second digital flight covering this region was done 33 years later (1990), but the frequency of new flights has increased up to present, with flights from the Cartographic and Geological Institute of Catalonia (ICGC) almost every year. This fact allows a very detailed monitoring of recent activity.

The temporal accuracy of data depends on the frequency of the successive flights. In any case, the current resolution is, at best, the winter season. However, depending on the distribution and characteristics of MAE occurrence during the time window without orthoimages, some events can be dated at episode resolution. This resolution decreases very fast as we go back in time because the spacing between flights increases rapidly. The combined use of the other information sources improves the dating of the observed events. The spatial resolution depends on the image resolution, which has been improved from the first flights available (scale 1:33.000), to the recent flights (mainly 1:5.000), then obtaining a metric resolution when mapping. For dense flow avalanches, with a well defined deposit, the accuracy can be metric using recent aerial images. In the case of avalanches with a powder part, the precision is lower, obtaining a boundary corresponding to the extent of the avalanche with destructive capacity. Photointerpretation should always be supported by field observation in order to get a better accuracy.

3.1.3. Historical information

A basic source of historical information is the survey to people living in the affected areas, preferably the elderly, which allows obtaining

information of a longer time period. This technique revealed the occurrence of avalanches during the twentieth century, mainly. Enquiry data is not continuous and systematic, and the information provided by respondents is often inaccurate, and in some cases wrong (Ancey, 2006). However, sometimes this information can be refined by other sources. In any case, this information has improved significantly the knowledge of avalanche activity during the twentieth century (P2 period).

Temporal accuracy of recounted avalanches is often very imprecise. Only 23% of the registered events were dated to winter season resolution. The spatial accuracy is very variable also; it is generally possible to know the place affected by the avalanche, but not its actual limits.

Search in historical archives and documents directly or indirectly provided evidence of the occurrence of avalanches. This technique allowed us to find events before the twentieth century. It is a very time-consuming and specialized method because it requires the review of a large amount of documentation to find little information. But whatever data found is important because normally, if the avalanche was recorded, it is because it caused damage.

By contrast to other sources, the exact date of the event occurrence is often found in historical records, being the time resolution, daily. The spatial accuracy is very variable, because usually information describes where the damage was, but it is hard to know the actual reach of the avalanche. In general, the obtained information should be considered as a minimum distance in the runout. Even more difficult is to get information of the starting zone.

Note also that historical data are usually biased towards events that have caused damage to structures or loss of life on the one hand, and non-existent in areas depopulated on the other (Corona et al., 2012).

3.1.4. Dendrochronology

Dendrochronology provides data about frequency and extent of avalanche events from the analysis of tree rings. It is therefore necessary that there is forest in the vicinity of the avalanche path. Samples from trees are collected and analyzed using prevailing dendrogeomorphological methods as described by Stoffel et al. (2013). Especially, growth-disturbed trees located in the lower track and runout were analyzed to find out high magnitude events reaching the largest distances. In every avalanche path, we used reference chronologies (Stokes and Smiley, 1968) built from undisturbed trees in the nearby forest to verify datings. Events can be dated with annual resolution by this technique and the time interval depends on tree age, data ranging from the oldest evidence to the present. From a spatial point of view, depending on the sampling effort, a resolution of the order of 10 m can be obtained. Thus, we included data from dendrochronology in the dataset in the few cases where there was enough information related to runout extent (Muntán et al., 2004, 2009).

3.2. Major avalanche data characterization

We worked with data from 654 MAs registered in 515 avalanche paths. In Figs. 3, 4 and 5 some characteristics of these MAs are compared with all the avalanche observations (AOs) registered in the BDAC. Avalanche observations are mainly avalanches that cause winter sports accidents and affect roads, ski resorts, infrastructures, buildings, etc., or occur close to them, they are gathered from fixed observation points and they include artificially released avalanches. They permit comparison of a random sample of avalanches documented since 1971 until today (AO), with MA, a selected set of naturally released avalanches that comply with Schaerer definition as explained in previous sections. It is necessary to clarify the term “random” because if AOs are recorded it is because they have caused some disturbance in human activity. Although deviations from random are expected because of the existence of avalanches triggered artificially, different periods of observation depending on the observer or the affected infrastructure, etc., these

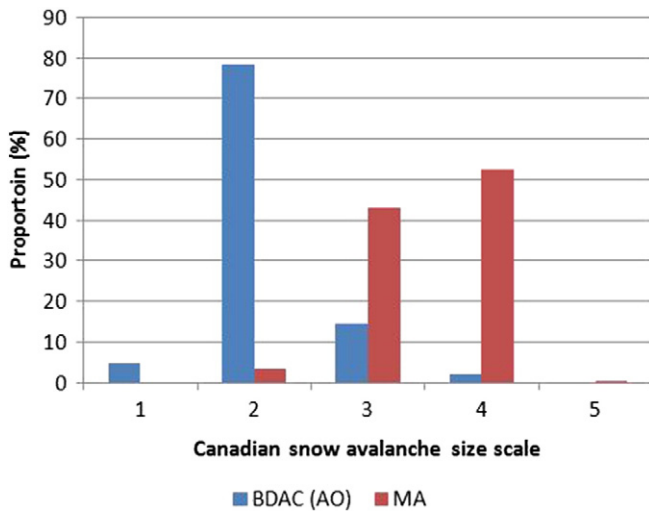


Fig. 3. Size of documented major avalanches (MAs, $n = 528$ out of 654) and size of avalanches observed and documented in BDAC since 1971 (BDAC-AO, $n = 2054$ out of 3052) according to the Canadian snow avalanche size scale (McClung and Schaerer, 2006).

are not dealt with in this study. Here AO data have only been used for comparison with MA data.

As shown in Fig. 3, major avalanches are medium to large size avalanches (sizes 3 and 4 mainly, according to the Canadian snow avalanche size classification system, McClung and Schaerer, 2006), with remarkable destructive capacity. But small size avalanches can also be considered MAs if they caused damage as indicated in Fig. 3. Clearly MAs are infrequent avalanches, as can be seen using AO distribution as the reference distribution. Interestingly, proportions among MAs are similar to those found out by Barbolini and Keylock (2002) for a single avalanche path (Sudavik avalanche path, Iceland; classes 3 + 3.5, 45%, and classes 4 + 4.5, 50% in their case), when explaining which are the most frequent avalanche sizes reaching an extreme runout.

Regarding the type of observed dynamics (Fig. 4), major avalanches are mostly avalanches in which a powder part (aerosol) has been observed (purely powder or mixed ones). They are drier and therefore lighter, faster and more powerful than regular avalanches, which are mostly wet snow ones.

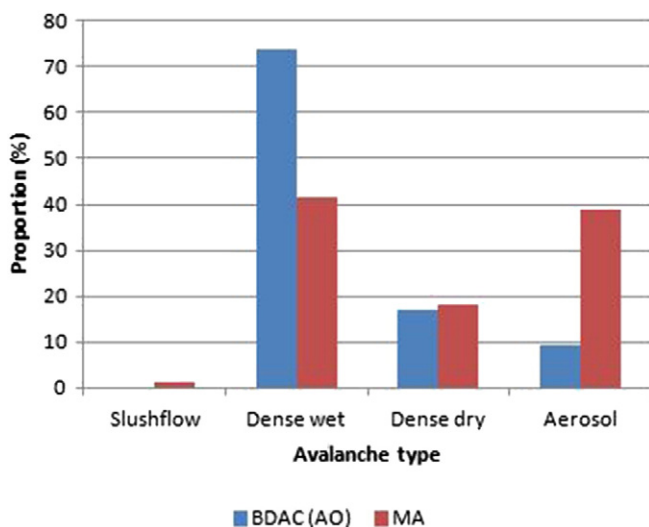


Fig. 4. Type of major avalanche dynamics (MAs; $n = 223$ out of 654) in relation to avalanche observation registered in the BDAC since 1971 (BDAC-AO; $n = 1371$ out of 3052).

This behavior is due to the fact that occurrence of the episodes is registered mainly in January, in a very marked peak, decreasing logarithmically towards May (Fig. 5), being January and February the coldest months in the Catalan Pyrenees (SMC et al., 1997). It explains why MAs are mainly dry (57%) and often present a powder part (39%). AOs are more uniformly and normally distributed, being February the month with the maximum frequency of avalanches recorded.

3.3. Data treatment

We worked with periods P3 (19 winters from 1995/96 to 2013/14) and P2 + P3 (113 winters from 1900/01 to 2013/14), separately, taking into account the different resolution of the data. The common MA parameters available for both periods, useful for the goal of this work were the spatial distribution, the temporal distribution and the runout distance. Runout distance and date of occurrence data together with vegetation analysis were after used for frequency/intensity determination.

3.3.1. Common parameters: spatial, temporal distribution and runout distance

All the recorded events were georeferenced according to their X and Y coordinates.

Winter season was considered the time unit to work in P2 + P3. This fact forced us to discard many events in P2 that were not possible to date at that resolution. However, in P3, most of the events were dated at MAE time resolution.

Runout distance is the most sensitive parameter, because accuracy is variable depending on the source of information. The runout distance considered was determined from the destructive effects of the avalanche. This is the only common parameter for both periods, P2 and P3. Actually, what we compared is the minimum extent of the avalanche (Corona et al., 2012) as explained before. It should be noted that the range of uncertainty is significant, and it must be taken into account in the interpretation of results.

The extent of the different events for each avalanche path was mapped on the digital topographic and orthophoto bases 1:5000 of the ICGC, as shown in the example of Fig. 6.

3.3.2. Frequency/intensity

The relationship frequency/intensity of each event was obtained from the relative position of the different distances measured in the runout zone (Fig. 6). In general it is expected that in a given avalanche path, as the average intensity increases downhill in the runout zone, the average frequency decreases (McClung, 2008). Thus, intensity is indirectly determined from the observed frequency. This is based on the principle that the farther the reach of the avalanche, the more intense it is, and the rarer is the avalanche, the more the probability of being observed decreases (Mears, 1992). The parameter used to find out this relationship was the relative runout distance between different events, in relation to the frequency of occurrence in each avalanche path.

The return period is the time interval in which the runout distance is achieved or exceeded in a given point. Frequency is the reciprocal of the return period. It is therefore possible, in principle, to map return periods in the runout zone corresponding to different distances downhill, for example, 1 year, 10 years, and 100 years, corresponding to a mean annual probability of 1, 0.1, and 0.01. These distances increase in the runout zone at the same time that the return period increases (McClung and Schaerer, 2006). Given the lack of data generally everywhere, avalanche frequency can be estimated as an order of magnitude (Mears, 1992; Weir, 2002). Mears (1992) indicated that the return period (T) describes a range of time. According to the author, given this uncertainty, for an avalanche to which we assign a return period of 10 years based on our observations, the return period would be

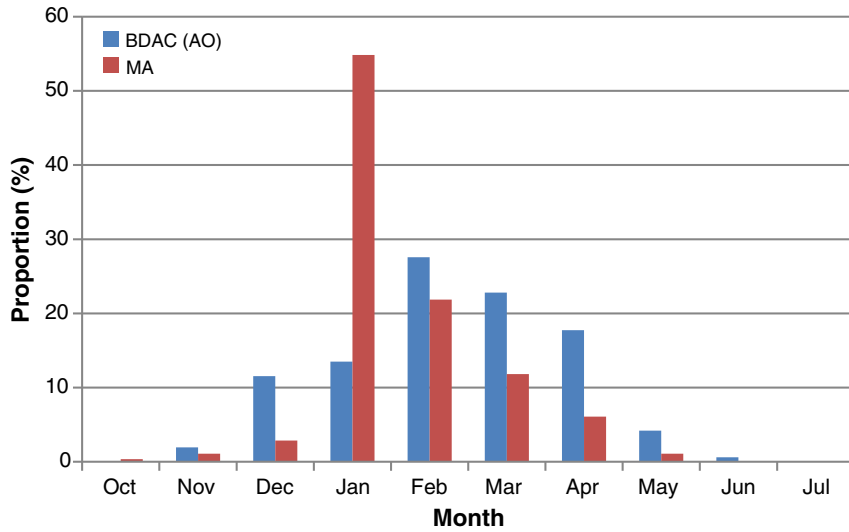


Fig. 5. Frequency of major avalanches (MAs, n = 279 out of 654) in relation to avalanche observation (AO) registered in the BDAC since 1971 (n = 1644 out of 3052).

between 3 and 30 years, while a 100-year avalanche would have a T between 30 and 300 years. In any case, the range of uncertainty diminishes in relation to the number of events available for each avalanche path.

Based on the classification table of mountain hazards by Weir (2002), a classification of the avalanche frequency was defined for each avalanche path (Table 2). The error assigned to the frequency is indicated according to Mears (1992).

To determine the frequency in the runout zone three criteria (absolute and relative) were considered: (i) number of times that events with similar runout distances were repeated in relation to the lapse of time between them (absolute), (ii) vegetation clues as a reference (absolute), and (iii) space/time relationship between runout distances of avalanches recorded in each avalanche path (relative).

Very high frequency avalanches were not considered MAs according to the criteria used in this study. There are no cases in which these avalanches have affected forest. High frequency avalanches affect forest often, but not always. At least 20% of the high frequency avalanches recorded in forested paths, did not affect forest. This means that possibly the record of high frequency avalanches is not complete in P3 (we cannot guarantee a complete record if there is no evidence). On the contrary, we consider that the register of moderate to very low frequency avalanches is almost complete in P3 (Fig. 7). The long time interval between one avalanche and the next allows the forest to recover and, in the following episode, it will be affected. The same, but more pronounced, happens with low and very low frequency avalanches.

The number of MAs in which the frequency could be determined in P1, P2 and P3 is shown in Fig. 7. As it can be observed, the older is the period, the lower is the frequency of the registered MA. Time filters high frequency events, which are less destructive and therefore less perceived by the inhabitants, and only the most important MAs reach us from written and oral sources.

In Fig. 8 the distribution of the registered episodes in P3, number of MAs registered per episode and its estimated frequency are displayed. The mean is 1.6 MAE per winter, but with a high variability (standard deviation equals 1.6), with some winters without MAE and winters with up to 5 MAEs. Only 7 winters register more than 10 MAs, and the largest episodes just exceeded 50 MAs (22–23 January and 6–8 February 1996, 30–31 January 2003 and 24–25 January 2014). High frequency avalanches from 1995/96 episodes were probably underestimated because at that time, the surveillance service was at its initial stage and it was less efficient than nowadays.

In three of the registered MAEs (6–8 February 1996; 30–31 January 2003; 24–25 January 2014), urban areas were attained by MA. In the first case a hostel was seriously damaged, in the second case a house was totally destroyed and another partially damaged, and in the third case, a touristic-apartments building was damaged at functional level. These three episodes are the ones which registered most avalanche occurrences. It is important to point out that all the damaged buildings were built after the seventies of the twentieth century in previously uninhabited areas.

The distribution of MA activity per winter and estimated frequencies in P3 (Fig. 9) show how the lowest frequencies were registered during the first half of this period, being the second half more active owing to

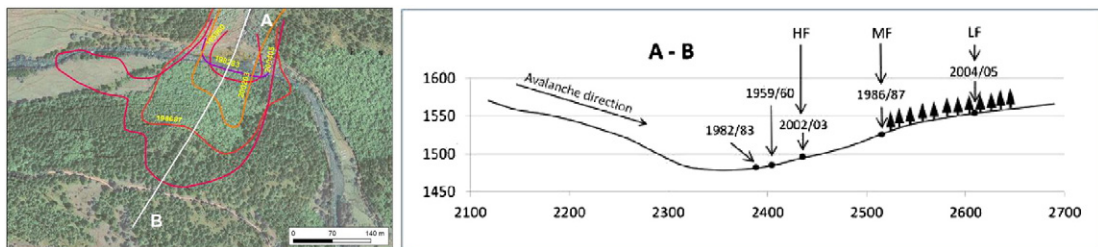


Fig. 6. Example of runout distances reached by different avalanches in a given avalanche path, mapped (left) and plotted in a topographic profile (right). HF, MF and LF: high, medium and low frequency avalanche reaches.

Table 2

Frequency classes established for the treated avalanches (based on Weir, 2002). Values in parentheses indicate the range of uncertainty.

Frequency classes	Return period (y)	Annual probability of occurrence
Very high (VHF)	5 (1–10)	0.2 (1–0.1)
High (HF)	10 (5–30)	0.1 (0.2–0.03)
Moderate (MF)	30 (10–100)	0.03 (0.1–0.01)
Low (LF)	100 (30–300)	0.01 (0.03–0.003)
Very low (VLF)	300 (>100)	<0.003 (<0.01)

the number of major avalanche winters and the frequency of MAE occurrences (Fig. 10).

4. Analysis and results

4.1. Analysis of the period P3 (1995/96–2013/14)

4.1.1. Temporal analysis

A primary objective of this study was to quantify the magnitude of the registered MAE. For such a purpose an index was conceived, similarly to Schweizer et al (1998) and Haegeli and McClung (2003). In the case of these authors, they applied an index on a daily basis (Avalanche Activity Index, AAI), that is to get a value of the daily activity of avalanches. They based it on the avalanche size, according to the Canadian avalanche size scale (McClung and Schaerer, 2006). They used the sum of all observed avalanches considering a weight according to its size. In our case, since we only worked with MA, mostly sizes 3 and 4, we used the frequency to emphasize the exceptionality of the episode. Major avalanches were classified in 4 classes (from 2, high frequency, to 5, very low frequency) and a weight inversely proportional to the estimated frequency of each avalanche was assigned (0.1, 0.3, 1 and 3). Like that we gave prominence to the lower frequency avalanches, the most intense, and at the same time, the small weight of HF MA prevents significant deviations caused by the incompleteness of this frequency class. The obtained parameter was called Major Avalanche Activity Magnitude Index (MAAMI). The MAAMI quantifies the magnitude of a MA for a period of time. It can be applied to the time scale allowed by the data resolution, e. g., episode, month, winter. In P3 we could apply this index at MAE resolution following Eq. (1).

MAAMle

$$= \left[\left(\frac{N_{HF}e}{\max(N_{HF}e)} \cdot 0,1 \right) + \left(\frac{N_{MF}e}{\max(N_{MF}e)} \cdot 0,3 \right) + \left(\frac{N_{LF}e}{\max(N_{LF}e)} \cdot 1 \right) + \left(\frac{N_{VLF}e}{\max(N_{VLF}e)} \cdot 3 \right) \right] / 4,4 \quad (1)$$

For each episode (e), avalanches were grouped according to their frequency and were divided by the maximum value registered in the dataset for standardization. $N_{HF}e$ is the number of high frequency MAs recorded in an episode e , and $\max(N_{HF}e)$ is the maximum number of recorded high frequency MAs in a MAE. The resulting value for each frequency class is multiplied by the weight assigned to it. The final value is divided by 4.4, to obtain a result between 0 and 1.

The MAAMle is also an exceptionality index of the MAE for the analyzed period. The resulting values respond to a logarithmic scale. Following the same reasoning about the weight assigned to the exceptionality of an avalanche, values were classified as shown in Table 3.

In P3 period (19 winters) the MAAMle was calculated for the 29 recorded episodes (Fig. 11). We obtained high values for January and February 1996 episodes, even though January could be considered to be very high. For 30–31 January 2003, 29 January 2005, 29 January 2006, 18–19 February 2013 and 24–25 January 2014, the MAAMle values were moderate, and for the rest of MAE values were low.

For each episode, the extent of the area deforested by avalanches was mapped and measured (Fig. 12). This parameter is also an indicator

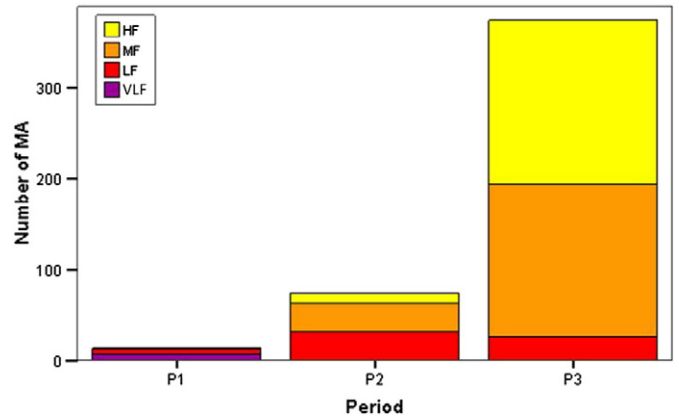


Fig. 7. Number of major avalanches (MAs) from which we could determine its frequency in P1, P2 and P3 time periods ($n = 633$ out of 654). HF, MF, LF, VLF: high, moderate, low and very low frequency major avalanches.

of the exceptionality of the episode. We correlated the MAAMle values with the deforested area values and we obtained a Pearson correlation coefficient of 0.96, which reinforces the validity of the MAAMle as an indicator of MAE magnitude.

The obtained MAAMle values were associated with each atmospheric circulation pattern defined by García et al. (2009). In Table 4 all registered episodes, observed dynamics per episode and corresponding MAAMle values are listed.

Major avalanche episodes with greatest MAAMle values correspond to the pattern S/SW (with a high variability) as shown in Fig. 13, and in the second place, to patterns E/SE2 and N/NW with less variability. The MAAMle decreases considerably in CL and even more in E/SE1 MAE. It is merely testimonial in A MAE, since in these situations major avalanches have occurred sporadically.

In relation to the month of MAE occurrence (Fig. 14), the highest values were obtained in January and February and, in decreasing order the following months until spring. November and December also registered low MAAMle values. In those episodes in which a powder part was observed, the MAAMle values were the highest, indicating that these are the most intense episodes. In contrast, the more dense and wet the avalanches, the lower the MAAMle values (Fig. 15).

However, these data must be interpreted with caution, since in some cases the standard deviation is greater than the average, indicating that we need to increase the sample size to confirm the results.

Considering winter season as the temporal unit for the same time period used for episode analysis (P3), we obtained the results shown in Fig. 16. From the 19 winters in P3 period, MAEs were registered in 16 winters, being 1995/96 the most important Major Avalanche Winter (MAW), with very high MAAMlw values. On a second position, winters 2005/06, 2002/03, 2013/14, 2012/13 and 2004/05 (in decreasing order), registered moderate values, and the other winters registered low MAAMlw values, despite being significant in 2009/10.

Note that when working considering winter season as the time period, the dataset is larger than when working with episodes, because we can add data dated at winter time resolution to the dataset. This is due to the inaccuracy of temporal data when the avalanche mapping has been done from vegetation clues in summer, in the field, or by photointerpretation.

We applied a logarithmic transformation to the MAAMlw values (\log_MAAMlw) in order to obtain those for statistical treatment. We obtained a dataset with a good significance with the test of Shapiro–Wilk (p -value 0.32 for a α level 0.05), which means that the function fits to a normal distribution. Considering the data set (\log_MAAMlw) a normal distribution, we obtained the estimated probability values (Table 5). They indicate the annual estimated probability of occurrence of a \log_MAAMlw value lower than a given value. For example, the annual

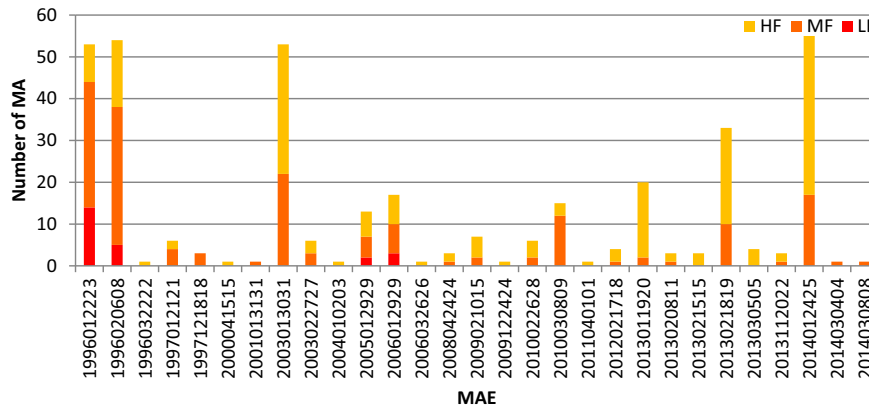


Fig. 8. Frequency assigned to major avalanches (MAs) per major avalanche episode (MAE) in P3 period. Date of episodes has the format YYYYMMDD₁D₂D₂, where D₁D₁ is the first and D₂D₂ the last day of the episode. HF, MF, LF: high, moderate and low frequency.

estimated probability of occurrence of a winter with a MAAMI_w value lower than 0.001 is 40% while the annual estimated probability of registering a winter with a MAAMI_w lower than 0.3 is 97% (conversely, a MAAMI higher than 0.3 is 3%).

As explained in Section 3, urban areas were affected in 6–8 February 1996, 30–31 January 2003 and 24–25 January 2014 episodes, for which moderate to very high MAAMI values were obtained. According to the results shown in Table 5, the estimated annual probability of occurrence of a MAAMI_w higher than 0.03 (moderate) which could affect urban areas, is 17%.

4.1.2. Spatial analysis

From the spatial distribution of the MA recorded in each MAE, the most likely affected area was reconstructed. Our reconstruction was based on the criterion that the behavior of air masses is strongly influenced by relief, causing 50 to 70% of mountain precipitation in winter (McClung and Schaerer, 2006). Orographic precipitation models include the assumption that precipitation is produced at a rate that is directly proportional to the rate at which the air is lifted (vertical component of wind velocity) over the mountains. The first mountain struck will usually induce the most precipitation and subsequent barriers receive less as the moisture supply in the air mass diminishes (McClung and Schaerer, 2006). This assumption is easily confirmed in the distribution of avalanches depending on the direction of the air mass that generated MAE.

In several occasions the occurrence of avalanches downwind from the direction of the air mass was observed. In other cases, the orographic lifting generated by the relief caused the triggering of avalanches on different aspects, possibly because the air mass was associated

with weaker winds that did not condition the formation of over-accumulations downwind. On numerous occasions, the occurrence of major avalanches was not observed until reaching the highest elevations of the mountain range, although the air mass passed through avalanche prone areas but with lower elevations.

Taking these observations into account, we based the delimitation of the spatial extent of the different MAEs according to the following criteria: (i) when the registered avalanche or avalanches were located in a valley open to the direction of the air mass, the whole valley was considered affected unless the extent of the episode could be clearly cut in a part of the valley, (ii) if the direction of the air mass was perpendicular to the valley, and last avalanches in the direction of the air mass were located upwind, the limit of the episode was mapped along the ridge of the valley, and (iii) in the case that avalanches were registered on the leeward of the ridge, the border of the episode was mapped at the bottom of the valley. An example of how we mapped the spatial extent of MAE is shown in Fig. 17 for winter 2002–2003.

These arguments fitted very well for MAE which associated atmospheric pattern was the triggering factor of conditions leading to MA occurrence. Instead of this, in some episodes the spatial distribution of the recorded MA showed a typical configuration from other patterns. In these cases, the criteria explained in the previous paragraph had to be adapted. For instance, the 18–19 February 2013 MAE, classified as E/SE1, showed a typical N/NW pattern affected area (Fig. 18), meaning that this MAE is the result of a preparation period and a later triggering one. During the first part, the unstable conditions are prepared, but it is in the second part that the episode is triggered. In fact, before 18–19 February 2013, two N/NW MAE occurred successively (8–11, and 15

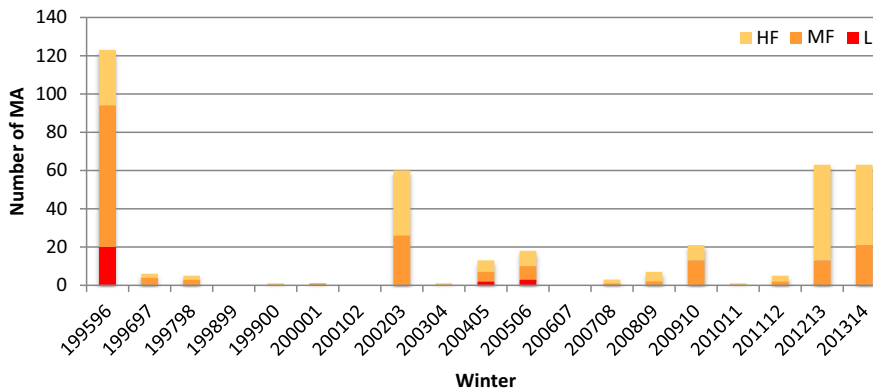


Fig. 9. Frequency assigned to major avalanches (MAs) per winter in P3 period. Date of winter has the format Y₁Y₁Y₁Y₁Y₂Y₂, where Y₁Y₁Y₁Y₁ is the year in which the winter season starts, and Y₂Y₂ identifies the consecutive year. HF, MF, LF: high, moderate and low frequency.

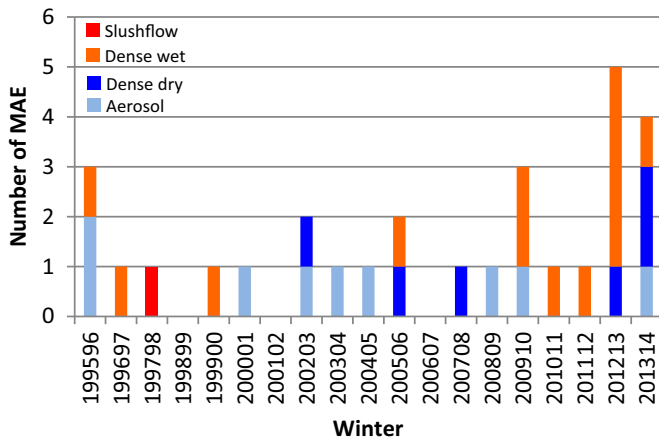


Fig. 10. Number of major avalanche episodes (MAEs) per winter registered for P3, and observed avalanche dynamics (light blue: aerosol, dark blue: dense dry, orange: dense wet, red: slushflow). Date of winter has the format $Y_1Y_1Y_1Y_2Y_2$, where $Y_1Y_1Y_1$ is the year in which the winter season starts, and Y_2Y_2 the decade of the consecutive year.

February) with low MAAMI values (few MAs were registered). These prepared the conditions for the following episode, a E/SE1, which typically affects the easternmost PR and TF nivological regions, but in this case it affected only the AR region, registering moderate MAAMI values. This fact reinforces the idea that the study of MAE from a climatic point of view needs a wider temporal approach, considering previous atmospheric conditions (García-Sellés et al., 2013), and at the same time, it supports the relationship between avalanche activity and a cumulative NAO index demonstrated by Keylock (2003).

In order to better define the nivological regions (NRs), the spatial extent of the different MAEs was grouped according to their associated atmospheric patterns, described by García et al., 2009 (previously shown in Table 1), and frequency and MAAMI values were represented superimposed (Figs. 19 to 25).

The N/NW configuration was the most frequent atmospheric pattern, with 10 recorded episodes. This pattern affects the north-western part of the study area more frequently than other parts (Fig. 19, left). It is characterized by intense snowfalls, strong winds from the north and northwest and very active snow drift processes. These episodes affected in a relative uniform way the AR region, and their frequency decreased towards the south, in PL and RF regions. The Eastern Pyrenees were only affected by one N/NW episode, except for the region TF and PP, the northern ones, which registered two other episodes close to their northern boundaries. In general these episodes showed high MAAMI values (Fig. 19, right), but the sum of all gives a quite homogeneous result for all the regions with the highest values along the southern boundary of AR region. In the majority of cases, air masses coming from N and NW are the main drivers for N/NW episodes, but although the AR region is the most affected, the strong weight of the MAAMI obtained for the MAE of 6–8 February 1996, which origin was at least during the 22–23 January 1996 MAE, a S/SW pattern, gives a MA distribution more typically caused by a S/SW than by a N/NW MAE.

Table 3
MAAMI values classification.

MAAMI	
Classes	Numerical value
Low	<0.03
Moderate	0.03–0.1
High	0.1–0.3
Very high	>0.3

Three E/SE1 episodes (Fig. 20) were recorded. Two of them affected regions PR and CM with low MAAMI values. One of these episodes corresponded to the slushflow occurrence in 1997/98 winter (Furdada et al., 1999), an exceptional phenomenon since avalanche activity is recorded in the Catalan Pyrenees, which affected a limited area. The third episode was registered in 18–19 February 2013 which as explained before, affected only the AR region although the atmospheric pattern associated to this episode was characterized by a southeast maritime flow at surface levels producing heavy precipitations in regions closest to the Mediterranean Sea. This MAE registered moderate values, the highest for a E/SE1 MAE.

The E/SE2 atmospheric pattern typically affects eastern and southern regions by warm and very humid Mediterranean flows on surface penetrating from east. Only two episodes were registered (Fig. 21), but the affected areas do not overlap. The first episode affected the RF region and the southern part of the PL region, while the second one affected almost all the Eastern Pyrenees, excepting the PP region. MAAMI values were low for the first episode and moderate for the second. As a whole, the spatial extent of this pattern affected the southern part of the Pyrenees.

There was only one CL atmospheric pattern episode registered (Fig. 22), specifically the one of 8–9 March 2010, characterized by heavy snowfalls and northern strong winds, García et al (2009). It affected exclusively the TF region with low/moderate MAAMI values.

S/SW episodes, typically characterized by south and southwestern wind flows carrying warm and humid air from the Atlantic and even the Mediterranean on lower levels over the Pyrenees, were the second pattern according to their frequency (7 MAE registered, Fig. 23). They affected all NRs but mainly the RF region and the western part of the PL region. Towards the east and the north, frequency decreased, affecting the rest of NRs. In general, the recorded MAAMI values were high for the southern regions (RF, PL, PP, CM, PR, TF), but low when they affected the northern one (AR). In fact, the highest MAAMI value of the dataset is reached with the S/SW MAE of 22–23 January 1996, which is the only one considered a very high value. This value has an important weight in the results.

Despite the fact that in A episodes the warm air mass can embrace a very large area of the Pyrenees, it only caused the triggering of avalanches occasionally. During the P3 period, we identified three episodes (Fig. 24), registering the lowest MAAMI values.

The superimposition of all the P3 MAEs (29 episodes, Fig. 25) showed a higher frequency in the AR, RF and western PL, in western Pyrenees, and TF, PR and CM in eastern Pyrenees. It is important to emphasize that the PP region was only affected by 2 major episodes and therefore it is the region with the lowest MAE frequency. This is possibly due to its location, sheltered from the air masses that generate MAE, by the surrounding ranges. Instead of this, the southern regions registered higher MAAMI values than the AR northern region (which drains mainly towards the north), with the exception of its eastern arm (which drains towards the south). The highest values were recorded at the eastern arm of the AR region and northern RF and PL regions in the western part, and TF, CM and PF regions at the eastern part of the Pyrenees. Again, this result is dominated by the very high MAAMI values from 1995/96 winter, which affected all the southern NR.

According to the spatial distribution of MAE and its corresponding MAAMI values, the NRs were redefined to better characterize the MAE spatial distribution. The new divisions were called Major Avalanche Nivological Regions (MANRs). From west to east they are: GA (Garona), PN (Nord Pallaresa), RP (Ribagorçana-Pallaresa oest), PE (Pallaresa est), SN (Nord Segre), SL (Segre-Llobregat), and TF (Ter-Freser) (Fig. 26).

These regions can also be grouped according to the climatic influence, in oceanic influence regions, affected mainly by N/NW episodes (GA and PN); continental influence regions, affected mainly by S/SW episodes, but also N/NW (RP, PE and SN); and Mediterranean regions,

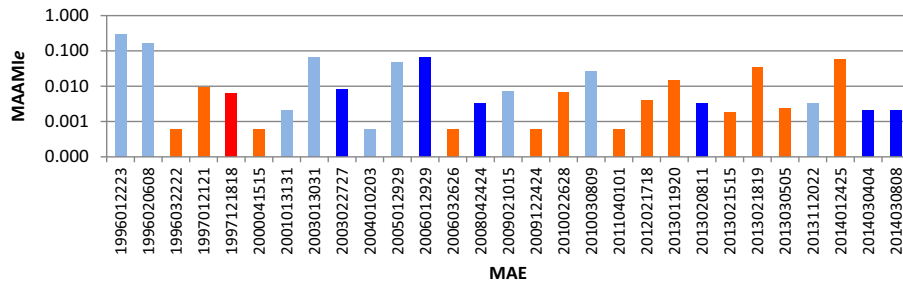


Fig. 11. MAAMle values obtained for P3, and observed avalanche dynamics (light blue: aerosol, dark blue: dense dry, orange: dense wet, red: slushflow) per major avalanche episode (MAE). The scale of the ordinate axis is logarithmic. Date of episodes has the format YYYYMMDD₁D₁D₂, where D₁D₁ is the first and D₂D₂ the last day of the episode.

affected by a high variety of atmospheric patterns (up to 5; SL and TF, Fig. 26).

We divided AR NR into GA (chiefly Val d’Aran valley, western part of AR draining towards the north) and PN (eastern arm of the former AR, draining towards the south). The GA region is affected mainly by N/NW episodes (Table 6) and less frequently by S/SW and E/SE1 MAE. The PN region is a transitional MANR, affected by N/NW MAE as GA region, and less frequently by a more wider variety of MAE due to its open configuration towards the south. RP MANR is composed by the addition of the western part of PL NR to RF NR owing to their similar behavior. The PE region is the remaining part of PL NR, similar to PN but less active. In regions RP and PE, N/NW episodes occur less frequently than in AR and PN. They are both affected also by E/SE2 and S/SW atmospheric patterns, but the main difference between them is the frequency of effect by S/SW episodes. RP is the region most affected by S/SW episodes, which affect PE region less frequently. GA, PN and RP regions register the highest frequency of MAE occurrence. The PE region is affected equally by N/NW episodes, and by southern component episodes, particularly E/SE2 and S/SW. N/NW episodes with high MAAMle values are powerful enough to cross regions GA and PN. Episodes E/SE2 and S/SW can reach the top of the Noguera Pallaresa valley and adjacent valleys (PN region) due to its SW–NE direction, but they can’t cross the French border ridges. SN is the region which presents the least MAE activity. It is affected only by the two main episodes of 1995/96 winter (S/SW and N/NW atmospheric patterns), and by one small N/NW MAE registered in 2013/14 winter. The low activity in this region may be due to the fact that it is located downwind of most air masses. The Andorra mountains protect it from N/NW episodes and the Cadí range in the south protects it from E/SE1 and E/SE2 episodes mainly. The SL region presents more frequent activity. This region

and the TF region are the most varied regions in relation to the diverse origin of the MAEs that affect them, mainly by southern episodes, but also by the N/NW episode of February 1996. In fact, SL is the only MANR that is affected by MAE generated by all described atmospheric patterns. It is logical, since the main orographic barrier oriented East–West (Serra del Cadí range), perpendicular to the direction of air masses coming from lower latitudes, dominates this region. Usually the main MA activity is observed on the north face of this range. The last region, TF, is affected by almost the same number of episodes than SL, but in this case it is not affected by E/SE1 episodes. Specifically, it is affected by 2 N/NW episodes, one E/SE2, one CL and one S/SW. It is the only area affected by CL atmospheric pattern.

From a climatological point of view, the occurrence of the several atmospheric patterns leading major avalanches is closely linked to low frequency atmospheric circulation patterns such as North Atlantic Oscillation (NAO) and Western Mediterranean Oscillation (WeMO) (García-Sellés et al., 2010). Two patterns are observed: the whole Catalan Pyrenees shows a good correlation between major avalanche activity and negative phase of NAO, but the oceanic domain has the particularity of concentrating major avalanche episodes in weak positive phases of NAO (N/NW). Even though for the period 1971–2008 NAO index shows a positive trend, there have been major avalanche situations linked to periods of highly negative phase of NAO (E/SE1, E/SE2, S/SW) (García-Sellés et al., 2010).

4.2. Analysis of the period P2 + P3 (1900/01–2013/14)

4.2.1. Temporal analysis

To characterize episodes recorded during P2 + P3 period, we worked at winter season time resolution in order to adapt to P2 data

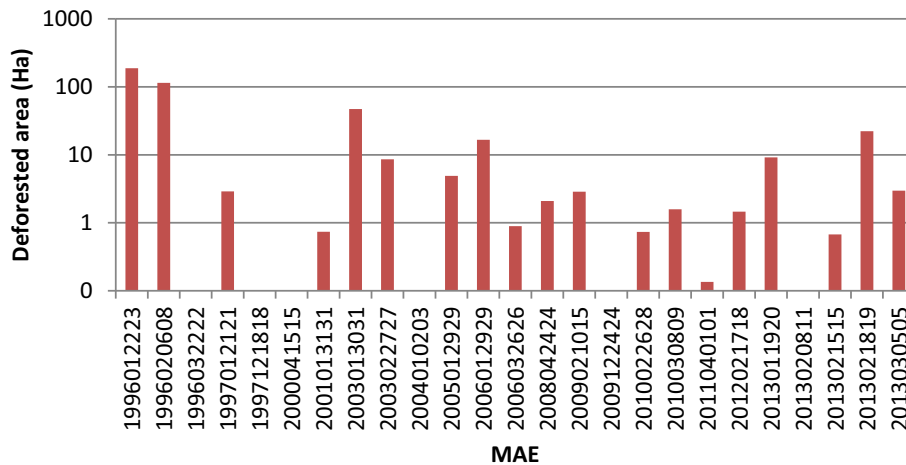


Fig. 12. Deforested area per major avalanche episode (MAE), for P3. The scale of the ordinate axis is logarithmic (2013/14 MAE deforested areas were not added to the dataset because the mapping process was not finished at the date of the publication of this work).

Table 4
Registered major avalanche episodes in P3 period and corresponding number of registered MA, observed dynamics, deforested area and MAAMle values. Date of episodes has the format YYYYMMDD1D1D2D2, where D1D1 is the first and D2D2 the last day of the episode.

Episode	N	Estimated frequency (N)			Comp.	Observed dynamics	Deforested area (Ha)	MAAMle
		H	M	L				
1996012223	53	9	30	14	S/SW	Dense dry and aerosol	187.7	0.295
1996020608	54	16	33	5	N/NW	Aerosol	114.3	0.159
1996032222	1	1	0	0	A	Dense wet	0.0	0.001
1997012121	6	2	4	0	E/SE2	Dense dry and dense wet	2.9	0.009
1997121818	3	0	3	0	E/SE1	Slushflow	0.0	0.006
2000041515	1	1	0	0	S/SW	Dense wet	0.0	0.001
2001013131	1	0	1	0	N/NW	Aerosol	0.7	0.002
2003013031	53	31	22	0	N/NW	Dense dry and aerosol	47.1	0.064
2003022727	6	3	3	0	E/SE1	Dense dry	8.6	0.008
2004010203	1	1	0	0	N/NW	Aerosol	0.0	0.001
2005012929	13	6	5	2	N/NW	Aerosol	4.9	0.046
2006012929	17	7	7	3	E/SE2	Dense dry and aerosol	16.7	0.067
2006032626	1	1	0	0	A	Dense wet	0.9	0.001
2008042424	3	2	1	0	S/SW	Dense dry	2.1	0.003
2009021015	7	5	2	0	N/NW	Dense dry and aerosol	2.9	0.007
2009122424	1	1	0	0	S/SW	Dense wet	0.0	0.001
2010022628	6	4	2	0	S/SW	Dense wet	0.7	0.007
2010030809	15	3	12	0	CL	Aerosol	1.6	0.027
2011040101	1	1	0	0	A	Dense wet	0.1	0.001
2012021718	4	3	1	0	N/NW	Dense wet	1.5	0.004
2013011920	20	18	2	0	S/SW	Dense wet and dense dry	9.2	0.015
2013020811	3	2	1	0	N/NW	Dense dry	0.0	0.003
2013021515	3	3	0	0	N/NW	Dense wet and dense dry	0.7	0.002
2013021819	33	23	10	0	E/SE1	Dense wet	22.3	0.034
2013030505	4	4	0	0	S/SW	Dense wet	3.0	0.002
2013112022	3	2	1	0	N/NW	Dense dry and aerosol	ND	0.003
2014012425	55	38	17	0	N/NW	Dense wet	ND	0.060
2014030404	1	0	1	0	N/NW	Dense dry	ND	0.002
2014030808	1	0	1	0	A	Dense dry/wet	ND	0.002

limitations. Since the dataset was not complete, the calculation of the MAAMI was simplified considering the minimum frequency obtained from the entire MAs registered per winter in each MANR, according to Eq. (2).

$$SMAAMI = \sum_{i=1}^N \frac{\min(Fw_i)}{3 \cdot N} \quad (2)$$

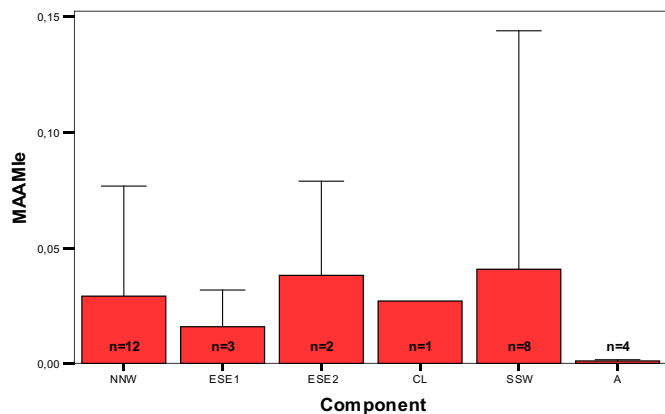


Fig. 13. MAAMle values (mean and standard deviation) related to their assigned atmospheric patterns.

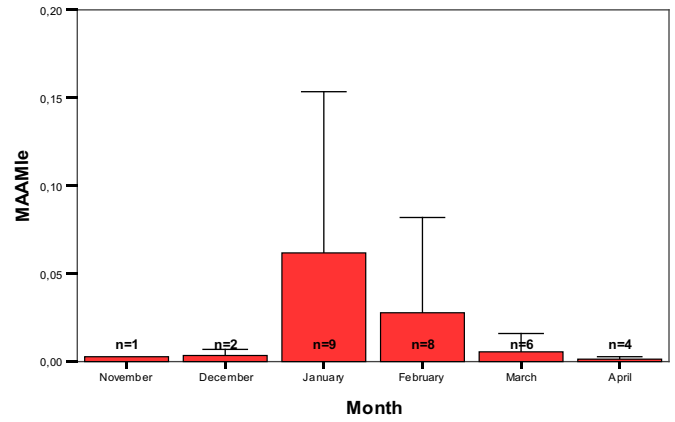


Fig. 14. MAAMle values (mean and standard deviation) related to the month of occurrence.

This index was called Simplified Major Avalanche Activity Magnitude Index (SMAAMI), where $\min(Fw)$ corresponds to the lowest frequency of the MA recorded in one winter (w) for each of the 3 MANRs (i stands for these regions). A low correlation MAAMIw-SMAAMI forced us to simplify the 7 MANRs to 3, according to the main climatic divisions, for which the Pearson correlation was 0.75. The weight for the estimated frequencies (again, 0.1, 0.3, 1 and 3 from high to very low frequency MA) was assigned in order to highlight the less probable episodes. Divisor values correspond to the maximum value of the frequency (3) and maximum number of climatic regions ($N = 3$) for standardization of the data.

The SMAAMI is a simplification of the MAAMI devised in case of less complete data series. It is based on the assumption that larger destructive avalanches are easier to remember than high frequency avalanches. Hence, the result has to be interpreted as an approximation. It highlights the maximum values registered in each region and therefore those episodes with low frequency MA and less extensive, against very extensive episodes but with high frequency MA.

In Fig. 27 the calculated SMAAMI values for P2 + P3 are represented. Winter season 1995/96 shows the highest SMAAMI value, while the episodes of 1971/72, 1974/75, 1937/38, 2004/05, and 2005/06 show high SMAAMI values (in decreasing order), together with 14 other winters bordering the value 0.1. The remaining recorded MAEs (25 winters) register moderate and low SMAAMI values.

P2 + P3 provides a longer time period than P3 but more incomplete. For its analysis we adopted a compromise solution as was adopted by Keylock et al. (1999). We classified SMAAMI values into 6 classes in

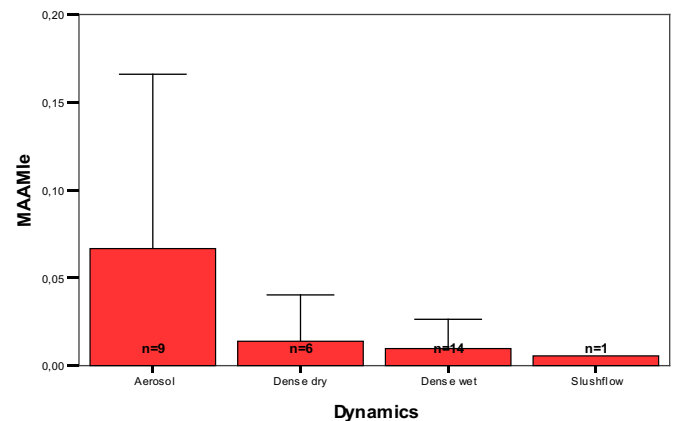


Fig. 15. MAAMle values (mean and standard deviation) of the episodes recorded in function of the observed dynamics.

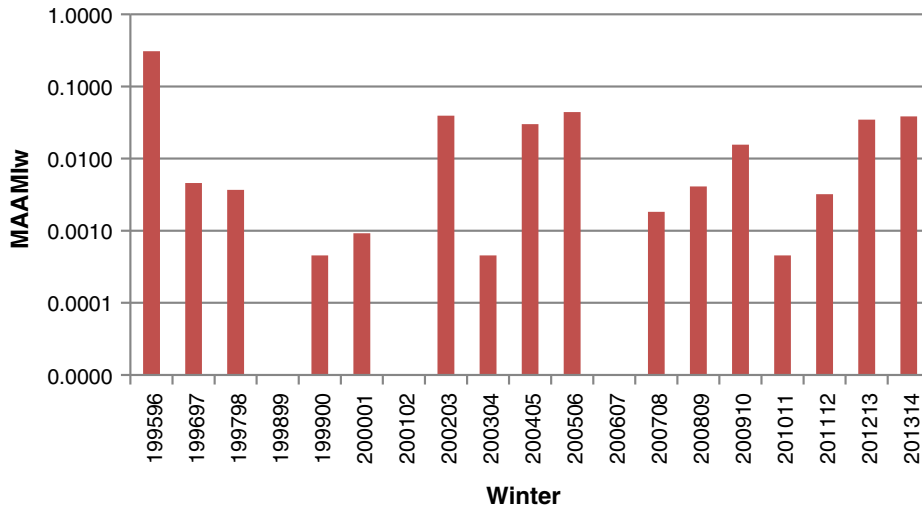


Fig. 16. MAAMIw values obtained for the period P3. Date of winter has the format Y₁Y₁Y₁Y₂Y₂, where Y₁Y₁Y₁ is the year in which the winter season starts, and Y₂Y₂ identifies the consecutive year. The scale of the ordinate axis is logarithmic.

order to compare frequencies (Fig. 28). Low values are better explained using P3 data, because the exhaustive surveillance task guarantees a good high frequency MAW record. On the other hand, we considered that in P2 + P3 high SMAAMI values were more reliable because instead of being an incomplete data set, highest MAW should be those which would have been preserved through oral sources. For this reason, class 5 was assumed to contain the most realistic frequencies for both datasets. From this class to the lower ones, the distribution was scaled according to P3 distribution. Of course this is an approximation in order to reduce the lack of data in P2 and this weakness has to be taken into account when interpreting the results.

The statistical analysis of the resulting dataset provided good significance with the K–S test fitting to a Poisson distribution (p-value 0.28 for a α level 0.05). We obtained the probability values (Table 7). They indicate the annual estimated probability of occurrence of a SMAAMI value lower than a given value. For example, the annual probability of occurrence of a winter with a SMAAMI value lower than 0.03 is 39% while the annual probability of registering a winter with a SMAAMI higher than 0.2 is 4%.

Comparing the MAAMIw annual probability estimates (Table 5) with those of SMAAMI (Table 7), as could be expected, according to the different distribution function to which each dataset was fitted, values are significantly different. MAAMIw values are more than 50% higher for moderate values, decreasing to less than 10% for high values. It clearly indicates that although there is a high correlation between MAAMIw and SMAAMI, data shows a different MAE occurrence. This difference could be due to (i) the incompleteness of the P2 series, and (ii) the short period of P3 series.

4.2.2. Spatial analysis

Given the lack of information in P2, it was not possible to reach the same level of accuracy for the data set P2 + P3. In many cases, the

period P2 only registers one MA per winter. In this case the value 1 was assigned to the MANR that at least recorded a MA per winter. The results (Fig. 29) show how for P2 + P3, GA is the region where MAW were registered more often, followed by RP, PN and TF. Regions PE and SL were affected in a similar way and finally SN was the less affected region. This result, although NRs are different, is remarkably similar to the one obtained by García et al (2007), analyzing the 1939–2006 period.

5. Discussion

This study provides a better understanding of the characterization of MAE over the Catalan Pyrenees. It was essential to have an exhaustive database with a detailed cartographic record of major avalanches. It allowed the reconstruction of 29 major avalanche episodes from winters 1995/96 to 2013/14 (period P3) considering spatial distribution of MA and the atmospheric circulation patterns defined by García et al. (2009). On the one hand, it completes the information provided by these authors and on the other hand it incorporates new episodes. We did not follow, however, the same criterion to consider major avalanches. In the case of García et al. (2009) the criterion followed for considering MA was the size of the avalanche, while in the present work, the criterion was based on the destructiveness of the event. This makes the episodes considered not match in some cases.

The Major Avalanche Activity Magnitude Index (MAAMI) allowed quantifying the magnitude of avalanche episodes over the Pyrenees of Catalonia for the first time. This is a significant result because it enables quantifying and comparing the magnitude of avalanche episodes over a desired or possible time period. The SMAAMI index is a simplified resource when not much data are available and allows quantifying the magnitude of MAE at winter season resolution. It is based on the identification of the lower frequency MA recorded for each MANR per winter. It allowed us to reconstruct the series of the twentieth and early twenty-first centuries (P2 + P3 periods), although it is not complete. The results show that the episodes of January and February 1996 are still the greatest known in the last 19 winters, and possibly two of the greatest in the last 100 years. This result is in accordance with that of Muntán et al. (2009), for the last 40 years. Other winters with high SMAAMI values were 1971/72, 1974/75, 1937/38, 2004/05 and 2005/06 (in decreasing order). Although for the temporal periods P3 and P2 + P3 we obtained a good correlation, probabilities obtained in both periods were significantly different. This result is probably due to the scattered dataset in P2 and the short temporal period in P3, in relation with the climatic variability typical of the studied area.

Table 5
Exceedance estimated probability of MAAMIw occurrence. The 95% confidence interval of the fitted distribution is $[1.54 \times 10^{-4}; 1.01 \times 10^{-2}]$.

MAAMIw		Estimated accum. probability
Class	Value	
Very low	<0.001	<0.40
Low	0.001–0.03	0.40–0.83
Moderate	0.03–0.1	0.83–0.93
High	0.1–0.3	0.93–0.97
Very high	>0.3	>0.97

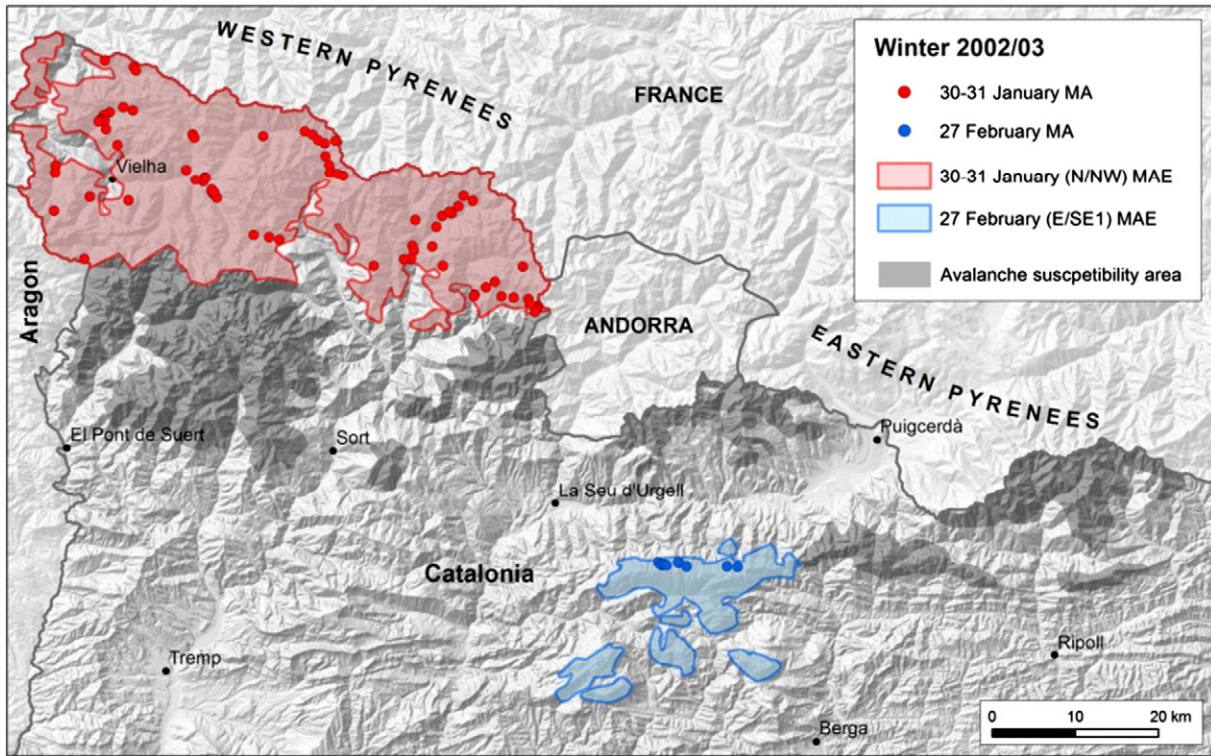


Fig. 17. Map of the episodes inferred from the registered avalanches. Example from 2002/03 winter. Two episodes were reconstructed: 30–31 January (component N/NW) and 27 February (component E/SE1).

We also could characterize the MAE according to its associated atmospheric pattern in P3. It is important to note that southern atmospheric patterns (E/SE1, E/SE2, S/SW and A) are more varied and frequent than the northern ones (N/NW, CL). The most surprising result

was the high values of S/SW episodes. Registered S/SW episodes were the most powerful, while N/NW episodes were the most frequent. These results are dominated by the 1995/96 episode, very infrequent according to the obtained probability, and for that reason results

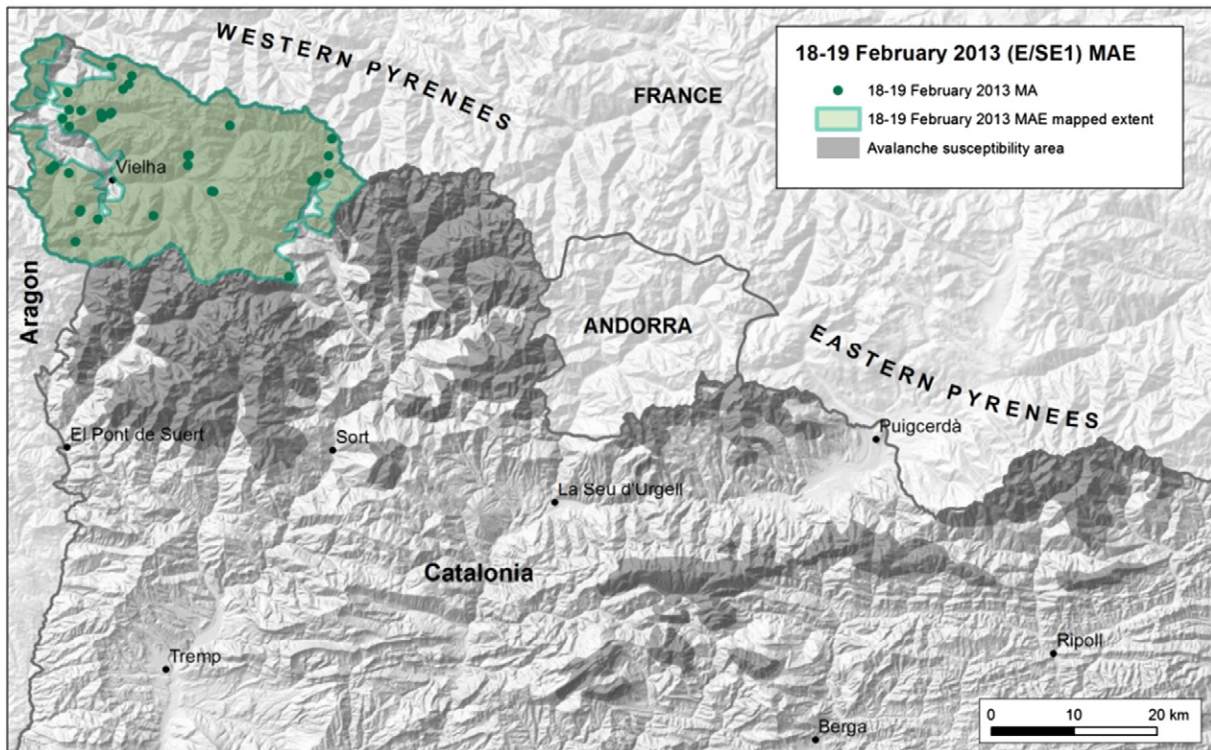


Fig. 18. Map of 18–19 February 2013 episode inferred from the registered avalanches.

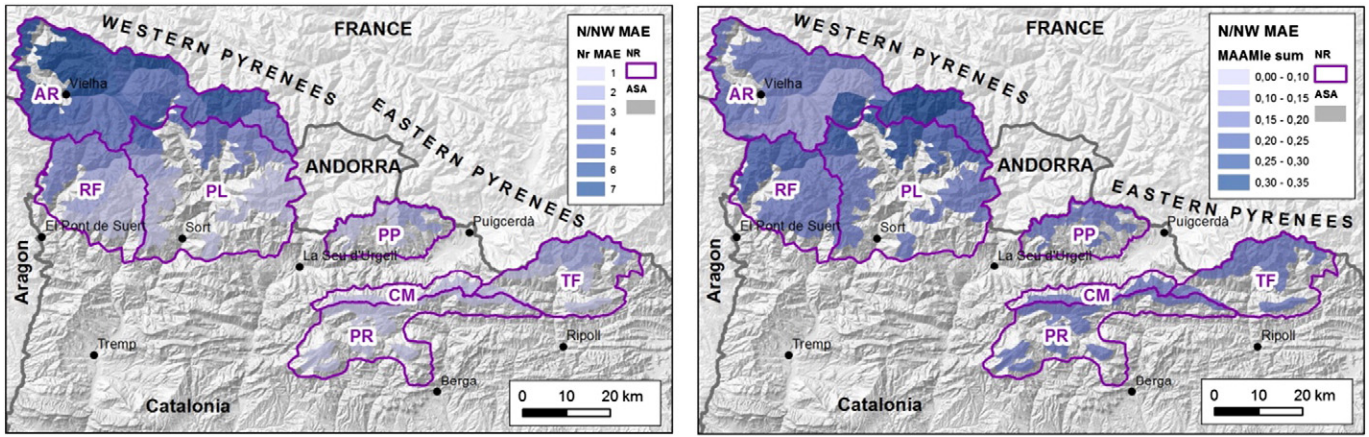


Fig. 19. Spatial extent of the major avalanche episodes (MAEs) generated by N/NW atmospheric pattern. Frequency of MAE occurrence (left) and sum of the MAAMle values of the superimposed events (right). NRs: Nivological regions; ASA: Avalanche susceptibility area.

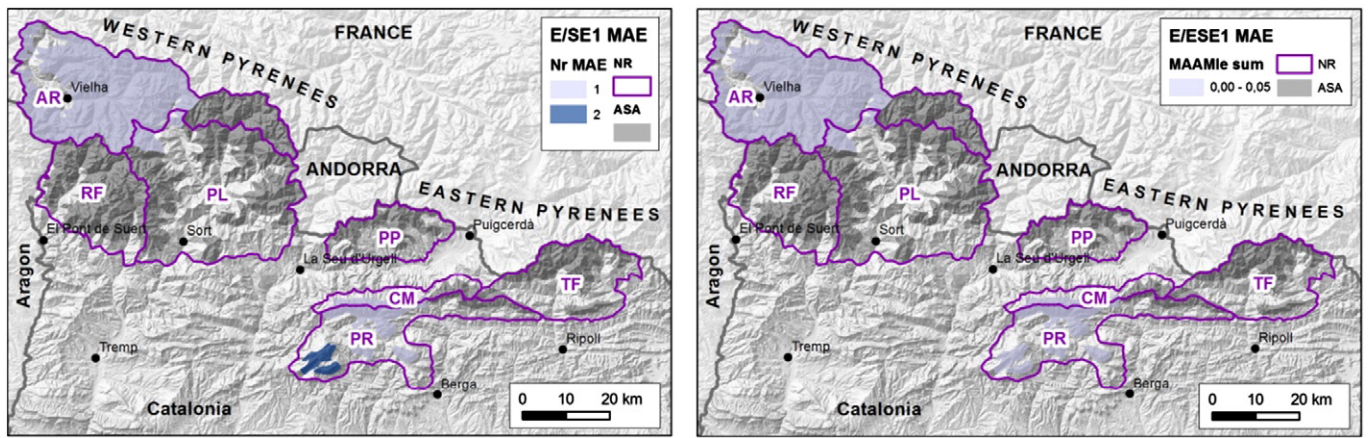


Fig. 20. Spatial extent of the major avalanche episodes (MAEs) generated by E/SE1 atmospheric pattern. Frequency of MAE occurrence (left) and sum of the MAAMle values of the superimposed events (right). NRs: Nivological regions; ASA: Avalanche susceptibility area.

were probably biased. E/SE2 episodes recorded similar magnitude as the N/NW ones, but they were much less frequent. Regarding the frequency with which the different atmospheric circulation patterns took place in P3, S/SW was more times observed than in the work of García et al. (2009), although component N/NW is the most registered,

as was also indicated by these authors. The time window was different and the selection criteria of MAE too, and these facts could have had an influence on the results. Further analysis should clarify the reason for these differences. However, the spatial analysis results of this study match well with the results of García-Sellés et al. (2010), where major

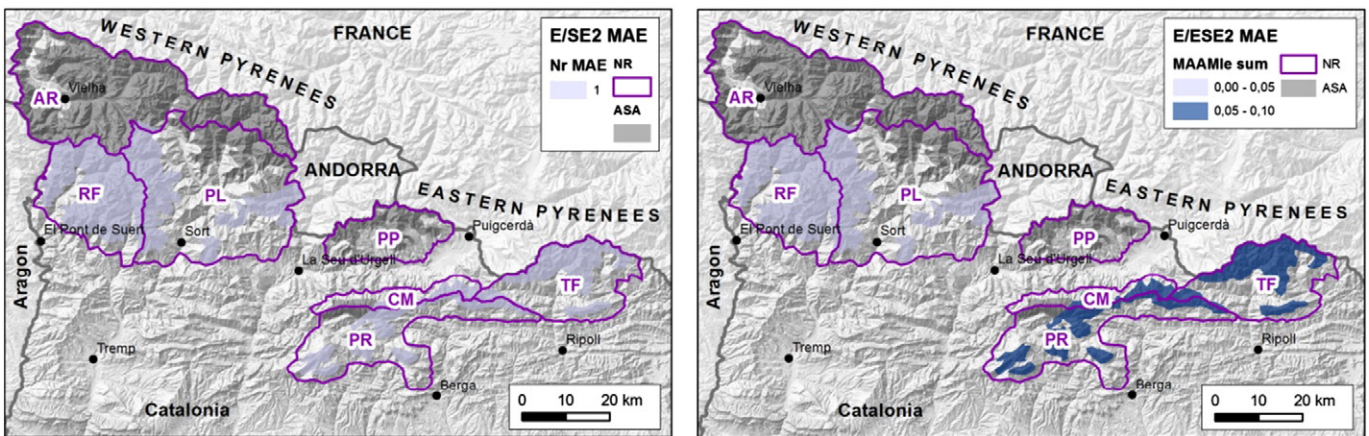


Fig. 21. Spatial extent of the major avalanche episodes (MAEs) generated by E/SE2 atmospheric pattern. Frequency of MAE occurrence (left) and sum of the MAAMle values of the superimposed events (right). NRs: Nivological regions; ASA: Avalanche susceptibility area.

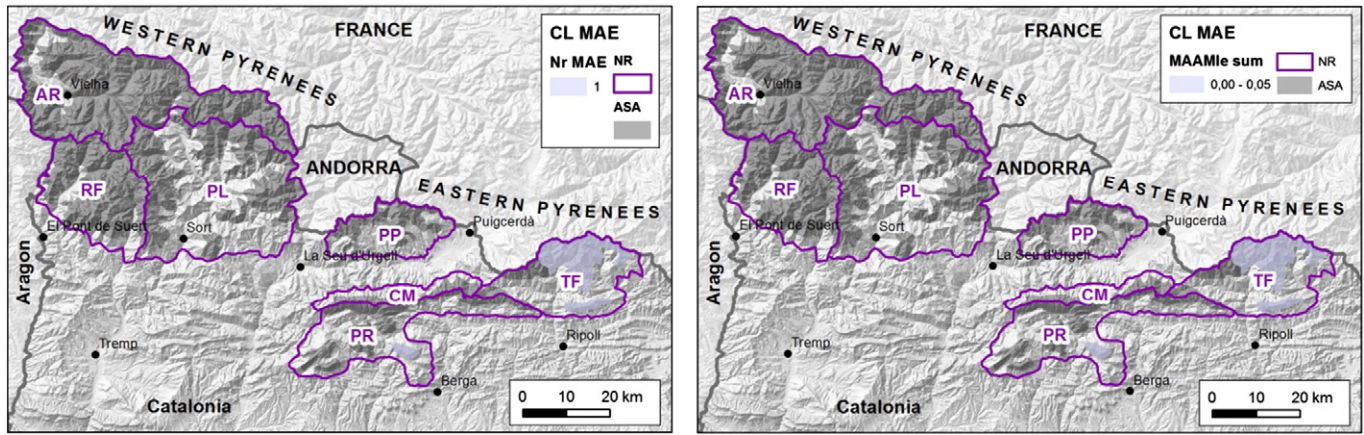


Fig. 22. Spatial extent of the major avalanche episodes (MAEs) generated by CL atmospheric pattern. Frequency of MAE occurrence (left) and sum of the MAAMI values of the superimposed events (right). NRs: Nivological regions; ASA: Avalanche susceptibility area.

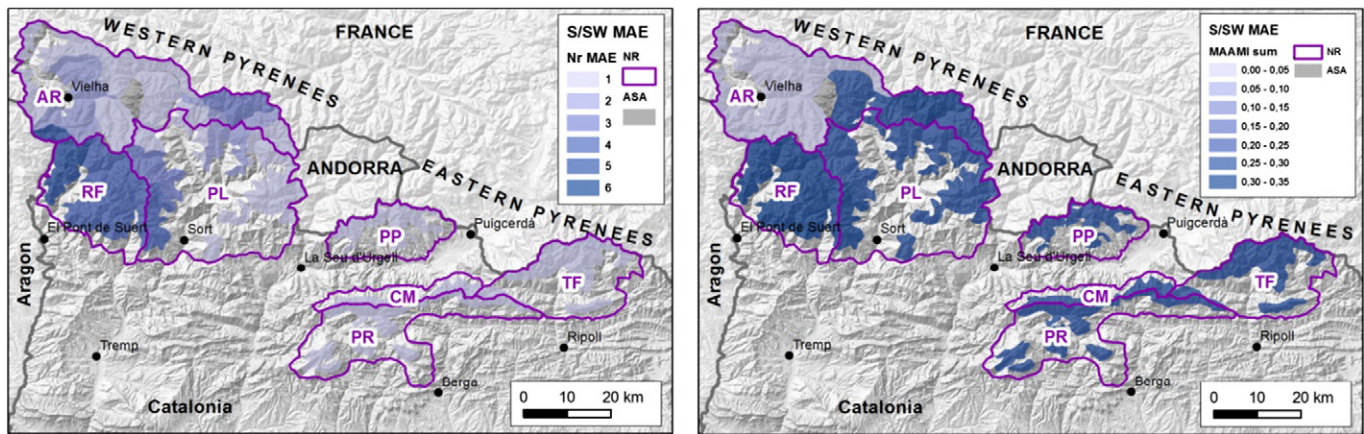


Fig. 23. Spatial extent of the major avalanche episodes (MAEs) generated by S/SW atmospheric pattern. Frequency of MAE occurrence (left) and sum of the MAAMI values of the superimposed events (right). NRs: Nivological regions; ASA: Avalanche susceptibility area.

avalanche regions for the Catalan Pyrenees were grouped by applying clustering techniques. Attending to the major avalanche activity occurring at the same time (daily scale), regions were grouped in the three climatic domains: oceanic, continental and Mediterranean. On that study the RP region was considered out of the oceanic domain as the shortest proximity distance by Ward method was shown to continental regions, but at the same time the isolated GA as oceanic domain showed

a unique proximity relationship just with RP. That agrees with the fact that in this study, where recent winters are taken into account, RP, GA and PN show the first position in major avalanche activity, which could be expected from an oceanic region.

Regarding the risk, MAW which affected buildings reached MAAMI_w values equal or higher than moderate. The estimated annual probability of occurrence of a MAW higher than moderate is 17%. All the affected

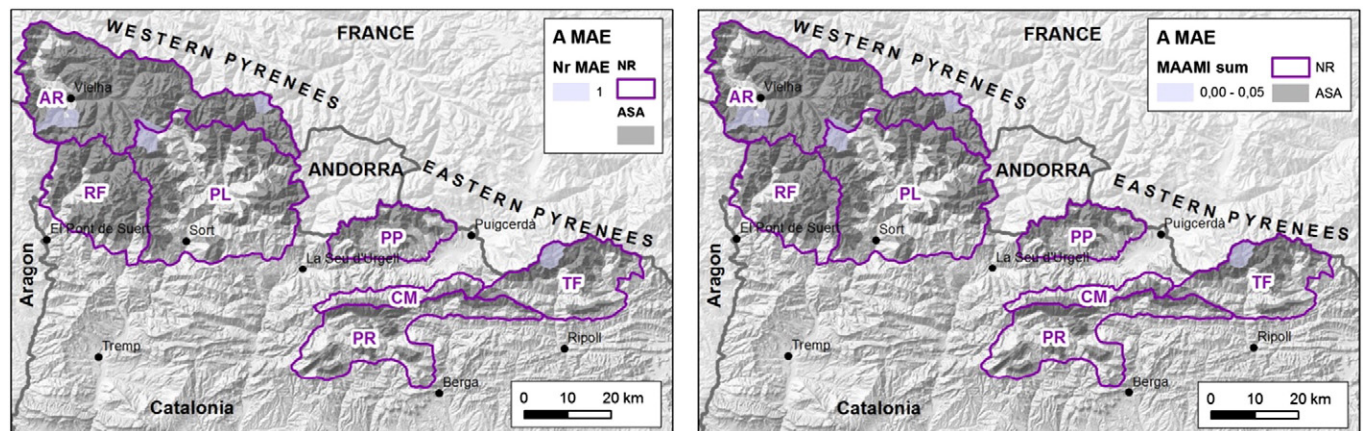


Fig. 24. Spatial extent of the major avalanche episodes (MAEs) generated by A atmospheric pattern. Frequency of MAE occurrence (left) and sum of the MAAMI values of the superimposed events (right). NRs: Nivological regions; ASA: Avalanche susceptibility area.

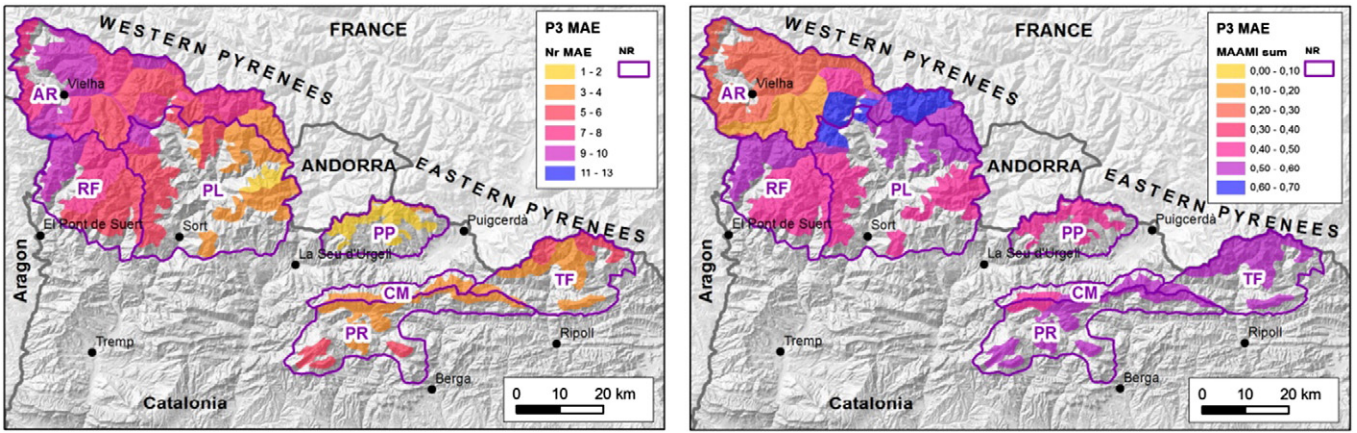


Fig. 25. Map with the superimposition of all the registered major avalanche episodes (MAEs). Frequency of MAE occurrence (left) and sum of the MAAMI values of the superimposed events (right). NRs: Nivological regions.

buildings were touristic built after the seventies of the twentieth century. A better planning policy could avoid these accidents, too frequent under our point of view.

The spatial reconstruction of MAE from the registered MA showed, on the one hand, how MA distribution is controlled by snowpack-atmospheric evolution, and orography. In general, MA spatial distribution agrees with the low level air movement direction of the atmospheric pattern that triggers the MAE, following the valleys and diminishing its power when mountain ranges are arranged against its moving direction. Yet in 4 out of 29 MAEs, MA distribution showed clear characteristics from other patterns. This was the case of 6–8 February 1996, a N/NW pattern with a S/SW configuration, the 19–20 January 2013, a S/SW pattern with a N/NW configuration, the 18–19 February 2013 (Fig. 18), a E/SE1 pattern with a N/NW configuration,

and 5 March 2013, a S/SW pattern with a N/NW configuration. This fact confirms that a MAE cannot only be characterized by the atmospheric pattern that triggered it, but also by a previous preparatory period which should be considered (García-Sellés et al., 2013). This period, variable in time, prepares the conditions that can favor MA activity. These situations can also be identified indirectly using a cumulative NAO index (CNI), which exhibits a closer relationship to avalanche activity than the standard index (García-Sellés et al., 2010; Keylock, 2003). This preparatory process was not considered in the present work when classifying the MAE, only the atmospheric patterns triggering MAE were considered.

The analysis of MAE frequency, distribution and extent has enabled us to define 7 MANRs different from the current NR, more adjusted to MAE extent, magnitude and frequency. These regions improve the

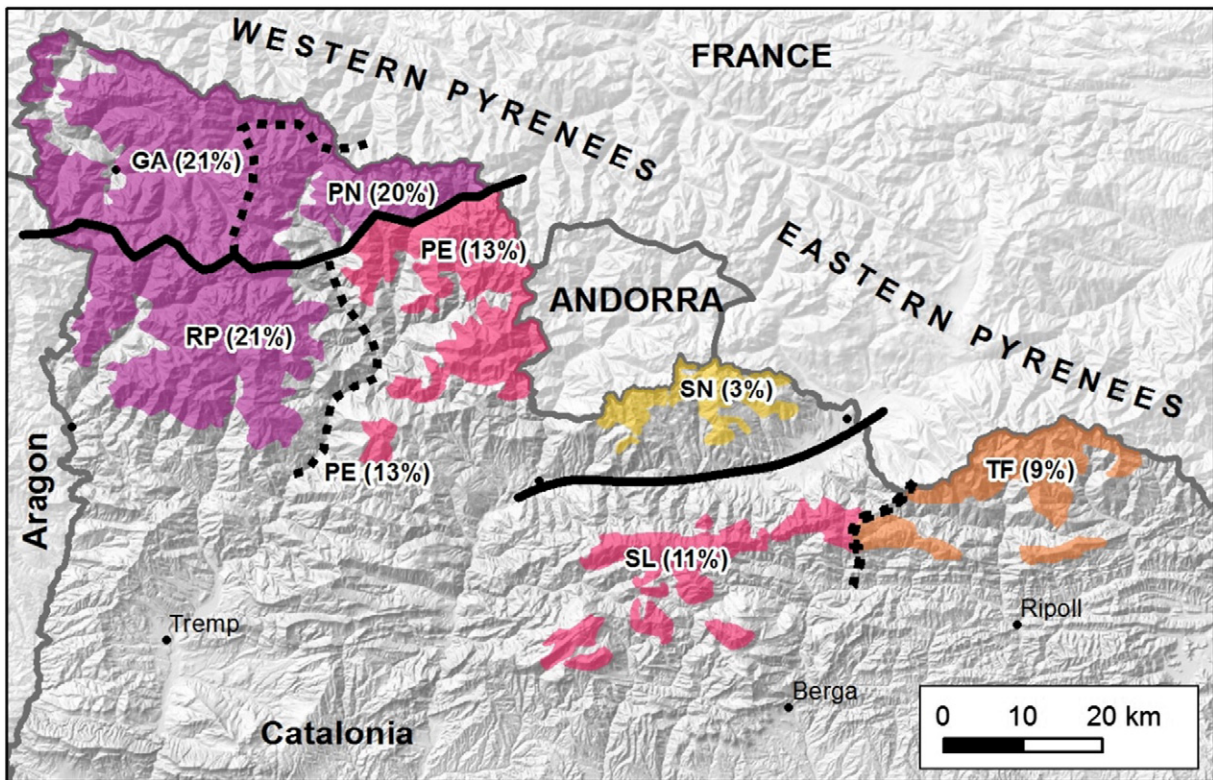


Fig. 26. Major avalanche nivological regions (MANRs) defined from the frequency and spatial distribution of the registered major avalanche episodes (MAEs). Frequency of MAE occurrence in P3 is indicated in brackets. Black lines indicate main climatic divisions and dashed black lines, secondary divisions.

Table 6
Number of episodes identified in each MANR. Warm advection atmospheric pattern (A) was not considered because MAAMI values associated with A episodes are very low. The intensity of the color indicates how often they have been repeated.

MANR	MAE according to its associated atmospheric pattern					Total
	N/NW	E/SE1	E/SE2	NE	S/SW	
GA	9	1			2	12 (21%)
PN	6	1	1		3	11 (20%)
RP	4		1		7	12 (21%)
PE	4		1		2	7 (13%)
SN	2				1	3 (5%)
SL	1	2	1	1	1	6 (11%)
TF	2		1	1	1	5 (9%)

characterization of MAE, but do not replace the existing NRs, which are also used for high and very high frequency events (not dealt with in this work), and which were defined for the communication of regional avalanche forecasting.

According to the climatic zoning defined by García et al. (2007), in P3, MANR GA and PN would have greater oceanic influence. However in the GA region, 75% of the received episodes were N/NW, namely 12 (21%). In contrast PN region was also affected (around 50%) by episodes S/SW, E/SE1 and E/SE2, adding more episodes to the N/NW ones (11, 20%). Eastward frequency decreases, from RP to SN regions, where in this last region the minimum effect is recorded due to its location downwind of most components. This area has only been stricken by the MAE that affected almost all regions. Thus, MANR RP (21%), PE (13%) and SN (3%), are located in the area of continental influence. It is an area with a strong gradient, where one of the most frequently affected and the less frequently affected regions (RP and SN) are located. In the eastern sector, MAEs increase in frequency in the SL and TF regions (11% and 9% respectively) due to the Mediterranean influence.

The results in P2 + P3 also present some significant differences from the results obtained in the P3 period (Figs. 26 and 29). A surprising result was that the homogeneity of MAE frequency registered in the GA, RP and PN regions when analyzing P3 (around 20% each one) showed a positive deviation towards the GA and TF regions, while the continental climate regions were less frequently affected in P2 + P3. These results are in accordance with those obtained by García et al. (2007) for the period 1939–2006. This imbalance between P3 and P2 + P3 periods is also identified when comparing the temporal sequence in both time periods. In our opinion it could be due to three factors: (i) the deviation caused by data obtained through inquiries in P2, which favors the collection of data from historically denser

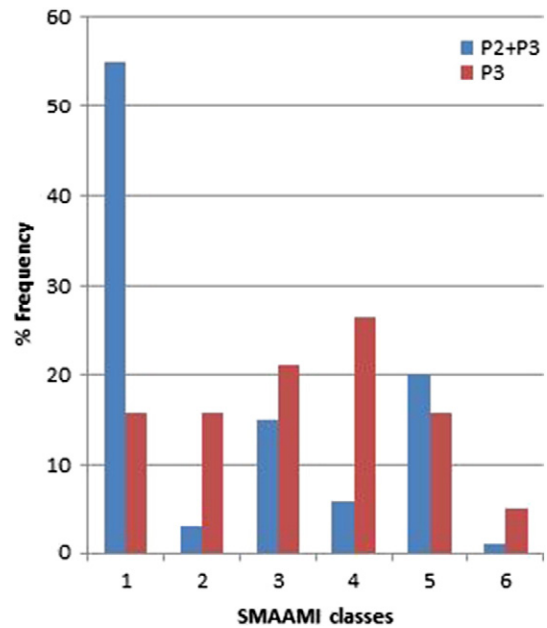


Fig. 28. Relative frequency of SMAAMI classes for P2 + P3 and P3 separately.

populated areas, (ii) the incompleteness of the P2 series, and (iii) the climate variability typical of this area, which makes atmospheric circulation to have different patterns at multiannual resolution, in relation to the relatively short time period analyzed in P3. We believe that a longer dataset would allow checking these results.

In spite of the fact that our most complete dataset (P3) covers from 1995–96 to 2013–14, 19 winters, and this is a short time interval, some trends can be pointed out which could be linked to the recent climate change. The number of MAEs has increased in the second half of this period and at the same time, wet MAEs, which register high MAAMI values (Figs. 10 and 11) are more frequent. We believe that the time interval is too short for obtaining solid conclusions, but the maintenance of the MA surveillance, and an effort to complete the MA catalogue in P2 could provide very interesting information in relation to possible trends and its connection with climate change, as the results obtained by Eckert et al. (2010a, 2010b, 2013), or Laternser and Schneebeli (2002).

6. Conclusions

The work with cartographic information of avalanche data series allowed better quantification and characterization of major avalanche episodes in space and time during the last 19 winters and improved the treatment of the avalanche data series of the twentieth century in the Pyrenees.

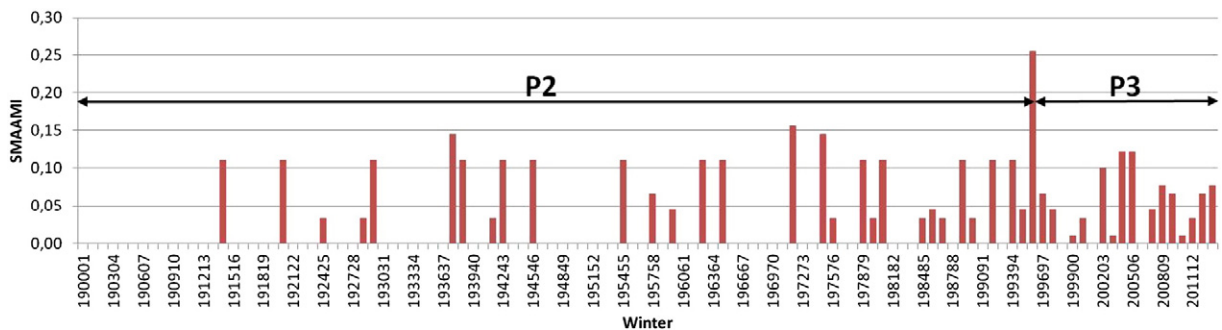


Fig. 27. SMAAMI values obtained for P2 + P3 period. Date of winter has the format Y₁Y₁Y₁Y₁Y₂Y₂, where Y₁Y₁Y₁Y₁ is the year in which the winter season starts, and Y₂Y₂ identifies the consecutive year.

Table 7

Exceedance probability of SMAAMI occurrence. The 95% confidence interval of the fitted distribution is [2.89; 3.38].

SMAAMI		Estimated accum. probability
Class	Value	
1	<0.01	<0.18
2	0.01–0.03	0.18–0.39
3	0.03–0.06	0.39–0.62
4	0.06–0.1	0.62–0.79
5	0.1–0.2	0.79–0.90
6	>0.2	>0.96

The proposed index, MAAMI (and its simplified version SMAAMI), is intended to categorize the magnitude of major avalanche episodes or winters. The time scale depends on the resolution of available data. It was developed to facilitate comparing episodes, obtaining frequencies, and if the series are long enough, to find trends on major avalanche activity. MAAMI obtained values at major avalanche episode time resolution showed a very high correlation coefficient with its corresponding deforested area.

The obtained results confirm the 1995/96 winter as the one which recorded the highest MAAMI and SMAAMI values from the early twentieth century to the present (P2, from 1900 to 1995, and P3, from 1995 to 2014). It also identified 1937/38, 1971/72, 1974/75, 2005/06 and 2004/05 as the winters with high SMAAMI values. Regarding the episodes (P3 period), 22–23 January and 6–8 February 1996 registered the highest MAAMI values, followed by 30–31 January 2003, 29 January 2005, 29 January 2006, 18–19 February 2013 and 24–25 January 2014 episodes, with moderate values.

This index is useful for risk analysis in major avalanche events, both in forecasting and in crisis management. It can be used to define risk scenarios for civil protection purposes. Urban areas have been affected by avalanches with moderate to very high MAAMI values, all of them by a N/NW atmospheric pattern. A better knowledge of these episodes would improve its temporal and spatial forecasting.

By employing this index, the former nivological regions were revised and new regions MANR were defined which better characterize major avalanche activity over the Catalan Pyrenees (from west to east: GA, PN, RP, PE, SN, SL and TF).

Among these regions, GA, PN and RP stand out for the highest number of major avalanche episodes, and RP and PN for the greatest MAAMI values registered in P3. It is remarkable to note that the region GA, despite being the area with the highest snow precipitation of the Catalan Pyrenees, registers a similar number of episodes to those of its neighboring regions RP and PN. Concerning both periods P2 and P3, GA is the region registering the highest number of major avalanche episodes. In the future, a larger dataset should be used to check these results.

Regarding period P2 there were a significant number of recorded major avalanches that could not be dated at enough time resolution to be dealt with in this paper. In the future, intensive efforts will be required to rebuild this part of the series and improve our knowledge. The completion of P2 would give more consistency to the dataset and would allow the use of more advanced data analysis methods such as those used by Eckert et al. (2010a, 2010b), not applied in this work. We still can get more information, especially in the field by using dendrochronology. In the same way, the study of P1 (previous to 1900) should help us to better understand the situations that generate the lowest frequency avalanches, only recorded in this period, and be prepared for when they happen again.

Acknowledgments

The authors are grateful to the following institutions: Conselh Generau d’Aran, FGC-Vall de Núria, Cos d’Agents Rurals, Consell Cultural de les Valls d’Àneu, Aran Culturau SCP, Registro Estatal de Accidentes por Alud, Associació per al Coneixement de la Neu i les Allaus, Arxiu Izard-Llonch i Forrellad. The authors are also grateful to the editor Nicolas Eckert and the two anonymous referees for their suggestions which substantially improved the manuscript.

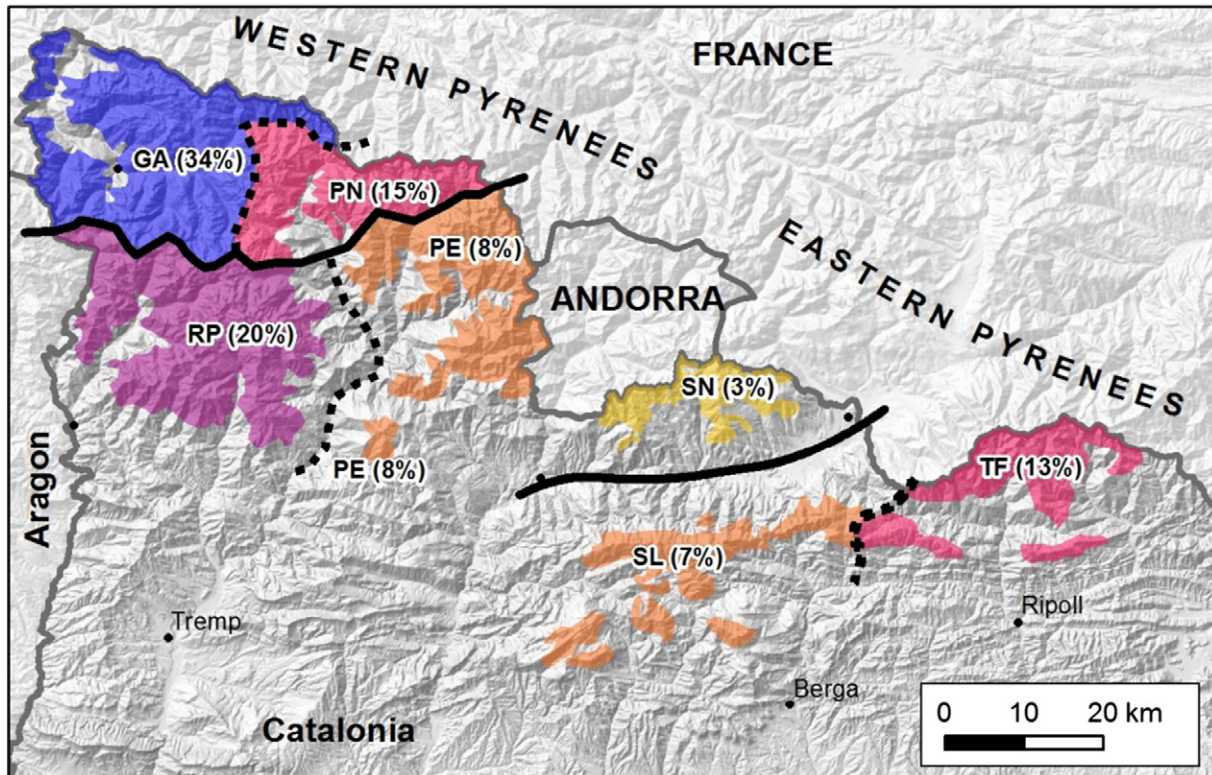


Fig. 29. Frequency of major avalanche winters (MAW) obtained for the period P2 + P3 (values in brackets).

References

- Ancey, C., 2006. *Dynamique des avalanches*. Presses polytechniques universitaires romandes (Lausanne, Suisse) & Cemagref (Antony, France) (338 pp.).
- Barbolini, M., Keylock, C.J., 2002. A new method for avalanche hazard mapping using a combination of statistical and deterministic models. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2, 239–245 (2002).
- Birkeland, K.W., Mock, C.J., Shinker, J.J., 2001. Avalanche extremes and atmospheric circulation patterns. *Ann. Glaciol.* 32, 135–140.
- Carreras, J., Carrillo, E., Masalles, R., Ninot, J., Soriano, I., Vigo, J., 1996. Delimitation of the supra-forest zones in the Catalan Pyrenees. *Bull. Soc. Linn. Provence* 47, 27–36.
- Corona, C., Lopez, J., Stoffel, M., Bonnefoy, M., Richard, D., Astrade, L., Berger, F., 2012. How much of the real avalanche activity can be captured with tree rings? An evaluation of classic dendrogeomorphic approaches and comparison with historical archives. *Cold Reg. Sci. Technol.* 74 (31–42), 21.
- Eckert, N., 2009. Assessing the impact of climate change on snow avalanche activity in France over the last 60 winters using hierarchical Bayesian spatio-temporal change point models. *Proceedings of the 18th World IMACS/MODSIM Congress, Cairns, Australia 13–17 July 2009*, pp. 2604–2610.
- Eckert, N., Parent, E., Belanger, L., Garcia, S., 2007. Hierarchical modeling for spatial analysis of the number of avalanche occurrences at the scale of the township. *Cold Reg. Sci. Technol.* 50, 97–112.
- Eckert, N., Baya, H., Deschartes, M., 2010a. Assessing the response of snow avalanche runout altitudes to climate fluctuations using hierarchical modeling: application to 61 winters of data in France. *J. Clim.* 23, 3157–3180.
- Eckert, N., Parent, E., Kies, R., Baya, H., 2010b. A spatio-temporal modelling framework for assessing the fluctuations of avalanche occurrence resulting from climate change: application to 60 years of data in the northern French Alps. *Clim. Chang.* 101, 515–553.
- Eckert, N., Gaume, J., Castebrunet, H., 2011. Using spatial and spatial-extreme statistics to characterize snow avalanche cycles. *Procedia Environ. Sci.* 7, 224–229.
- Eckert, N., Keylock, C.J., Castebrunet, H., Lavigne, A., Naaim, M., 2013. Temporal trends in avalanche activity in the French Alps and subregions: from occurrences and runout altitudes to unsteady return periods. *J. Glaciol.* 59 (213), 93–114.
- Esteban, P., Jones, P.D., Martín-Vide, J., Mases, M., 2005. Atmospheric circulation patterns related to heavy snowfall days in Andorra, Pyrenees. *Int. J. Climatol.* 25, 319–329.
- Fitzharris, B.B., Schaerer, P.A., 1980. Frequency of major avalanche winters. *J. Glaciol.* 26 (94), 43.
- Furdada, G., Vilaplana, J.M., Bosch, X., Martínez, P., 1990. Supplying the Catalan Pyrenees (Spain) with a public avalanche warning system. *Proceedings of the ISSW-1990 (Montana, USA)*, pp. 119–129.
- Furdada, G., Martínez, P., Oller, P., Vilaplana, J.M., 1999. Slushflows at El Port del Comte, northeast Spain. *J. Glaciol.* 45 (151), 555–558.
- García, C., Martí, G., Oller, P., Moner, I., Gavalda, J., Martínez, P., Peña, J.C., 2009. Major avalanches occurrence at regional scale and related atmospheric circulation patterns in the Eastern Pyrenees. *Cold Reg. Sci. Technol.* 59, 106–118.
- García, C., Gavalda, J., Martí, G., Martínez, P., Oller, P., 1996. *Guia d'utilització del butlletí de perill d'allaus* (40 pp.).
- García, C., Martí, G., García, A., Muntán, E., Oller, P., Esteban, P., 2007. Weather and snow-pack conditions of major avalanches in the Eastern Pyrenees. *Proceedings of the Alpine&Snow Workshop: Forschungsbericht 53*, pp. 49–56.
- García-Sellés, C., Peña, J.C., Martí, G., Oller, P., Martínez, P., 2010. WeMOi and NAOi influence on major avalanche activity in the Eastern Pyrenees. *Cold Reg. Sci. Technol.* 64, 137–145.
- García-Sellés, C., Manguán, S., Martí, G., Oller, P., Martínez, P., 2013. Combined temperature – precipitation winter modes and major avalanche activity in the Eastern Pyrenees. *Proceedings of the ISSW 2013 (Grenoble – Chamonix Montblanc)*, pp. 1264–1268.
- Germain, D., Filion, L., Hétu, B., 2009. Snow avalanches regime and climatic conditions in the Chic-Choc Range, eastern Canada. *Clim. Chang.* 92, 141–167.
- Haegeli, P., McClung, D.M., 2003. Avalanche characteristics of a transitional snow climate – Columbia Mountains, British Columbia, Canada. *Cold Reg. Sci. Technol.* 37, 255–276.
- Höller, P., 2009. Avalanche cycles in Austria: an analysis of the major events in the last 50 years. *Nat. Hazards* 48, 399–424.
- Keylock, C.J., 2003. The North Atlantic Oscillation and snow avalanching in Iceland. *Geogr. Res. Lett.* 30 (5), 1254 (58-1, 58-4).
- Keylock, C.J., McClung, D.M., Magnússon, M.M., 1999. Avalanche risk mapping by simulation. *J. Glaciol.* 45 (150), 303–314.
- Latenser, M., Schneebeli, M., 2002. Temporal trend and spatial distribution of avalanche activity during the last 50 years in Switzerland. *Nat. Hazards* 27, 201–230.
- Martínez, P., Oller, P., 2004. Els accidents per allaus al Pirineu de Catalunya. *Actes de la I Jornada Tècnica de Neu i Allaus*. Barcelona, 16 de juny de 2004, pp. 32–35.
- McClung, D.M., 2008. Risk-based land-use planning in snow avalanche terrain. In: Locat, J., Perret, D., Turmel, D., Demers, E., Leroueil, S. (Eds.), *Comptes rendus de la 4e Conférence canadienne sur les géorisques: des causes à la gestion*. Proceedings of the 4th Canadian Conference on Geohazards: From Causes to Management. Presse de l'Université Laval, Québec (594 pp.).
- McClung, D.M., Schaerer, P., 2006. *The Avalanche Handbook*. 3rd edition. The Mountaineers Books, Seattle (342 pp.).
- Mears, A.I., 1992. *Snow-avalanche Hazard Analysis for Land Use Planning and Engineering*. Colorado Geological Survey, Denver (55 pp.).
- Muntán, E., Andreu, L., Oller, P., Gutiérrez, E., Martínez, P., 2004. Dendrochronological study of the avalanche path Canal del Roc Roig, first results of the ALUDEX project in the Pyrenees. *Ann. Glaciol.* 38, 173–179.
- Muntán, E., García-Sellés, C., Oller, P., Martí, G., García, A., Gutiérrez, E., 2009. Reconstructing snow avalanches in the Southeastern Pyrenees. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 9, 1599–1612.
- Oller, P., Marturià, J., González, J.C., Escriu, J., Martínez, P., 2005. El servidor de datos de aludes de Cataluña, una herramienta de ayuda a la planificación territorial. *proceedings of: VI Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables (Valencia, 21–24 de Junio de 2005)*. E. P. 905–916.
- Oller, P., Muntán, E., Marturià, J., García-Sellés, C., García, A., Martínez, P., 2006. The avalanche data in the Catalan Pyrenees. 20 years of avalanche mapping. *Proceedings of the 2006 International Snow Science Workshop, Telluride, Colorado*, pp. 305–313.
- Rodés, P., Miranda, C., 2009. Aludes de nieve del pasado, anteriores al siglo XIX. *An. Med. Socorro Montaña* 9, 8–14.
- Schaerer, P., 1986. Winter weather. Weather patterns for major avalanches. *Avalanche Rev.* 4 (3).
- Schneebeli, M., Latenser, M., Amman, W., 1997. Destructive snow avalanches and climate change in the Swiss Alps. *Ecol. Geol.* 90, 457–461.
- Schweizer, J., Jamieson, B., Skjonsberg, D., 1998. Avalanche forecasting for transportation corridor and backcountry in Glacier National Park (BC, Canada). In: Hestnes, E. (Ed.), *Proceedings of the 25 Years of Snow Avalanche Research (Voss, Norway, 12–16 May 1998)*. Norwegian Geotechnical Institute, pp. 238–243.
- SMC, UB, ICC, 1997. *Atles Climàtic de Catalunya*.
- Stoffel, M., Butler, D.R., Corona, C., 2013. Mass movements and tree rings: a guide to dendrogeomorphic field sampling and dating. *Geomorphology* 200, 106–120.
- Stokes, M.A., Smiley, T.L., 1968. *An Introduction to Tree-Ring Dating*. University of Chicago Press.
- Weir, P., 2002. Snow avalanche management in forested terrain. *Res. Br., B.B. Min. For., Victoria, B.V. Land Manage. Handb.* No. 55.

ANNEX 2. Article 2 de la tesi

Oller, P., Baeza, C., Furdada, G. (2021). Empirical α - β runout modeling of snow avalanches in the Catalan Pyrenees. *Journal of Glaciology* 1-12.
<https://doi.org/10.1017/jog.2021.50>



Article

Cite this article: Oller P, Baeza C, Furdada G (2021). Empirical α - β runout modelling of snow avalanches in the Catalan Pyrenees. *Journal of Glaciology* 1–12. <https://doi.org/10.1017/jog.2021.50>

Received: 8 July 2020

Revised: 12 April 2021

Accepted: 13 April 2021

Key words:

α - β model; avalanche; multiple linear regression model; Pyrenees; runout prediction

Author for correspondence:

Pere Oller, E-mail: pereof@gmail.com

Empirical α - β runout modelling of snow avalanches in the Catalan Pyrenees

Pere Oller¹, Cristina Baeza² and Glòria Furdada¹

¹Dpt. Dinàmica de la Terra i de l'Oceà, RISKNAT; Institut de Recerca Geomodels, Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona, Barcelona, Spain and ²Scientific Department, ACUIDAD Consulting, Barcelona, Spain

Abstract

A variation in the α - β model which is a regression model that allows a deterministic prediction of the extreme runout to be expected in a given path, was applied for calculating avalanche runout in the Catalan Pyrenees. Present knowledge of major avalanche activity in this region and current mapping tools were used. The model was derived using a dataset of 97 'extreme' avalanches that occurred from the end of 19th century to the beginning of 21st century. A multiple linear regression model was obtained using three independent variables: inclination of the avalanche path, horizontal length and area of the starting zone, with a good fit of the function ($R^2 = 0.81$). A larger starting zone increases the runout and a larger length of the path reduces the runout. The new updated equation predicts avalanche runout for a return period of ~ 100 years. To study which terrain variables explain the extreme values of the avalanche dataset, a comparative analysis of variables that influence a longer or shorter runout was performed. The most extreme avalanches were treated. The size of the avalanche path and the aspect of the starting zone showed certain association between avalanches with longer or shorter runouts.

1. Introduction

Determination of avalanche runout distances is fundamental for avalanche hazard mapping in land-use planning. This is achieved with complementary methods and using sources of information, such as the identification of vegetation clues, historical and eyewitness information, dendrogeomorphological analysis and the analysis of aerial images as well as digital terrain models (DTMs) and derived maps (Oller and others, 2015). The determination of avalanche runout distances becomes more complex in areas where historical information is not available and vegetation clues are lacking. Calculation models, complementary to the abovementioned sources and methods, are particularly useful tools in these situations. Usually, dynamic models, statistical models (including the so-called statistical α - β model) or a combination of both approaches are applied. Dynamic models generally provide information on velocity, flow height, impact pressure and runout distances, and are especially suitable for engineering purposes. The main limitation of these models is that the information, which is used to build them (e.g. snow volume and friction coefficients) is often estimated from a limited set of available data. Small variations in these parameters can lead to large differences in the runout distances calculated (Lied, 1998; Ancey, 2006). α - β and statistical models determine the runout distance from the topographic parameters of the avalanche path, but are unable to determine the other fundamental parameters for engineering purposes.

The basic idea of the α/β and statistical models is that, having a sufficient number of well-known avalanche occurrences, relationships among the data can be found as correlations from the laws of probability. For avalanches, the models are constructed using objective topographic parameters of a representative set of avalanche occurrences whose runout distances are known. The obtained correlations can, then, be used as predictors (Ancey, 2006). Hence, statistical characterisation of extreme avalanche runout using simple topographic inputs is able to predict maximum runout distance (Delparte and others, 2008). The two most widely used models are (1) the α - β model (Lied and Bakkehøi, 1980), a regression model that allows a deterministic prediction of the extreme runout to be expected in a given path, and (2) the runout ratio model (McClung and others, 1989), a runout ratio or density function probability model that fits a Gumbel distribution to the runout avalanche data. Later, Keylock (2005) proposed that the generalised Pareto distribution is a more appropriate one and since then it has been applied by other authors (e.g. Favier and others, 2016). Eckert and others (2007) proposed a method for computing the predictive distribution of snow avalanche runout distances based on Bayesian modelling, and Lavigne and others (2017) implemented geostatistics through a Bayesian hierarchical model to tackle the spatial dependence of avalanche runout altitudes. But, apart from the runout distance, these approaches are unable to determine the other fundamental parameters for engineering purposes. To overcome the limitations of these calculation methods, coupled statistic-dynamical approaches have been proposed (Eckert and others, 2010). They are based on a dynamic model, probability distributions are chosen for the input variables and fictitious avalanches are generated using Monte Carlo simulations to study the variability of the outputs (Barbolini and Keylock, 1999; Bozhinskiy and others, 2001; Meunier and others, 2001; Maggioni, 2004). Barbolini and Savi (2001) and Meunier and Ancey (2004) calibrated simple parametric models using the available local

© The Author(s), 2021. Published by Cambridge University Press. This is an Open Access article, distributed under the terms of the Creative Commons Attribution-NonCommercial-ShareAlike licence (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-sa/4.0/>), which permits non-commercial re-use, distribution, and reproduction in any medium, provided the same Creative Commons licence is included and the original work is properly cited. The written permission of Cambridge University Press must be obtained for commercial re-use.

cambridge.org/jog

Table 1. Comparison of the α - β runout models (general equations)

Country (region)	Regressive equation	R^2	SD	N	Reference
Austria (general)	$\alpha = 0.946\beta - 0.83^\circ$	0.92	1.5°	80	Lied and others (1995)
Austria (Paznauntal)	$\alpha = 0.91\beta + 0.81^\circ$	0.83	1.7°	–	Fuchs and others (2002)
Austria (Pitztal)	$\alpha = 0.83\beta + 4.07^\circ$	0.90	1.3°	–	Fuchs and others (2002)
Austria (Salzburg, Styria, Tyrol, Vorarlberg, Upper Bavaria and Allgäu)	$\alpha = 0.884\beta - 0.226^\circ$	0.80	2.53°	44	Wagner (2016)
	$\alpha = 1.03\beta - 3.17\lambda - 3.17^\circ$	0.85	2.18°		
	$\alpha = 0.995\beta + 0.00349H_0 - 6.99\lambda + 0.0133H_0\lambda - 3.63^\circ$	0.91	1.70°		
Canada	$\alpha = 0.93\beta$	0.75	–	126	McClung and Mears (1991)
Canada (Rockies and Purcells)	$\alpha = 0.956\beta - 0.784^\circ$	0.75	1.75°	126	Nixon and McClung (1993)
Canada (Coast Mount., British Columbia)	$\alpha = 0.954\beta - 1.395^\circ$	0.74	1.70°	31	Nixon and McClung (1993)
Canada (Glacier Nat. Park, British Col.)	$\alpha = 0.934\beta$	0.891	1.05°	35	Delparte and others (2008)
Canada (Columbia Mountains, British Col.)	$\alpha = 0.90\beta + 0.69$	0.90	0.045°	33	Johnston and others (2012)
Canada (Fernie-Region, Canadian Rockies, British Columbia)	$\alpha = 0.61\beta + 7.60^\circ$	0.66	1.19°	30	Johnston and others (2012)
France	$\alpha = 0.82\beta + 2.82^\circ$	0.66	2.69°	168	Adjel (1995)
Italy (Bacino del Cordevole)	$\alpha = 0.89\beta + 0.66^\circ$	0.73	1.62°	53	Barsanti (1990)
Italy (Val di Rabi)	$\alpha = 0.87\beta + 1.71^\circ$	0.85	1.46°	54	Castaldini (1994)
Iceland	$\alpha = 0.85\beta$	0.52	2.2°	44	Johannesson (1998)
Japan	$\alpha = 0.5\beta + 0.35\theta - 1.01^\circ$	0.63	3.8°	66	Fujisawa and others (1993)
Norway (general)	$\alpha = 0.97\beta - 1.4^\circ$	0.88	3.5°	111	Lied and Bakkehøi (1980)
Norway (general)	$\alpha = 0.96\beta - 1.4^\circ$	0.85	2.3°	206	Bakkehøi and others (1983)
Norway (Western)	$\alpha = 0.90\beta$	0.87	–	127	McClung and others (1989)
Slovakia (Western Tatras)	$\alpha = 0.91\beta - 0.04^\circ$	0.90	1.1°	30	Biskupic and Barka (2010)
Spain (Catalan Pyrenees)	$\alpha = 0.97\beta - 1.20^\circ$	0.87	1.74°	216	Furdada and Vilaplana (1998)
USA (Rocky Mountains, Colorado)	$\alpha = 0.1558^\circ + 0.8739\beta - 0.1243\lambda\beta$	0.74	1.48°	–	Martinelli (1986)
USA (Coastal Alaska)	$\alpha = 0.74\beta + 3.67^\circ$	0.58	–	52	McClung and Mears (1991)
USA (Coastal Mountains)	$\alpha = 0.90\beta$	0.74	1.70°	31	Nixon and McClung (1993)
USA (Colorado Rockies)	$\alpha = 0.63\beta + 4.68^\circ$	0.50	–	130	McClung and Mears (1991)
USA (Sierra Nevada, California)	$\alpha = 0.67\beta + 2.50^\circ$	0.60	–	90	McClung and Mears (1991)

Completed and updated from Wagner (2016). R^2 , Pearson correlation coefficient; SD, standard deviation; N , number of paths used to obtain the model.

data to improve the input distributions that appropriately represent the variability of the avalanche phenomenon at the studied site. Ancey and others (2004) developed a coupled, conceptual model that proposes a probabilistic method to deduce the relationship between the probability distribution of input and output variables on the used dynamics model. Eckert and others (2008) described a general Bayesian framework for computing return periods for avalanche hazard zoning; this allows local data to be used to perform on-site calibration of an avalanche propagation model and computation of design return periods, and Eckert and others (2010) expanded this approach by including a depth-averaged fluid propagation model with a Voellmy friction law in the same Bayesian stochastic framework.

In this context of model development, often, for solving a specific problem, experts will typically combine several of these methods in their analysis, weighting the estimates in which they have greater confidence. Thus, the application of α - β models is only one of the methods used for solving some avalanche problems (Jones and Jamieson, 2004).

The current study builds on the α - β regression approach, based on a detailed extreme avalanche database to determine the runout distance of extreme avalanches solely as a function of topography. It is a simple statistical regression that explains observed runout distances using various topographic covariates. Therefore, this approach can be considered as a deterministic prediction of the extreme runout to be expected in a given path, and uncertainty considerations only concern statistical uncertainty related to sample size limitation. Despite its simplicity, the model is relatively successful for the prediction of extreme runout distances (Gauer and others, 2010). The model (where α represents the runout and β the main inclination of the avalanche track; see Section 3.1) was developed by Lied and Bakkehøi (1980) using data from 111 avalanche paths in Norway that had very well-defined runout distances. They found that β was the only significant predictor and, since then, the α - β model has

been adapted to other mountain ranges in Europe, North America and Japan (Table 1).

Using the equations of the obtained models, one can estimate the mean value of α for a given path. Assuming the residuals to be normally distributed, the mean can be assumed to approximate the median (50th percentile, non-exceedance probability $p = 0.5$; Jamieson, 2018). By increasing p ($\hat{\alpha} = f(\beta) - z_p Se$, where z_p is the corresponding value of the normal distribution for a given non-exceedance probability p , and Se is the standard error of estimation for the regression), the probability of avalanches to exceed the predicted α is reduced.

Furdada (1996) and Furdada and Vilaplana (1998) applied the α - β regression model for the first time in the Pyrenees. They used 1 : 50 000 topographic maps with 20 m contours (DTMs were still in development then). Avalanche data came from the first cartography campaigns being carried out in the western Catalan Pyrenees to provide information for the avalanche cadaster of Catalonia, the forerunner of the Avalanche Database of Catalonia (BDAC, Oller and others, 2005) that is presently maintained and updated by the Cartographic and Geological Institute of Catalonia (ICGC). Furdada and Vilaplana (1998) emphasised that the map scale of 1 : 50 000 was at the limit of the resolution required for this type of analysis (although it was the most accurate map scale at that time) and that there was a lack of knowledge about the occurrence of the avalanches in the dataset used for obtaining the model, which they estimated to be more than once in 30 years. They considered that their equations only provide an approximation of the runout on very poorly known avalanche paths, and do not contribute to improve the accurate mapping of the largest avalanches due to (1) the scale of the available topographical maps, (2) the relative small dimensions of the Pyrenean valleys and to (3) the dispersion of the residuals (α SD) likely due to the poor knowledge of the occurrence of the avalanches treated. The authors agreed with previous studies, such as that of McClung and Lied (1987), which indicated that the

independent variable β was the one that best explained the dependent variable α . They also pointed out that the morphology of the topographic profile significantly influences the runout distance and obtained four regression models according to the topographic characteristics of the terrain profile. Furdada and Vilaplana (1998) recommended that for future studies, (1) the avalanche cadastre should be improved to provide more reliable data, (2) the accuracy of topographic bases should be improved and (3) DEMs should be used.

Since the study of Furdada (1996), there have been important advances in digital cartography (e.g. topographic bases, high-resolution DEMs and digital orthoimagery). Furthermore, the knowledge of avalanche dynamics in the Catalan Pyrenees has also improved with the elaboration of the Avalanche Paths Map (Oller and others, 2006), the implementation of the BDAC (ICGC; Oller and others, 2005) and a wider knowledge on the dynamics of major-avalanche cycles (Muntán and others, 2009; García and others, 2010; Oller and others, 2015). On this basis, the current study updates the equations obtained by Furdada and Vilaplana (1998), because more accurate base information is now available.

The current study aimed to (1) update the α - β model for the Catalan Pyrenees, using the cartographic tools currently available and the latest knowledge on avalanche dynamics in this area, particularly the extreme-avalanche occurrences during the last period of ~ 100 years, (2) analyse the factors that influence the runout distance, taking into account the morphometric and dynamic characteristics of the avalanches of the dataset and (3) to investigate whether particular characteristics of the paths can have an influence on the fact that the extreme avalanches do not reach the β point, as is the case in 21% of the extreme avalanche occurrences in the dataset (see Section 3.2), and if on the other hand, the particular characteristics of the paths can influence the largest runout distances.

2. Study area

The study area corresponds to the Catalan Pyrenees, which is at the southeast of the Pyrenees mountain range (Fig. 1). It spans 130 km in the E–W axis and 50 km in the N–S axis. Elevations range from 600–1000 m in the valley bottoms to heights hardly exceeding 3000 m for the highest mountain peaks. The timberline varies between 2100 and 2500 m a.s.l. (Carreras and others, 1996). Three different climates have been identified (García and others, 2007; Fig. 1). The northwestern part has a humid oceanic climate with regular winter precipitation. In winter, the total amount of snowfall is ~ 500 – 600 cm and the average temperature is -2.5°C at 2200 m a.s.l. Towards the south, the climate gains continental traits and winter precipitation decreases. In winter, the average new snow precipitation at 2200 m a.s.l. is 250 cm and the average temperature is -1.3°C . The prevailing winds are from the north and northwest, and they are more intense than in the oceanic region, often with gusts that are over 100 km h^{-1} . In the eastern Pyrenees, the Mediterranean influence predominates. Winter precipitation increases but is irregularly distributed and is linked to Mediterranean cyclogenesis. In winter, the total amount of new snow at 2200 m a.s.l. is ~ 350 – 450 cm and the average temperature is -0.8°C . The prevailing winds come from the north and the strongest gusts often exceed 200 km h^{-1} at 2200 m a.s.l.

Seven regions have been defined (Major Avalanche Nivological Regions, MANR) according to the frequency and spatial distribution of major avalanche episodes (MAE) or cycles (Oller and others, 2015; Figure 1). The oceanic climate regions include Garona (GA) and Pallaresa Nord (PN). This climate produces the highest frequency of occurrence of MAEs, with northern and northwestern advections being the most frequent. The

transition zone comprises the Ribagorçana-Pallaresa region (RP), Pallaresa Est (PE) and Segre Nord (SN). This area shows a decrease in the frequency of MAEs from W to E, SN having fewer MAEs. This large area is considerably influenced by advections coming from the north and northwest, combined with southern-southwestern advections. Finally, the area with the Mediterranean influence comprises Segre-Llobregat (SL) and Ter-Freser (TF). The frequency of MAEs is higher here than in SN, but the origin of the advections that generate MAEs is more varied and characteristically come from the east and southeast.

3. Materials and methods

3.1 The α - β model

The α - β model is based on a large number (>30) of runout positions of the so-called ‘extreme’ avalanche occurrences (avalanches with return periods of ~ 100 years). As these data originate from destructive avalanches, it is reasonable to assume that most of these occurrences correspond to dry-mixed avalanches, relatively large to their path, partially fluidised and accompanied by a powder cloud (Gauer, 2014) and therefore with similar behaviours (Lied and Bakkehoi, 1980; McClung and others, 1989; Gauer and others, 2010).

Lied and Bakkehoi (1980) recorded the maximum known extent for each avalanche path. They considered the frequency of occurrence of those avalanches near their maximum extent may be of the order of 1 in 100 years or lower. In general, authors considered the extreme runout positions with the same criteria (McClung and Lied, 1987; Mears, 1988; McClung and others, 1989; Gauer and others, 2010; Wagner, 2016), or even occurring less than once in 100 years (Sinickas and Jamieson, 2014), but bearing in mind that the true return period probably ranges from 30 to 300 years (Jones and Jamieson, 2004; McClung and others, 1989).

Lied and Bakkehoi (1980) obtained data of ten topographic parameters, identified through topographic maps, aerial images and fieldwork. In 1983 Bakkehoi and others extended the previous analysis by increasing the number of avalanche occurrences to 206 and adding new predictive variables. They found that the best equation to predict α was function of β and H_α (vertical drop of the avalanche path), and also included the parameters y'' (shape factor or curvature of the path) and θ (inclination of the starting zone; see next paragraph). Nevertheless, the only significant one was β . Nixon and McClung (1993) obtained, with other combinations of parameters, similar results.

In Figure 2, the main parameters used for the derivation of the α - β model are plotted. Various combinations of H , β , θ and y'' have been used in regression models for estimating α around the world (Table 1). α (alpha angle, runout angle) is the inclination of the line connecting the upper end of the avalanche path with the maximum observed runout position (α point); α corresponds to the energy-line parameter defined by Heim (1932) to estimate the average coefficient of friction of a mass that moves from its initial position to its stopping position, being a measure of the energy dissipation along the path for each avalanche, and it was introduced as a simple measure of runout (Heim, 1932; Scheidegger, 1973; Körner, 1980). It may be used as a criterion or index for empirical avalanche reach (Lied and Bakkehoi, 1980; McClung and Gauer, 2018). β (beta angle) is the inclination of the line connecting the upper point of the avalanche starting zone to the point of the topographic profile where the slope reaches 10° (β point, used by the model as a reference point). Gauer and others (2010) included the condition that the corresponding β angle should be $\geq 15^\circ$ in order to

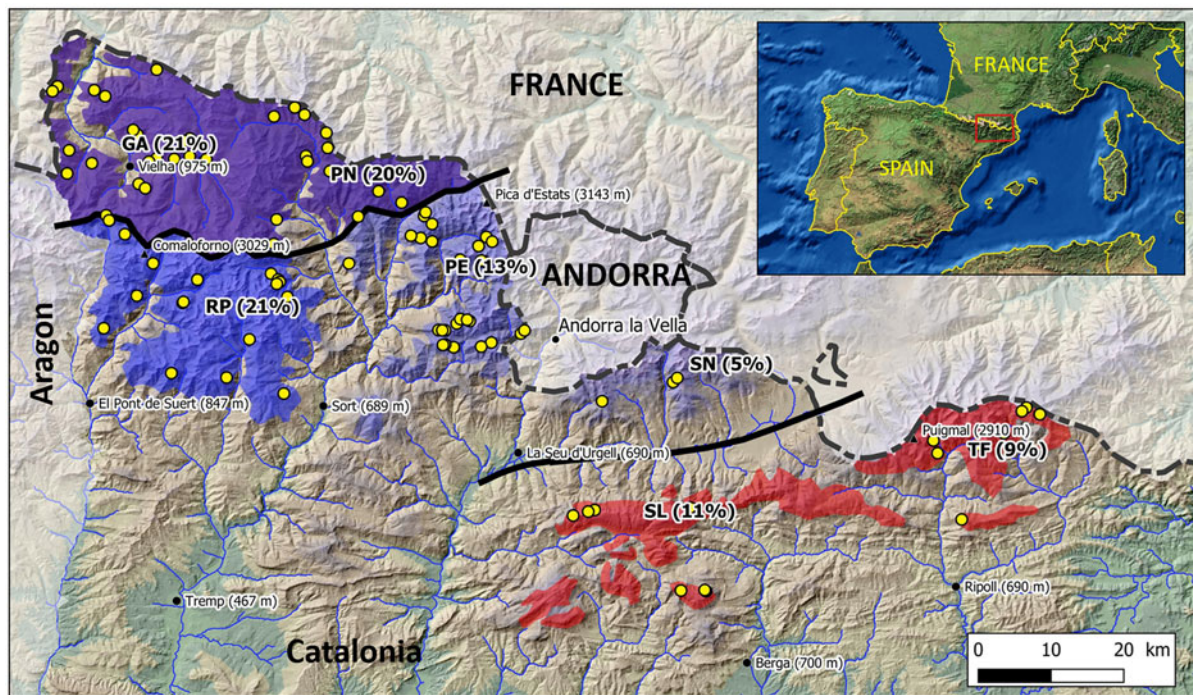


Fig. 1. Study area. The MANR are: GA (Garona), PN (Pallaresa Nord), RP (Ribagorçana-Pallaresa), PE (Pallaresa Est), SN (Segre Nord), SL (Segre-Llobregat) and TF (Ter-Freser). The coloured areas correspond to the areas susceptible to avalanche activity. MANRs with oceanic influence are shown in violet, MANRs in the transition zone are shown in blue and MANRs with Mediterranean influence are shown in red. The intensity of the colour indicates the frequency of MAE (% in brackets). Yellow dots correspond to the location of the paths with avalanche occurrences used in the current study.

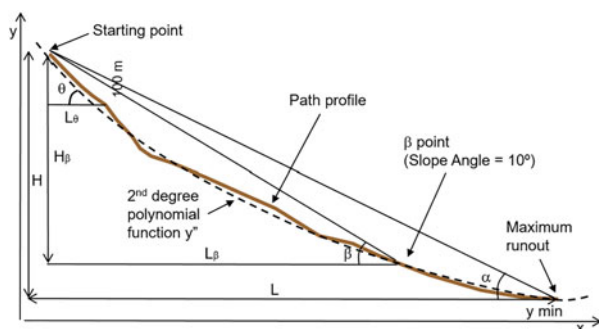


Fig. 2. Main parameters of the α - β model (after Lied and Bakkehøi, 1980).

avoid unrealistically low β angles. The reason for using the β angle, or line, is to generate a simple, best description of the main inclination of the avalanche starting zone and track (Lied and Bakkehøi, 1980; Bakkehøi and others, 1983; Gauer and others, 2010). Even though in early studies it was thought that 10° represents the transition zone between the track and the run-out zone for large, dry-mixed avalanches, which start to slow-down and begin depositing at 10° (de Quervain, 1972; Buser and Frutiger, 1980), it is certainly not the case (Gauer and others, 2010; Sovilla and others, 2010; Gauer, 2014, 2018). Almost all dry-mixed avalanches start to decelerate farther upslope (Gauer and others, 2010). θ (theta angle) corresponds to the slope of the upper 100 m of the starting zone (θ_{100} , Bakkehøi and others, 1983). Some studies consider the lower end of the starting zone to be the point where the slope reaches 28° (Lied and Toppe, 1989; Furdada and Vilaplana, 1998). Recently, Wagner (2016) applied θ_{100} , but reducing the length of the measurement if the 25° point was in between the upper 100 m. y'' is the second derivative of the polynomial function that better fits the terrain profile. It is a shape factor that describes the whole profile (Bakkehøi and others, 1983). The second-degree polynomial

function is of the type: $y = ax^2 + bx + c$ and, as previously described by other authors (e.g. McClung and Lied, 1987); this polynomial provided an excellent fit to the avalanche terrain profiles, obtaining determination coefficients (R^2) >0.99 . H is the vertical drop, measured as the difference between the upper end of the avalanche path at the y intercept and the minimum point on the second-degree polynomial function where $y' = 0$. In general, it is assumed that H is very close to the vertical drop of the avalanche (H_α), and both values are assimilable given the proximity to the real slope of the avalanche path (McClung and Lied, 1987). H_β is the corresponding vertical drop measured between the upper end of the avalanche path at the y intercept and the β point. L is the horizontal length of the avalanche path from the starting point to α point. L_β is the corresponding horizontal length from the starting point to β point.

In general, avalanche occurrences considered by most authors had a minimum vertical drop of 350 m, a terrain profile with little or no run-up or irregularities in the runout area, a differentiated and unique starting zone, and no anthropogenic modifications.

McClung and Lied (1987) and Nixon and McClung (1993) found that short slopes (<350 m vertical drop) tend to run proportionately farther than larger slopes, and therefore the models developed for particular mountain ranges using the α - β runout method may not be applicable to short slopes, and that a particular need was the analysis of short avalanche paths with a vertical drop minor than 350 m. Jones and Jamieson (2004) developed a regression model specifically for short slopes in Canada. However, Wagner (2016) investigated 49 avalanche occurrences in Austria some of which with drop heights <300 m and found that the model still works also for those drop heights.

The α - β model is not intended to include run-up. In contrast to the study of Lied and Bakkehøi (1980) and Bakkehøi and others (1983), as part of the calibration of the model of the Austrian alpine region (Lied and others, 1995), avalanches reaching small run-ups were also considered for the first time. Delparte and others (2008) included avalanches with a maximum observed

runout that involved a run-up the opposing slope of <25 vertical meters, from the valley bottom up to the recorded stopping point. They considered that in the avalanche paths that do run up the opposing slope <25 vertical meters, this difference is lessened as the winter progresses and the deposition of snow fills the depression and reduces the run-up amount. In their research, all the paths that include some run-up had measured run-up that accounted for <2.5% of their total vertical drop. In the current study, we have applied the same criteria.

Considering the use of DEMs, Delparte and others (2008) demonstrated that variations in DEM resolution (5–25 m horizontal resolution) did not significantly affect α – β regression equations.

3.2 The avalanches' database

Extreme avalanche occurrences used in the current study were extracted from the Major Avalanches Database (MADB), which stores major avalanche (MA) data (avalanches that exceeded the size of usual avalanches; Schaefer, 1986) or destructive avalanche data (Latenser and Schneebeli, 2002). As defined in Gauer (2018), 'major avalanches' are avalanches that can be considered as R4, large relative to the path, or R5, major or maximum relative to the path (Greene and others, 2016, 3.6.5.2. Size-relative to the path). Information collected in this database comes from the BDAC managed by the ICGC, whose sources of information and characteristics are described in detail in Oller and others (2015), as well as from additional research performed by the authors. The MADB includes the release date, snow and weather conditions, morphometries, flow characteristics and the damage caused by these major avalanches. This information was obtained from 30 years of avalanche observations (winter surveillance), photointerpretation (orthoimages available from 1946 to present), dendrogeomorphology (covering approximately from 1800 to present; Muntán and others, 2004, 2009, 2010), eyewitnesses (20th century mainly) and historical data (since 15th century). Currently, the MADB stores information on 897 major avalanches (MA), mapped in 551 avalanche paths. Only one avalanche occurrence per path was selected and it was considered to be the largest in, at least, 100 years (see next paragraph). The quantity and good quality of the information available enabled us to apply some constraints in the selection of the data (discussed below) used to obtain the best possible model.

MA occurrences since the end of the 19th century were classified by comparing the distribution of the runout distances in each avalanche path (Oller and others, 2015) and selecting the largest one. In a few of the avalanche paths it is known from historical documents that avalanches occurred before the 19th century. These occurrences were considered not to correspond to the same set and were discarded. The reason was that all these avalanches occurred during the Little Ice Age (LIA; from 1300 to the end of 1800s; Mann, 2002; Oliva and others, 2018). This climatic period, different to the present one and characterised by cycles with large temperature falls and considerable increases in precipitation, had increased numbers of severe catastrophic meteorological-related phenomena (e.g. floods, strong snowfalls, sea storms, persistent rain and droughts). In Catalonia, a concentration of catastrophic floods was identified during the periods 1580–1620, 1760–1800 and 1840–70 (Barriendos and Martín Vide, 1998; Barriendos and Llasat, 2003; Llasat and others, 2003; Blöschl and others, 2020). All the avalanches occurring during these periods, therefore, probably occurring under climatic conditions that are different to the present conditions, as it has been described in 1888 snow avalanche cycle in the Spanish Cantabrian Mountains (García-Hernández and others, 2018) or in 1803 and 1855 snow avalanche cycles in the Pyrenees

(García and others, 2005; Oller and others, 2020), were separated from the dataset.

The goal of the α – β method is to work with 'extreme' occurrences. However, the α angles measured in this work are determined from the distal (downslope end) of the individual avalanche deposits or effects and not necessarily for maximum runout positions for the paths, that is, in a similar way that McClung and Gauer (2018) do and point out in their work. This means that the dataset includes both, dense flow and powder runouts, probably from dry-mixed avalanches, as explained in Section 3.1. Given the uncertainty of the available data, the return period is likely to vary from 30/50 to 300 years, introducing unavoidable random variation in the data (McClung and Mears, 1991). Besides, Mears (1992) considers that when many 50 to 200-year-old trees are destroyed by an avalanche, this damage provides convincing evidence that the avalanche has, about, an estimated return period of 100 years. In our study, considering the characteristics of the data in the MADB, we decided to work with well-estimated avalanches whose occurrence has been the largest in 100 years, or 'extreme' occurrences henceforth.

For the determination of the extreme occurrences, photointerpretation was essential. The ICGC website contains orthoimages of 18 flights covering the whole of the Catalan Pyrenees from 1946 to the present (1946, 1956, 1990, 1993, 1996/97, 2003, 2005, 2007, 2008, 2009, 2011, 2012, 2013, 2014, 2015, 2016, 2017 and 2018). This enables the state of the forest to be compared and analysed between 74 years ago and now. A well-developed forest in 1946 indicate a minimum previous period of 30 years necessary for its development without disturbances (in dendrogeomorphological research of several avalanche paths, the age of the oldest-affected trees was more than 200 years; Muntán and others, 2004, 2009, 2010). The identification of a major subsequent destructive avalanche through the identification of a new path in the forest, together with the analysis of the occurrences recorded in the same avalanche path, can be used to qualify this occurrence as extreme in 100 years. In our database, for avalanche paths with information from winter surveillance, eyewitness accounts, historical data or dendrogeomorphological analysis, the time window is longer. In any case, we can affirm that the extreme avalanches considered in this study were the largest occurrences at least in 100 years in their corresponding avalanche path.

The selected avalanches had to meet the necessary requirements for the α – β method, i.e. a differentiated and unique starting zone and no anthropogenic modifications (Sinickas and Jamieson, 2014). The goal was to work with very well-defined individual and unmodified avalanche paths. This reduced the number of avalanches in the dataset used to 97 avalanche occurrences (12% of the dataset homogeneously distributed in the study area; Fig. 1).

The mapping of the avalanches was performed using the orthoimages described above, on the ICGC 1 : 5000 topographic map with 5 m contour distances, and a 5 m \times 5 m DEM. The β point was placed on the topographic map at the point where the slope between the contours falls below 10°. In avalanche paths where the slope oscillates \sim 10°, benches shorter than 3% of L_β (Fig. 2) were ignored during the selection of the β point because, according to Sinickas and Jamieson (2014) judgement and field experience, they are considered negligible compared to the length of the path. For benches larger than the 3% limit, other path characteristics were used to inform the decision based on expert criteria, as also applied by Furdada and Vilaplana (1998).

During the preparation of the data, we realised that not all the selected extreme avalanches reached the β point, with 20 avalanches (21%) in our dataset not reaching it. Other studies have

Table 2. Descriptive statistics of the main topographic and morphometric parameters considered, and the correlation between the response variable α and the predictor variables used to develop the α - β model

Variable	N	Mean	SD	Range	R^2	p -value
α (°)	97	25.6	3.7	17.6–33.9	–	–
β (°)	97	26.7	3.8	18.9–36.0	0.71	<0.001
θ (°)	97	34.5	4.0	25.2–44.4	0.02	0.158
y'' (m ⁻¹)	97	2.77×10^{-4}	1.56×10^{-4}	1.20×10^{-5} – 8.00×10^{-4}	0.03	0.079
H_β (m)	97	877	270	355–1595	0.03	0.115
L_β (m)	97	1770	600	728–3193	0.07	0.009
PT (ordinal)	97	1.4	0.9	1–5	0.03	0.084
Azs (ha)	97	5.70	5.44	0.38–24.68	0.06	0.014
Ozs (°)	97	204	100	2–360	0.03	0.072
Con (%)	97	48.9	25.0	0.0–87.6	0.03	0.080
Cli (ordinal)	97	1.8	0.7	1–3	0.00	0.859
Def (%)	24	31.7	22.3	0–67.2	0.12	0.606
L_For (m)	24	644	550	0–2,430	0.00	0.860

N, number of paths where the variable was measured; SD, standard deviation; R^2 , Pearson coefficient of determination; p -value, statistical significance. The variables that show the best correlation with α are highlighted in bold.

also reported similar cases, as the pioneer one of Lied and Bakkehøi (1980), who found that 25% of the well-known avalanches that they used did not reach the β point. As they fitted the observed runout of the avalanches by linear regression, it is reasonable to assume that the error around the fit is approximately normal distributed (it has to be therefore expected that at least ~16% of the observed avalanches do not reach β). In order to distinguish the most extreme (smallest) α angle of each single avalanche, which might be regarded as a random variable and the expected value according to the regression model, in Section 4.2 the parameters that can explain these differences are explored.

For the selected avalanches, in addition to the morphometric parameters that were formerly used to evaluate α : β , H , L , y'' and θ (Lied and Bakkehøi, 1980; Bakkehøi and others, 1983) (Fig. 2), we measured other parameters that are also considered to affect runout distances (Table 2).

The variables H and L were substituted by H_β and L_β because when applying the regression analysis in an unknown avalanche path, only these variables can be measured (H and L are unknown). The topographical profiles (PTs) were classified according to the topography of the transition track – runout zones in order to group some usual shapes that can be classified similarly by different experts as (1) gradual: the slope of the track-runout zones decreases gradually; (2) abrupt: there is an abrupt transition from a relatively steep slope to a slope at or near 0° in the runout zone (hockey-stick, Jones and Jamieson, 2004); (3) run-up: there is an abrupt transition from a relatively steep slope to a negative slope; (4) gradual/abrupt run-up: there is a gradual or abrupt transition ending in a negative slope and (5) complex (irregular): the slope in the transition track-runout is irregular (e.g. rocky bars and mounds). The area of the starting zone (Azs) of each avalanche path was measured on the horizontal projection. The area was defined by the highest estimated elevation of the starting zone, an average width, and for the lower side, the elevation where the slope decreases below 28°, or where the morphology of the terrain suggested it (e.g. confinement and cliffs). The mean aspect of the starting zone (Ozs) of each avalanche path was measured in degrees. Confinement (Con) was determined by measuring the % of the horizontal length (L) of the avalanche, confined. It was considered as confined, a relation width/depth of the channel <10. The climate region (Cli) in which the avalanche path is located (also considered by Lied and Bakkehøi, 1980; Furdada and Vilaplana, 1998; Jones and Jamieson, 2004) was assigned to: (1) oceanic, (2) transition or (3) Mediterranean (Fig. 1). Another parameter that could affect avalanche runout distances is the area of the forest

devastated by the avalanche, since this was an important area affected by many of the registered avalanche occurrences. The deforestation was measured by comparing aerial images before and after the avalanche occurrence. Although it was only possible to survey 24 cases, two variables were measured according to Anderson and McClung (2012): the length of the deforested track (Def) was determined by measuring the percentage of the horizontal length of the avalanche, deforested. The horizontal distance to forest penetration (L_For) was measured from the highest point of the starting zone until the beginning of the forest.

Table 2 presents the descriptive statistics of each parameter, as well as the Pearson coefficient of determination (R^2) and the statistical significance (p -value) of the correlation of each variable with α .

4. Analysis and results

4.1 Application of the α - β runout model

In order to know the variables that may influence the runout of the avalanche (α) and their weight, a prediction model was performed by using multiple linear regression. Previously, all partial bivariate correlations between the dependent variable (α) and the independent variables of the terrain that have an influence on the runout distance (Table 2) were carried out. Every variable was tested for normal distribution using the Kolmogorov–Smirnov test at 5% confidence level. Not normally distributed variables were normalised through log-transformation. Thus, to know the association between α and the rest of the independent variables of continuous quantitative scale, the Pearson correlation (for those that follow a normal or parametric distribution) and a rho of Spearman (for those non-parametric) was performed. From the results obtained from the bivariate correlations, the variables associated with α with levels of statistical significance >0.05 were included in the multiple linear regression model.

Given the limited size of the dataset, a general model was constructed with 83 avalanche occurrences. From the initial dataset (97 avalanche occurrences), 14 avalanches (15% of the dataset) were separated randomly (one of every seven avalanches was selected according to its position listed by its code) to check the reliability of the model and validate it later.

The multiple regression model was derived from the variables β , Azs (log) and L_β , all of them associated with α , with levels of statistical significance >0.05, and very significant for the function with p -values <0.001; for all the other measured parameters, the correlation was very poor (Tables 2 and 3). The non-standardised B (beta) regression coefficients are positive for the β and L_β

Table 3. Coefficients of the multiple linear regression model with three variables

Variable	Non-standardised coefficients		Standardised coefficients	t	p-value	95% CI (B)		Collinearity statistics	
	B	SD				Lower	Higher	Tolerance	VIF
(Constant)	0.614	1.575		0.390	0.698	-2.514	3.741		
β	0.901	0.048	0.923	18.728	<0.001	0.805	0.996	0.836	1.196
L_β	0.001	<0.001	0.242	4.362	<0.001	0.001	0.002	0.658	1.519
Ln(Azs)	-1.329	0.189	-0.364	-7.045	<0.001	-1.703	-0.954	0.761	1.314

B, beta non-standardised correlation coefficient; SD, standard deviation; t, t statistic; p-value, statistical significance; CI, confidence interval; VIF, variance inflation factor.

variables (Table 3). Thus, when increasing the value of the β and L_β variables, the α value increases. The negative value of the B coefficient for the variable Azs (log) indicates an inverse association with the α variable. The standardised function coefficients help to determine the weight or influence of each of the variables included in the model. Thus, the β variable, with a value of 0.923 (standardised coefficient), is the one that shows the most influence on the runout of the avalanches through the α variable

The goodness of the fit of the regression model to the observed data has been checked using the coefficient of determination (R^2). The latter indicates that the percentage of variance explained by the regression line of the model is 81%. When applying the Fisher's test, by means of the analysis of variance (ANOVA), the result with a significance value of <5% confirms the goodness of the obtained model. The confidence interval (CI) at 95% is precise enough for each one of the function coefficients, confirming the robustness of the model. The values of tolerance (percentage of variance not explained by other predictors) is >0.65, with VIF values (variance inflation factor) lower than 2, thus so weak that collinearity of the explanatory variables can be considered inexistent and doesn't affect the results (Thompson and others, 2017).

Finally, an analysis of the residuals was performed, which confirmed that the basic assumptions of normality and non-existence of heteroscedasticity were met. For the diagnosis performed on the goodness of the fit and the analysis of the residuals, it can be confirmed that the model is good and robust.

Equation (1), obtained by multiple linear regression is:

$$\alpha = 0.90 \beta + 0.001L_\beta - 1.33 \text{Ln}(Azs) + 0.61^\circ, \quad (1)$$

$$R^2 = 0.81, \quad SD = 1.63^\circ, \quad N = 83$$

The model was then applied to the 14 avalanche occurrences selected to check their reliability. The values obtained were located within the 95% CI (Fig. 3, blue dots), indicating a satisfactory fit of the model.

In Table 4, descriptive statistics of α and error (α observed - α predicted) values obtained after applying to the 97 extreme avalanches Eqn (1), and those obtained by Furdada and Vilaplana (1998) and Oller and others (2018) are shown. Using the general equation obtained by Furdada and Vilaplana (1998; $\alpha = 0.97\beta - 1.20^\circ$, $R^2 = 0.87$, $SD = 1.74^\circ$, $N = 216$), we obtained the same mean α angle (24.7°) as the one obtained with our own equation.

Oller and others (2018) obtained a model ($\alpha = 0.85\beta + 2.10^\circ$, $R^2 = 0.76$, $SD = 1.87^\circ$, $N = 63$) by censoring a dataset similar to the one used in the current study, although not including the avalanches that did not reach the β point, as Furdada and Vilaplana (1998) did. In spite of this, results are quite similar (α and error values, Table 4). Hence, Eqn (1) would be recommended to estimate runout distances for avalanche return periods of the order of 100 years, in this region, like the one obtained by Furdada and Vilaplana (1998).

As a broader exercise of regression equations comparison, the results of our Eqn (1) were compared with the results obtained when applying other equations from other mountain chains to

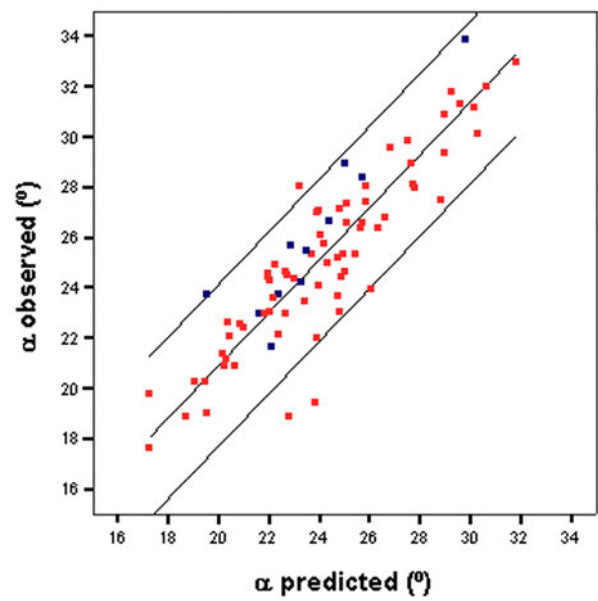


Fig. 3. Plot of the observed α values with respect to those obtained with regression Eqn (1). The outside lines indicate the 95% confidence bands. Red dots: training sample (to construct the model); blue dots: test sample (to validate the model).

Table 4. Descriptive statistics of α predicted and error (α observed - α predicted) values obtained after applying to the 97 extreme avalanche occurrences Eqn (1), and those obtained by Oller and others (2018) and Furdada and Vilaplana (1998), respectively; Eqn (1) is more accurate (lower error values)

Equation	α predicted			Error (α observed - α predicted)		
	Mean	SD	Range	Mean	SD	Range
(1)	24.7	3.4	17.3-33.5	0.9	1.6	-4.5 to 4.6
Furdada and Vilaplana (1998)	24.7	3.7	17.1-33.8	0.9	2.1	-6.4 to 7.9
Oller and others (2018)	24.8	3.2	18.2-32.8	0.8	2.0	-6.4 to 7.3

our avalanche occurrence dataset. In Figure 4, the descriptive statistics of error and α angle obtained with equations (1 to 11) from Table 1 are plotted. Equations are ordered from lower (left) to higher (right) mean α error, being 1, the equation obtained in this research (Table 3). It can be observed that the mean value of the error increases as the mean value of α decreases, although some error values are close to those in Eqn (1) (Canada, 2; France, 3; Norway, 4; Japan, 5; Austria, 6). The dispersion, however, is much greater, and especially in Japan (5). With the exception of Canada (2) and France (3), the mean α values obtained are lower than that obtained with other equations, especially from Slovakia (7) to the right side of the graph. Despite the exception of Canada (2) and Norway (4), in general in continental regions and at higher latitudes, the mean α angles are smaller (longer runout, right sector of the graph), and in maritime regions and at

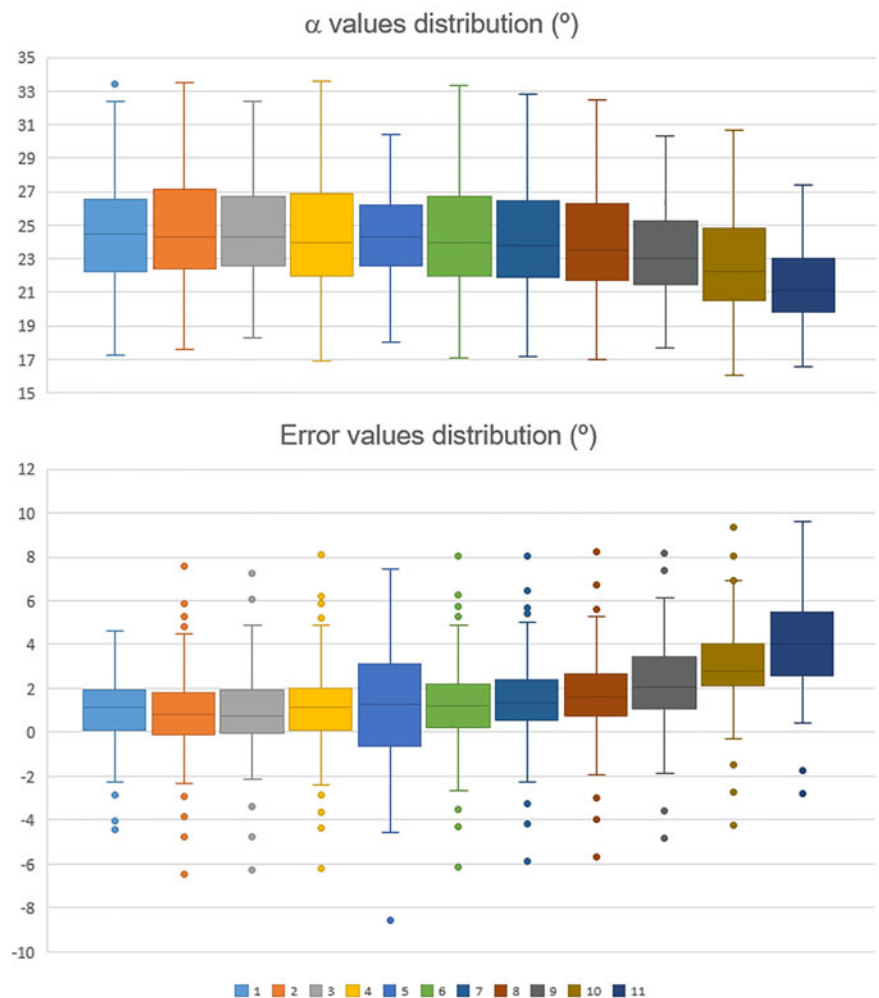


Fig. 4. Boxplots of α predicted and error values obtained after applying to the 97 extreme avalanche occurrences the general equations listed in Table 1, ordered in increasing order of mean error (from left to right). 1, Eqn (1); 2, Canada (McClung and Mears, 1991); 3, France (Adjel, 1995); 4, Norway (Lied and Bakkehøi, 1980); 5, Japan (Fujisawa and others, 1993); 6, Austria (Lied and others, 1995); 7, Slovakia (Biskupic and Barka, 2010); 8, USA Coastal Mountains (Nixon and McClung, 1993); 9, USA Coastal Alaska (McClung and Mears, 1991); 10, Iceland (Johannesson, 1998); 11, USA Colorado Rockies (McClung and Mears, 1991).

lower latitude α angles are higher (shorter runout, left side of the graph).

4.2 Analysis of the extreme values obtained

To study the variables that influence a greater or lower runout of the avalanches (i.e. that exceed or do not reach the α predicted), a comparative analysis of the data was performed. As a first step, the data were grouped into two sets. From the dataset, 64 (66%) avalanche occurrences had a positive error (the observed runout was shorter than that predicted by the model) and 33 (34%) avalanche occurrences had a negative error (the observed runout was longer than that predicted by the model). This suggests that the model tends to favour longer runout distances. The end values of the distribution (positive or negative values beyond a SD, 25 and 8 avalanches, respectively) were separated in order to highlight main differences between the extreme values of the avalanche dataset. The 20 avalanche occurrences not reaching the β point were included in the 25 positive occurrences group (Table 5). No differences were found between independent datasets based on T , Mann-Whitney or ANOVA tests, according to the types of variables analysed.

Analysing comparatively the parameters corresponding to each population, despite the reduced number of cases of the two datasets, there are some differences to be mentioned. On the one hand, for a similar mean β angle (between 26° and 27°), α angles are logically lower for avalanches with a negative error (larger runout). On average, avalanches with a positive error are larger (larger H_β , L_β and Az_s) than the one's with a negative error.

The mean aspect of the starting zone of the avalanches with positive error is NW, whereas for avalanches with a negative error is SE (Table 5). No tendencies were found in relation to climate divisions.

5. Discussion

5.1. Considerations about the obtained model

Our update of the α - β model for the Catalan Pyrenees has produced a general equation with three significant variables. The parameters of the model (variance, tolerance and CI) confirm its robustness, with a coefficient of determination $R^2 = 0.81$. The 97 avalanches of the dataset took place mainly during the 20th century, under climatic conditions that are similar to current conditions. Therefore, the equation provides estimates of the runout distances for avalanches occurring about once in 100 years. If the SD is subtracted, the non-exceedance probability factor increases, providing a boundary to the uncertainty.

Gauer and others (2010) found that there was neither volume nor fall height dependency with runout. However, Eqn (1) shows a slight relation with L_β (horizontal length of the avalanche until β point), and Az_s , an indirect measure of the size of the avalanche at the starting zone, result that conceptually contradicts the results obtained by these authors. They explained that erosion and entrainment of snow seem to be crucial for avalanches to reach long runout distances, which feed and grow through snow entrainment at the head of the avalanche, but long runouts are not dependent on the total mass. In our case, we have not

Table 5. Descriptive statistics of the main topographic and morphometric parameters of the avalanches with positive error >1 SD (observed avalanches don't reach predicted runout distances) and negative error <-1 SD (observed avalanches exceed predicted runout distances)

Variable	Avalanches with positive error (shorter runout)				Avalanches with negative error (larger runout)			
	N	Mean	SD	Range	N	Mean	SD	Range
α (°)	25	26.9	3.1	19.9–34.0	8	22.2	3.1	18.4–27.6
β (°)	25	26.2	3.4	19.9–34.4	8	26.8	3.6	20.5–32.8
θ (°)	25	34.2	3.5	29.2–44.4	8	37.2	4.8	27.6–43.1
y' (m ⁻¹)	25	2.6×10^{-4}	1.5×10^{-4}	1.2×10^{-4} – 6.0×10^{-4}	8	3.5×10^{-4}	1.4×10^{-4}	1.8×10^{-4} – 6.0×10^{-4}
H_β (m)	25	887	271	355–1290	8	691	180	465–950
L_β (m)	25	1822	591	728–2996	8	1357	259	1007–1754
PT (ordinal)	25	1.2	0.6	1–3	8	1.0	0.0	1–0
Azs (Ha)	25	6.55	5.59	0.58–20.44	8	4.52	4.34	0.47–13.83
Ozs (°)	25	233	100	50–358	8	148	87	2–300
Con (%)	25	42	25	0–82	8	51	27	14–85
Cli (ordinal)	25	1.8	0.7	1–3	8	1.9	0.8	1–3

considered entrainment and neither avalanche mass at the starting zone or runout zone, because they are not parameters that can be directly derived from the topography of the path. We used indirect variables of the size of the avalanche (L_β and Azs) which counteract: larger Azs provide longer runouts and larger L_β provide shorter runouts. This result may be explained because the longer is the track, the longer act the frictional forces (approximately when slope decrease below 24°, Gubler and others, 1986; McClung and Mears, 1995), and also the higher are the friction forces due to channelisation, roughness (forest and terrain) and densification of the flow (Bakkehoi and others, 1983), especially for dense flow avalanches (Wagner, 2016). This can be related to shorter slopes tendency to provide larger runouts compared to longer slopes, as explained in Section 3.1. In relation to the area of the starting zone, the largest it is, the longer is the runout because of the higher mass incorporated, involving the size effect indicated by Pudasaini and Hutter (2007). Thus, the larger is the avalanche, the higher may be its capacity of snow erosion and entrainment.

5.2. Comparison with the former model

The equation obtained (1) provide similar runout distances than those obtained more than 20 years ago by Furdada and Vilaplana (1998). Furdada and Vilaplana (1998) reported that the results obtained with their equations were probably undervalued given the uncertainty about the return period of the avalanches in the dataset, estimated higher than 30 years. As the goal was to register extreme avalanches, only avalanches that surpassed the β point were registered, with the damage caused by past avalanches in the forest and eyewitness information being the main criteria used to identify these runout distances. Therefore, according to the dataset, the Furdada and Vilaplana (1998) equation should provide more conservative results, that is, lower α angles than for a non-censored dataset. However, the results were likely to correspond to avalanches that include some more frequent ones, given that the model produced similar runout distances despite the use of a censored dataset, and some few less frequent and rarer ones. Compared to the dataset used in the current study, which considers avalanche occurrences of the order of 100 years return period, including all avalanches, reaching and not reaching the β point (non-censored dataset), the dataset used by Furdada and Vilaplana (1998) should correspond to a lower return period, as they also suggested. Their high coefficient of determination (R^2) value (0.87) was probably due to a more homogeneous dataset, by not including avalanches not reaching β . Therefore, despite obtaining similar results, the datasets used in both studies had significant differences, that can be due to: (1) a different criterion in the selection of the avalanche

occurrences that feed the model (i.e. censoring of avalanche occurrences not reaching the β point); (2) the smaller geographic area involved in the former analysis (only western Catalan Pyrenees, in the oceanic and western transition climatic areas that have a higher MAE – major avalanche episode or cycle – frequency, Fig. 1; see next section) and (3) a less precise mapping tools.

Furdada and Vilaplana (1998) obtained four regression models according to the topographic characteristics of the terrain profile. In our dataset, neither y' , the shape factor that describes the terrain profile, nor PT, a classification of the terrain shape at the transition track-runout zones, had statistical significance with the variable α . Probably, the dataset was not large enough to include a statistical significant number of cases for each shape class.

5.3. Terrain and climate influence on extreme runouts

When analysing the avalanches with the most extreme positive and negative error, certainly there is not a clear distribution in function of climate divisions, but there are differences related to topography of the avalanche paths as McClung and others (1989) indicate.

The variables that have the most influence on extreme runout, above and below α obtained by the model, are the variables related to the size (L_β , H_β and Azs) and the aspect of the starting zone, Ozs (Table 5). Smaller and SE facing starting zones provide longer runouts than expected, for more than 1 SD. In relation to the aspect of the starting zone (Ozs), negative values (larger runout) are associated with SE starting zones and positive values (shorter runout) are associated with NW starting zones. In SE starting zones runout distances are larger than predicted. This can be explained by the highest frequency of cold NW advections (Oller and others, 2015) which accumulate drifted snow towards SE starting zones, produce storm slabs and generate cold dry snow avalanches within southern slopes. The atmospheric patterns that generate avalanches in northern slopes are less frequent and involve warmer conditions and this may explain why there are more avalanches with a runout shorter than predicted. Forest extent in these avalanche paths is larger due to a less avalanche activity and it offers a higher roughness to the flow to extreme avalanches. The available information on forest destroyed by the avalanches of the dataset indicates that in northern slopes the mean deforested area per avalanche is 3.59 ha and in southern slopes is 2.23 ha, which supports this hypothesis. In SE facing avalanche, paths with a negative error (larger runout), starting zones are smaller. This would be explained by the increase of the snow mass released because of the wind loading contribution in these starting zones.

This result becomes very relevant in terms of uncertainty. When applying the model, the subtraction of 1 SD corresponds to a non-exceedance probability of $p = 0.84$, which means that 84% of the paths should have runouts that do not exceed the predicted α , which is a high security range. In consequence, in avalanche paths with such characteristics (starting zones smaller and facing SE) it would be recommended to land-use planners to consider increasing the non-exceedance probability.

5.4. Comparison with other models

Regarding the exercise of comparison of the model obtained in this study and other models, some constraints and considerations arise. The first, obvious one is that the database of avalanche occurrences affects the obtained equation and the consequent results. As an example, in the Catalan Pyrenees, censored (Oller and others, 2018) and non-censored (this study) databases can generate mean similar results, but censored database ultimately produce a range of more conservative runouts and a range of larger errors (Table 4), resulting in a more imprecise estimation of the runouts.

The comparison of the results obtained with Eqn (1), with other equations obtained in other mountain ranges around the world (Fig. 4), shows how in the Pyrenees runouts are shorter, but relatively close to other European Alpine countries (e.g. the equation obtained from France could be applied to the Catalan Pyrenees, even though the SD error is larger). Results seem to show some climate influence: in general, in continental regions and at higher latitudes, the mean α angles are smaller (longer runout), and in maritime regions and at lower latitude α angles are higher (shorter runout). McClung and others (1989) considered that climate regime does not have a strong influence on extreme runouts on a time-scale of more than ~ 100 years. According to their experience, large dry avalanches have the longest runout distances in the majority of cases. For timescales of 100 years, large dry avalanches will occur in either climatic regions, thus the runout statistic models are fitted with data and correspond to this type of avalanche. McClung and others (1989) concluded that the tendency for long runout distances could be explained by the profiles of the avalanche paths, but not by snow-climate classifications. We suggest another possible variable that can explain the differences that shows Figure 4, and is the frequency of these 'extreme dry' avalanches. Frequency of extreme avalanches could be different in each mountain range, as proposed in Oller and others (2015). Therefore, for the same time period, the probability to register a higher or lower proportion of extreme occurrences should be different in each mountain range as a function of the frequency of occurrence of this type of avalanche. This could explain roughly why in a continental/higher latitude climate mean α values are lower than those in a maritime/lower latitude climate. Furthermore, as presented in Section 5.3, topographic variables can capture in some way some climatic particularities (dominant winds and subsequent snowdrifts, as Ozs in our study), thus introducing significant differences from one mountain range to another. This also supports the hypothesis that climate can have some influence on the frequency of extreme, large dry avalanches. Farther, the main current morphology of the mountain ranges is a consequence of the glaciations occurred during the Pleistocene. The latitude of the mountain ranges and their proximity to the coast are factors that influenced the glacial intensity and extension and the related erosion and deposition processes, which gave shape to the valleys and strongly influence the morpho-topography of the current slopes. Therefore, climate and latitude likely played an indirect role in the current avalanche paths topography. In summary, on one hand, avalanche paths will present morphological differences from one mountain range to

another due to each particular genesis and evolution controlled by latitude and climate and, on the other hand, some climatic characteristics could be captured by topographic characteristics in each mountain range. In any case, a deeper and broader analysis should be performed in order to explain differences observed in Figure 4.

6. Conclusions

A dataset of 97 extreme avalanches occurred mainly during past 100 years was used to update the α - β runout model for the Catalan Pyrenees, using current digital topographic bases, DEMs and digital orthoimagery. A general equation was obtained with three variables (inclination of the avalanche path, β , horizontal length, L_β and area of the starting zone, Azs), with a high coefficient of determination ($R^2 = 0.81$) and high statistical robustness. The analysis of the effects of other terrain variables on runout distances revealed no statistical significances. The equation obtained in this study provides runout distances for a return period of ~ 100 years.

Regarding the significant variables that describe the size of the avalanche, larger Azs provide longer runouts most likely because the larger is the starting zone, the larger is the mass and energy of the avalanche, the capacity of snow erosion and entrainment along the path and the resulting avalanche. Larger L_β provide shorter runouts probably related to the longer is the track, the longer is the deceleration due to the friction forces acting along the path and due to decreasing slope angle, channelisation, roughness (forest and terrain) and the densification of the flow. These two characteristics may counteract.

The analysis of the extreme values of the avalanche dataset showed that larger avalanche paths (larger vertical drop, horizontal distance and area of the starting zone) provide shorter runout distances than predicted by the model, and starting zones oriented towards NW too. The relation of the aspect of the starting zone with the runout distance could be related to the frequency of snow-drift episodes, which more frequently overload south and southeast slopes, and therefore can produce more frequent and larger avalanches. In northern slopes, the lower frequency of avalanches allows the growth of the forest and therefore increases the roughness of the path.

Therefore, in land-use planning, when applying the obtained model, in order to reduce the uncertainty, it is recommended to consider increasing the non-exceedance probability by reducing α , especially in those avalanche paths with south and southeast facing starting zones.

The comparison of the results obtained with Eqn (1), with the results obtained using equations from other mountain ranges around the world seems to show some climate and terrain influence. Differences could be explained by the frequency of occurrence of MAE (major avalanche episodes or cycles), and the current morphology and topographic characteristics in each mountain range, and can have an indirect influence on the regression equations obtained.

The α - β and statistical models are based on real-avalanche occurrences and directly measurable parameters, and the result of their application allows to determine the runout of extreme avalanches in terms of non-exceedance probability. Although α - β and statistical models do not provide continuous variables along the terrain profile of an avalanche path like velocity or impact pressure, as the dynamical models do, they provide valuable information in the practice of hazard mapping. They are complementary to the dynamical models, which results in terms of runout can be checked. They are fast to apply and allow obtaining a quite good approach to the runout of an avalanche path. In this sense, the update of the statistical equation

valid for the Catalan Pyrenees represents a significant advance in the hazard characterisation of this mountain region.

Supplementary material. The supplementary material for this article can be found at <https://doi.org/10.1017/jog.2021.50>.

Acknowledgements. The authors are grateful to the PROMONTEC Project CGL2017-84720-R° (AEI/FEDER, UE), which supported this research. We are especially grateful to Peter Gauer, who gave very good advice that substantially improved this paper and also to the two anonymous reviewers and the editor, N. Eckert, who provided very useful comments and suggestions.

References

- Adjel G (1995) Methodes statistiques pour la determination de la distance d'arret maximale des avalanches. *La Houille Blanche* 7, 100–104.
- Ancey C (2006) Dynamique des avalanches. Presses Polytechniques et universitaires romandes & Cemagref. Lausanne (Switzerland) & Antony (France).
- Ancey C, Gervasoni C and Meunier M (2004) Computing extreme avalanches. *Cold Regions Science and Technology* 39(2–3), 161–180.
- Anderson G and McClung D (2012) Snow avalanche penetration into mature forest from timber-harvested terrain. *The Canadian Geotechnical Journal* 49, 477–482.
- Bakkehoi S, Domaas U and Lied K (1983) Calculation of snow avalanche runout distance. *Annals of Glaciology* V4, 24–29.
- Barbolini M and Keylock CJ (1999) A new method for avalanche hazard mapping using a combination of statistical and deterministic models. *Natural Hazards and Earth System Sciences (NHES)* 2(3/4), 239–245.
- Barbolini M and Savi F (2001) Estimate of uncertainties in avalanche hazard mapping. *Annals of Glaciology* 32, 299–305.
- Barriandos M and Llasat MC (2003) The case of the 'Maldá' anomaly in the western Mediterranean basin (AD 1760–1800): an example of a strong climatic variability. *Climatic Change* 61, 191–216.
- Barriandos M and Martín Vide J (1998) Secular climatic oscillations as indicated by catastrophic floods in the Spanish Mediterranean coastal area (14th–19th centuries). *Climatic Change* 38, 473–491.
- Barsanti M (1990) Calcolo della distanza di arresto delle valanghe sulla base di parametri topografici del pendio. *Neve e Valanghe* 9, 86–97.
- Biskupic M and Barka I (2010) Spatial modelling of snow avalanche run-outs using GIS. In: The 2010 GIS Symposium. Ostrava, Czech Republic.
- Blöschl G and 41 others (2020) Current European flood-rich period exceptional compared with past 500 years. *Nature* 583, 560–566. doi: [10.1038/s41586-020-2478-3](https://doi.org/10.1038/s41586-020-2478-3).
- Bozhinskiy AN, Nazarov AN and Chernouss PA (2001) Avalanches: a probabilistic approach to modelling. *Annals of Glaciology* 32, 255–258.
- Buser O and Frutiger H (1980) Observed maximum run-out distance of snow avalanches and the determination of the friction coefficients μ and ξ . *Journal of Glaciology* 26(94), 121–130.
- Carreras J and 5 others (1996) Delimitation of the supra-forest zones in the Catalan Pyrenees. *Bulletin de la Societe Linneenne de Provence* 47, 27–36.
- Castaldini R (1994) Sul calcolo della distanza di arresto delle valanghe. *Neve e Valanghe* 21, 50–61.
- Delparte D, Jamieson B and Waters N (2008) Statistical runout modeling of snow avalanches using GIS in glacier national park, Canada. *Cold Regions Science and Technology* 54, 183–192.
- De Quervain M (1972) Lawinenbildung. In: Lawinenschutz in der Schweiz, Bd. 9 der Reihe Bündnerwald, Beiheft, 15–32.
- Eckert N, Naaim M and Parent E (2010) Long-term avalanche hazard assessment with a Bayesian depth-averaged propagation model. *Journal of Glaciology* 56(198), 563–586.
- Eckert N, Parent E, Naaim M and Richard D (2008) Bayesian Stochastic modelling for avalanche predetermination: from a general system framework to return period computations. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 22(2), 185–206.
- Eckert N, Parent E and Richard D (2007) Revisiting statistical–topographical methods for avalanche predetermination: Bayesian modelling for runout distance predictive distribution. *Cold Regions Science and Technology* 49(1), 88–107.
- Favier P, Eckert N, Faug T, Bertrand D and Naaim M (2016) Avalanche risk evaluation and protective dam optimal design using extreme value statistics. *Journal of Glaciology* 62(234), 725–749.
- Fuchs H and 12 others (2002) Pilotstudie: Lawinenkundliche und Waldbauliche Analyse des Catastrophenwinters 1998/99 und Erstellung eines Standardverfahrens zur dynamisierten Ermittlung lawinengefährdeter Bereiche (GZ 58.110/36-VC7A/99) – Endbericht. Unveröffentlicher Bericht der Univeristät für Bodenkultur Wien.
- Fujisawa K, Tsunaki R and Kamiishi I (1993) Estimating snow avalanche runout distances from topographic data. *Annals of Glaciology* 18, 239–244.
- Furdada G (1996) Estudi de les allaus al Pirineu occidental de Catalunya: Predicció espacial i aplicacions de la Cartografia. Geoforma Ediciones. Serie Monografias Cientificas. Logroño. 315 p. and 3 maps.
- Furdada G and Vilaplana JM (1998) Statistical prediction of maximum avalanche run-out distances from topographic data in the western Catalan Pyrenees (northeast Spain). *Annals of Glaciology* 26, 285–288.
- García-Hernández C, Ruiz-Fernández J, Sánchez-Posada C, Pereira S and Oliva M (2018) An extreme event between the little ice age and the 20th century: the snow avalanche cycle of 1888 in the Asturian Massif (northern Spain). *Geographical Research Letters* 44(1), 187–212.
- García C, Martí G, García A, Muntán E, Oller P and Esteban P (2007) Weather and snowpack conditions of major avalanches in the eastern Pyrenees. *Proceedings of the Alpine & Snow Workshop: Forschungsbericht* 53, 49–56.
- García C, Peña JC, Martí G, Oller P and Martínez P (2010) WeMOI and NAOi influence on major avalanche activity in the eastern Pyrenees. *Cold Regions Science and Technology* 64, 137–145.
- García C, Rodés P, Gavalda J, Martí G and Barriandos M (2005) La reconstrucción de riesgos naturales en el contexto climático de la miniglaciación. El caso del alud catastrófico de abril de 1855 en el valle de Toran. *Boletín glaciológico aragonés* 6, 61–85.
- Gauer P (2014) Comparison of avalanche front velocity measurements and implications for avalanche models. *Cold Regions Science and Technology* 97, 132–150. doi: [10.1016/j.coldregions.2013.09.010](https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2013.09.010).
- Gauer P (2018) Considerations on scaling behavior in avalanche flow along cycloidal and parabolic tracks. *Cold Regions Science and Technology* 151, 34–46.
- Gauer P, Kronholm K, Lied K, Kristensen K and Bakkehoi S (2010) Can we learn more from the data underlying the statistical α - β model with respect to the dynamical behaviour of avalanches? *Cold Regions Science and Technology* 62, 42–54.
- Greene E and 11 others (2016) Snow, weather, and avalanches: observation guidelines for avalanche programs in the United States. In: Tech. rep. American Avalanche Association.
- Gubler H, Hiller H, Klaussegger G and Sutter U (1986) Messungen an Fließlawinen. Zwischenbericht. Mitteilungen des Eidgenössischen Institutes für Schnee – und Lawinenforschung, 41, Davos, Switzerland.
- Heim A (1932) Bergsturz und menschenleben. *Geologische Nachlese Nr. 30, Naturforschenden Gesellschaft in Zürich* 77, 220.
- Jamieson B (Ed) (2018) *Planning Methods for Assessing and Mitigating Snow Avalanche Risk*. (contributions by Jamieson B, Jones A, Argue C, Buhler R, Campbell C, Conlan M, Gauthier D, Gould B, Johnson G, Johnston K, Jonsson A, Sinickas A, Statham G, Stethem C, Thumler S and Wilbur C). Canadian Avalanche Association, Revelstoke, British Columbia, Canada.
- Johannesson T (1998) Icelandic avalanche runout models compared with topographic models used in other countries. In: E. Hestnes (Editor), Proceedings of the Anniversary Conference 25 Years of Snow Avalanche Research, Voss, 12–16 May 1998. Norwegian Geotechnical Institute, Oslo, pp. 43–52.
- Johnston K, Jamieson B and Jones A (2012) Estimating extreme avalanche runout for the Columbia mountains and Fernie area Rocky Mountains of British Columbia, Canada. *The Canadian Geotechnical Journal* 49, 1309–1318. doi: [10.1139/T2012-079](https://doi.org/10.1139/T2012-079)
- Jones AS and Jamieson B (2004) Statistical avalanche-runout estimation for short slopes in Canada. *Annals of Glaciology* 38(1), 363–372.
- Keylock CJ (2005) An alternative form for the statistical distribution of extreme avalanche runout distances. *Cold regions science and technology* 42(3), 185–193.
- Körner HJ (1980) Modelle zur berechnung der bergsturz- und lawinenbewegung. *Interpraevent* 1980(2), 15–55.
- Latenser M and Schneebeli M (2002) Temporal trend and spatial distribution of avalanche activity during the last 50 years in Switzerland. *Natural Hazards* 27, 201–230, 2002.
- Lavigne A, Eckert N, Bel L, Deschâtres M and Parent E (2017) Modelling the spatio-temporal repartition of right-truncated data: an application to

- avalanche runout altitudes in Hautes-Savoie. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* **31**(3), 629–644.
- Lied K** (1998) Snow avalanche experience through 25 years at NGI. Proceedings of the NGI Anniversary Conference. Norwegian Geotechnical Institute, 7–14.
- Lied K and Bakkehoi S** (1980) Empirical calculations of snow-avalanche run-out distance based on topographic parameters. *Journal of Glaciology* **V26**, 165–178.
- Lied K and Toppe R** (1989) Calculation of maximum snow-avalanche runout distance by use of digital terrain models. *Annals of Glaciology* **13**, 164–169.
- Lied K, Weiler S, Bakkehoi S and Hopf J** (1995) Calculation methods for avalanche run-out distance for the Austrian Alps. The contribution of scientific research to safety with snow, ice and avalanche, ANENA, Grenoble, France, pp. 63–68.
- Llasat MC, Barriendos M, Barrera A and Rigo T** (2003) Climatological analysis of flood frequency in Ter, Llobregat and Segre basins from 14th to 20th century. In Thorndycraft V, Benito G, Barriendos M, Llasat MC: Palaeofloods, Historical Data & Climatic Variability. Applications in Flood Risk Assessment, PHEFRA Workshop Proceedings, CSIC-CCMA, 275–280.
- Maggioni, M** (2004) Avalanche release Areas and their influence on uncertainty in avalanche hazard mapping. Chapter 2: Monte Carlo simulations. PhD Thesis. University of Zurich.
- Mann ME** (2002) Little ice age. In: *The Earth System: Physical and Chemical Dimensions of Global Environmental Change*. MacCracken MC and Perry JS (eds). Encyclopedia of Global Environmental Change, **1**. John Wiley & Sons, Ltd, Chichester, 504–509.
- Martinelli M** (1986) A test of the avalanche runout equations developed by the Norwegian geotechnical institute. *Cold Regions Science and Technology, Band* **13**(1), 19–33.
- McClung DM and Gauer P** (2018) Maximum frontal speeds, alpha angles and deposit volumes of flowing snow avalanches. *Cold Regions Science and Technology* **153**, 78–85.
- McClung D and Lied K** (1987) Statistical and geometric definition of snow avalanche runout. *Cold Regions Science and Technology* **13**, 107–119.
- McClung DM and Mears AI** (1991) Extreme value prediction of snow avalanche runout. *Cold Regions Science and Technology* **19**(2), 163–175.
- McClung DM and Mears AI** (1995) Dry flowing avalanche run-up and run-out. *Journal of Glaciology* **41**(138), 359–372.
- McClung DM, Mears AI and Schaerer PA** (1989) Extreme avalanche run-out: data from four mountain ranges. *Annals of Glaciology*, **13**, 180–184.
- Mears AI** (1988) Comparisons of Colorado, Eastern Sierra, Coastal Alaska, and Western Norway Runout Data. International Snow Science Workshop (ISSW), Wistler, BC. Pp. 232–238.
- Mears AI** (1992) *Snow-avalanche Hazard Analysis for Land use Planning and Engineering*. Denver: Colorado Geological Survey.
- Meunier M and Anczy C** (2004) Towards a conceptual approach to predetermining high-return-period avalanche run-out distances. *Journal of Glaciology* **50–169**, 268–278.
- Meunier M, Anczy C and Naaim M** (2001) Mise au point d'une méthode de prédétermination statistique des cotes d'arrêt d'avalanches. *La Houille Blanche* **6–7**, 92–98.
- Muntán E and 5 others** (2009) Reconstructing snow avalanches in the south-eastern Pyrenees. *Natural Hazards and Earth System Science* **9**, 1599–1612.
- Muntán E, Andreu L, Oller P, Gutiérrez E and Martínez P** (2004) Dendrochronological study of the avalanche path Canal del Roc Roig. First results of the ALUDEX project in the Pyrenees. *Annals of Glaciology* **38**, 173–179.
- Muntán E, Oller P and Gutiérrez E** (2010) Tracking past snow avalanches in the SE Pyrenees. M. Stoffel ed. *Tree Rings and Natural Hazards: A State-of-the-Art. Advances in Global Change Research* **41**. Springer, Dordrecht, Heidelberg, London, New York, 47–50.
- Nixon DJ and McClung D** (1993) Snow avalanche runout from two Canadian mountain ranges. *Annals of Glaciology* **18**, 1–6.
- Oliva M and 21 others** (2018) The Little Ice Age in Iberian mountains. *Earth-Science Reviews* **177**(2018), 175–208.
- Oller P and 5 others** (2006) The avalanche data in the Catalan Pyrenees. 20 years of avalanche mapping. Proceedings of the 2006 International Snow Science Workshop, Telluride, Colorado. Pp 305–313.
- Oller P and 5 others** (2015) Characterizing major avalanche episodes in space and time in the twentieth and early twenty-first centuries in the Catalan Pyrenees. *Cold Regions Science and Technology* **110**, 129–148.
- Oller P, Baeza C and Furdada G** (2018) Statistical runout modelling of snow avalanches in the Catalan Pyrenees. Proceedings of the International Snow Science Workshop (ISSW 2018). Innsbruck, Austria. Pp 751–755.
- Oller P, Fischer JT and Muntán E** (2020) The historic avalanche that destroyed the village of Arreu in 1803, Catalan Pyrenees. *Geosciences* **10**, 169.
- Oller P, Marturià J, González JC, Escriu J and Martínez P** (2005) El servidor de datos de aludes de Cataluña, una herramienta de ayuda a la planificación territorial. In proceedings of: VI Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Valencia, 21–24 de Junio de 2005. E. P. 905–916.
- Pudasaini SP and Hutter K** (2007) *Avalanche Dynamics. Dynamics of Rapid Flows of Dense Granular Avalanches*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 602 pp.
- Schaerer P** (1986) Winter weather. Weather patterns for major avalanches. *The Avalanche Review* **4**, 3.
- Scheidegger AE** (1973) On the prediction of the reach and velocity of catastrophic landslides. *Rock Mechanics* **5**, 231–236.
- Sinickas A and Jamieson B** (2014) Comparing methods for estimating β points for use in statistical snow avalanche runout models. *Cold Regions Science and Technology* **104–105**(2014), 23–32.
- Sovilla B, McElwaine JN, Schaer M and Vallet J** (2010) Variation of deposition depth with slope angle in snow avalanches: measurements from Vallée de la Sionne. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* **115**, F02016, (1–13).
- Thompson CG, Kim RS, Aloe AM and Becker BJ** (2017) Extracting the variance inflation factor and other multicollinearity diagnostics from typical regression results. *Basic and Applied Social Psychology* **39**(2), 81–90.
- Wagner P** (2016) Kalibrierung des α - β -Modells für das Ermitteln der Auslauflänge von kleinen und mittleren Lawinen Institut für Alpine Naturgefahren (IAN), BOKU-Universität für Bodenkultur, Institut für Alpine Naturgefahren (IAN), BOKU-Universität für Bodenkultur.

ANNEX 3. Altres articles relacionats

Oller, P., Baeza, C., Furdada, G. (2018). Statistical runout modeling of Snow avalanches in the Catalan Pyrenees. *Proceedings of the International Snow Science Workshop*. Innsbruck, Austria. P. 751-755.

STATISTICAL RUNOUT MODELING OF SNOW AVALANCHES IN THE CATALAN PYRENEES

Pere Oller ^{1*}, Cristina Baeza ², and Glòria Furdada ¹

¹ RISKNAT; Institut de Recerca Geomodels; Dpt. Dinàmica de la Terra i de l'Oceà; Facultat de Ciències de la Terra; Universitat de Barcelona

² Scientific Department. ACUIDAD Consulting, Barcelona, Spain

ABSTRACT: In the present study, the statistical runout regression model α - β was applied in order to update equations obtained 20 years before in the Catalan Pyrenees. This was carried out by including the knowledge of major avalanche activity in this region and by using the current mapping tools. The model was obtained from a dataset constituted by 82 avalanches with an estimated return period of 100 years (T100). General and specific equations were obtained for different types of avalanche path morphologies. The new, updated equations show a good agreement with those obtained previously. However, 23% of the T100 avalanches did not reach the beta point, for which the α - β model could not be applied. The β point is the point on the avalanche profile, at the top of the runout zone, where slope reaches 10° and the model assumes that the avalanche should exceed it. To find out the parameters that could explain why there are avalanches that do not reach the β point we applied a logistic regression analysis. The size of the starting zone (small and very small starting zones), and their aspect (northwest) were the most powerful parameters to explain the non-arrival to the beta point. These results can be related with the known, low frequency major avalanche cycles that occur in the regions where these avalanche paths are located. Probably, T100 major avalanche cycles in these areas do not provide conditions sufficiently optimal to develop avalanches large enough to accomplish with α - β model requirements.

KEYWORDS: Avalanche, statistical modeling, regression model, logistic regression model, Pyrenees.

1. INTRODUCTION

The determination of avalanche runout distance is fundamental for avalanche hazard mapping in urban planning. One tool, among others, to calculate this parameter are the statistical models.

The statistical models allow to obtain the runout distance along a topographic profile of the avalanche path. The model is constructed by using a representative set of avalanche events whose runout is known. The two most widely used statistical models are the α - β model (Lied and Bakkehoi, 1980) and the Runout Ratio model (McClung et al., 1989).

The regression model α - β was developed by Lied and Bakkehoi (1980) with data from 192 avalanche paths in Norway with very well defined runout distances. They found that β was the only significant predictor and, since then, α - β models have been obtained in other mountain ranges in Europe, North America and Japan.

Furdada (1996) and Furdada and Vilaplana

(1998) applied the regression model α - β for the first time in the Pyrenees. The work was done using the means available at that time: 1: 50.000 topographic maps (DEMs were still a very incipient tool), and avalanche data obtained in the first cartography campaigns that were carried out to feed the avalanche cadastre of Catalonia, precursor of the Avalanche Database of Catalonia (BDAC, Oller et al., 2005), nowadays maintained and updated by the Cartographic and Geological Institute of Catalonia (ICGC). They obtained 4 regression models according to the morphotopographic characteristics of the terrain profile. For future work, they recommended (i) improving the avalanche cadastre to work with more reliable data, (ii) improving the accuracy of topographical bases and (iii) the use of digital terrain models.

Since the work of Furdada (1996) there have been important advances in digital cartography (topographical bases, high resolution DEM, digital orthoimagery), and also in the knowledge of avalanche dynamics in the Catalan Pyrenees with the elaboration of the Avalanche Paths Map (Oller et al., 2006), the implementation of the Avalanche Database of Catalonia (BDAC-ICGC; Oller et al., 2005), and the improvement of the knowledge about dynamics of major avalanche cycles (Muntán et al., 2009, García et al., 2010, Oller et al., 2015). All these advances led us to

* Corresponding author address:

Pere Oller Figueras, Facultat de Ciències de la Terra, Universitat de Barcelona
c/ Martí i Franquès s/n, 08028 Barcelona;
tel: +34 649895504;
email: pereof@gmail.com

consider an update of the results obtained by Furdada and Vilaplana (1998).

During the preparation of the data set, we realized that not all the avalanches that we considered T100, reached the β point. These events (a 23%) were analyzed separately to analyze this fact.

Taking into account this context, the present study aims (i) to update the α - β model for the Catalan Pyrenees, based on the cartographic tools currently available and the current knowledge of avalanche dynamics in this area, (ii), to analyze the factors that have influence on the runout distance considering the morphometric and dynamic characteristics of the avalanches of the dataset, and (iii), to identify the factors that have the greatest influence on the fact that the avalanche does not reach β point.

2. STUDY AREA

The study area corresponds to the Catalan Pyrenees, which are located at the southeast of the Pyrenees mountain range (Figure 1). In this area, three climate varieties (García-Sellés et al., 2007) and Major Avalanche Nivological Regions (MANR; Oller et al., 2015) were defined. The north-western part has a humid oceanic climate with regular winter precipitation. Towards the south, the weather gains continental traits, and winter precipitation decreases. In the eastern Pyrenees the Mediterranean influence takes predominance; winter precipitation increases though irregularly distributed.

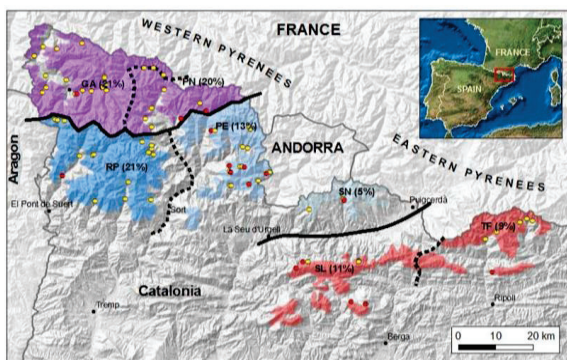


Figure 1: Study area. MANR (Major Avalanche Nivological Regions): GA (Garona), PN (Pallaresa Nord), RP (Ribagorçana - Pallaresa), PE (Pallaresa Est), SN (Segre Nord), SL (Segre - Llobregat), TF (Ter - Freser). Colored areas correspond to the areas susceptible to avalanche activity. Violet tones: MANR with oceanic influence. Blue tones: MANR in the transition zone. Red tones: MANR with Mediterranean influence. The intensity of the color indicates the frequency of occurrence of Major Avalanche Cycles (MAE) (% in brackets). Dots correspond

to avalanche events from which the present work has been carried out. Yellow: the avalanche reach the β point. Red: the avalanche doesn't reach the β point.

3. MATERIAL AND METHODS

3.1 α - β model

In Figure 2, the main parameters used for the application of the α - β model are plotted. H , β , θ and y'' have proven to be useful in regression models for estimating runout maximums (α) in mountain regions around the world.

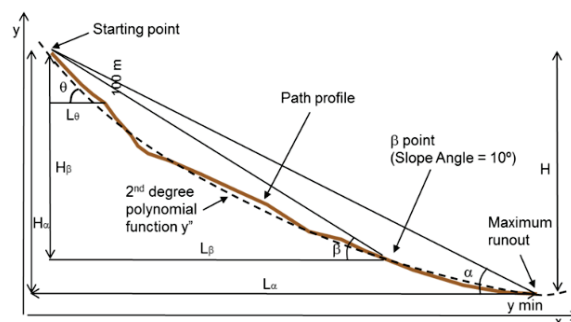


Figure 2: Main parameters of the α - β runout model (after Lied and Bakkehoi, 1980).

Bakkehoi et al. (1983) demonstrated that β is the parameter that best predicts run-out distance and that multiple regression analysis does not imply a significant improvement of the model based only on β .

3.2 Major avalanche database

Major avalanche data (avalanches that exceeded the size of usual avalanches; Schaerer, 1986) used for this work come from a Major Avalanches Database (MADB). Information stored in this database comes from the BDAC-ICGC), and from additional search performed by the authors through field work, inquiries to witnesses and photointerpretation. The BDAC sources of information and stored data characteristics are described in detail in Oller et al. (2015). The MADB compiles information concerning major avalanche occurrence: release date and snow and weather conditions, morphometries, flow characteristics and damage. At present the MADB stores 897 major avalanches (MA), mapped in 551 avalanche paths.

For the purpose of the present work, those MA with an estimated return period of 100 years (T100) were selected (155 events, corresponding to the 19% of the data set). The selected avalanches had to accomplish the necessary requirements for the α - β method: minimum verti-

cal drop of 350 m, terrain profile without run up or irregularities in the runout area, differentiated and unique starting zone, and not having been modified anthropically (Sinikas and Jamieson, 2014).

Such limitations reduced the data set to 82 T100 avalanche events. These events are homogeneously distributed in the study area (Figure 1), and occurred mainly during the XX and XXI century.

Table 1: Descriptive statistics of the topographic and morphometric parameters considered, and correlation with the response variable α .

Variable	N	Mean	SD	Range	R ²	P value
α (°)	82	25,2	3,5	18,5-34,0	-	-
β (°)	65	26,9	3,8	19,7-36,1	0,765	0,000
θ (°)	82	34,2	4,0	25,3-43,1	0,069	0,017
y'' (m ⁻¹)	82	0,0003	0,0002	0,0000-0,0008	0,060	0,026
H α (m)	82	872	287	300-1665	0,001	0,760
L α (m)	82	1888	683	541-3562	0,169	0,000
Azs (Ha)	82	6,17	5,67	0,38-24,68	0,050	0,044
Ozs (°)	82	201,4	101	2-360	0,042	0,063

For the selected avalanches, we obtained the morphometric parameters that have the greatest influence on α : β , H, y'' and θ (Figure 2). In addition to the aforementioned parameters, other parameters were measured which were also considered that could have influence on the runout distance as the shape of the topographical profile of the avalanche path (PT), the area of the starting zone (Azs), the aspect of the starting zone (Ozs), the confinement of the avalanche (Can) and the climatic region to which the avalanche path belongs (Cli), as applied by other authors (Furdada and Vilaplana, 1998; Jones and Jamieson, 2004). Another parameter that we considered is the forest extent devastated by the avalanche, since in many of the registered avalanches it was very important. Unfortunately, this data was not possible to measure for the whole set of data and this variable was not considered.

The topographical profile (PT) was classified in linear/planar (1), concave (2), and hockey stick (3), according to Jones and Jamieson (2004). We add a new class, irregular (4), for the profiles not corresponding to the previous shapes. The area of the starting zone (Azs) considered in each avalanche path, was measured on the horizontal projection. The mean aspect of the starting zone (Ozs) of each avalanche path was measured in degrees. The confinement (Can) was classified into four classes, based on the transition between the track zone and the runout

zone, in non confined–non confined (1), non confined–confined (2), confined–non confined (3) and confined–confined (4). The climate region (Cli) in which the avalanche path is located was assigned to each avalanche path: Oceanic (1), Transition (2) and Mediterranean (3).

4. ANALYSIS AND RESULTS

4.1 Application of the α - β model

Table 1 shows how only β has a good correlation with α . For the rest of the measured parameters correlation is very poor. Taking this into account, we used only the variable β for the regression with α .

Given the limited set of data, in a first stage, a general model was constructed. To do this, we separated the events that do not reach the β point, 19, leaving a set of 63 events. We selected 10 avalanches from the data set (16% of the data set, homogeneously distributed throughout the study area) in order to apply later the model and to check and validate its reliability.

From the remaining 53 avalanches, the regression equation 1 was obtained.

$$\alpha = 0,85\beta + 2,10^\circ \quad R^2 = 0,76 \quad S = 1,87^\circ \quad N = 63^* \quad (E. 1)$$

*Includes the 16% of the events for validation.

The coefficient equation shows a positive correlation between parameters and R^2 indicates that 76% of the α is explained by the independent parameter β , which is very large.

The model was then applied to the 10 previously selected avalanche events. The values obtained were located within the 95% confidence interval, which indicates a satisfactory fit of the model.

Applying the general equation obtained by Furdada and Vilaplana (1998; $\alpha = 0,97\beta - 1,20^\circ$ $R^2 = 0,87$ $S = 1,74^\circ$ $N = 216$) to the 63 selected avalanches, and comparing the results with the one's obtained in the present study (Table 2), differences in mean α angles were negligible.

Table 2: Differences between the results obtained applying the function obtained in this study and the one obtained by Furdada and Vilaplana (1998).

	This study (mean±SD)	Furdada & Vilaplana (1998) (mean±SD)
Mean α (°)	24,98±1,87	24,91±1,74

The comparison of the results obtained in both models indicate that they are in the same range of magnitude and always within the range of the standard deviation. It indicates that the dataset used by Furdada (1996) would be in the range of

T100, the same return period of the events used in the present work. On the other hand, the topography base 1:50.000 used in their work, should not be a limitation, given the similar results.

4.2 Avalanches that do not exceed the β point

The previous treatment of the data revealed that 19 events (23% of the data set) do not reach the β point. In the same way than the other 63 avalanche events, these are the largest avalanches ever observed in their respective avalanche path during the XX and XXI century. These avalanches accomplish the conditions established by McClung and Lied (1987), and therefore they should overpass the β point.

Table 4 shows the values obtained for these avalanche paths, compared with those that reach the β point. The size and orientation of the starting zone, the confinement, and the climatic zone are the variables that present the greatest differences with respect to the set of avalanches that do exceed β .

Table 4. Descriptive statistics of the main topographic and morphometric parameters of avalanches that do not exceed the β point (left), and exceeding the β point (right).

Variable	Avalanches don't reach β				Avalanches reach β			
	N	Mean	SD	Range	N	Mean	SD	Range
α (°)	19	26,5	2,6	22,1-33,0	63	24,8	3,6	18,5-34,0
θ (°)	19	33,4	2,5	29,2-39,6	63	34,4	4,3	25,3-43,1
y' (m ⁻¹)	19	0,0003	0,0001	0,0001-0,0006	63	0,0003	0,0002	0,0000-0,0008
H α (m)	19	808	298	300-1289	63	892	283	377-1665
L α (m)	19	1643	647	541-2840	63	1962	680	802-3562
PT	19	1,7	0,5	1-2	63	1,2	0,8	1-4
Azs (Ha)	19	3,46	3,38	0,38-11,52	63	6,99	5,97	0,49-24,68
Ozs (°)	19	271	85	54-360	63	180	97	2-358
Can	19	3,3	1,2	1-4	63	2,8	1,2	1-4
Cli	19	2,2	0,7	1-3	63	1,7	0,7	1-3

4.3 Application of the Logistic Regression

We applied the Logistic Regression to explain why there are avalanches that do not reach the β point. This technique was applied because it is one of the most appropriate method when dichotomous variables are analysed (to reach, or not to reach β).

To apply the logistic regression, and taking into account the reduced number of data, continuous

variables and categorical variables were transformed into dichotomous variables.

The results of the model (table 5) show that Aspect of the starting zone (Ozs), and Area of the starting zone (Azs) are significant with a p value lower than 5% (significant level), indicating their association with the probability to reach the β point. That means: (i) avalanches coming from starting zones oriented to NW have a 85,5% less probability to reach the β point than avalanches with SE facing starting zones; (ii) avalanches coming from small and very small starting zones have a 66% less probability to reach the β point than avalanches coming from medium to large starting zones; and (iii) the obtained function is more sensitive to identify avalanches that do not reach the β point (82,4%) with respect to those that reach this point (61,5%).

Table 5. Results of the logistic regression analysis (equation variables).

	B	Wald	Sig	Exp (B)	95% CI EXP(B)	
					Lower	Upper
Azs	-1,080	5,057	0,025	0,340	0,133	0,870
Ozs	-1,933	17,900	0,000	0,145	0,059	0,354
Constant	1,745	19,043	0,000	5,728		

The goodness of fit and discrimination ability of the logistic regression model are confirmed by the area under the estimation ROC curve (AUC) with a value 0,766.

5. CONCLUSIONS

A data set with 82 T100 avalanches has been used for the update of the α - β model in the Catalan Pyrenees. The morphometry of these avalanches revealed that a 23% of the events do not reach the β point.

A general equation of the regression model α - β has been obtained from the 63 T100 avalanches that reach the β point. The results are in a similar range of magnitude, and always within the range of the standard deviation that the one's obtained by Furdada and Vilaplana (1998). This indicates that the dataset used by these authors would correspond to a similar return period. The improvement of the topographic information used for the present work has not represented significant improvement of the results.

The analysis of the influence of other terrain variables on the run-out distance shows that they are not statistically significant.

The application of Logistic Regression has allowed to identify the parameters that better explain the avalanches than do not reach the β point, and to quantify the probability that the

avalanche reaches this point. The parameters that influence are aspect and area of the starting zone. Avalanches coming from starting zones oriented to NW have a 85,5% less probability to reach the β point than avalanches with SE facing starting zones. Avalanches coming from small and very small starting zones have a 66% less probability to reach the β point than avalanches coming from medium to large starting zones.

The reason why avalanches do not reach the β point can be explained, on the one hand, by the imprecision in the assignation of the return period to the avalanche event. On the other hand, it can be due to a low frequency of Major Avalanche Episodes (MAE) that generate avalanches in northern slopes in Transition climate zone. In these regions, advections that generate MAE mainly in northern slopes represent only the 18% of MAE. It is possible that these MAE do not generate the conditions to develop avalanches large enough to reach β , as it would be expected, according to McClung et al. (1989). The large forest extension that grow in these low frequency avalanche paths, we believe that should also have influence on the runout distance, but this parameter could not be analyzed in this study.

ACKNOWLEDGEMENT

The authors are grateful to PROMONTEC Project CGL2017-84720-R^o (AEI/FEDER, UE), which has supported the expenses of this research.

REFERENCES

- Bakkehoi, S., Domaas, U., Lied, K. (1983) "Calculation of snow avalanche runout distance." *Annals of Glaciology*, V4, p24-29.
- Delparte, D., Jamieson, B., Waters, N. (2008). Statistical runout modeling of snow avalanches using GIS in Glacier National Park, Canada. *Cold Regions Science and Technology* 54. 183-192.
- Furdada, G. 1996. *Estudi de les allaus al Pirineu occidental de Catalunya: Predicció espacial i aplicacions de la Cartografia*. Geoforma Ediciones. Serie Monografías Científicas. Logroño. 315 p. and 3 maps.
- Furdada, G., Vilaplana, J.M. 1998. Statistical prediction of maximum avalanche run-out distances from topographic data in the western Catalan Pyrenees (northeast Spain). *Annals of Glaciology* 26: 285-288.
- García, C., Martí, G., García, A., Muntán, E., Oller, P., Esteban, P., 2007. Weather and snowpack conditions of major avalanches in the Eastern Pyrenees. *Proceedings of the Alpine&Snow Workshop: Forschungsbericht*, 53, pp. 49–56.
- García, C., Peña, J. C., Martí, G., Oller, P., Martínez, P. (2010). WeMOI and NAOi influence on major avalanche activity in the Eastern Pyrenees. *Cold Regions Science and Technology* 64 (2010) 137–145.
- Jones, A.S.T., Jamieson, B., 2004. Statistical avalanche runout estimation for short slopes. *Annals of Glaciology*, 38: 363-372.
- Lied, K., Bakkehoi, S. (1980) "Empirical calculations of snow-avalanche run-out distance based on topographic parameters." *Journal of Glaciology*, V26, p165-178.
- Lied, K., Toppe, R., 1989. Calculation of maximum snow-avalanche runout distance by use of digital terrain models. *Annals of Glaciology*, 13: 164-169.
- McClung, D.M., Mears, A.I., Schaerer, P.A. (1989) "Extreme Avalanche Run-Out: Data From Four Mountain Ranges." *Annals of Glaciology*, V13, p180-184)
- McClung, D., Lied, K., 1987. Statistical and geometric definition of snow avalanche runout. *Cold Regions Science and Technology*, 13: 107-119.
- Mears, A.I., 1992 *Snow-avalanche hazard analysis for land use planning and engineering*. Colorado Geological Survey, Denver
- Muntán, E., García, C., Oller, P., Martí, G., García, A., Gutierrez, E., 2009. Reconstructing snow avalanches in the Southeastern Pyrenees. *Natural Hazards and Earth System Science* 9, 1599–1612.
- Oller, P.; Marturià, J.; González, J.C.; Escriu, J.; Martínez, P. (2005): El servidor de datos de aludes de Cataluña, una herramienta de ayuda a la planificación territorial. In proceedings of: VI Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables. Valencia, 21-24 de Junio de 2005. E. P. 905-916.
- Oller, P., Muntán, E., Marturià, J., García, C., García, A., Martínez, P. (2006). The avalanche data in the Catalan Pyrenees. 20 years of avalanche mapping. *Proceedings of the 2006 International Snow Science Workshop, Telluride, Colorado*. Pp 305-313.
- Oller, P., Muntán, E., García-Sellés, C., Furdada, G., Baeza, C., Angulo, C., (2015). Characterizing major avalanche episodes in space and time in the twentieth and early twenty-first centuries in the Catalan Pyrenees. *Cold Regions Science and Technology* 110:129-148
- Schaerer, P. (1986): Winter weather. Weather patterns for major avalanches. *The Avalanche Review*, Vol. 4, No. 3.

Oller, P., Fischer, J.T., Muntán, E. (2020). The Historic Avalanche that Destroyed the Village of Àrreu in 1803, Catalan Pyrenees. *Geosciences*, 10, 169.

Article

The Historic Avalanche that Destroyed the Village of Àrreu in 1803, Catalan Pyrenees

Pere Oller ^{1,*}, Jan-Thomas Fischer ² and Elena Muntán ³

¹ GeoNeu Risk, Barcelona, 08024 Catalonia, Spain

² Department of Natural Hazards, Austrian Research Centre for Forests (BFW), 6020 Innsbruck, Austria; jt.fischer@bfw.gv.at

³ Freelance Dendrochronology Consultant, Barcelona, 08458 Catalonia, Spain; emuntanbordas@gmail.com

* Correspondence: pere.oller@geoneurisk.com

Received: 31 March 2020; Accepted: 5 May 2020; Published: 7 May 2020



Abstract: The purpose of the present study was to reconstruct the avalanche which destroyed the village of Àrreu in 1803 to solve the unknowns about this historic event, and in a broader context, to improve the knowledge about these low-frequency avalanches in the Pyrenees. To this end, a multidisciplinary approach was carried out by searching in historical sources and databases, reviewing aerial imagery, surveying the site for terrain and vegetation inspection, using dendrogeomorphological analysis, and interviewing local people, to finally apply SAMOS-AT computational simulations and the statistical α - β model. In the Monars avalanche path, 5 major avalanche events were identified, including the one in 1803. Most of these events were dense flow avalanches, but evidence of powder-fraction effects was deduced from the vegetation survey. Frequency analyses assigned a return period of more than 100 years to the 1803 event. Historical information suggests that a succession of avalanches is necessary for an event to reach the hamlet. Simulations indicate that a single avalanche of destructive size 5 would be sufficient to cause the catastrophe, and, at the same time, it would travel 1 km further down along the Àrreu river to the main valley (Noguera Pallaresa).

Keywords: low-frequency snow avalanches; morphological method; dendrogeomorphology; case study; numerical simulation; statistical α - β model; SAMOS-AT; Pyrenees

1. Introduction

In 1803 a snow avalanche destroyed the village of Àrreu, knocking down houses and killing its people. Since then, no similar event has happened in that avalanche path. Very little information has been known before this research was set in motion in 2015, and some details still remain a mystery.

Àrreu belongs to the Valls d'Àneu mountain territory in the Catalan Pyrenees. The economy of this territory was based on herding and mountain agriculture in the past. Its population lives in small villages, scattered in a big area and exposed to different sorts of mountain hazards. These kinds of tragedies remain in the collective memory of the people, but time washes off all superfluous details, and the circumstances of these occurrences have been forgotten. However, these details should be clear for us to always remain aware.

The first information concerning the snow avalanche disaster came from historical documents. A prayer devoted to the Mare de Déu de la Neu (Virgin of the Snow) revealed the provenance of the avalanche [1].

“L’Àrreu a Vós consagrava
 amb vot ses vides i llars
 quan el poble enderrocava
 el riu de neu del Mont-ars;
 dissort pels avis sentida
 no colpira son hereu:
 Defenseu la nostra vida,
 Mare de Déu de la Neu.”

An interpretation of this prayer is: The people of Àrreu ask for protection of their lives and homes to the Virgin of the Snow after the destruction caused by the river of snow coming from Mont-ars gully. The misfortune perceived/explained by their elders will not affect the succeeding people now that the Virgin protects them. And the prayer ends: Defend our lives, Virgin of the Snow.

The year of occurrence and the number of people killed was disclosed from an old document written in 1846–50 [2]:

“Este pueblo antes de 1803 se hallaba construido $\frac{1}{4}$ de hora mas hacia el N; pero habiéndose desprendido en dicho año una gran masa de nieve. la cual arruinó las 10 casas de que entonces constaba, matando a 17 personas, se edificó en el punto que actualmente ocupa por conceptuarlo a cubierto de semejantes catástrofes.”

According to this document, the avalanche occurred in 1803. Seventeen people were killed and ten houses were destroyed (which was the whole village as specified by a pre-event description in 1790 [3]). It also tells that before this catastrophe, the village was located in a nearby siting to the north.

An attempt to reconstruct the historic event was done in [4], but some unknowns persisted, and the results did not completely explain the disaster. On this occasion, with new findings, we aim to complete the scenario of this catastrophic event. First, with all the gathered information, we characterized the avalanche path and pieced together its avalanche history to eventually apply different modeling approaches to estimate the avalanche runout, and reconstruct the avalanche which destroyed the old village of Àrreu in 1803.

2. Monars Catchment Area

Àrreu is an abandoned village of the Pallars-Sobirà district in the Pyrenees, placed in a south-eastern slope (1260 m above sea level (a.s.l.)) (Figure 1). Before 1803, the position of this village was 450 m to the west of the present location, now called Bordes d’Àrreu (1325 m a.s.l.). The river flowing past both sites is the Àrreu river. Barranc de Monars is a lateral stream coming from the west side. This mountain stream has a broad watershed, and a narrow gorge between 1650–1400 m a.s.l., just before it discharges into the Àrreu river, which in turn flows into the Noguera Pallaresa river in the main valley. The highest elevation in the crest of the Monars watershed is la Plana peak (2493 m a.s.l.).

Because of its location at the southern valleys of the Pyrenean range, but close to the main axis, this area has a transition climate between the humid oceanic climate to the north, and the drier climate with continental traits to the south, which provides a relative high frequency of major avalanche episodes or cycles (MAE) [5].

In the Monars catchment, the Cartographic and Geologic Institut of Catalonia (ICGC) has mapped a single avalanche path, identified as ARR010 (Avalanche Database of Catalonia, BDAC-ICGC [6]) (Figure 1). The highest elevation of this avalanche path is 2450 m a.s.l., and old Àrreu is located at 1325 m a.s.l., making up 1125 m of vertical drop. The starting zone, mainly oriented to the east and south-east, can be divided in two (Figure 2): The main one (A, 31 ha) in the north, more regular, wider and uniform; and a smaller one (B, 5.7 ha) in the south, more irregular, but steeper. There is a rocky ridge in between. The slopes of these starting zones end at the Monars creek, with a gorge at 1650 m, which reaches the Àrreu river almost perpendicularly at 1400 m a.s.l.

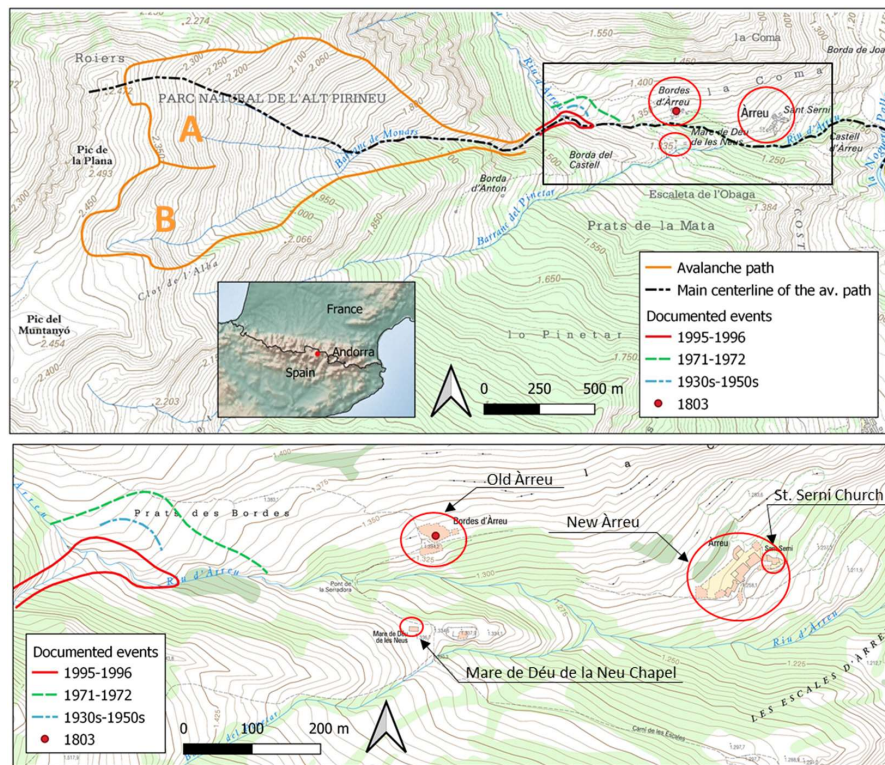


Figure 1. Location of the study site: The hamlets of Bordes d’Àrreu (old Àrreu) and Àrreu (new Àrreu); Barranc de Monars (Monars stream), Àrreu and Noguera Pallaresa rivers, and la Plana and Muntanyó peaks. The Monars avalanche path is drawn in orange (ARR010, modified from BDAC-ICGC), and main starting zones (A and B) and major avalanche events are identified.

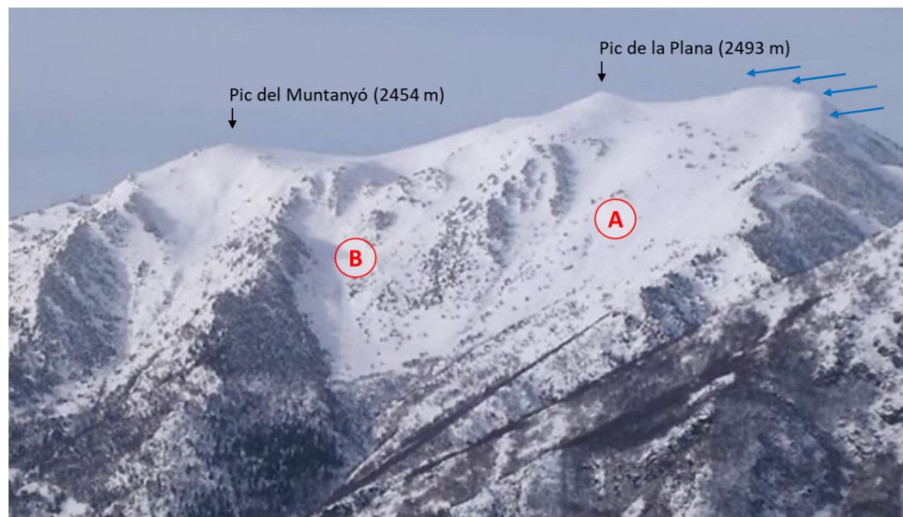


Figure 2. Starting zone of Monars avalanche path. A: Main starting zone. Its central part is the most active, being loaded with drifted snow with dominant winds coming from north and north-west (blue arrows); B: Secondary starting zone, steeper and also active, but smaller. Photo: Sara Orgué (taken after Gloria storm on 27 January 2020).

In Figure 3, the slope of the avalanche path is represented, considering starting zone A along the centerline of the avalanche path. This is a homogeneous large slope with a mean inclination of 30°. At Monars stream, the slope decreases to 20°, increasing again in the gorge (37°), and decreasing after

before reaching the Àrreu river. From the intersection with the Àrreu river until the Noguera Pallaresa river confluence, the slope is very constant, increasing from 9° to 12° at the end.

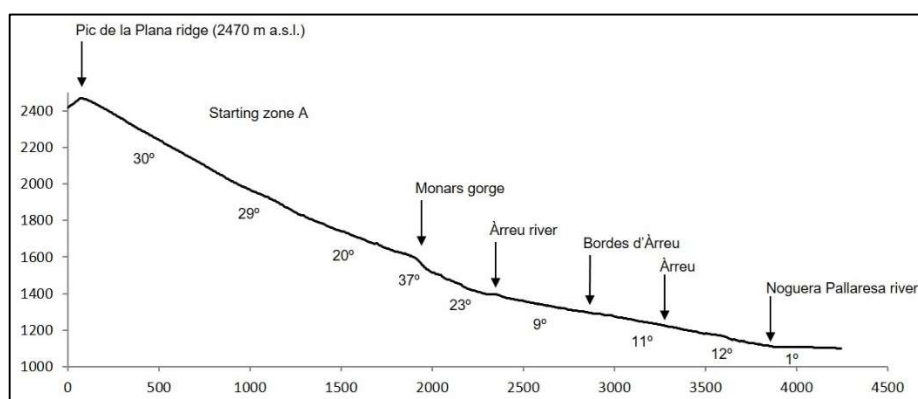


Figure 3. Topographical profile of the main centerline of the avalanche path, represented in Figure 1.

3. Materials and Methods

The catastrophic event of Àrreu remained in the collective memory of the people living in the Valls d'Àneu area, but details about the circumstances were unclear. The only information was that the village had been destroyed by a snow avalanche, and that the surviving inhabitants had been forced to move to a safer location.

To gather information about the Monars avalanche path and reconstruct the event that occurred in 1803, customary procedures for avalanche hazard analysis were used [7,8]. These involve complementary methods and sources of information such as identification of vegetation clues, compilation of historical and eyewitness information, dendrogeomorphological analysis, and the analysis of aerial imagery, as well as digital terrain models (DTM) and derived maps. Calculation models are particularly useful complementary tools, and include numerical or statistical models, or a combination of both [9].

Data and sample collection, as well as interviews with locals, were carried out in the autumn of 2015 and summer of 2019.

3.1. Historical Approach

3.1.1. Compilation of Historical Documentation

The local cultural council (Consell Cultural de les Valls d'Àneu) searched the three above-mentioned documents of the historic event and consulted the historical archive of the Urgell Bishopric.

3.1.2. Search in the Avalanche Data Base of Catalonia (ICGC)

This source contains the avalanche data from the Catalan Pyrenees. Regarding the Monars catchment, the description of one event that occurred in the ARR010 avalanche path that reached the Àrreu river in 1996 was retrieved.

3.1.3. Site Survey

The ruins of the old and new villages of Àrreu and its surroundings were visited and some clues of the village evolution were discovered.

3.1.4. Interviews to Local Inhabitants

Several visits to nearby villages were made to interview local people. Only the oldest (of about 70 to 90 years old) recalled some passed on information from preceding generations about the catastrophic event.

3.2. Morphological Approach

In this stage we used the DTM 5 × 5 and derived maps (e.g., slope map, hillshade map), and the topographic map 1:5000 (ICGC). Part of the work was performed on the desktop and part in the field.

The precision of the represented data was variable and depended on the source of information and the mapping accuracy (e.g., evidence of vegetation damage surveyed in the field with a GPS or on an orthoimage on the desktop; or runouts mapped from an oral description or from a written document), and, therefore, is variable in space (from one meter to some dozens of meters), and in time (from the exact date to the winter season or less accuracy).

3.2.1. Checking of Aerial Imagery

The aerial photos and ortho-images taken in different years revealed changes in the landscape consistent with the descent of snow-avalanche events around Àrreu from 1946 to the present. The available aerial images of the ICGC catalogue that cover the study area correspond to the years: 1946, 1956, 1991, 1993, 1997, 2003, 2005, 2007, 2008, 2009, 2011, 2012, 2013, 2014, 2015, 2017, and 2018.

3.2.2. Terrain and Vegetation Inspection

The avalanche path was explored in search of traces of the avalanche in 1803, and of more recent avalanches. Evidence of snow avalanches on vegetation was recorded and geographically positioned, as well as the morphological characteristics of the catchment.

3.2.3. Dendrogeomorphological Analysis

Trees growing in avalanche paths are usually affected by avalanche events and these growth disturbances (GDs) are recorded in their tree rings. As a result, they develop typical shapes [10] on a cause-effect-reaction basis. However, there is a limited variety of tree-ring signals to GD, regardless of the origin of the disturbance. For that reason, the way to decide the cause of the GD is based on: Site inspection to discard other processes (biological, geological, etc.); the proportion of GD trees in one specific year; and the spatial distribution consistent with an avalanche event trajectory. The final decision is supported by these judgements.

In the Monars avalanche path we selected: i. Trees with tilted or leaning stems; ii. trees with curved stems; and iii. trees with scars (Figure 4), because these GDs produce some of the most reliable responses [11]. Stem inclinations range from slight tilting to horizontal leaning. Over time, tilted trees tend to develop curved stems or grow vertical branches to substitute the original stem. The impact of avalanches can also produce wounds on the surface of stems which destroy the cambium locally on the injured area and compel the subsequent rings to grow from the margins of the wound to close the injured space generating a scar.

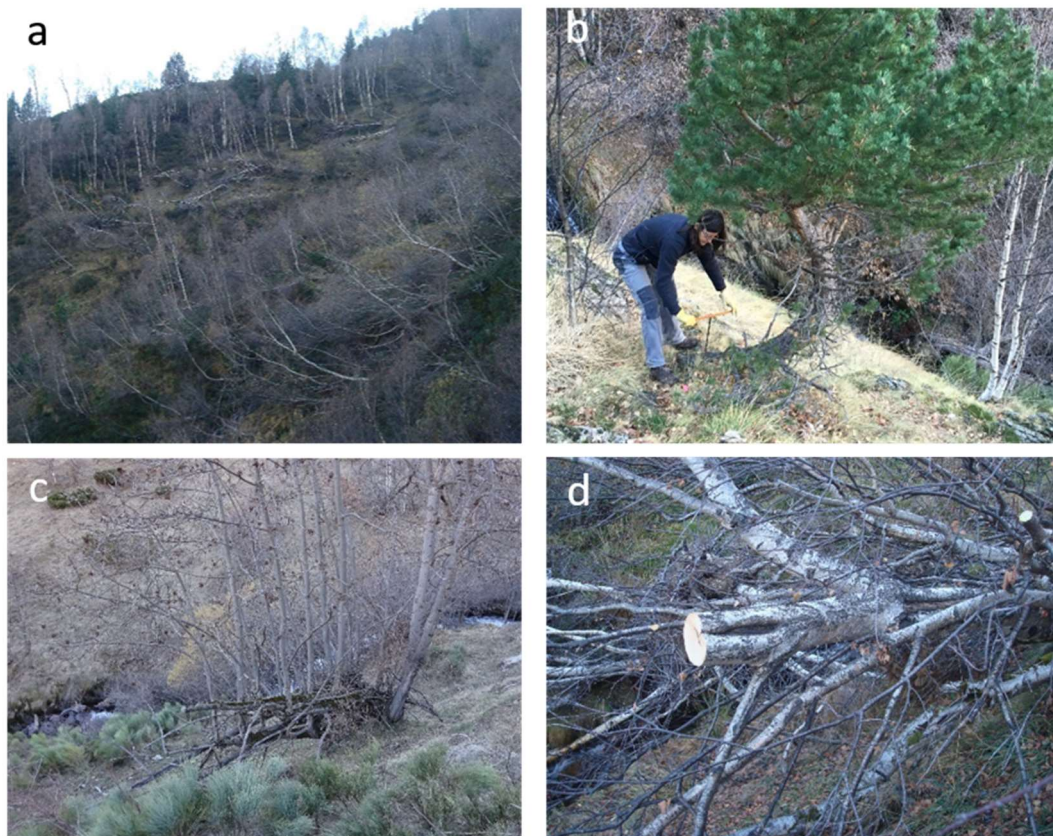


Figure 4. Tree shapes selected for dendrogeomorphological analysis: (a) Birches affected by a recent event in 2013–14 with leaning straight stems (upper section of photograph), and by an older event in 1995–1996 with curved stems (lower section of photograph); (b) pine tree with curved stem (tree 21); (c) ash tree with horizontal stems and post-event grown vertical stems (tree 17); (d) birch with scarred, leaning stem (tree 13). See tree numbering in Figure 11.

These GDs can be dated to the year of occurrence [12]. In the case of snow avalanches, reactions to GD appear during the following spring as soon as the tree ring starts to develop, and this evinces that the disturbance occurred during winter. The correspondence between treering signals and GD has been established [13], and an example of the calibration of this methodology can be read in [14]. Tree-ring signals related to the GD found in trees sampled for this study were these (Figure 5):

- Growth suppression—a significant decrease in the growing pace visible on the subsequent tree rings which get temporarily or permanently narrower;
- eccentricity—tree-ring widths of rings on opposite sides of the stem in the leaning direction (upslope and downslope sides) undergo an opposed reaction. In angiosperms (birch, ash, and aspen in the present case), rings on the upslope side of the stem become wider, and on the downslope, narrower. In gymnosperms (pine trees in this case), it is the opposite: Rings become wider on the downslope side, and narrower on the upslope side;
- reaction wood—this kind of wood is produced after the inclination of the stem to help the tree regain the vertical position; which is tension wood in angiosperms and compression wood in gymnosperms;
- scars—the destruction of cambium causes tree rings to be locally absent on this part of the stem. The next tree rings develop from the cambium on the margins of the injury to gradually overgrow and cover the damaged tissue.



Figure 5. Stem cross-sections and core of: (a) Tilted birch showing scars of two injuries in winters 1971–72 (close to the center) and 1995–96 (more external) (tree 8); (b) leaning birch showing eccentric growth after winter 1995–96. First tree rings in the center are round (upright period of the stem) and become elliptical after this winter. At the same time, tension wood is produced on the upper side of the stem (slightly darker color of the wood on this species) (tree 9); (c) horizontal ash tree, knocked down in winter 1995–96. During the first 20 years the tree was growing upright (concentric rings from 1978 to 1995). In the next 20 years, from 1996 to 2015, tree rings develop eccentrically and growth rate is slowed down (growth suppression) (tree 17); (d) ash tree bearing a lateral scar from an injury in winter 1995–96. Thereafter, there is a gradual overgrowth to close the gap year after year. The wood is decaying (dark wood) as a consequence of the injury (tree 19); (e) transversal increment core of the curved stem of a mountain pine showing GD occurred in winters 1977–78 and 1995–96. Due to the flexibility of the young stem, it recovered the vertical position after 1978. It was tilted again in 1996 and a permanent curvature started. At the same time, compression-wood rings (brown) develop on the downslope side (right) and narrow rings on the upslope side (tree 22).

Samples from the selected trees (cores or sections from the stem) were obtained and dated using the ordinary dendrochronological method [15], and were subsequently analysed following dendrogeomorphological procedures [12].

3.3. Avalanche Modeling

To reconstruct the 1803 event, we applied different modeling approaches. The spatio-temporal evolution of the avalanche flow was computed with a process-based, dynamic modeling approach. The resulting runout was then compared to a data-based, topographic–statistical modeling approach.

For the dynamic modeling we used the simulation software SAMOS-AT. Several simulations were performed in order to reproduce the scenarios defined in previous phases. Dense flow avalanche (DFA) and powder snow avalanche (PSA) simulations were performed. The resulting runouts were cross-checked with the statistical α - β model [16] by applying the equations obtained in the Pyrenees by [17].

3.3.1. Dynamic Modeling

Dynamic modeling approaches generally require a numerical solution and provide information on velocity, flow height, impact pressure, and, subsequently, the resulting runout distances. Different input parameters, such as slab thickness and extent in the starting zone, and the friction at the base of the moving snow, must be estimated. These models are very sensitive to input parameters and therefore runout estimates should be used cautiously [9]. In this study we used the SAMOS-AT friction model (version 2017_07_05), developed by the Austrian Service for Torrent and Avalanche Control (WLV). It has been used since 2007 in WLV as the successor to Samos99, and in Iceland, South Tirol, and Russia [8]. This is an improved version of the SAMOS simulation software for dry-snow avalanches, used since 1999 [18,19]. It describes both types of avalanche layers: the dense flow avalanche (DFA) and the powder snow avalanche (PSA) layers, as well as the interaction between them. The employed friction model includes a Coulomb friction and a velocity dependent friction term, and can therefore be conceptually compared to the classical Voellmy model [20,21].

For the simulations, the standard friction parameters (standard 03_2017, [19]) for hazard mapping were used [20,22]. In direct comparison to the well-known Voellmy model, friction relation corresponds to a Coulomb friction coefficient $\mu = 0.155$ and a flow depth velocity-dependent friction coefficient $\xi = 1700 \text{ ms}^{-2}$ at a flow depth of 5 m. We chose only to vary the initial conditions (in terms of release depth) while friction parameters remained constant. Entrainment was not explicitly considered, as it is also usually done in the hazard mapping approach. This is attributed to the fact that the guideline parameters implicitly include the effects of entrainment on the total avalanche reach, being optimized to back calculate extreme events [21].

3.3.2. Statistical Modeling

Statistical models determine the runout distance from the topographic profile of the avalanche path. We applied the α - β regression model. Despite its simplicity, the model is relatively successful for the prediction of extreme runout distances [23]. In the α - β regression model, α represents the angle of the line that joins the highest elevation of the starting zone of an avalanche path with the maximum reach of the avalanche (the α point) and β is the angle of the line that joins the highest elevation of the avalanche path with the point where the slope of the topographic profile reaches 10° (the β point). The model was developed by Lied and Bakkehøi (1980) [16]. Furdada and Vilaplana (1989) [17] obtained different equations from the regression analysis of 216 avalanches in Western Catalan Pyrenees with an estimated return period of more than 30 years. We applied the general equation: $\alpha = 0.97$, $\beta = 1.2^\circ$; $R^2 = 0.87$; $SD = 1.74^\circ$, $N = 216$ (R^2 , Pearson determination coefficient; SD , standard deviation; N , number of avalanches used for the analysis).

4. Results

4.1. The Old Village of Àrreu

Today the old village of Àrreu is a group of ruined walls. The remains of some 9 houses can still be counted (Figure 6a). A close examination of the ruins shows that, in the beginning, these were houses (the look of the facades, an arch in a doorway, etc.) (Figure 6b). After 1803, these buildings were repaired and used as barns and shelters to keep the livestock, and thereafter renamed as Bordes d'Àrreu, while the people built a new village 450 m to the east (Figure 7). To the south of Bordes d'Àrreu, after crossing the Àrreu river, the Mare de Déu de les Neus Chapel (12th Century) stands with the Monars catchment panorama at the back. The above-mentioned prayer was written to be sung in this chapel, to beg for protection to the Virgin against snow avalanches. On the other side, new Àrreu, which was abandoned in the 1970s, was built next to the St. Serni Church (9–10th Century). A carved stone in a wall near this church says 1803, the year of the avalanche occurrence.

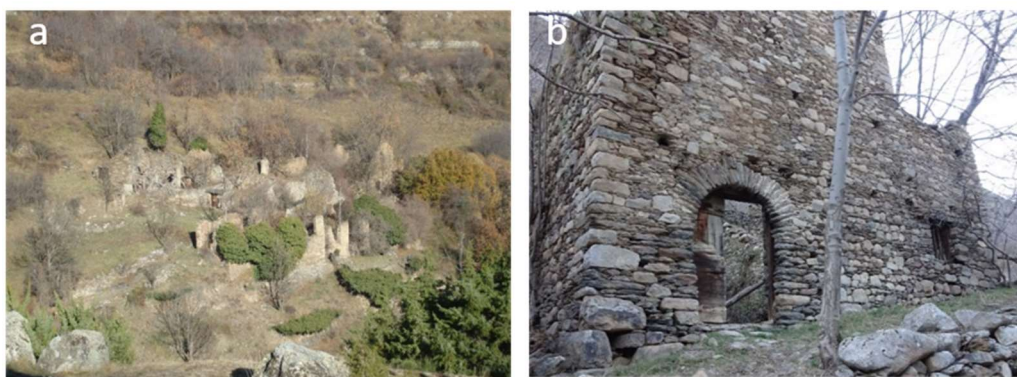


Figure 6. (a) Ruins of old Àrreu, known today as Bordes d'Àrreu; (b) some architectural features such as this door arch reveal that the old Àrreu ruins had been houses before being used as barns.



Figure 7. New Àrreu, at present day abandoned (named Àrreu in the official map in Figure 1).

Recently, an avalanche took place in the winter of 1995–96 on this avalanche path. This was found out when reviewing the 1997 summer orthoimages to map the 1995–96 avalanches (which was a major avalanche season in the Pyrenees [5]) for the Aludex project [14]. Damage to forests allowed us to map the runout of one avalanche that reached the Àrreu river (Figure 8). This avalanche, a dense flow, followed the Àrreu river 160 m down from the confluence with the Monars stream. According to the affected-forest area, the avalanche would most likely have come from the central part of starting zone A, and from starting zone B.

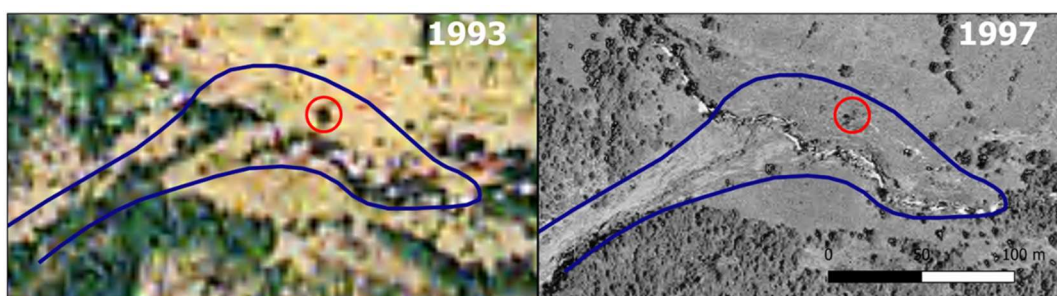


Figure 8. Comparison of prior-to-the-event (1993) and post-event (1997) orthoimages of the avalanche that occurred in the winter of 1995–96. Forest loss and surficial effects on terrain are clearly visible in 1997 image. The red circle indicates the position of tree 17 in Figure 11 (picture in Figure 4c).

Our enquiries to local people in 2015 were fruitless, but in the summer of 2019 we had the opportunity to meet some elderly people connected to Àrreu, and this added crucial information to understand the 1803 event. We talked with three eye-witnesses of avalanches fallen in the Monars avalanche path, people from the neighboring village of Borén, and a woman born in the proper village of Àrreu (new Àrreu) in 1932, owner of the meadows from “casa Nadal” which are located in Prats des Bordes (Figure 1) at the runup of the avalanche. From the conversations with these witnesses, we could gather information on avalanches in the 1930s, 1950s, and in 1972 (Figure 1). In all these cases, avalanches crossed the Àrreu river and ran up the meadows which, as a consequence, were covered with transported wood and sediment, and there was a lot of work for the owner family to remove it. The people of the village believed that the dangerous situation occurred when a first avalanche fell and filled in the Àrreu river with snow, and then a next one had suitable conditions to reach old Àrreu. Although none of them had observed this scenario, it was clear that this knowledge had been passed on by preceding generations. In relation to the flow regime, none of the interviewees had witnessed the actual descent of the avalanche, so there was no information about its characteristics. They had only seen the snow deposit and debris transported by the avalanche some days after its occurrence (in fact, as students, they had skipped their classes to go and see the avalanche deposit). Another interesting piece of information was that two of the interviewed people explained that avalanches used to be triggered from the southern slopes of the Pic de la Plana northern ridge (central part of starting zone A; Figures 1 and 2).

4.2. Monars Avalanche Path Characteristics

The first information coming from the avalanche path vegetation inspection was that no trees would be old enough to have registered the event in 1803. The Monars catchment is nowadays quite forested (Figure 9), but trees are relatively young, most of them less than 60 years old. Birch (*Betula pendula* Roth) is abundant on the avalanche slopes, mountain pines (*Pinus uncinata* Ramond ex DC. in Lam. et DC.) grow in some patches, the oldest ones on the catchment margins, and ashes (*Fraxinus excelsior* L.) are scattered close to pastures and meadows at the lower parts. Other woody species are present (oaks, willows, rowans, etc.), but these were not used for dendrochronological purposes. From the disturbed vegetation along the avalanche path, evidence of frequent avalanche activity could be assessed going from the upper Monars stream, following the thalweg line, and reaching just above the gorge at 1600 m a.s.l. The width of these frequent avalanches is between 10 and 20 m along the stream, as could be checked from a recent event in 2013–14 (dendrochronologically dated). Below the gorge, avalanche evidence on vegetation was not so abundant, and it looked older. Further down, after the intersection of the Monars creek and Àrreu river, evidence could still be detected on a few trees along the river banks (Figure 4c).

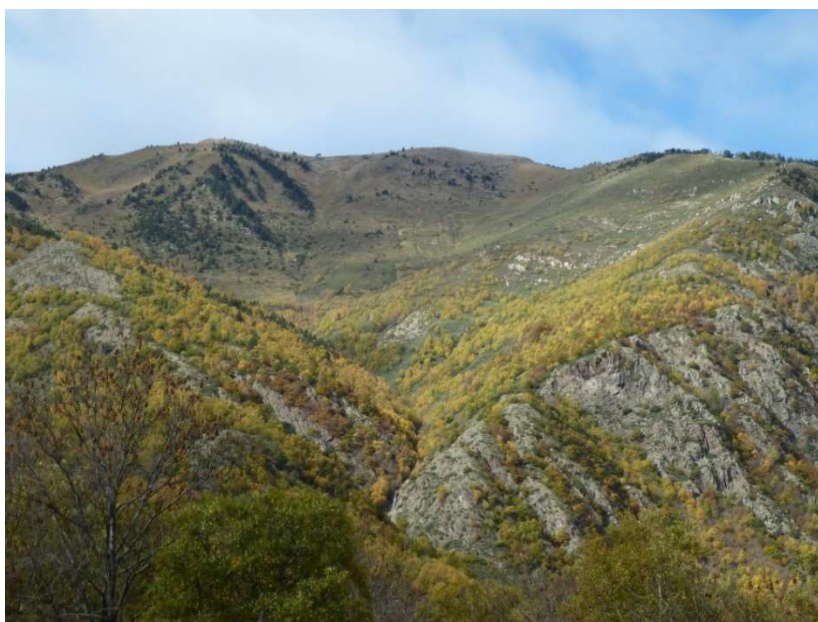


Figure 9. Vegetation in Monars catchment (autumnal view). Yellow colors from birches, brown from oaks, blackish green from mountain pine.

Dendrogeomorphological analyses were carried out with samples from 37 trees (11 pines, 12 birches, 13 ashes, 1 aspen (*Populus tremula* L.)). Samples were gathered from trees showing GD most likely produced by avalanche events a few meters apart from the Monars thalweg (from 1850 to 1400 m a.s.l.), along the sides of the Àrreu river (1400 to 1350 m a.s.l.), and on the meadows above Bordes d'Àrreu (1400 m a.s.l.).

Results from the dendrogeomorphological analysis are shown in Figure 10 (from the total 37 trees, 5 undisturbed trees were used as a reference to accurately date the trees with GD; 3 could not be dated, so the analysis was done with 29 individuals). According to the number of trees with GD and to the spatial distribution of these trees, we considered that avalanches had occurred in winters in 1971–72, 1977–78, 1995–96, 2002–03 and 2013–14 in the Monars path. Winters 1971–72 and 1995–96 registered the highest percentages of trees with GDs, while winters in 1977–78, 2002–03 and 2013–14 had lower values, but enough to be contemplated (19%, 14%, 14%, respectively) as explained in [24]. Evidence from the two most recent events in 2002–03 and 2013–14 was clearly connected to the avalanche process, but 1977–78 is still being evaluated.

Butler and Sawyer [25] studied the possibility of establishing an index number to assess the occurrence of high-magnitude snow avalanches. They discussed that in the cases in which sample size is high, a value of 20% of the trees with GD can be sufficient to confirm the occurrence of an avalanche, but in the cases with a low number of sampled trees, they advocate for a higher index, such as 40%. In Àrreu the sample size was small, but 1971–72 and 1995–96 were close to the 40% threshold and therefore were regarded as major avalanches. Note that the immediate years after 1972 and 1996 also register a significant number of trees with GD. Some of these could be a delayed signal of the tree response to the disturbance [26].

An estimation of the avalanche frequency at various altitudinal sections along the avalanche track was performed in [4]. This was done by counting the number of GDs most likely caused by avalanche impacts on trees growing at different elevations. In Figure 11, some examples of the different ranges of avalanches along this path are depicted. The highest frequency, with a periodicity of one event every 5 to 6 years, was estimated between 1800 and 1650 m a.s.l., meaning that most avalanches stop just above the Monars gorge. Two examples of these snow avalanches occurred in 2002–03 and in 2013–14. The runout of the 1996 event, identified by comparing photos (Figure 8) and by dendrogeomorphology, and the runouts of 1930s and 1950s avalanches, identified by eye-witnesses, were estimated to have a

return period of 25 to 30 years; and for the 1972 avalanche event, dated by dendrogeomorphology and confirmed by eye-witnesses, was estimated in 100 years. Therefore, the runout of the 1803 avalanche was estimated to have a return period higher than 100 years (Table 1). After the 1803 avalanche, there is no information about any other similar event, until the events recorded in the 20th century of smaller size (during the 1930s and 1950s, and in 1972 and 1996). We can assume that there has not been such a large event since 1803.

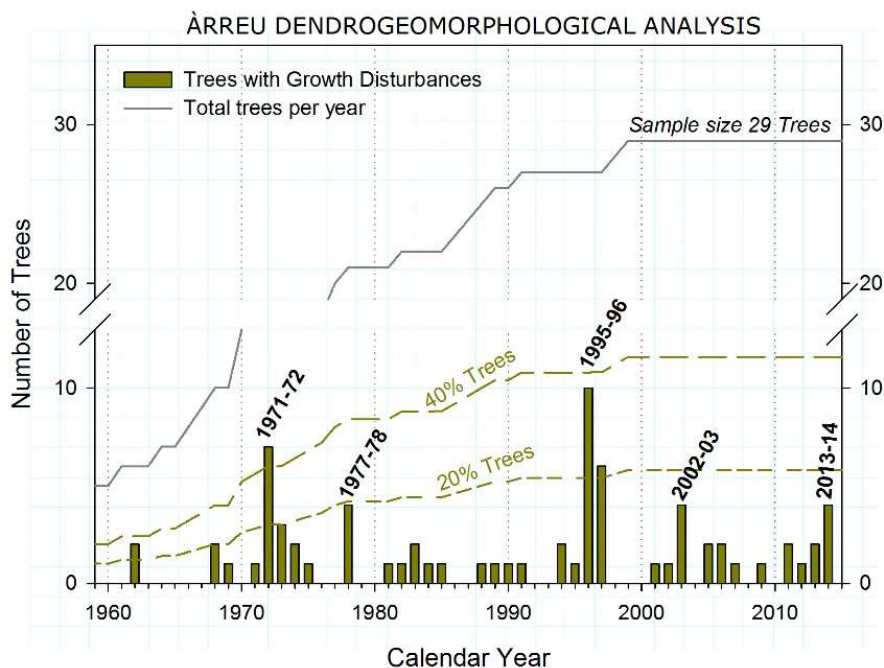


Figure 10. Results from the dendrogeomorphological analysis. The number of trees with GD per year is represented in bars. The lines symbolize the total number of sampled trees (gray line), 20% and 40% of the total trees (green dashed lines). Winters considered avalanche years are indicated (modified from [4]). (In this study, GD trees were equally weighed in the calculation despite the number of tree-ring signals in one year or the intensity of the signals.)

Table 1. Estimated return period of the registered avalanches.

Reference Runout	Elevation (m a.s.l.)	Estimated Return Period (T, years)
2002–03, 2013–14	1650	5–6
1996, 1930s, 1950s	1370	25–30
1971–72	1350	30–100
1803	<1300	>100

The bearing of trees tilted by avalanche impact is a fine indicator of snow-flow direction. Leaning directions of 43 trees with GD most likely caused by avalanches were measured in the lower section of the Monars stream, the confluence with the Àrreu river, and the meadows above the old village (Figure 12). Tilted trees observed relatively far from the main track of the avalanche path reveal an expansion of the flow close to Monars gorge (between 1500–1400 m a.s.l.), characteristic of the powder component of the avalanche.

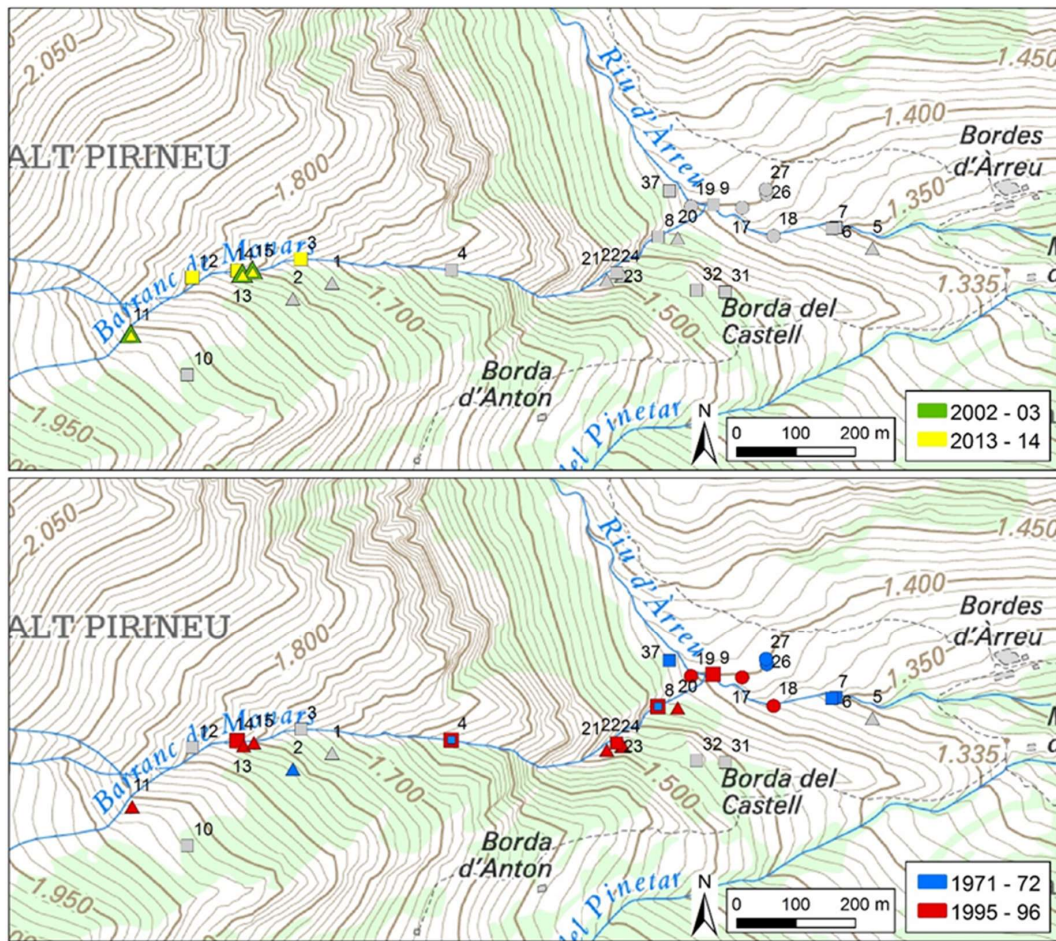


Figure 11. Extent of different avalanches identified by dendrogeomorphological analysis. Above: High-frequency events in 2002–03 and 2013–14 (every 5–6 years) which stopped above Monars gorge at 1650 m a.s.l.; below: Lower-frequency events in 1995–96 and 1971–72 which had larger but slightly different runouts. (All sampled trees are numbered and symbolized by shapes depending on tree species: Birches, in squares; pine trees, in triangles; ash trees, in circles. In gray, sampled trees showing no GD in that year. Shapes in two colors symbolize trees with GD from two different events.)

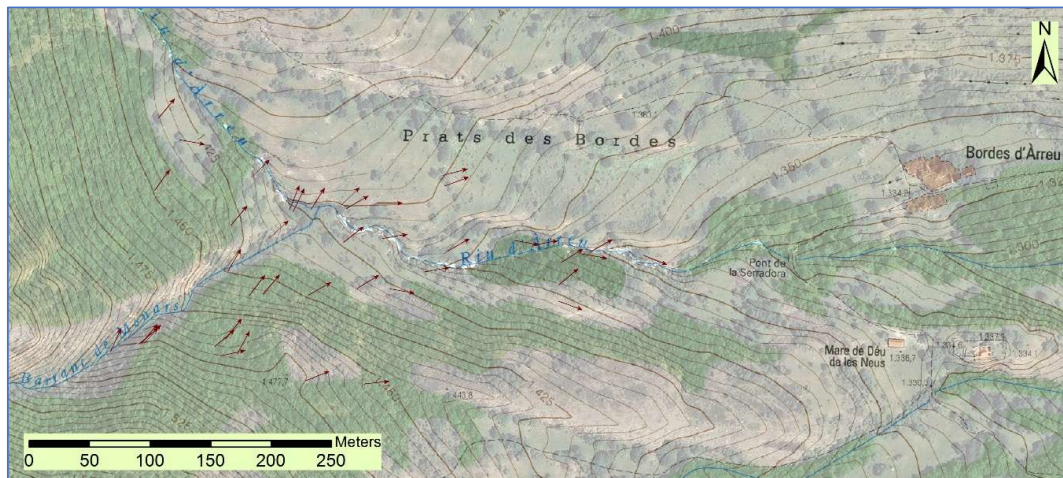


Figure 12. Leaning directions of trees with growth-disturbance evidence most likely caused by avalanches in the lower section of the Monars torrent, the confluence with the Àrreu river, and the meadows above the old village (dark arrows).

Along the Àrreu river, the course of the inclined trees could be followed down until 1350 m a.s.l. (trees 6 and 7), but not further down. Here, both avalanches in 1971–72 and 1995–96 could be dated. On the meadows (Prats des Bordes), after a thorough inspection, only two trees evinced the 1971–72 avalanche event (trees 26 and 27) (dated trees are numbered in Figure 11). Also from this 1971–72 event, tree 37 at the hydrological left of the Monars torrent attests to the amplitude of the flow (65 m from the Monars torrent thalweg), just when it reached the Àrreu river and invaded the above-village meadows. Although this could have been wider because there are tilted trees 150 m apart from the stream in this place. In accordance with the known trajectory of 1995–96, channeled along the river, only disturbed trees growing close to the Àrreu river were dated to that season.

In relation to the definition of the starting zones, no pictures of the release areas after avalanche events were found. We defined more and less active release areas inferred from the damage observed on vegetation in the avalanche path, dendrogeomorphology data, witness observations, and terrain characteristics (Figure 13).

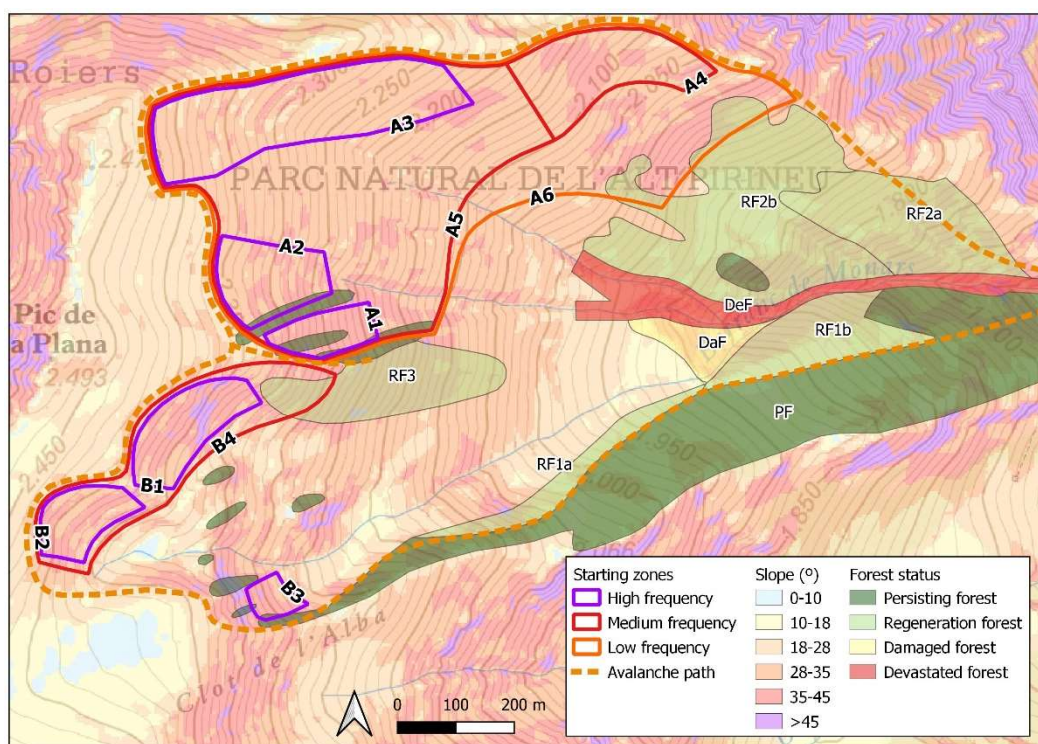


Figure 13. Starting zones of Monars avalanche path, deduced from changes on forest cover, damage observed on vegetation, dendrogeomorphological analyses, witness observations, and terrain characteristics. Polygons define probable release areas, which does not mean that all the areas would release at the same time.

Vegetation inspection was performed by comparing aerial imagery (1946 to present) and field work. Figure 13 shows the synthesis of this work. Forest cover changes were mapped and classified as follows: persisting forest (PF), areas where forest cover has not changed during this period; regeneration forest (RF), areas where forest has regrown after some disturbance; damaged forest (DaF), areas where a great proportion of trees exhibit avalanche-caused shapes (tilted stems, scars, broken branches, etc.), but are not destroyed; and devastated forest (DeF), areas where trees have been swept away or are leaning horizontally (alive). The main differences in trim lines are found in images taken after events 1971–72 (1991 image), 1995–96 (1997 image), and 2013–14 (2014 image). Comparing the 1991 image to 1945 and 1956 images, in RF1a (Figure 13) the forest is regrowing and in RF1b the forest has been cleared. In RF2a the forest has disappeared and in RF2b there is no forest. These effects are probably due to the 1971–72 event, the largest known during the 20th century. Trimlines in RF1 may have been caused by

avalanches falling from the B1 release area. Forest destruction in RF2a would have been produced by an avalanche coming from A4–A5 or A6 release areas. In the 1997 image, the effect of the 1995–96 avalanche can be observed in the DeF area. Attending to all this evidence, the avalanche would have been released from A1, A2, and A3 release areas, and there are no clear signs from A4 nor B release areas. In the 2014 image, the damage caused by the 2013–14 avalanche is clearly identifiable along the DeF area. Evidence indicates that the avalanche came from starting zones A1–A2 and A3. Since the event that caused the destruction of the forest in RF1 and RF2 (probably in 1971–72), forest extent has increased to the size shown in Figure 13. In RF3 there are some scattered trees in 1946 and 1956 images, and trees increase progressively until 2018, although there is no densification.

Dendrogeomorphological analysis revealed GD caused by 1995–96, 2002–03, and 2013–14 avalanches in the DaF area, and by 1971–72, 1995–96, 2002–03, and 2013–14 avalanches in the DeF area. In RF1, evidence of the 1971–72 avalanche was identified (Figure 11).

From this examination, the release areas shown in Figure 13 were defined, and their main characteristics are shown in Table 2. In A, starting zone A1 is the steepest release area and probably the most active, but avalanches released from this area would be a small size. This area is relatively frequent, attending to the forest damage observed in DeF and to its steepness. Area A2 is steep, and larger than A1, and probably could be released at the same time as A1. It is most likely less frequent, but there is evidence of activity for T30 avalanches. A less steep area of A starting zone is A3, and it should therefore be less active than the others, but at the same time, it shows the best configuration for wind loading. Witnesses declare that avalanches that reach the Àrreu river come from this area, and evidence of 1995–96 and 2013–14 avalanches in DeF confirm its activity. Therefore, we considered A3 active for T30 avalanches. It could be released together with A1 and A2. The least active release area would be A4, despite it being steep, because of its lower elevation, and its vegetation condition does not indicate avalanche activity since 1997. It was probably active during the 1971–72 avalanche (as shown by the disappearance of RF2a area in the 1991 image). It could release together with the other A starting zones. From B, sector B1 is steep and the largest starting zone, and it has areas below that could be released once the avalanche started. It could have been the release area of the avalanche that caused the damage in RF1a and RF1b observed in 1991 image, most likely in the 1971–72 avalanche event. Therefore, B1 could be considered for large avalanches (T100 or >T100). Starting zone B2 is also steep, but it has a stepped relief below, with low-slope stretches and other release areas. Therefore, B2 is probably active, but avalanches can only reach DaF area when they are large and fast. It could also be released at the same time as B1 (B4). Area B3 is a small and steep slope, probably active frequently. There is no evidence of its activity. It could be released by B2.

Table 2. Main characteristics of the identified release areas, and synthesis of their activity inferred from the damage observed on vegetation. Pb: Probable; Ps: Possible; Ul: Unlikely; Uk: Unknown.

Starting Zone	Mean Slope Angle (°)	Aspect	Area (ha)	Estimated Activity			
				1971–72	1995–96	2002–03	2013–14
A1	38	E	1.12	Pb	Pb	Uk	Pb
A2	33	E	2.16	Pb	Pb	Uk	Pb
A3	31	E, SE	6.27	Pb	Pb	Uk	Pb
A4	36	SE	3.37	Pb	Ps	Ul	Ul
B1	39	SE	2.14	Pb	Ps	Ps	Ps
B2	35	SE	1.42	Ps	Ps	Uk	Ps
B3	39	NE	0.47	Ps	Ps	Uk	Ps

4.3. 1803 Avalanche Modeling

4.3.1. Simulation with SAMOS-AT

Our first scenario to reconstruct the 1803 catastrophic event by simulation with SAMOS-AT was based on the hypothesis that two successive avalanches would be required to reach old Àrreu, as was believed by the interviewed local people.

As the initial conditions, we considered different release area sizes and varying release depth. For high-frequency avalanches (around T30), the high-frequency release areas in Figure 13 (A1, A2, A3, B1, B2) were considered. For medium-frequency avalanches, medium-frequency release areas were considered (A4, A5, B4). For lower-frequency avalanches the whole extent of starting zone A (A6) and B4 were considered.

We implemented the release depth calculation approach developed by [27], which has been applied for hazard mapping in Switzerland and is therefore well established [28]. The estimation of release depth was based on the maximum snow depth increase within 3 days ($\Delta\text{HS}(3)$), measured at automatic or manual weather stations. Release snow depth data for simulations was deduced from the close-by nivometeorological station, Bonaigua, belonging to the Meteorological Service of Catalonia (SMC) network (XEMA). A snow depth increase in 3 days was considered for the reference return periods (T30: 113; T100: 132; T300: 149 cm), as well as the elevation and wind accumulation corrections [27].

It is relevant to note that the release snow volume is a combination of release extent and release snow depth parameters, which are related to the return period of the meteorological conditions. Simulations have been performed from a combination of both initial conditions and the return period of the release snow depth, which do not necessarily correspond to the same return period of the avalanche events.

To reproduce the two-successive-avalanches scenario, a first avalanche, similar to the event of 1996, was simulated by subsequently reducing the high-frequency release areas (A1, A2, and A3, Table 2) and release depths keeping all other simulation parameters constant (Figure 14a, release volume $7.1 \times 10^3 \text{ m}^3$). The simulation filled in the bed of the Àrreu river around 150 m long, smoothing the river thalweg, as in the 1996 event.

The second event was simulated with a variety of scenarios by combining release depths and different extends of release areas, investigating the sensitivity of the simulation results. We started simulating a medium-frequency scenario, considering the extent of the mid-frequency areas of the starting zones, and iterating with release snow depth from T30 to T300. The results showed that the avalanche did not reach old Àrreu after the runup with the minimum snow depth (T30, $192 \times 10^3 \text{ m}^3$) (Figure 14b), nor with the maximum (T300, $260 \times 10^3 \text{ m}^3$) (Figure 14c). This effect could be due to the velocity-dependent part of the friction, limiting the spatial extent of the avalanche at particularly high velocities. However, the avalanche flowed channeled along the Àrreu river to the Noguera Pallaresa river in the main valley. This phenomenon has never been described, and if it occurred in 1803 event, it has probably not occurred since then; otherwise, it would most likely have been retained by the people in the valley.

Therefore, the combination of two avalanches of a lower return period (the 1996 plus an event corresponding to a T30 or T100, larger than the ones observed during the 20th century) was not enough to reach old Àrreu.

To delve deeper into this scenario, the effect of the powder component of the avalanche was simulated with the PSA module of SAMOS-AT (Figure 15). With a release volume of $192 \times 10^3 \text{ m}^3$ (mid-frequency release areas with release snow depth corresponding to T30), the results show how old Àrreu may have been attained (Figure 15a), but with rather low impact pressures ($<7 \text{ kPa}$) strong enough to break windows, but hardly enough to break walls or roofs [29]. Again in this simulation, the avalanche ended in the main valley. It is also interesting to observe that the spread of the flow below 1750 m a.s.l. was in accordance with the flow direction observed on the surveyed trees (Figure 12),

and explains why there are tilted trees so far from the thalweg of the creek, probably due to the effect of the powder component of the snow avalanche.

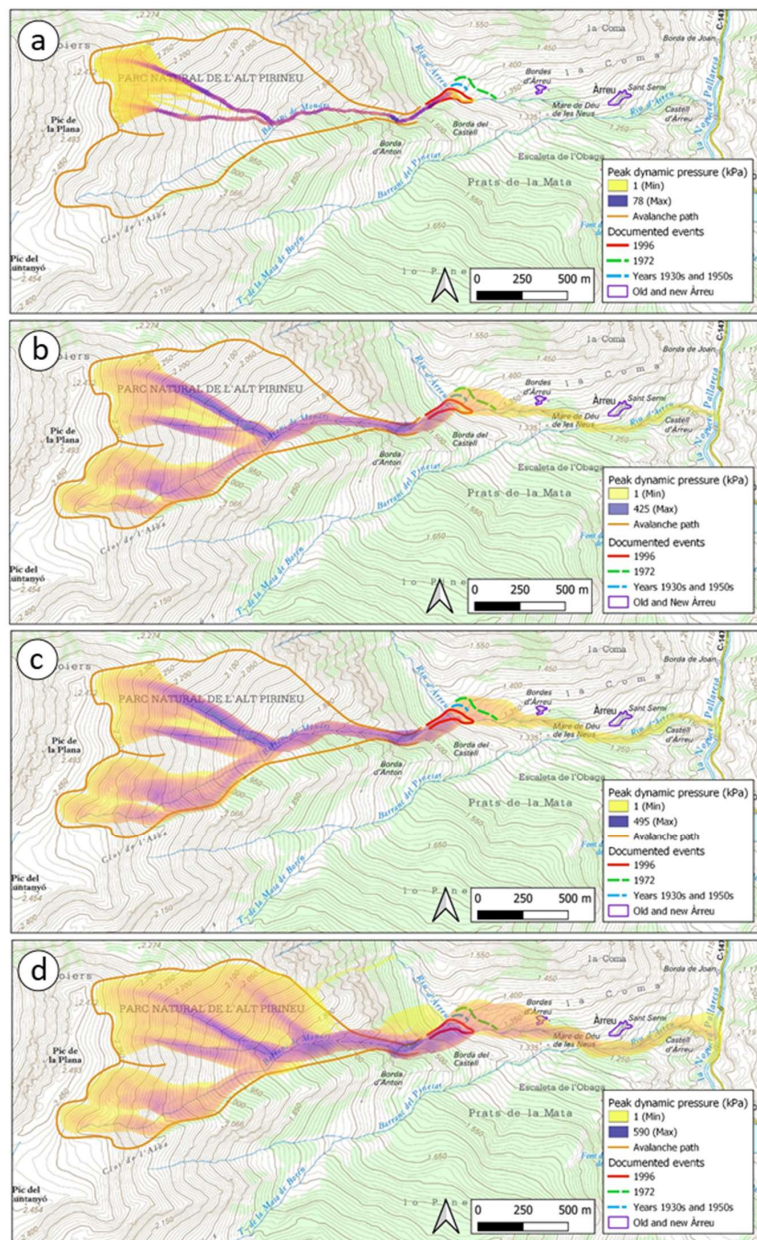


Figure 14. Dense flow avalanche (DFA) dynamic simulations with SAMOS-AT: (a) Simulation of the 1996 avalanche, considering the release areas A1, A2, and A3, as was observed on that occasion. A dense flow with a volume of $7.1 \times 10^3 \text{ m}^3$ was considered; (b) simulation of an event released from the medium-frequency areas A5 and B4, with a release snow depth corresponding to a return period of 30 years ($192 \times 10^3 \text{ m}^3$), and considering the occurrence of a previous avalanche similar to the one in 1996. The avalanche does not reach old Àrreu, but flows along Àrreu river to the main valley; (c) simulation of an event including the medium-frequency release areas A5 and B4, with a release snow depth corresponding to a return period of 300 years ($260 \times 10^3 \text{ m}^3$), and considering the occurrence of a previous avalanche like the one of 1996. The avalanche does not reach old Àrreu, but again flows along Àrreu river to the main valley; (d) simulation of an event including the full extent of starting zone A and B and a snow depth corresponding to a T30 return period ($603 \times 10^3 \text{ m}^3$) and considering the occurrence of a previous avalanche like the one in 1996. The second avalanche reaches old Àrreu with peak pressure values of 150 kPa at the western boundary of the hamlet.

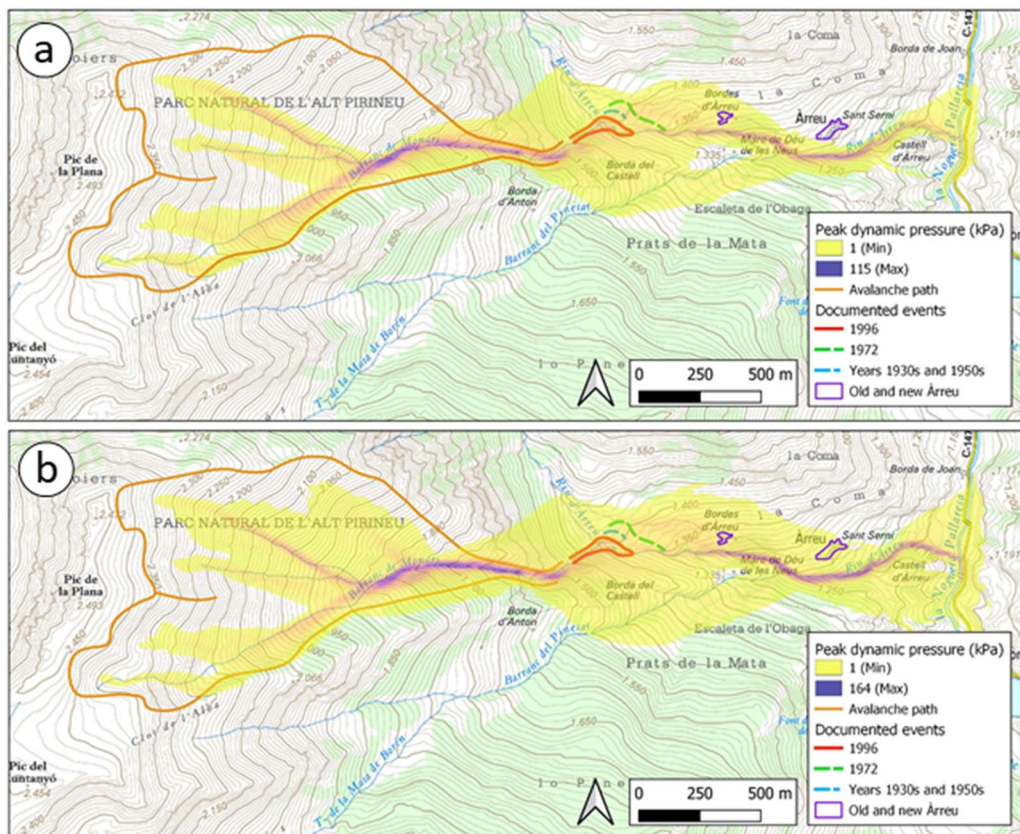


Figure 15. Dynamic simulation with the powder snow avalanche (PSA) module of SAMOS-AT: (a) Scenario of the medium-frequency release areas A5 and B4 and a release snow depth corresponding to a return period of 30 years ($192 \times 10^3 \text{ m}^3$). The peak pressure values at the western boundary of the hamlet were 7 kPa; (b) scenario of the full extent of the starting zones (A6 and B4) and a release snow depth corresponding to a return period of 30 years ($603 \times 10^3 \text{ m}^3$). The peak pressure values at the western boundary of the hamlet were 17 kPa.

The second avalanche reached old Àrreu when the volume was increased up to $603 \times 10^3 \text{ m}^3$ (Figure 14d, Table 3). This required considering the whole extent of both starting zones, A and B (release areas A6 and B4), and a snow depth corresponding to a return period of 30 years. With this size, the avalanche would reach old Àrreu after climbing the opposite slope of the Àrreu river, turning to the east, and flowing towards the small village. At this spot, the dynamic pressure would be around 150 kPa, enough to cause the damage documented in the literature. The avalanche would not only reach the village, but would continue along the Àrreu river to the Noguera Pallaresa river at 1115 m a.s.l., after flowing about 1 km to the east. In accordance with these simulation results, a substantial flow depth would have generated a considerable deposit at the Noguera Pallaresa river, and, perchance, blocked it. Still, no observational information has backed this phenomenon.

It is worth pointing out that the effect of the previous avalanche on the total reach is negligible, particularly considering the large volume of the second avalanche. Therefore, the filling of the Àrreu river and changing of its topography by a prior avalanche does not have a big influence on allowing subsequent avalanches to cover more distance. The simulations indicate that a very large avalanche, with or without a previous smaller one, could reach old Àrreu likewise. Further, results show that a previous avalanche filling the Àrreu river allows a second avalanche to go 30 m farther in the most favorable situations, which consequently can affect a larger area, but is not decisive in whether or not the avalanche reaches old Àrreu (Figure 16). Therefore, a larger volume would be more effective to provide a longer runout. This highlights how sensitive the simulation results are with respect to the initial conditions, particularly for the location of old Àrreu.

Table 3. Summary of simulations.

Release Area	Type of Dynamics	Release Snow Depth Return Period (Years)	Volume Range (m ³)	Peak Pressure in Old Àrreu (kPa)	
				with Previous Event	without Previous Event
Mid-Frequency	DFA ¹	30	192×10^3	0	0
	PSA ²	30	192×10^3	*	<7
	DFA	300	260×10^3	0	0
	PSA	300	260×10^3	*	<8
Low-Frequency	DFA	30	603×10^3	<150	<110
	PSA	30	603×10^3	*	<17
	DFA	300	816×10^3	<191	<182
	PSA	300	816×10^3	*	<25

¹ Dense flow avalanche; ² powder snow avalanche; * Not simulated (no significant differences expected).

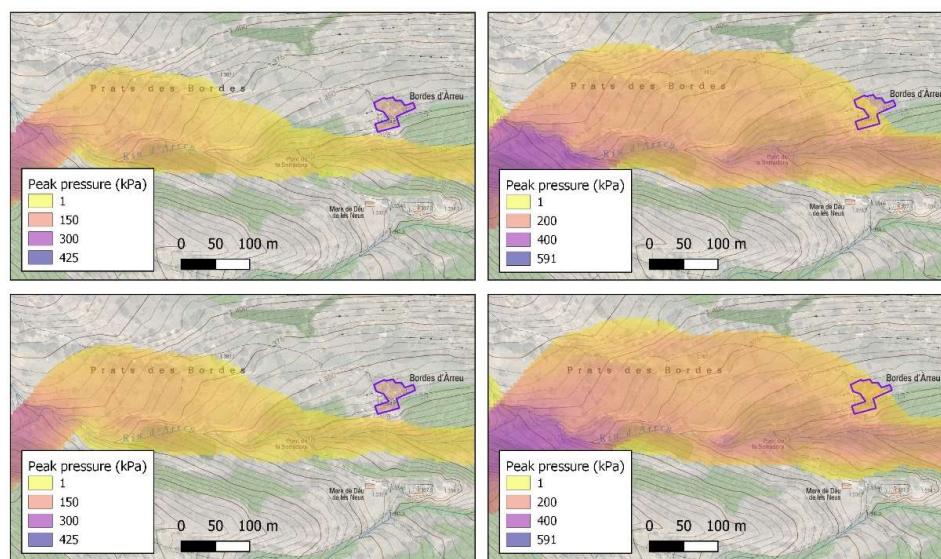


Figure 16. Detail of the DFA simulations near old Àrreu, comparing simulation runs with (lower panels) and without (upper panels) topographical changes due to the deposition of a previous avalanche event. Simulation considering a mid-frequency release area and a release snow depth corresponding to T30 (192×10^3 m³, left panels) and simulation considering a low-frequency release area and a release snow depth corresponding to T30 (603×10^3 m³, right panels).

A PSA simulation was also performed with the same size conditions as the DFA simulation that reaches old Àrreu (603×10^3 m³) (Figure 15b). In this case, the peak pressure values at the western side of old Àrreu would be 17 kPa. In this scenario, the avalanche could cause the damage reported in the hamlet due, most probably, to the fluidized layer of the PSA, which has a higher capacity to climb slopes and could attain such pressure values [30]. The powder cloud (suspension layer) of the avalanche would affect a wide area next to the Àrreu river, and even the emplacement of new Àrreu, reaching the Noguera Pallaresa river, but with low pressure values (<3 kPa).

In Table 3, DFA and PSA results from low-frequency scenarios with T300 release snow depth are shown. As already displayed for the case of the mid-frequency release area, there was a difference between the T30 and T300 simulations, but compared to the differences induced by the release area size it appeared negligible. The same was true for the influence of the previous avalanche, particularly on the PSA.

4.3.2. Statistical Approach

In the Monars avalanche path we applied the general equation obtained by [17] for the Catalan Pyrenees. Results are shown in Figure 17. To find the α point position by applying the regression

equation, it was necessary to locate the β point and the release point before, thus obtaining the β angle. It was more important, in this case, to evaluate the sensitivity towards the β point than the release, as was done for the dynamical modeling. The runout zone of the Monars avalanche path, from the confluence of the Monars stream–Àrreu river to the Noguera Pallaresa river has a mean slope angle around 10° , increasing at the end. Therefore, finding the place to position the β point had to be done carefully.

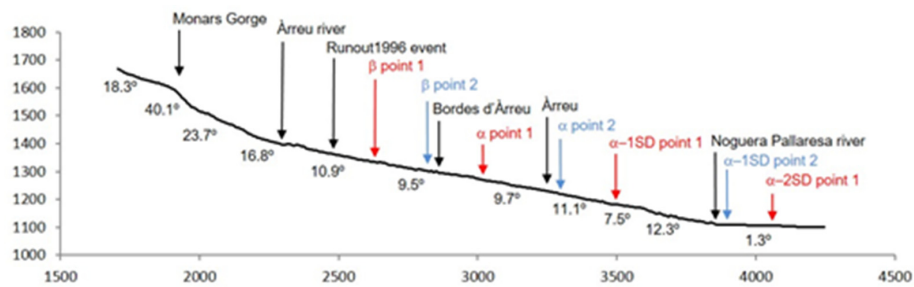


Figure 17. Detail of the topographic profile of the track and runout zones of Monars avalanche path, from Monars gorge to Noguera Pallaresa river, showing the α and β points positions.

To evaluate the variability of the model results, we investigated the location of the β point by testing two possible positions: β -point 1 and 2 (Figure 17). β -point 1 was located where the slope first decreases below 10° , 255 m downstream of the Monars creek–Àrreu river confluence, and the corresponding α angle would be located between old and new Àrreu. The point α -1SD is located between new Àrreu and the Noguera Pallaresa river; while α -2SD is located downstream of the Noguera Pallaresa river. Below β -point 1, the slope decreases under 10° for 84 m, before increasing again. This distance corresponds to a 3.5% of the projected length of the avalanche path. In avalanche paths where the slope oscillates around 10° , benches shorter than 3% of the projected length should be ignored during the selection of the β point because, according to [31], they are considered negligible compared to the length of the path. In the case of the Monars avalanche path, the bench length is very close to 3%. If β -point 1 was moved to the next β point (β -point 2 in Figure 17), the bench would be much longer than 3%, and it would be located downstream, between old Àrreu and new Àrreu, at 1310 m a.s.l. In this case, α -1SD would just reach the Noguera Pallaresa river, being the probability of reaching this point higher than with β -point 1.

According to [32], the mean α angle corresponds to a probability $P = 0.5$ (non-exceedance probability of 50%), assuming that residuals are normally distributed. By subtracting 1 standard deviation, the probability is 0.84, meaning that 84% of the avalanches do not exceed α -1SD. The point α -2SD corresponds to a non-exceedance probability of $P = 0.98$. Differences in one or two standard deviations in documented cases are described in [30] when applying the α - β equation obtained for Norway, and this is explained by the longer runout of the fluidized component of the avalanche. Therefore, the α - β method indicates that with a low probability, the avalanche could reach the bottom of the main valley.

5. Discussion

The oral history says that with two successive events, the first one filling in the Àrreu river, the avalanche coming from the Monars creek could have reached old Àrreu. This avalanche scenario was reproduced with SAMOS-AT simulations, but only when we considered very large avalanche release volumes did the avalanche reach the old village, and, in this case, the same could have happened potentially without the concurrence of a previous smaller avalanche. Therefore, the most plausible scenario according to the simulations would have been that of a very large avalanche (with or without a previous smaller one), in which the entire starting zone would have been activated, with a snow volume above $0.6 \times 10^6 \text{ m}^3$. This is a huge avalanche. With this size, the avalanche would have reached old Àrreu with a dynamic pressure of 150 kPa, enough to cause the destruction of the whole village.

Both starting zones, A and B together, have an extent of around 37 ha and such a volume would correspond to an avalanche of destructive size 5 [33]. Avalanches of this order of magnitude are very rare in the Pyrenees. We believe that this avalanche could be similar to the one that occurred in Arinsal, Andorra, in February 1996. In the Arinsal catastrophic event, post-avalanche measurements estimated a volume larger than $0.8 \times 10^6 \text{ m}^3$ [34] to 1.5×10^6 [35]. In that case, the size of the starting zone was around 50 ha.

Such a large avalanche would be accompanied by a considerably large powder component, like in the Arinsal event. If it was a pure PSA, the powder component would expand along the track and runout zones (Figure 15b). Evidence on trees surveyed beside the track near the Monars gorge indicate this behavior for the smaller avalanches in recent times. Our previous hypothesis was that the powder component of a smaller avalanche would have caused the catastrophe, but simulations indicate that such an event would not have enough energy to cause the reported damage (Figure 15a). A release volume equivalent to the one of the DFA ($0.6 \times 10^6 \text{ m}^3$) is required for a PSA to reach old Àrreu and cause the reported damage.

As specified by [29], a dynamic pressure higher than 10 kPa causes considerable damage on masonry walls, which was the destruction related by [2] in the village of Àrreu. The pressures given by the DFA simulation at old Àrreu, 150 kPa (Figure 14d), would completely destroy the village. The pressures obtained by the PSA simulation for the equivalent size (17 kPa, Figure 15b) would seriously damage the houses and destroy some of them, but not the whole village. The doorway arch at the eastern side could attest to this (Figure 6b). The houses were rebuilt after the catastrophe, very likely because they were not absolutely destroyed. Therefore, a PSA would be the most plausible type of flow that could have affected the village, or a DFA that would have struck only part of it, like the low-frequency size avalanche without the occurrence of a previous avalanche shown in Figure 16.

Another hypothesis that could support the scenario of a smaller event was the possibility that old Àrreu was located some meters towards the west before the disaster, and that the part destroyed by the avalanche would have been abandoned, having disappeared in present times. This hypothesis was ruled out because, at present, the remnants of 9 buildings still exist in Bordes d'Àrreu (in 1790, 10 houses were described in [3], all of which had been destroyed by the avalanche according to the report written in 1846–50 [2]), and these preserve architectonic characteristics of houses. In order to optimize resources, it is likely that the remains of the houses would have been reused to build barns and shelters for livestock in the same place. For this reason, we believe that Bordes d'Àrreu is placed at the same siting as old Àrreu in 1803.

Simulations show how the occurrence of successive avalanches has less influence on the results than the definition of the release area. Therefore, the most important choice for the simulations is the definition of the release areas. The release snow volume is a combination of release extent and release snow depth parameters, which are related to the return period of the meteorological conditions. Simulations have been performed from a combination of both initial conditions and the return period of the release snow depth, which do not necessarily correspond to the same return period of the avalanche events. The reference return period of the avalanches in the avalanche path is the one derived from the avalanche event history of the avalanche path, showing that for return periods smaller than 100 years corresponding runout altitudes can be assigned, while lower frequency events are difficult to allocate in the Monars avalanche path (Table 1).

One shortcoming in our approach was that friction parameters were assumed to be constant, applying those used for hazard mapping scenarios, only introducing variations with respect to different avalanche types and release depth/area combinations. Although the combination of T30 and T300 release depth, both lead to avalanches of approximate size D5, we concluded that future tools for proper scenario definitions of different return periods in relation to potential avalanche size would be beneficial. Overall, for the Àrreu case study, we observed that the definition of release areas appeared to be the most important part (in regards to how sensitive the results were). From the least to most sensitive, we observed: (1) The sequence of avalanches, meaning there was a first deposition that

smoothed the topography for the subsequent event/s; (2) the release depth and type of avalanche flow; and (3) how the release area controlled the release volume. However, particularly the large variations in potential release area size were a characteristic of the specific case study.

It is worth mentioning that from the distribution of historic runouts in the runout zone, we were able to infer return periods in this avalanche path. We deduced that, apart from 1803 avalanche, the largest event known took place in 1972. We assigned an estimated return period of 30–100 years to this event. Consequently, we assigned a return period higher than 100 years to 1803 avalanche. What we would like to emphasize is that, according to simulations, this exceptional avalanche, being a DFA or a PSA, would get as far as the Noguera Pallaresa river, more than 1 km farther than the one of 1972. This is certainly a rare case, and there are no witnesses, historical documents, or evidence to verify this. We observed this behavior when we tried to simulate the avalanche to reach old Àrreu, but it happens for smaller avalanches too (Figure 14b,c). Trials with other simulation tools such as RAMMS [36] led to similar results [4]. The outcome from the α - β model also confirmed this. Even though the probability is very low, according to the results of the dynamical and statistical modeling approach, we consider this is plausible. The simulations further reinforced the hypothesis of the powder snow avalanche component being responsible for the large runout of the 1803 avalanche, which is usually associated with the fluidized flow of the avalanche [30]. However, particularly considering the observed damages, it is worth looking beyond the dense flow–powder dichotomy [37]. This is an interesting case for avalanche hazard mapping that substantiates the use of numerical simulations for such purposes.

These results also serve to show the limitations of the Avalanche-Paths-Maps mapping procedure [6] (based on the French CLPA [38]), which is supported by terrain analysis and witness information. From which, the determination of the runout zone boundaries of the avalanche path depends on available information and expert criteria. Quite often the runout of an avalanche path is determined from information of avalanche activity of the last 30–100 years, and this criterion is not homogeneous for all avalanche paths and could be overcome by the use of avalanche release models (e.g., [28]). This is also experienced in the US and Canada [39]. For the Monars avalanche path (ARR010), registered in the Avalanche Database of Catalonia (BDAC-ICGC), the mapped runout zone reaches and stops in Bordes d'Àrreu (old Àrreu), but simulations showed that a low-frequency avalanche could travel a long stretch further down (in fact, it doubled the distance). Therefore, the reliability of these maps for low-frequency avalanches has to be taken carefully.

Finally, some historical facts suggest some speculation on the uniqueness of the 1803 event. According to [40], the old village of Àrreu is older than 1000 years, while the nearby chapel devoted to the Virgin of the Snow (Ermita de la Mare de Déu de les Neus) (Figure 1) is dated to the 12th century [41]. This chapel was built on a naturally sheltered situation. Actually, when observing the avalanche simulations (Figure 15), it is placed in the most protected spot regarding snow avalanche trajectories, and the flow does not invade this patch of land in any case. This suggests that this chapel may have been erected for divine protection after a very old avalanche. In this case, we think that the event would not have completely destroyed the old village, otherwise they would almost certainly have moved the village to a safer emplacement before. This would mean that the 1803 avalanche could have a return period of more than 300 years. In hazard mapping, the areas affected by avalanches with a return period higher than 100 or 300 years are a matter of controversy and are discussed at length [42], for although they are considered as *avalanche exceptionnelle* in France [43] or *residual hazard* events in Switzerland [44], when they eventually take place, the level of damage and destruction is massive.

6. Conclusions

An intensive survey to reconstruct the avalanche history of the Monars avalanche path was performed. Results indicate that during the 20th century, at least 4 avalanche events reached Àrreu river, but none reached old Àrreu (Bordes d'Àrreu), located around 500 m further down from the confluence of the Monars stream and the Àrreu river. Therefore, the 1803 avalanche that destroyed the

small village is the largest avalanche occurring in the last two centuries, and probably the largest in several centuries.

The dynamical and statistical 1803-avalanche modeling revealed that there is no need for a first avalanche to smooth the terrain to facilitate a second avalanche to reach the hamlet, as has been passed on by oral history, since an exceptionally large release snow volume is required to do so, and this would reach old Àrreu with or without a previous smaller avalanche. An avalanche of such dimensions would have been similar to the one that occurred in Arinsal, Andorra, in February 1996. The results showed an exceptionally large avalanche that descended to the main valley (Noguera Pallaresa). The statistical model confirmed this. This finding suggested that, apart from destroying the old village of Àrreu and killing its people, the 1803 avalanche could have obstructed the way through the main valley, in particular if it was a dense flow avalanche (DFA). We found no reference to this in the literature, and nobody talks about this circumstance, but perhaps time has pushed this to oblivion in front of the misfortune that fell upon the people of Àrreu. A dense flow avalanche (DFA) would absolutely destroy the village, and a powder snow avalanche (PSA) would cause serious damage, though not totally destroy the village. We consider this second scenario more plausible, according to the reported damage. A PSA would have expanded much more widely than a DFA, but the deposit in the main valley would have been significantly smaller.

This work highlights the importance of using different disciplines to attain an exhaustive knowledge of the avalanche history of an avalanche path, as a methodology to find out and reconstruct these extraordinary-return-period avalanches, which otherwise can remain unnoticed. Sometimes this methodology, currently established in avalanche hazard analysis, is oversimplified in the practice.

7. Epilogue

During the period of this research (2015–20), old Àrreu (Bordes d'Àrreu on the map) has visibly deteriorated and the last walls will soon fall down, but in the meantime, a road has been built that reaches new Àrreu from the main valley road, and some houses are being restored. The whole place receives the visits of more and more tourists and hikers every day, so it could be said that Àrreu is having a 21st century revival.

Author Contributions: Conceptualization, P.O. and E.M.; methodology, all authors; software, J.-T.F.; validation, formal analysis, and investigation, all authors; data curation, P.O. and E.M.; writing—original draft preparation, and writing—review and editing, all authors. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Funding: This research received no external funding.

Acknowledgments: The authors are particularly grateful to Ferran Rella of Consell Cultural de les Valls d'Àneu for his assistance in the field and in documentary and oral information retrieval and interpretation. The authors are also grateful to Jordi Cirés for his help in dendrochronological fieldwork. This research was carried out with permission of Parc Natural de l'Alt Pirineu. Special thanks are due to Dieter Issler for suggesting the publication of our research and for his sincere help. Thanks also to the two anonymous reviewers whose suggestions significantly improved the manuscript. The authors would like to express special thanks for the kind help and collaboration of the families from casa Carrera and casa Foro from Esterrí d'Àneu, casa Carrera from Borén, and casa Nadal from Àrreu.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflicts of interest.

References

1. Goigs de la Mare de Déu de la Neu d'Àrreu. Urgell Diocese 19th Century? Available online: <https://algunsgoigs.blogspot.com/2014/03/goigs-la-mare-de-deu-de-la-neu-arreu.html> (accessed on 7 May 2020).
2. Madoz, P. Diccionario Geográfico, Estadístico E histórico de España y sus Posesiones de Ultramar 1845–1850. Available online: <http://www.bibliotecavirtualdeandalucia.es/catalogo/es/consulta/registro.cmd?id=6353> (accessed on 7 May 2020).
3. De Zamora, F. *Respostes de la Vall d'Àneu als Qüestionaris de Francisco de Zamora (1709)*; Padilla, J.I., Ed.; Garsineu Edicions: Tremp, Spain, 1997.

4. Muntán, E.; Oller, P. Historic snow avalanches in the Pyrenees: The destruction of the small village of Àrreu (Pallars Sobirà). *Z. Wildbach Lawinen Eros. Steinschlagschutz* **2019**, *183*, 152–161.
5. Oller, P.; Muntán, E.; García-Sellés, C.; Furdada, G.; Baeza, C.; Angulo, C. Characterizing major avalanche episodes in space and time in the twentieth and early twenty-first centuries in the Catalan Pyrenees. *Cold Reg. Sci. Technol.* **2015**, *110*, 129–148. [[CrossRef](#)]
6. Oller, P.; Marturià, J.; González, J.C.; Escriu, J.; Martínez, P. El servidor de datos de aludes de Cataluña, una herramienta de ayuda a la planificación territorial. In Proceedings of the VI Simposio Nacional sobre Taludes y Laderas Inestables, Valencia, Spain, 21–24 June 2005; pp. 905–916.
7. McClung, D.M.; Schaerer, P. *The Avalanche Handbook*, 3rd ed.; The Mountaineers Books: Seattle, WA, USA, 2006; 342p.
8. Sauermoser, S.; Granig, M.; Kleemayr, K.; Margreth, S. Avalanche dynamics models and impact. In *The Technical Avalanche Protection Handbook*; Rudolf-Miklau, K., Sauermoser, S., Mears, A.I., Eds.; Wilhelm Ernst & Sohn: Berlin, Germany, 2015; pp. 55–90.
9. Canadian Avalanche Association. *Land Managers Guide to Snow Avalanche Hazards in Canada*; Jamieson, J.B., Stethem, C.J., Schaerer, P.A., McClung, D.M., Eds.; CAA: Revelstoke, BC, Canada, 2002.
10. Schweingruber, F.H. *Tree Rings and Environment. Dendroecology*; Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research, Paul Haupt Verlag: Berne, Switzerland, 1996; pp. 183–196.
11. Germain, D.; Héту, B.; Fillion, L. Tree-ring based reconstruction of past snow-avalanche events and risk assessment in northern Gaspé Peninsula (Québec, Canada). In *Tree Rings and Natural Hazards A State of the Art Advances in Global Change Research*, 1st ed.; Stoffel, M., Bollschweiler, M., Butler, D.R., Luckman, B.H., Eds.; Springer: Dordrecht, The Netherlands, 2010; Volume 41, pp. 51–73.
12. Stoffel, M.; Bollschweiler, M. Tree-ring analysis in natural hazards research—An overview. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **2008**, *8*, 187–202. [[CrossRef](#)]
13. Shroder, J.F. Dendrogeomorphological analysis of mass movement on Table Cliffs Plateau, Utah. *Quat. Res.* **1978**, *9*, 168–185. [[CrossRef](#)]
14. Muntán, E.; Andreu, L.; Oller, P.; Gutiérrez, E.; Martínez, P. Dendrochronological study of the Canal del Roc Roig avalanche path: First results of the Aludex project in the Pyrenees. *Ann. Glaciol.* **2004**, *38*, 173–179. [[CrossRef](#)]
15. Stokes, M.A.; Smiley, T.L. *An Introduction to Tree-Ring Dating*; University of Chicago Press: Chicago, IL, USA, 1968; 73p.
16. Lied, K.; Bakkehoi, S. Empirical calculations of snow-avalanche run-out distance based on topographic parameters. *J. Glaciol.* **1980**, *26*, 165–178. [[CrossRef](#)]
17. Furdada, G.; Vilaplana, J.M. Statistical prediction of maximum avalanche run-out distances from topographic data in the western Catalan Pyrenees (northeast Spain). *Ann. Glaciol.* **1998**, *26*, 285–288. [[CrossRef](#)]
18. Zwinger, T.; Kluwick, A.; Sampl, P. Simulation of Dry-Snow Avalanche Flow over Natural Terrain. In *Dynamic Response of Granular and Porous Materials under Large and Catastrophic Deformations*; Lecture Notes in Applied and Computational Mechanics; Hutter, K., Kirchner, N., Eds.; Springer: Heidelberg, Germany, 2003; Volume 11, pp. 161–194.
19. Sampl, P.; Zwinger, T. Avalanche simulation with SAMOS. *Ann. Glaciol.* **2004**, *38*, 393–398. [[CrossRef](#)]
20. Fischer, J.-T. A novel approach to evaluate and compare computational snow avalanche simulation. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **2013**, *13*, 1655–1667. [[CrossRef](#)]
21. Fischer, J.T.; Fromm, R.; Gauer, P.; Sovilla, B. Evaluation of probabilistic snow avalanche simulation ensembles with Doppler radar observations. *Cold Reg. Sci. Technol.* **2014**, *97*, 151–158. [[CrossRef](#)]
22. Fischer, J.T.; Kofler, A.; Fellin, W.; Granig, M.; Kleemayr, K. Multivariate parameter optimization for computational snow avalanche simulation. *J. Glaciol.* **2015**, *61*, 875–888. [[CrossRef](#)]
23. Gauer, P.; Kronholm, K.; Lied, K.; Kristensen, K.; Bakkehoi, S. Can we learn more from the data underlying the statistical—Model with respect to the dynamical behaviour of avalanches? *Cold Reg. Sci. Technol.* **2010**, *62*, 42–54. [[CrossRef](#)]
24. Muntán, E.; García, C.; Oller, P.; Martí, G.; García, A.; Gutiérrez, E. Reconstructing snow avalanches in the Southeastern Pyrenees. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **2009**, *9*, 1599–1612. [[CrossRef](#)]
25. Butler, D.R.; Sawyer, C.F. Dendrogeomorphology and high-magnitude snow avalanches: A review and case study. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **2008**, *8*, 303–309. [[CrossRef](#)]
26. Johnson, E.A. The relative importance of snow avalanche disturbance and thinning on canopy plant populations. *Ecology* **1987**, *68*, 43–53. [[CrossRef](#)]

27. Salm, B.; Burkard, A.; Gubler, H. *Berechnung von Fließlawinen, eine Anleitung für Praktiker mit Beispielen*; Eidgenössischen Institut für Schnee- und Lawinenforschung SLF: Davos, Switzerland, 1990.
28. Bühler, Y.; von Rickenbach, D.; Stoffel, A.; Margreth, S.; Stoffel, L.; Christen, M. Automated snow avalanche release area delineation—Validation of existing algorithms and proposition of a new object-based approach for large-scale hazard indication mapping. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **2018**, *18*, 3235–3251. [[CrossRef](#)]
29. Rapin, F. A new scale for avalanche intensity. In Proceedings of the International Snow Science Workshop, Penticton, BC, Canada, 29 September–4 October 2002; pp. 90–96.
30. Issler, D.; Gauer, P.; Schaer, M.; Keller, S. Inferences on Mixed Snow Avalanches from Field Observations. *Geosciences* **2020**, *10*, 2. [[CrossRef](#)]
31. Sinickas, A.; Jamieson, B. Comparing methods for estimating β points for use in statistical snow avalanche runout models. *Cold Reg. Sci. Technol.* **2014**, *104–105*, 23–32. [[CrossRef](#)]
32. Jamieson, B.; Jones, A.; Sinickas, A. Statistical runout estimation. In *Planning Methods for Assessing and Mitigating Snow Avalanche Risk*; Jamieson, B., Ed.; Canadian Avalanche Association: Revelstoke, BC, Canada, 2018; pp. 79–96.
33. Canadian Avalanche Association. *Observation Guidelines and Recording Standards for Weather Snowpack and Avalanches*; Canadian Avalanche Association: Revelstoke, BC, Canada, 2016.
34. Meffre, J.F. 8 février 1996, au fond d’une petite vallée d’Andorre engoncée sous un mètre de neige. In *Les Risques Naturels en Montagne*; Naaim-Bouvet, F., Richard, D.C., Eds.; Éditions Quae: Versailles Cedex, France, 2015; pp. 124–125.
35. Furdada, G.; Margalef, A.; Trapero, L.; Pons, M.; Areny, F.; Baró, M.; Reyes, A.; Guinau, M. The Avalanche of Les Fonts d’Arinsal (Andorra): An example of a Pure Powder, Dry Snow Avalanche. *Geosciences* **2020**, *10*, 126. [[CrossRef](#)]
36. Christen, M.; Kowalski, J.; Bartelt, P. RAMMS: Numerical simulation of dense snow avalanches in three-dimensional terrain. *Cold Reg. Sci. Technol.* **2010**, *63*, 1–14. [[CrossRef](#)]
37. Faug, T.; Turnbull, B.; Gauer, P. Looking beyond the powder/dense flow avalanche dichotomy. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* **2018**, *123*, 1183–1186. [[CrossRef](#)]
38. Bonnefoy, M.; Barral, L.; Cabos, S.; Escande, S.; Gaucher, R.; Pasquier, X.; Richard, D. The localization map of avalanche phenomena (CLPA): Stakes and prospects. In Proceedings of the ISSW 2010, Lake Tahoe, CA, USA, 17–22 October 2010; pp. 699–705.
39. Jamieson, B.; Campbell, C. Avalanche Mapping. In *Planning Methods for Assessing and Mitigating Snow Avalanche Risk*; Jamieson, B., Ed.; Canadian Avalanche Association: Revelstoke, BC, Canada, 2018; pp. 189–212.
40. Bolós, J.; Hurtado, V. *Atlas dels Comtats de Pallars i Ribagorça (v. 806–v.998)*; Rafael Dalmau Editor: Barcelona, Spain, 2012; 165p.
41. Rella, F. *Les Valls d’Àneu*; Edicions El Mèdol: Tarragona, Spain, 1993; 391p.
42. Ancy, C.; Rapin, F.; Martin, E.; Coleou, C.; Naaim, M.; Brugnot, G. L’avalanche de Péclerey du 9 février 1999. *La Houille Blanche* **2000**, *5*, 45–53. [[CrossRef](#)]
43. MEDDE. *Plan de Prévention des Risques Naturels. Avalanches*; Ministère de l’Écologie, du Développement durable et de l’Énergie: Paris, France, 2015; 101p.
44. OFDT-OFEG-OFEPF. *Aménagement du Territoire et Dangers Naturels*; Office Fédéral du Développement Territorial, Office Fédéral des Eaux et de la géologie, Office Fédéral de L’environnement, des Forêts et du Paysage: Berne, Switzerland, 2005; 48p.



ANNEX 4. Base de Dades d'Allaus Majors (MADB). Estructura i contingut

Camps alfanumèrics

La base de dades està composta pels següents camps:

Grup camp	Camp	Tipus	Descripció
Referència	Codi	Text	Codi de l'allau segons la codificació de la BDAC, segons el format CCCNcNcNcYYYYNoNo, on CCC és el codi de la vall i NcNcNc és el número d'ordre dins de la val, de la zona d'allaus, YYYY és l'any amb que comença la temporada hivernal, i NoNo és el número d'allau d'aquell hivern per aquella zona d'allaus
	Zona d'allau	Text	Codi de la zona d'allaus (CCCNcNcNc)
Localització	Topònim	Text	Topònim del barranc, vessant, cim, bosc, etc, de la zona d'allaus
Data	Data caiguda exacta	Data	Data exacta de la caiguda de l'allau
	Data caiguda Interval	Text	Descripció de la data estimada de caiguda
	Episodi	Numèric	Número format per any, mes i dia d'inici i dia de finalització de l'episodi segons els format: YYYYMMDD1D1D2D2, on D1D1 i D2D2 són el primer i el darrer dia de l'episodi.
	Episodi suposat	Numèric	Número format per any, mes i dia d'inici i dia de finalització suposats de l'episodi segons els format: YYYYMMDD1D1D2D2, on D1D1 i D2D2 són el primer i el darrer dia de l'episodi.
	Dia	Numèric	Dia d'ocurrència de l'allau.
	Mes	Numèric	Mes d'ocurrència de l'allau.
	Any	Numèric	Any d'ocurrència de l'allau.
	Temporada	Numèric	Temporada d'ocurrència de l'allau segons el format Y ₁ Y ₁ Y ₁ Y ₂ Y ₂ , on Y ₁ Y ₁ Y ₁ és l'any d'inici de temporada i Y ₂ Y ₂ és l'any de finalització de la temporada hivernal (dues darreres xifres de l'any).
	Segle	Numèric	Segle d'ocurrència de l'allau.
	Quinquenni	Numèric	Quinquenni d'ocurrència de l'allau segons el format Y ₁ Y ₁ Y ₁ Y ₂ Y ₂ , on Y ₁ Y ₁ Y ₁ és l'any d'inici del quinquenni i Y ₂ Y ₂ és l'any de finalització del quinquenni (dues darreres xifres de l'any).
	Decenni	Numèric	Dècada d'ocurrència de l'allau segons el format Y ₁ Y ₁ Y ₁ Y ₂ Y ₂ , on Y ₁ Y ₁ Y ₁ és l'any d'inici de la dècada i Y ₂ Y ₂ és l'any de finalització de la dècada (dues darreres xifres de l'any).
Període	Numèric	Període temporal establert en relació amb la completesa de la base de dades. 1: previ a 1900; 2: de 1900 a 199495; 3: de 199495 a present	
Tipus_dada		Numèric	Font d'informació principal a partir de la qual s'ha obtingut la dada. 1: observació; 2: enquesta; 3: documentació històrica; 4: dendro; 5: fotointerpretació
Trajectòria	Aerosol	Booleà?	Trajectòria definida segons el recorregut de l'aerosol
	Modificada	Booleà?	Trajectòria modificada per actuacions a la zona d'arribada
Dinàmica	Comport.	Numèric	Comportament dinàmic. 1: Aerosol; 2: flux dens; 3: flux humit; 4: <i>slushflow</i>
Z. Sortida	Orientació	Numèric	Orientació mitjana de la zona de sortida (de 0 a 360º)
	Orientació 8 clas card	Numèric	Orientació mitjana de la zona de sortida classificada (º). 1: 337,5-22,5; 2: 22,5-67,5; 3: 67,5-112,5; 4: 112,5-157,5; 5: 157,5-202,5; 6: 202,5-247,5; 7: 247,5-292,5; 8: 292,5-337,5
	Cota Sup Teòrica	Numèric	Cota superior de la zona d'allaus (m s.n.m.)
	Cota Superior	Numèric	Cota superior de l'allau (m s.n.m.)
	Cota inf	Numèric	Cota inferior de la zona de sortida de l'allau (m s.n.m.)
	Longitud cicatriu	Numèric	Longitud de la cicatriu en cas d'haver estat cartografiada (m)
	Amplada real	Numèric	Amplada real de la zona de sortida de l'allau (m)
	Amplada càlcul	Numèric	Amplada mitjana de la zona de sortida que s'ha considerat responsable de l'abast de l'allau (m)
	Profunditat	Numèric	Desnivell en cas de depressió/tàlveg (positiu), o en cas de convexitat (negatiu) (m)
	Rel. Ampl calc - prof	Numèric	Profunditat partit per l'amplada de càlcul.
	Longitud proj.	Numèric	Longitud projectada sobre l'horitzontal de la zona de sortida (m)
	Pendent	Numèric	Pendent de la zona de sortida (º)
	Superfície proj.	Numèric	Superfície projectada de la zona de sortida (Amplada de càlcul x Longitud projectada) (ha)
	Gruix cicatriu	Numèric	Gruix mitjà de la cicatriu (m)

Grup camp	Camp	Tipus	Descripció
	Intensitat x gruix	Numèric	Intensitat de l'allau inferida a partir del gruix de la cicatriu (segons Rapin 2002). 1: <0,4 m; 2: 0,4-0,6 m; 3: 0,6-1,0 m; 4: 1,0-2,0 m; 5: >2 m.
	Volum proj.	Numèric	Volum (superfície projectada x gruix cicatriu) (m ³)
	Massa (T)	Numèric	Massa, considerant el volum i una densitat mitjana de 300 kg/m ³ (T)
	Massa Canadencs	Numèric	Classificació de la massa segons l'escala canadenca de mida d'allaus. 1: <45 T; 2: 45-550 T; 3: 550-5500 T; 4: 5500-55000 T; 5: >55000 T
Z. Trajecte	Amplada Inicial	Numèric	Amplada a l'inici de la zona de trajecte (m)
	Estrenyim. Srt-Traj	Numèric	Relació amplada de càlcul (zona de sortida) - amplada inicial (zona de trajecte)
	Amplada mitjana	Numèric	Amplada mitjana de la zona de trajecte (m)
	Profunditat mitjana	Numèric	Profunditat mitjana de la zona de trajecte (m)
	Pendent mig	Numèric	Pendent mitjà de la zona de trajecte (°)
	Amplada final	Numèric	Amplada final de la zona de trajecte (m)
	Relació amplada/prof	Numèric	Amplada mitjana dividit per la profunditat
	Transició traj-arrib	Numèric	Transició trajecte - arribada segons el confinament. 1: no confinada - no confinada; 2: no confinada - confinada; 3: confinada - no confinada; 4: confinada - confinada
Z. Arribada	Rel. Ampl. T-A	Numèric	Amplada mitjana de la zona d'arribada dividit per l'amplada final de la zona de trajecte
	Perfil arribada	Numèric	Perfil del terreny longitudinal a la zona d'arribada. 1: gradual (disminució gradual del pendent); 2: Sec (reducció sobtada del pendent, tipus <i>hockey stick</i> ; 3: remuntant (arribada a contrapendent); 4: perfil 1 o 2, acabat en 3; 5: complex (arribada irregular)
	Cota punt P	Numèric	Cota on se situa el punt β (m s.n.m.)
	Longitud proj.	Numèric	Longitud sobre el pla horitzontal des del punt β fins al punt α , en perfils de tipus 1 o 2
	Cota inferior	Numèric	Cota inferior de la zona d'arribada, que coincideix amb el punt α en perfils de tipus 1 o 2 (m s.n.m.)
	Pendent Perf 1	Numèric	Pendent mitjà del terreny en cas que el perfil d'arribada sigui =1 o 2 (°)
	Distància a P	Numèric	Distància des del punt de màxima arribada (α) al punt β .
	Longitud proj. (Pend. negatiu)	Numèric	Pendent del terreny quan l'allau remunta (m)
	Cota sup. (Pend neg.)	Numèric	Cota superior del punt α en cas de remuntada, en perfils de tipus 3 i 4 (m s.n.m.)
	Pendent negatiu	Numèric	Pendent del terreny a la remuntada, en perfils de tipus 3 i 4 (°)
	Cota abast max	Numèric	Cota d'abast màxim (punt α) (m s.n.m.)
	Longitud proj. Total	Numèric	Longitud total des del punt β fins al punt α independentment del tipus de perfil
	% Dist. Arribada Respecte T100	Numèric	% de distància respecte a l'abast considerat com a T100 (%)
	Lon. darrer canvi pend.	Numèric	Longitud sobre el pla horitzontal del darrer canvi de pendent abans d'arribar al punt α (m)
	Desn. Darrer canvi pend.	Numèric	Desnivell del darrer canvi de pendent abans d'arribar al punt α (m)
	Pend. Darrer canvi pend.	Numèric	Pendent del darrer canvi de pendent abans d'arribar al punt α (°)
	Amplada màxima	Numèric	Amplada màxima del dipòsit (m)
	Amplada mitjana	Numèric	Amplada mitjana del dipòsit (m)
	profunditat	Numèric	Profunditat del terreny (m)
	Relació ampl/prof	Numèric	Profunditat / amplada
	Gruix neu	Numèric	Gruix del dipòsit (m)
	Longitud dipòsit	Numèric	Longitud del dipòsit en el pla horitzontal (m)
Volum	Numèric	Volum del dipòsit (m ³)	
Zona d'allaus	Longitud proj. Teòr.	Numèric	Longitud projectada de tota l'allau, des de la cota superior de sortida teòrica fins al punt α (m)
	Longitud proj. Real	Numèric	Longitud projectada de tota l'allau, des de la cota superior de sortida fins al punt α (m)

Grup camp	Camp	Tipus	Descripció
	Longitud Canadencs	Numèric	Classificació de la mida de l'allau segons l'escala canadencs. 1: <45 m; 2: 45-550 m; 3: 550-1500 m; 4: 1500-3500 m; 5: >3500 m.
	Desnivell teòric	Numèric	Desnivell mesurat des de la cota superior de sortida teòrica fins a la cota inferior (m)
	Desnivell real	Numèric	Desnivell mesurat des de la cota superior de sortida fins a la cota inferior (m)
	Desnivell fins α teòric	Numèric	Desnivell mesurat des de la cota superior de sortida teòrica fins al punt α (m)
	Desnivell fins α real	Numèric	Desnivell mesurat des de la cota superior de sortida fins al punt α (m)
	Pendent α teòric	Numèric	Pendent de l'angle α des de la cota superior teòrica fins al punt α ($^{\circ}$).
	Pendent α real	Numèric	Pendent de l'angle α des de la cota superior fins al punt α ($^{\circ}$).
	Pendent β teòric	Numèric	Pendent de l'angle β des de la cota superior teòrica fins al punt β ($^{\circ}$).
	RR	Numèric	Valor del <i>Runout Ratio</i> (McClung et al, 1989), obtingut a partir de distàncies.
	RR amb angles	Numèric	Valor del <i>Runout Ratio</i> (McClung et al, 1989), obtingut a partir dels angles.
	Relació Vol ZA/Vol ZS	Numèric	Volum de la zona d'arribada / volum de la zona de sortida
	Superfície total	Numèric	Superfície total de la zona d'allaus (ha)
	Superfície Rapin	Numèric	Classificació segons l'escala d'intensitat de Rapin (2002), basada en la superfície de l'allau. 1: <0,5 ha; 2: 0,5-2,5 ha; 3: 2,5-10 ha; 4: 10-30 ha; 5: >30 ha.
Danys	Superfície Desforest	Numèric	Superfície de bosc desforestada (ha)
	Conífera	Numèric	Superfície de bosc de conífera desforestada (ha)
	Caducifoli	Numèric	Superfície de bosc de caducifolis desforestada (ha)
	Desforest Rapin	Numèric	Classificació segons l'escala d'intensitat de Rapin (2002), basada en la superfície desforestada. 1: 0 ha; 2: 0-0,1 ha; 3: 0,1-0,5 ha; 4: 0,5-3 ha; 5: >3 ha.
	Descripció	Text	Descripcions de testimonis
	Danys materials	Text	Descripció dels danys
	Danys Rapin	Numèric	Classificació segons l'escala d'intensitat de Rapin (2002), basada en els danys (valors 1 a 5).
	Danys Canadencs	Numèric	Classificació segons l'escala de mida d'allaus canadencs, basada en els danys (valors 1 a 5).
	Intensitat Rapin	Numèric	Valor màxim de les classes de les diferents variables analitzades segons l'escala d'intensitat de Rapin (2002), valors de 1 a 5.
	Mida Canadencs	Numèric	Valor màxim de les classes de les diferents variables analitzades segons l'escala d'intensitat de Rapin (2002), valors de 1 a 5.
T	Major?	Booleà	Consideració de si es tracta d'una allau major (1) o no (0)
	T estimat	Numèric	Classificació segons el període de retorn estimat. 1: al voltant de 5 anys; 2: al voltant de 10 anys; 3: al voltant de 30 anys; 4: al voltant de 100 anys; 5: al voltant de 300 anys (>100 anys)
Cartografia	Ortofoto	Booleà	Font d'informació/mitjans utilitzats per a la identificació de l'allau (1: sí; 0: no)
	Camp estiu	Booleà	Font d'informació/mitjans utilitzats per a la identificació de l'allau (1: sí; 0: no)
	Camp hivern	Booleà	Font d'informació/mitjans utilitzats per a la identificació de l'allau (1: sí; 0: no)
	Enquesta	Booleà	Font d'informació/mitjans utilitzats per a la identificació de l'allau (1: sí; 0: no)
	Dendro	Booleà	Font d'informació/mitjans utilitzats per a la identificació de l'allau (1: sí; 0: no)
	Fotos	Booleà	Font d'informació/mitjans utilitzats per a la identificació de l'allau (1: sí; 0: no)
	GPS	Booleà	Font d'informació/mitjans utilitzats per a la identificació de l'allau (1: sí; 0: no)
Zona nivoclimàtica	Zona Nivo oficial	Numèric	Zones nivoclimàtiques oficials. 1: Aran - Franja nord de la Pallaresa; 2: Ribagorçana - Vall Fosca; 3: Pallaresa; 4: Perafita - Puigpedrós; 5: Vessant N del Cadí - Moixeró; 6: Pre-Pirineu; 7: Ter - Freser.
	Zona Nivo major	Numèric	Zones nivoclimàtiques majors. 1: Garona; 2: Pallaresa Nord; 3: Ribagorçana - Pallaresa; 4: Pallaresa Est; 5: Segre Nord; 6: Segre - Llobregat; 7: Ter - Freser.

Exemple de fitxa registre d'allau major

Codi	PAL341201401
Zona allau	PAL341
Topònim	Barranc d'Àtics o de Bamoré

Data	
Data caiguda exacta	
Data caiguda Interval	
Episodi	2015022502
Episodi suposat	2015022502
Equivalent episodi	
Dia	
Mes	2
Any	2014
Temporada	201415
Segle	21
Quinqueni	201015
Deceni	201020
Període	3

Tipus_dada	1
------------	---

Traj.	
Aerosol	0
Modificada	0

Din.	
Comport.	2

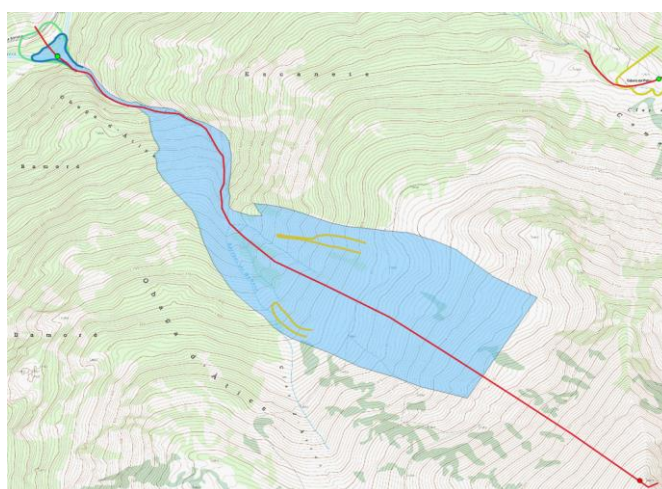
T	
Major?	1
T estimat	4

Cartografia	
Ortofoto	1
Camp estiu	0
Camp hivern	1
Enquesta	0
Dendro	0
Fotos	1
GPS	0

Zona Nivo oficial	1
Zona nivo major	2

Z. Sortida	
Orientació	170
Orientació 8 clas card	5
Cota Sup Teòrica	2.490
Cota Superior	
Cota inf	
Longitud cicatriu	
Amplada real	
Amplada càlcul	267
Profunditat	0
Rel. Ampl calc - prof	0,00
Longitud proj.	162
Pendent	
Superfície proj. (ha)	4,33
Gruix cicatriu (m)	
Intensitat x gruix	
Volum proj. (m3)	
Massa (T)	
Massa Canadencs	

Z. Arribada	
Rel. Ampl. T-A	2,63
Perfil arribada	3
Cota punt P	1.310
Longitud proj.	
Cota inferior	1.308
Pendent Perf 1	
Distància a P	
Longitud proj. (Pend. negatiu)	36
Cota sup. (Pend neg.)	1.315
Pendent negatiu	11
Cota abast max	1.315
Longitud proj. Total	36
% Dist. Arribada Respecte T100	
Lon. darrer canvi pend.	
Desn. Darrer canvi pend.	
Pend. Darrer canvi pend.	11
Dist. Pendent<10° anterior a P	
Amplada màxima	104
Amplada mitjana	84
profunditat	2
Relacio ampl/prof	0,02
Gruix neu (m)	10,0
Longitud dipòsit	43
Volum (m3)	36.120



Z. Trajecte	
Amplada Inicial	375
Estrenyim Srt-Traj	
Amplada mitjana	161
Profunditat mitjana	20
Pendent mig	
Amplada final	32
Relació amplada/prof	0,12
Transició traj-arrib	3



Global	
Longitud proj. Teòr.	2.251
Longitud proj. Real	
Longitud Canadencs	4
Desnivell teòric	1.182
Desnivell real	
Desnivell fins α teòric	1.175
Desnivell fins α real	
Pendent α teòric	28
Pendent α real	
Pendent β teòric	28
RR	
RR amb angles	0,02
Relació Vol ZA/Vol ZS	
Superfície total (Ha)	
Superfície Rapin	

Danys	
Superfície Desforest (Ha)	10,73
Conífera	
Caducifoli	
Desforest Rapin	
Descripció	
Danys materials	
Danys Rapin	
Danys Canadencs	4
Intensitat Rapin	
Mida Canadencs	4

ANNEX 5. Cartografia dels episodis d'allaus majors

Episodis d'allaus majors

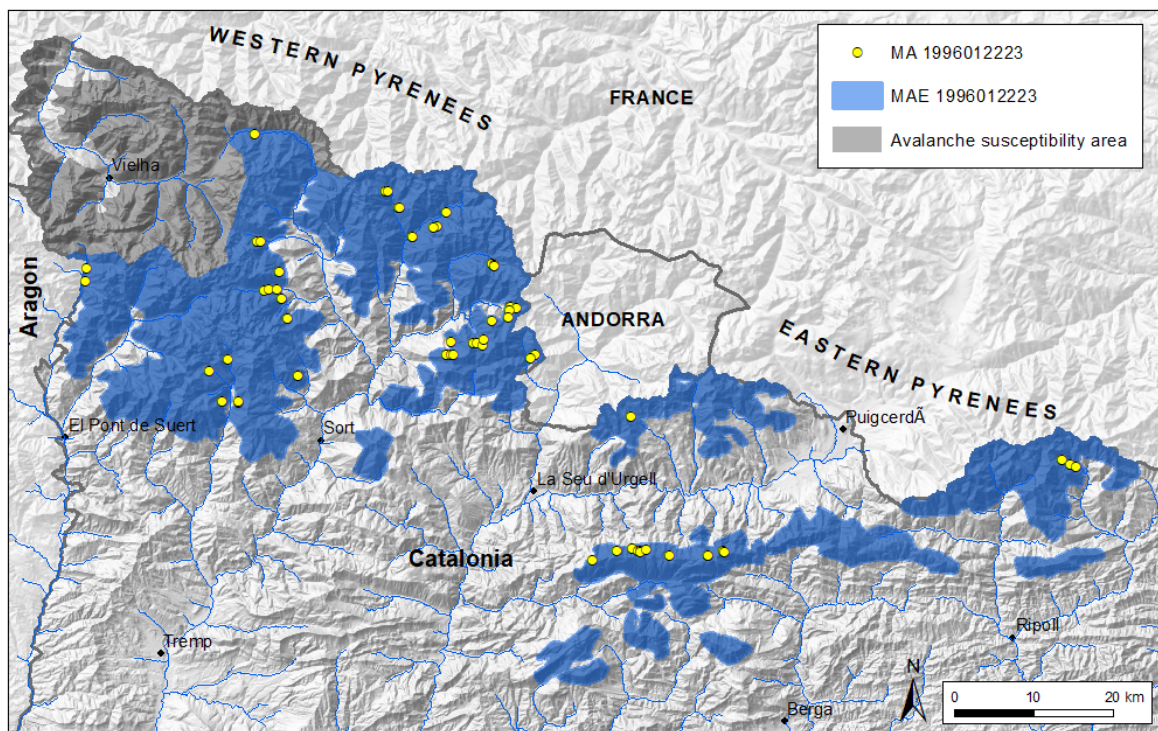


Figura 1. MAE 1996012223

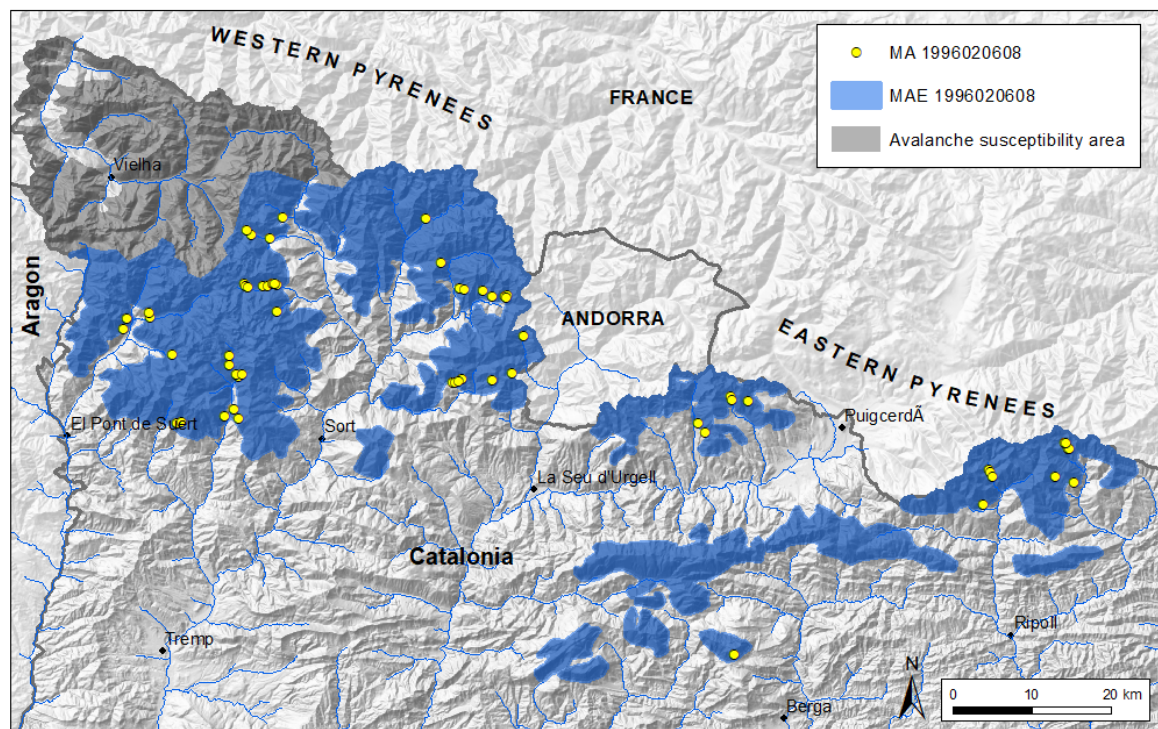


Figura 2. MAE 1996020608

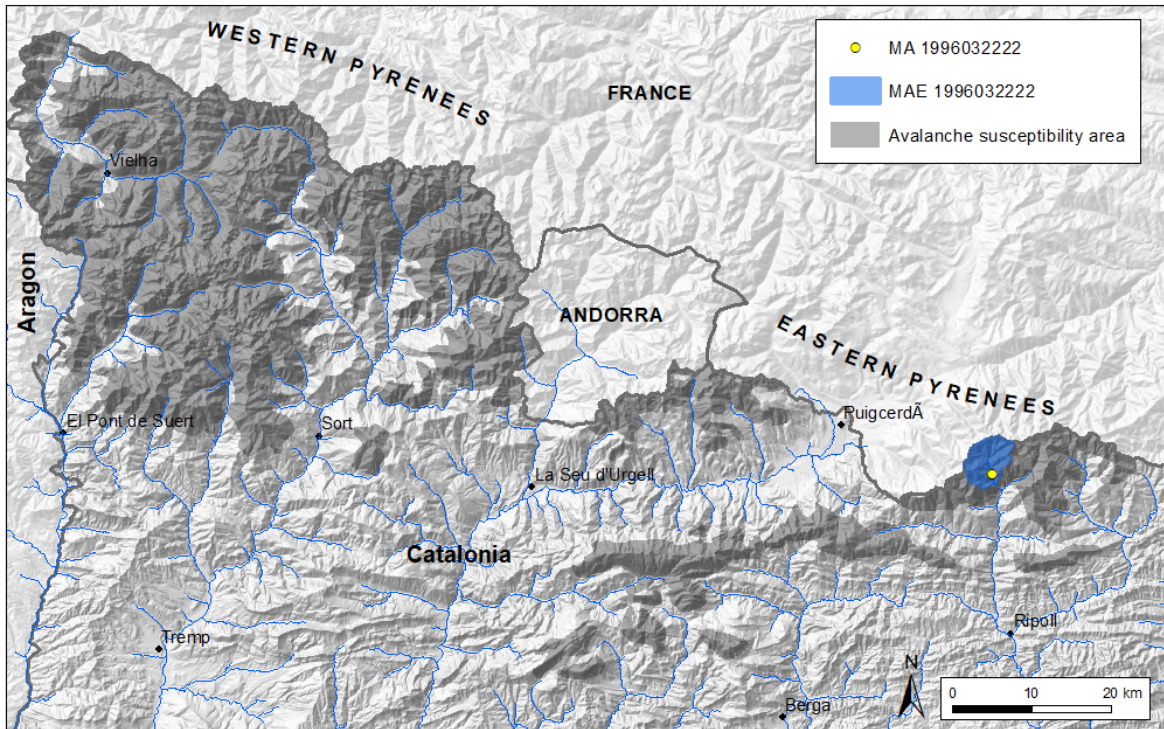


Figura 3. MAE 1996032222

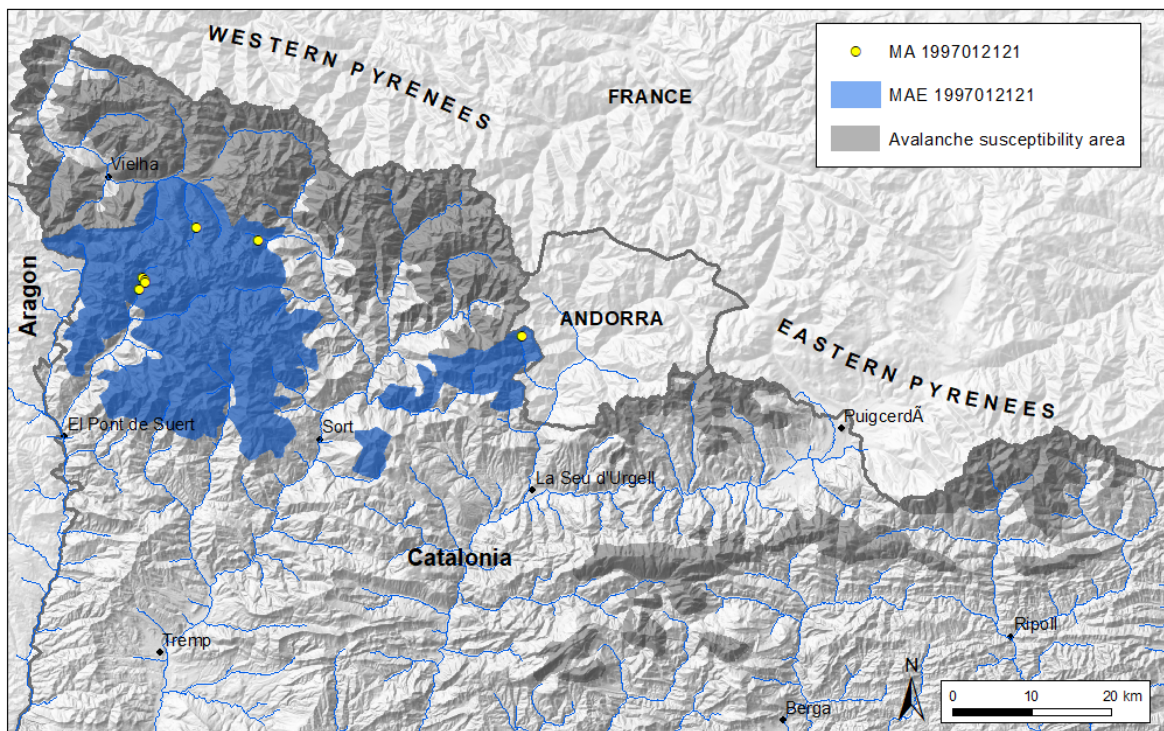


Figura 4. MAE 1997012121

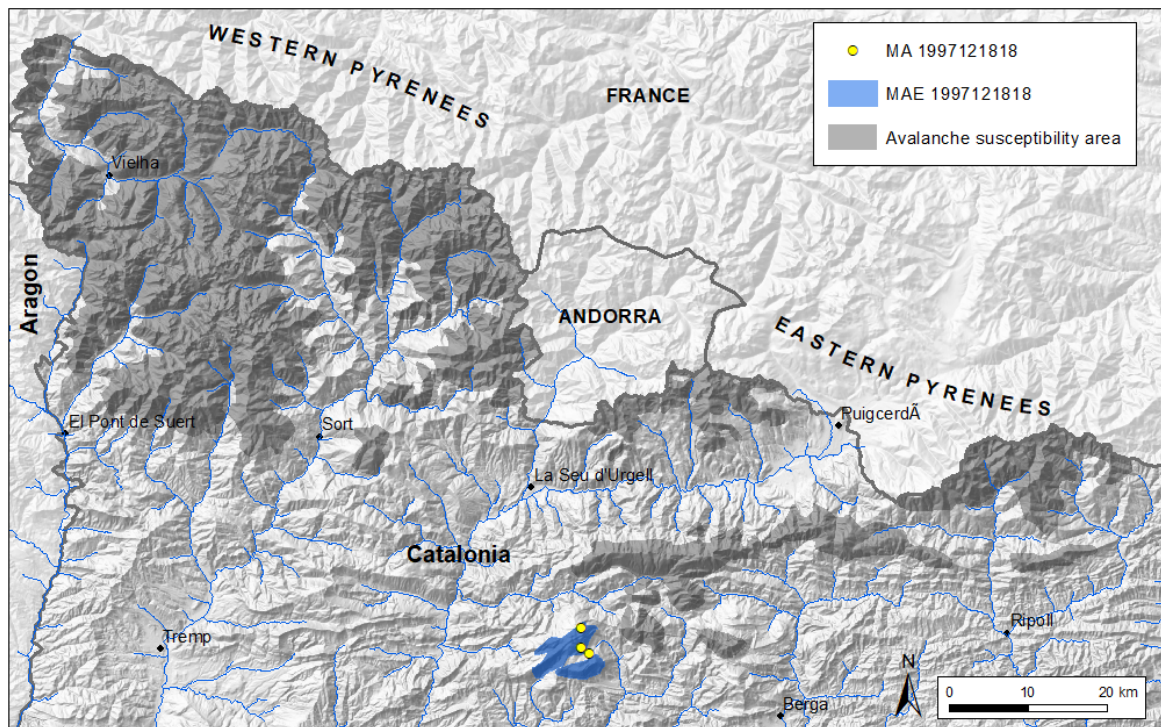


Figura 5. MAE 1997121818

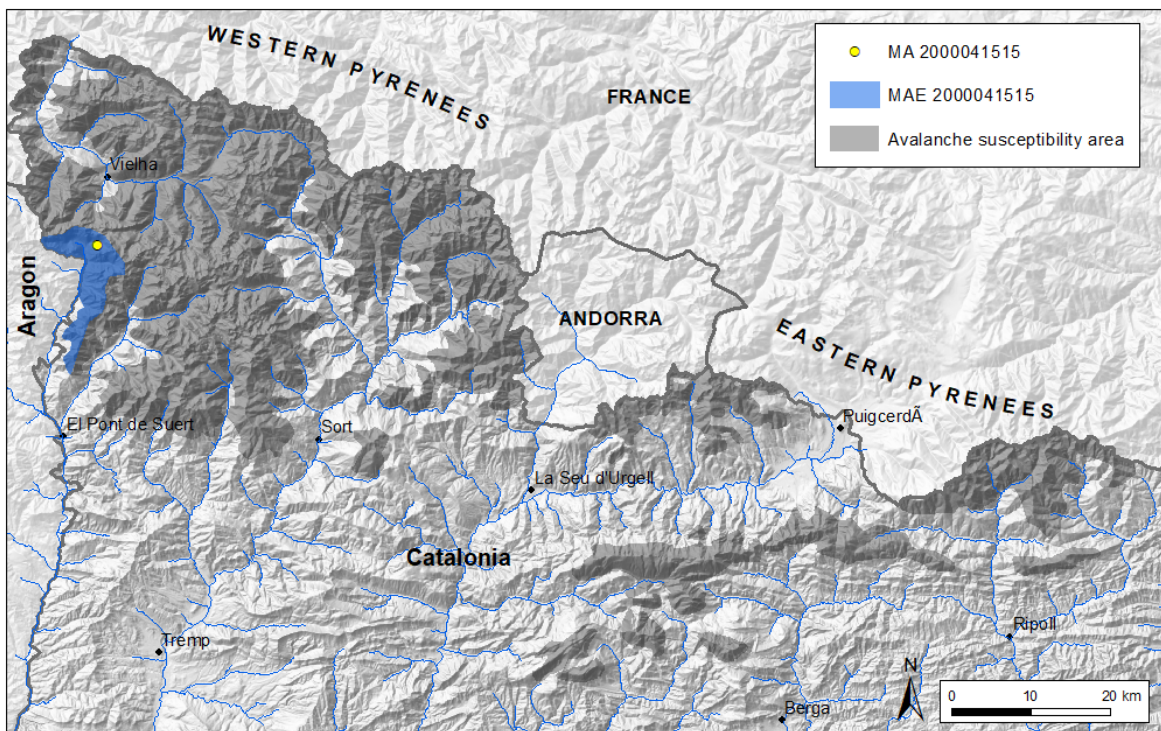


Figura 6. MAE 2000041515

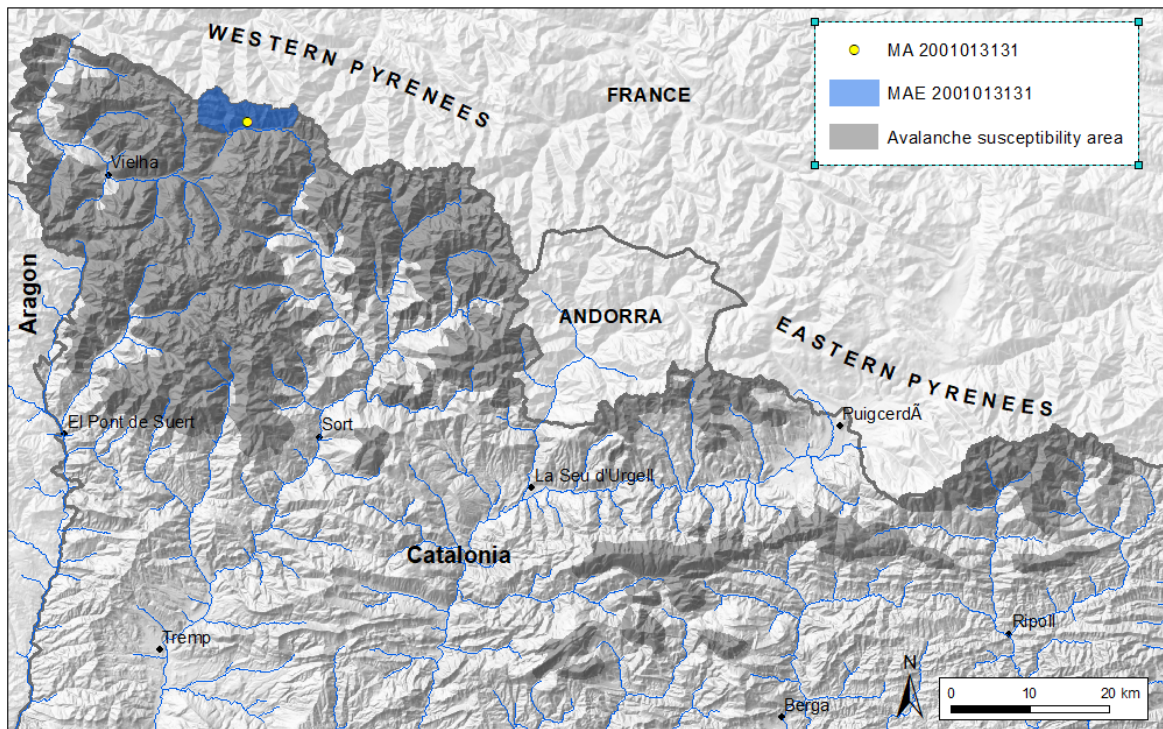


Figura 7. MAE 2001013131

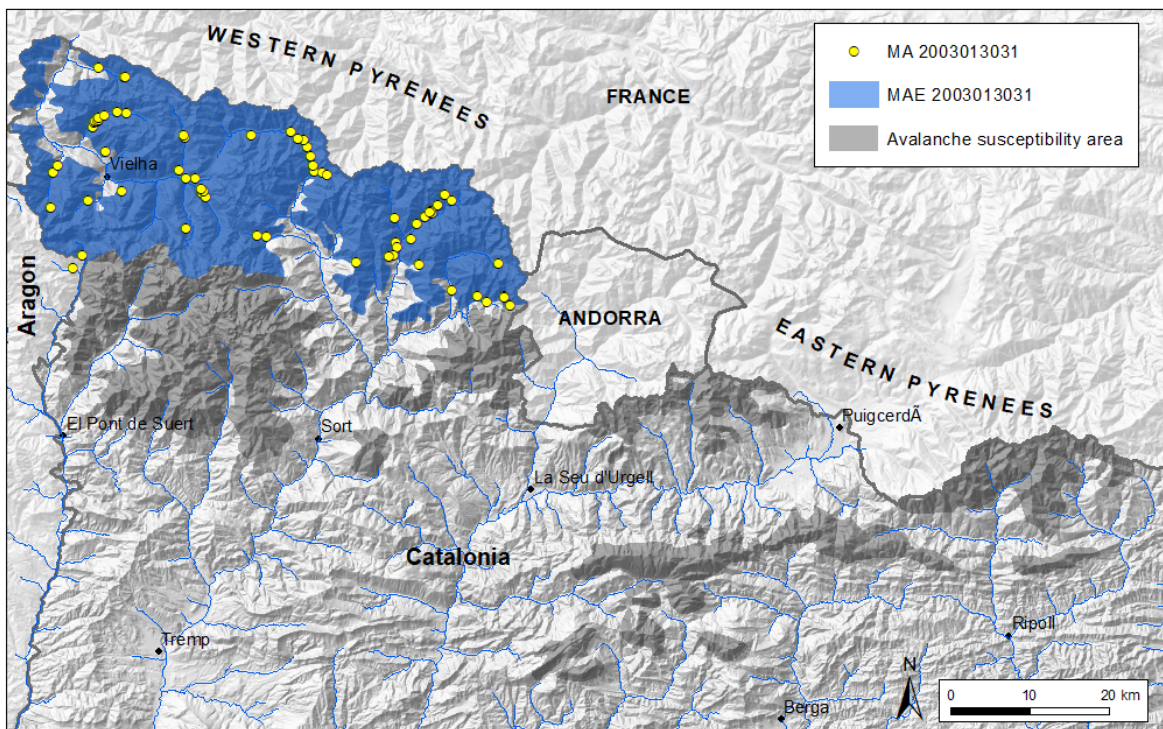


Figura 8. MAE 2003013031

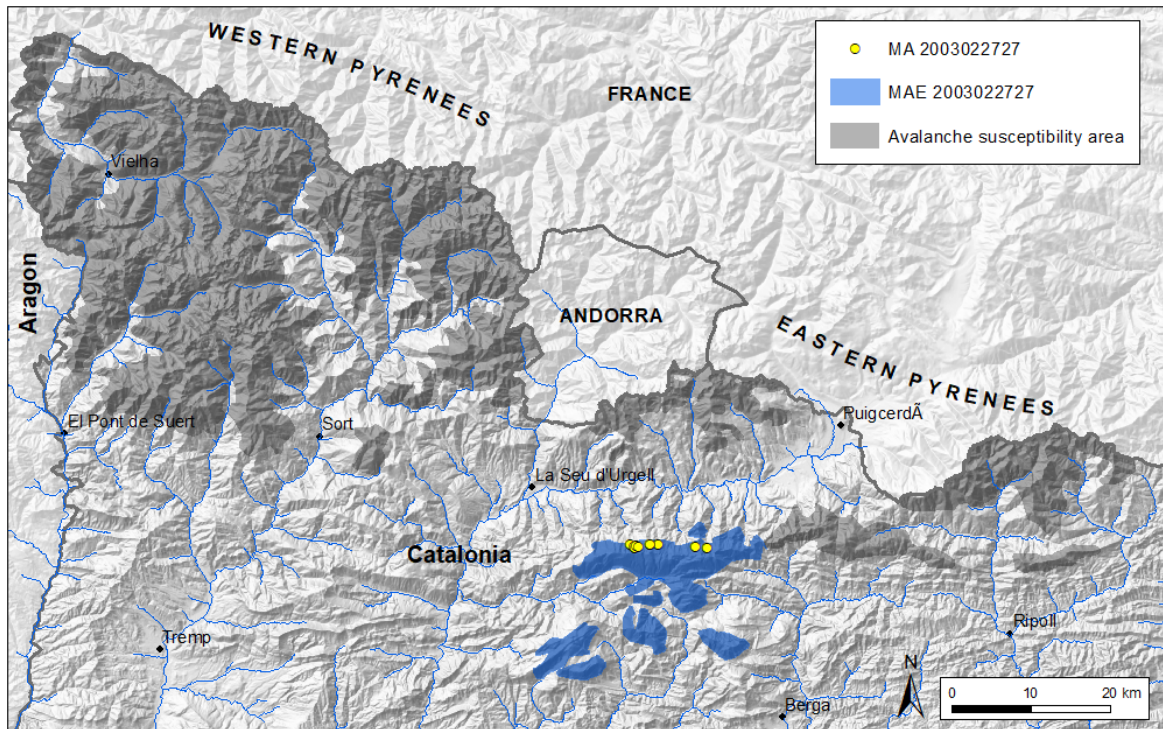


Figura 9. MAE 2003022727

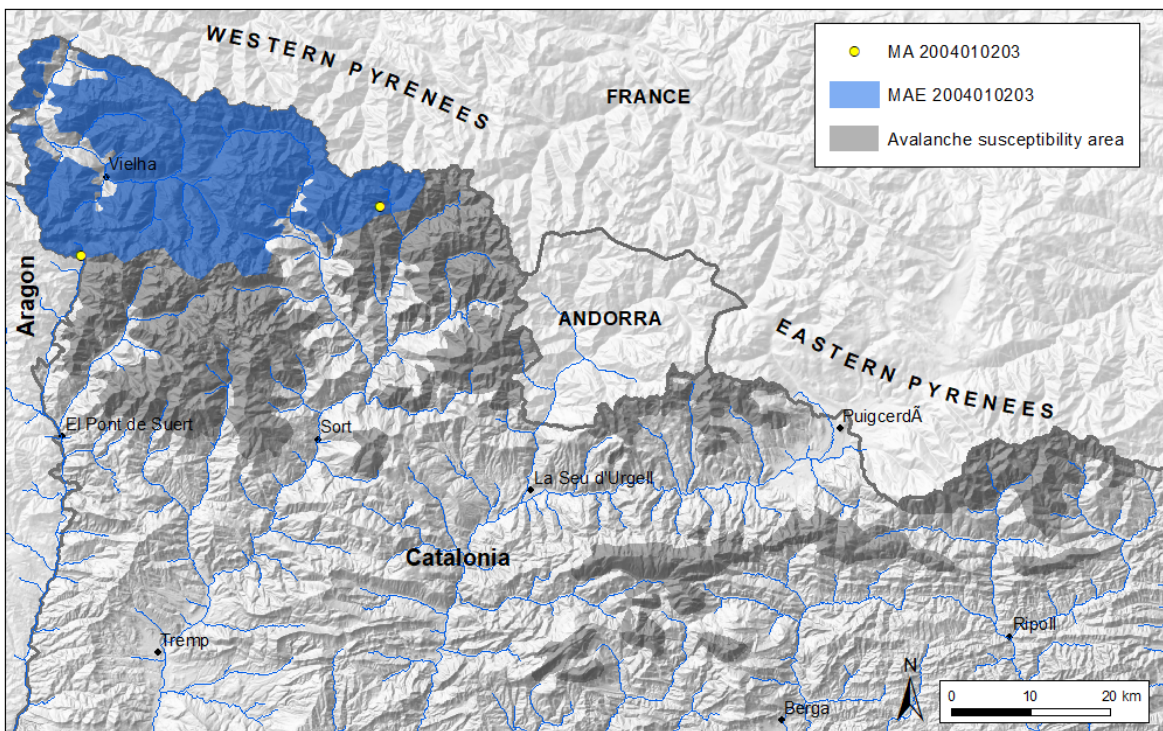


Figura 10. MAE 2004010203

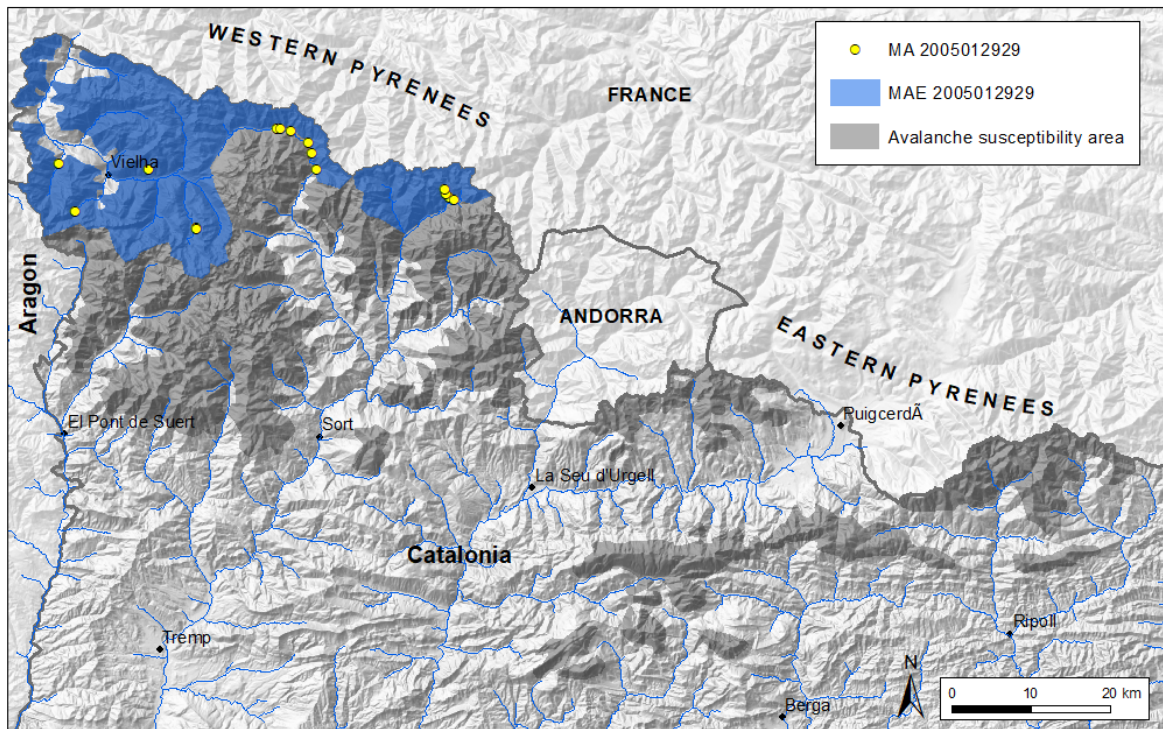


Figura 11. MAE 2005012929

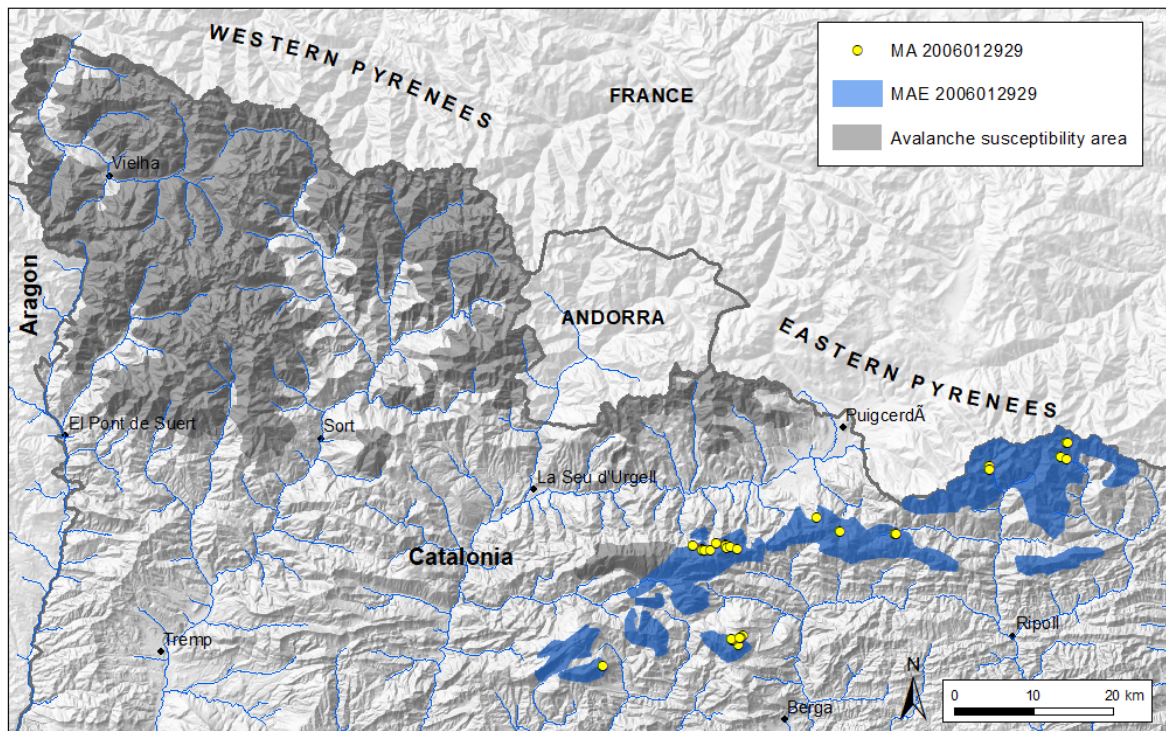


Figura 12. MAE 2006012929

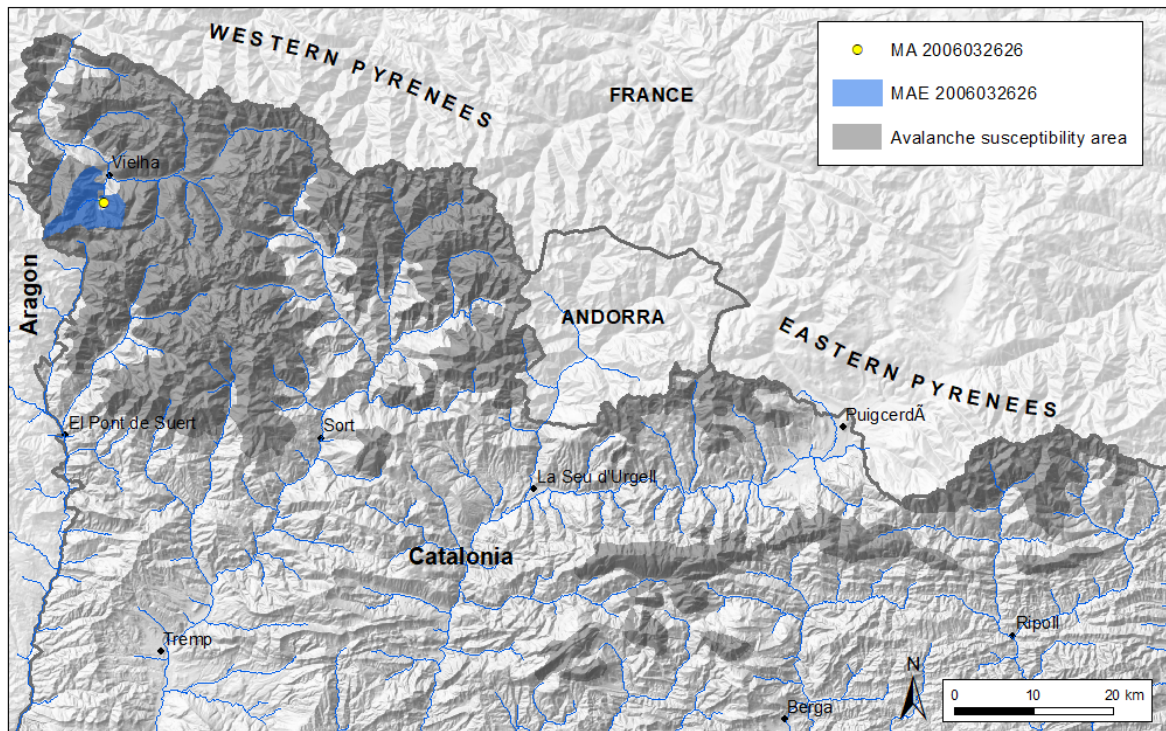


Figura 13. MAE 2006032626

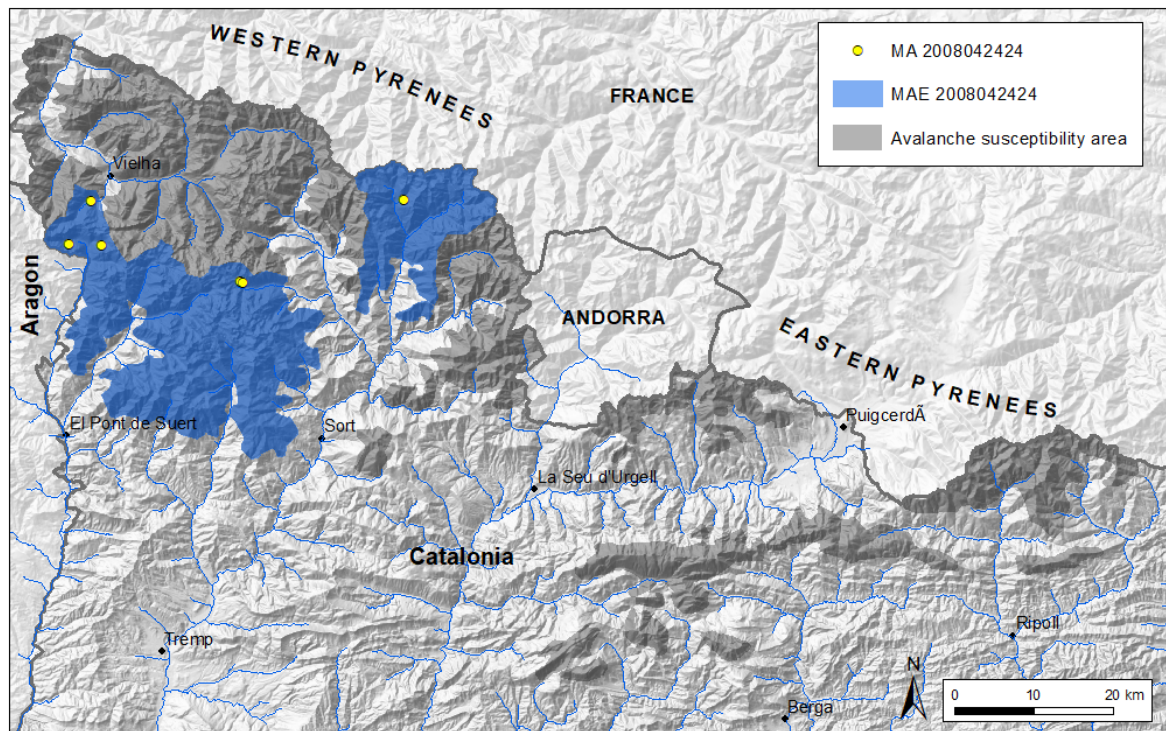


Figura 14. MAE 2008042424

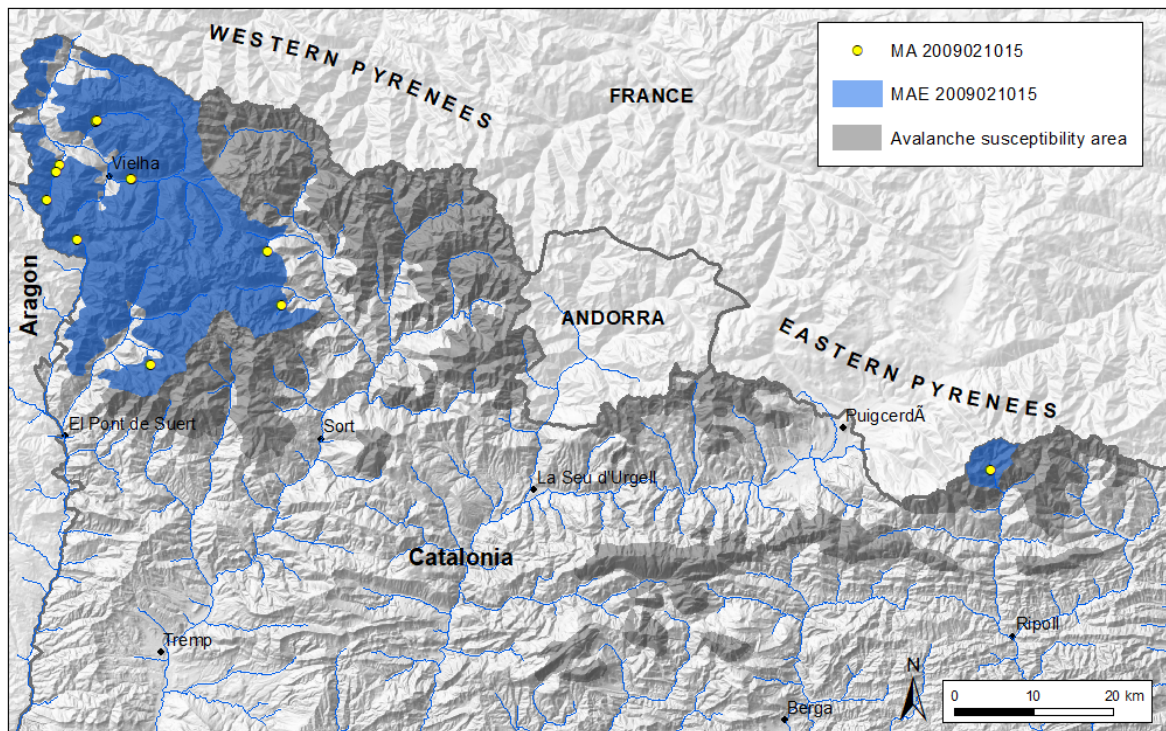


Figura 15. MAE 2009021015

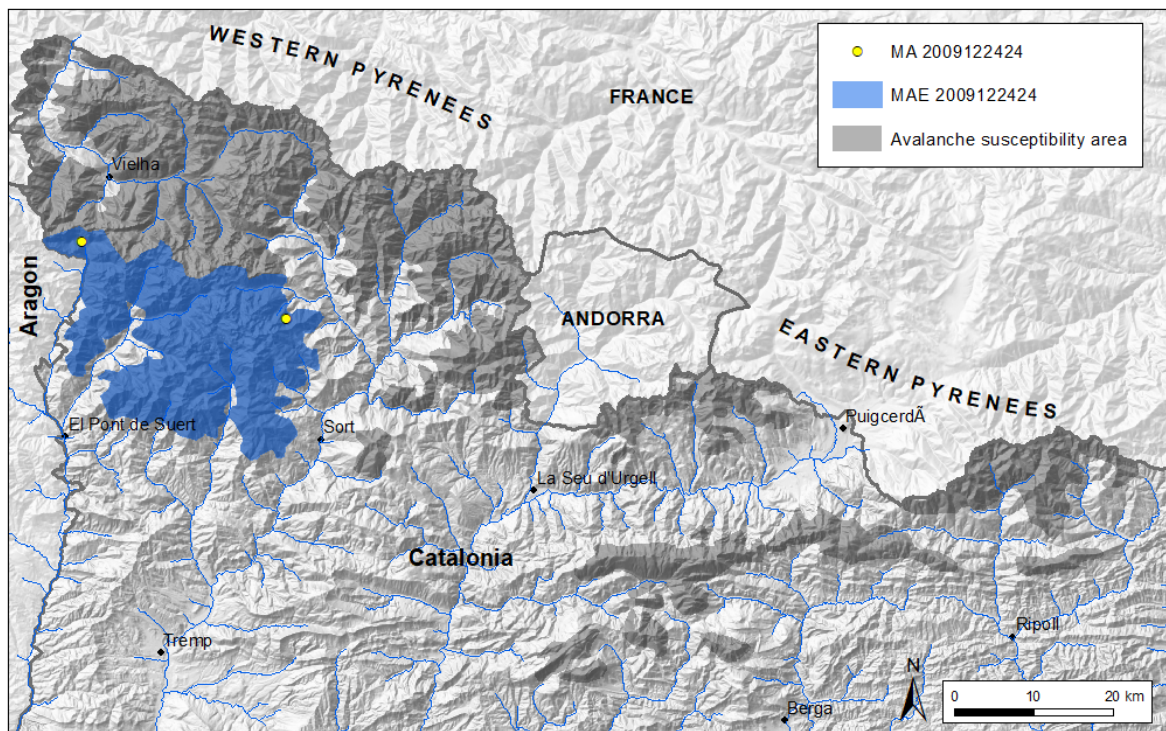


Figura 16. MAE 2009122424

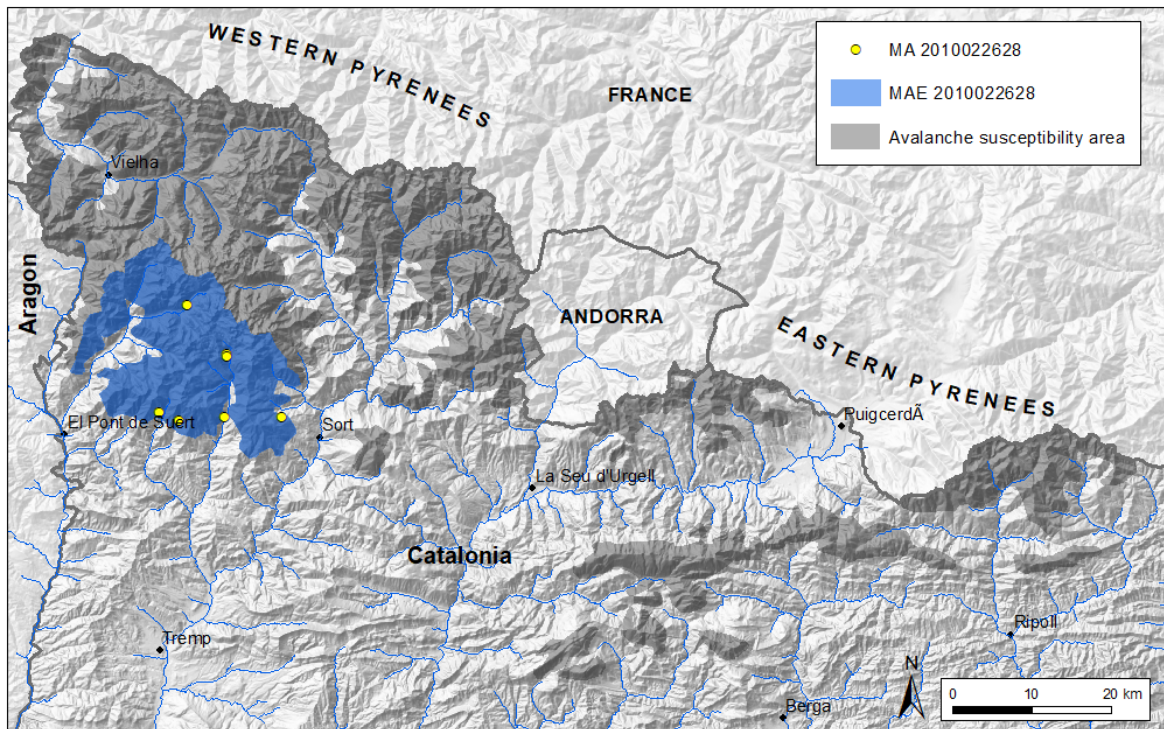


Figura 17. MAE 2010022628

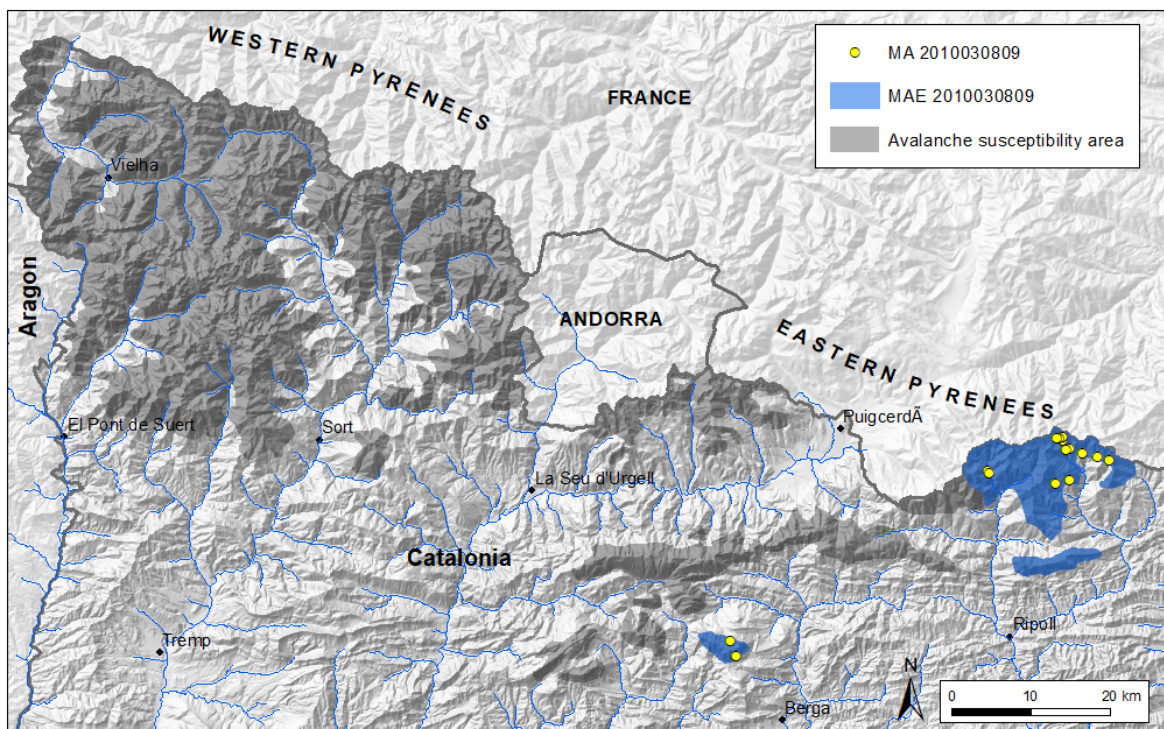


Figura 18. MAE 2010030809

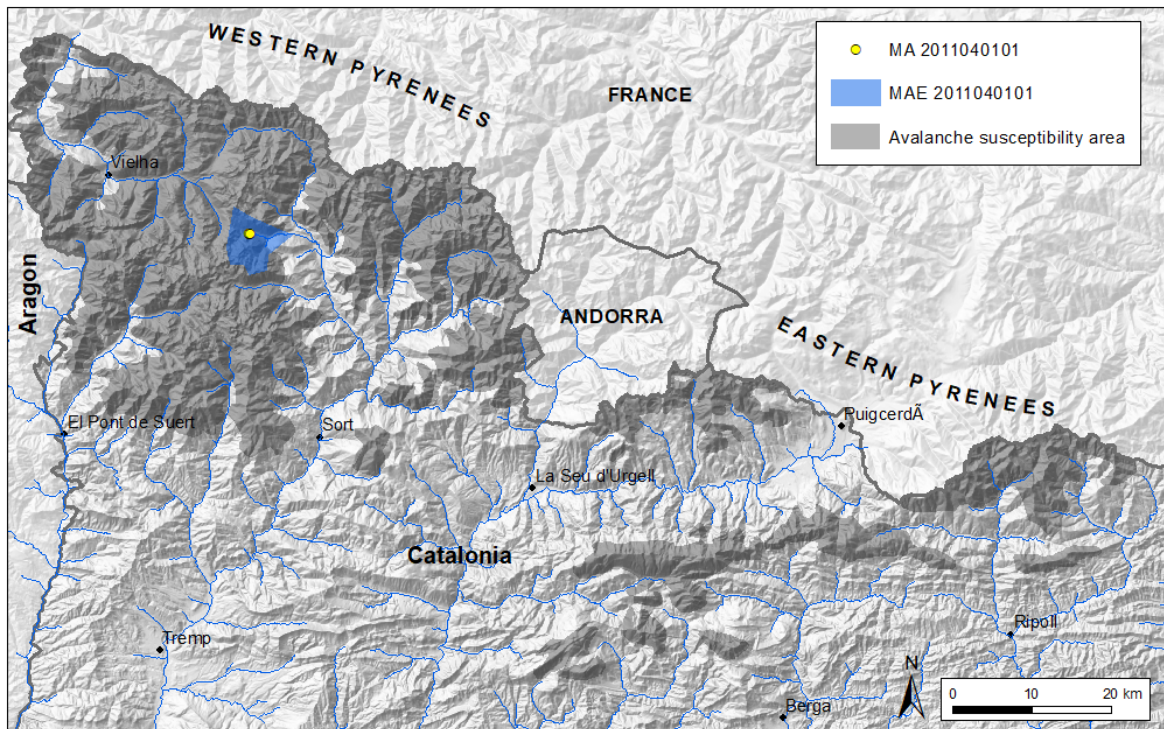


Figura 19. MAE 2011040101

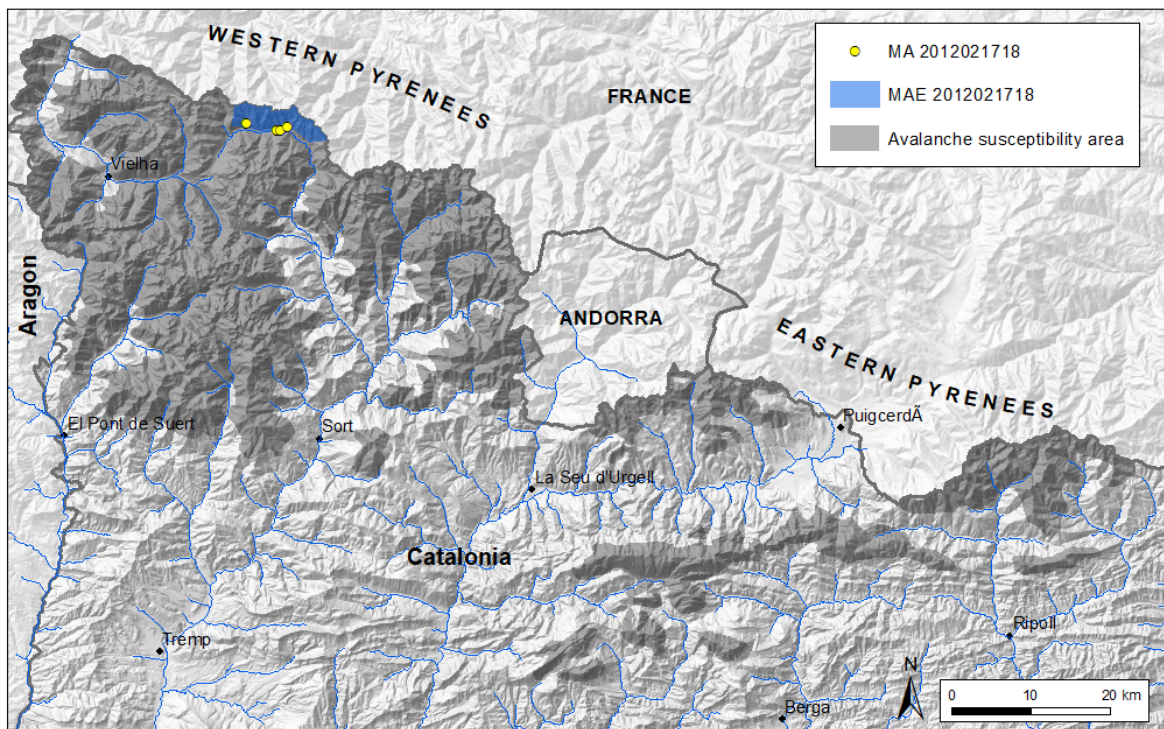


Figura 20. MAE 2012021718

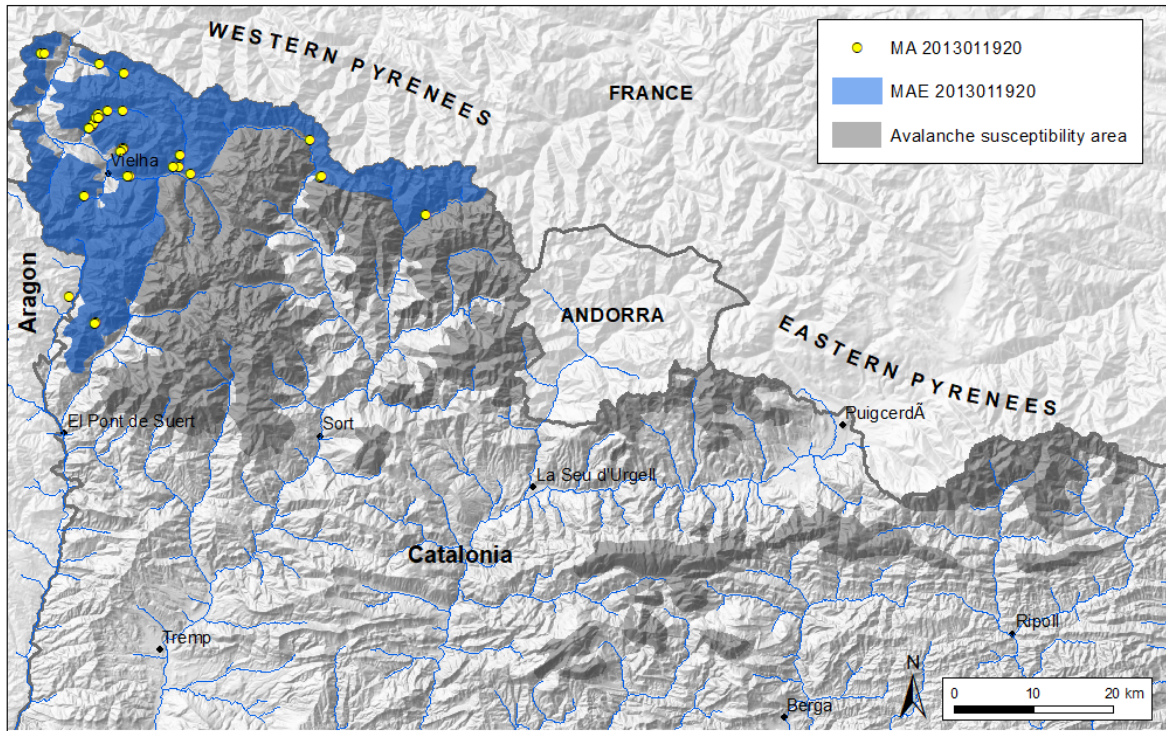


Figura 21. MAE 2013011920

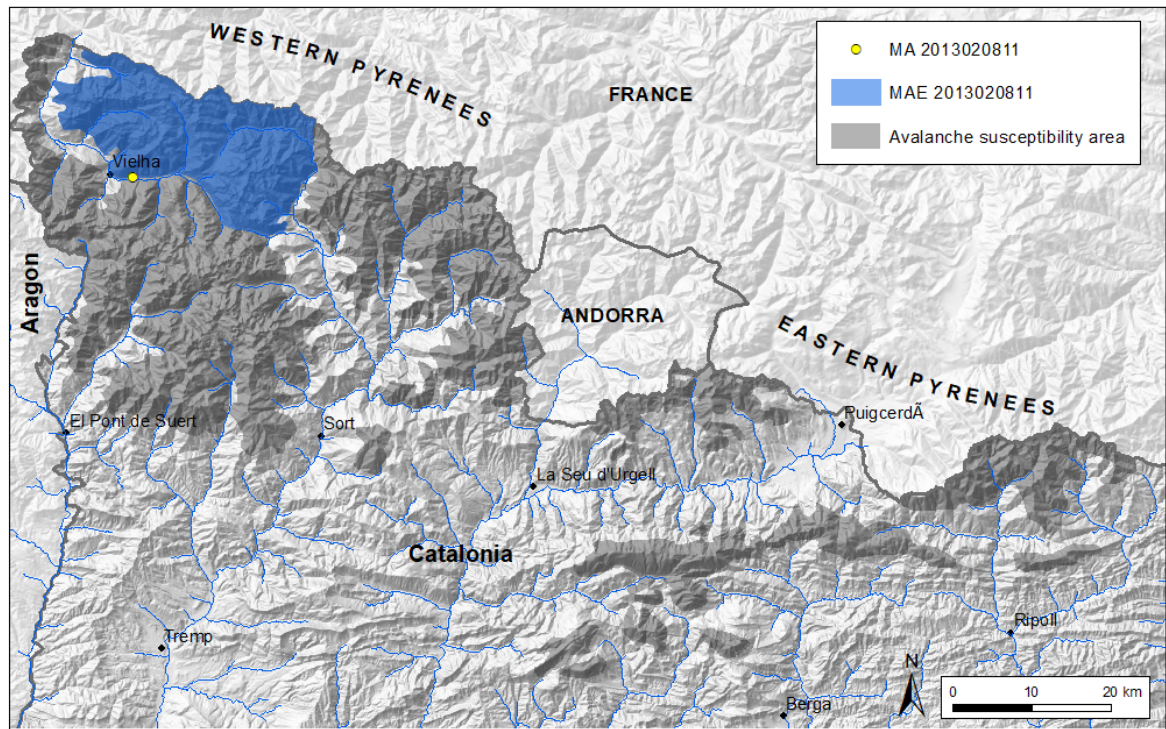


Figura 22. MAE 2013020811

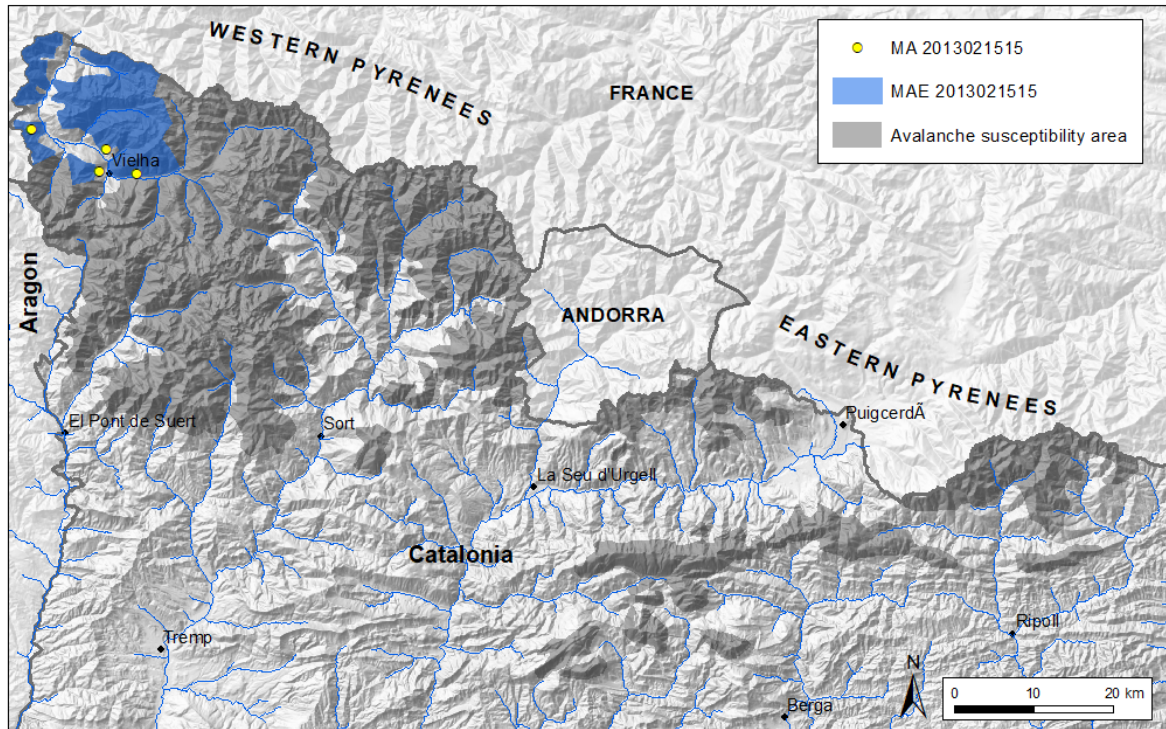


Figura 23. MAE 2013021515

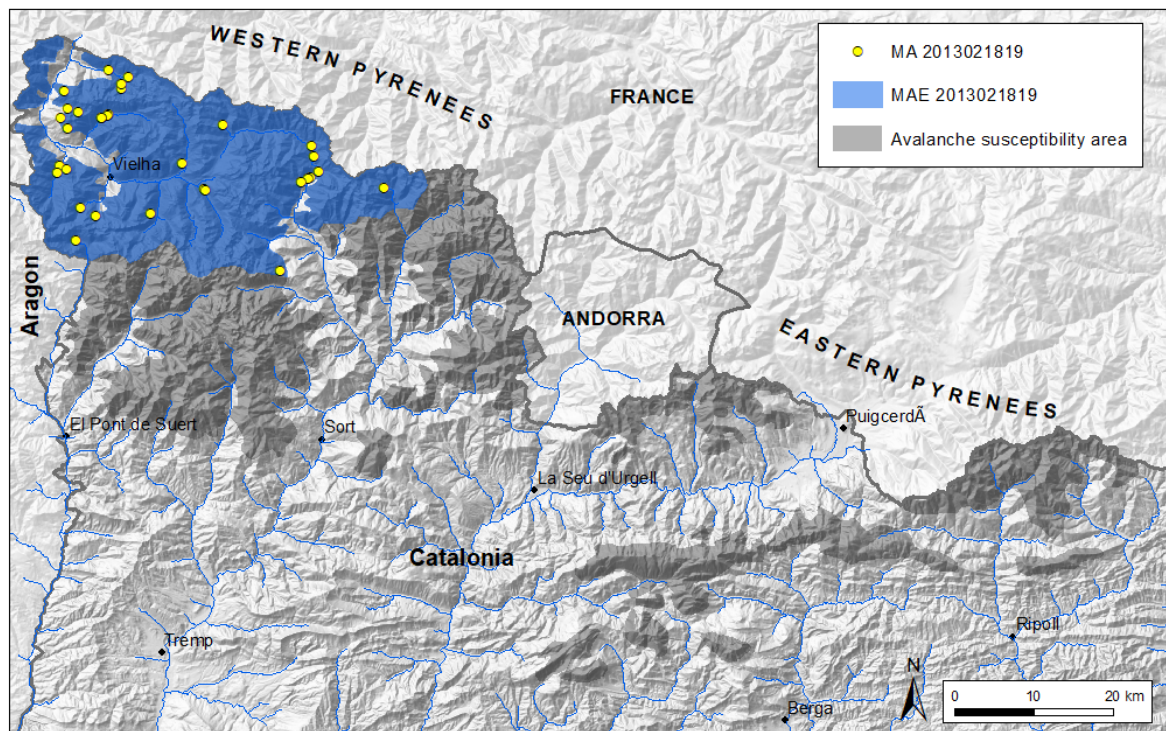


Figura 24. MAE 2013021819

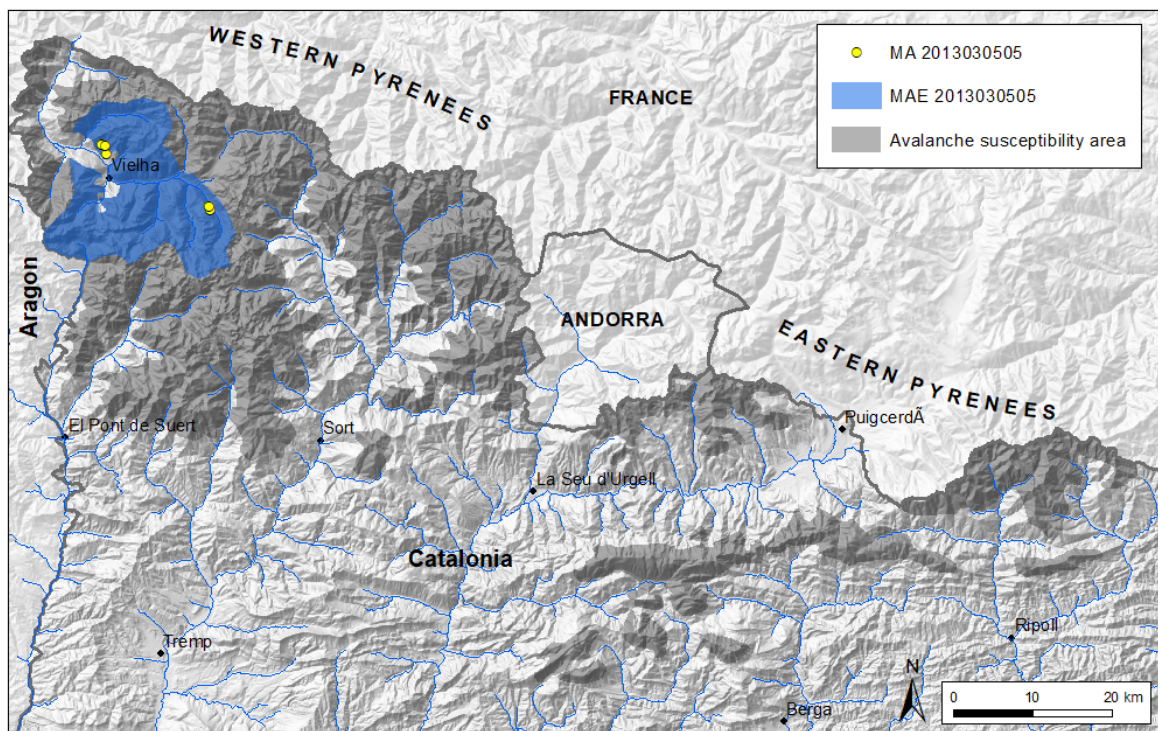


Figura 25. MAE 2013030505

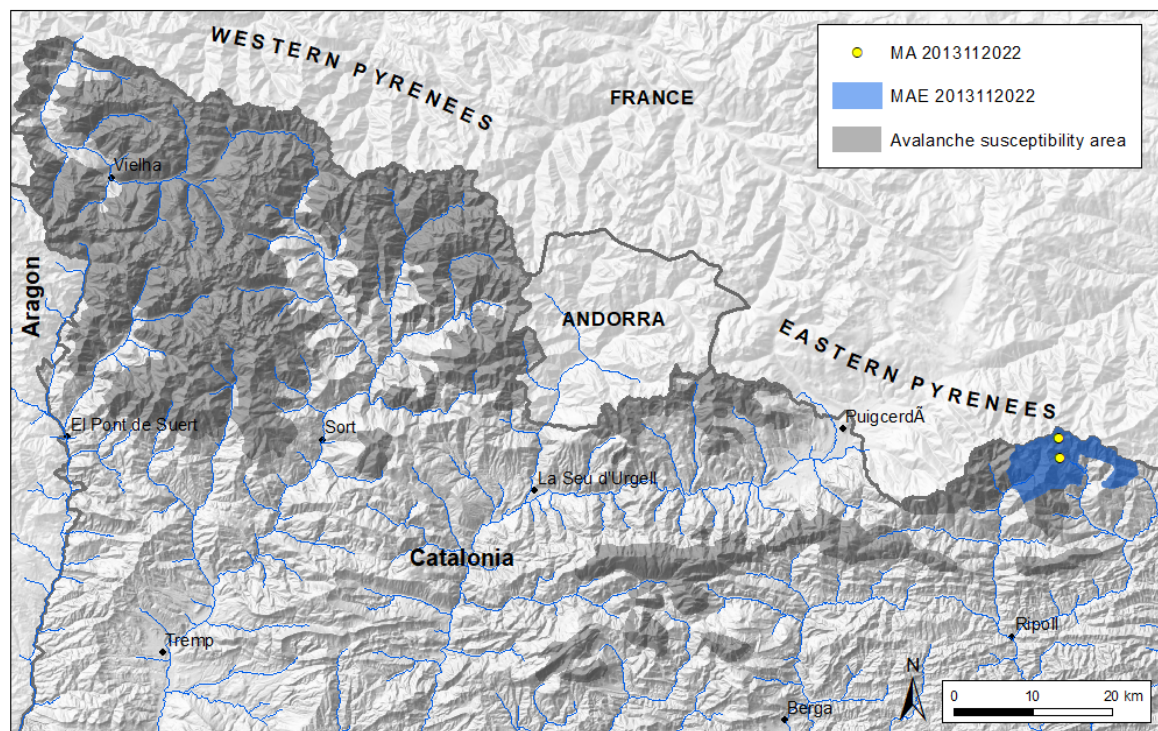


Figura 26. MAE 2013112022

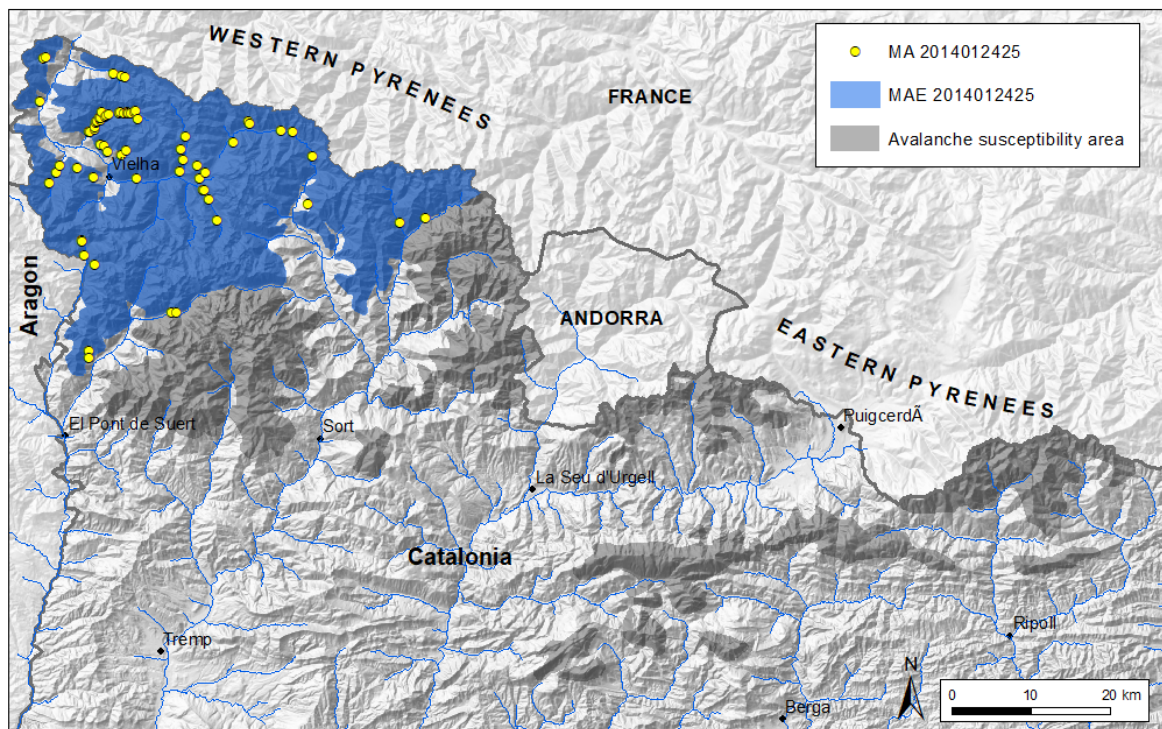


Figura 27. MAE 2014012425

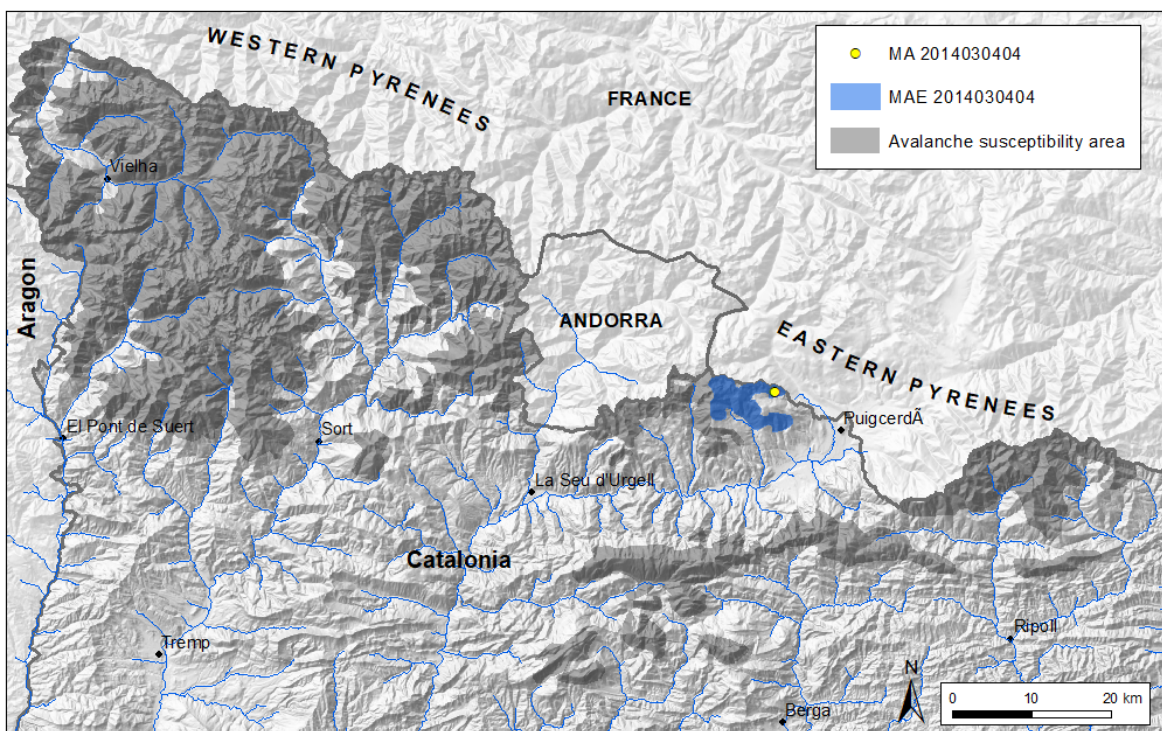


Figura 28. MAE 2014030404

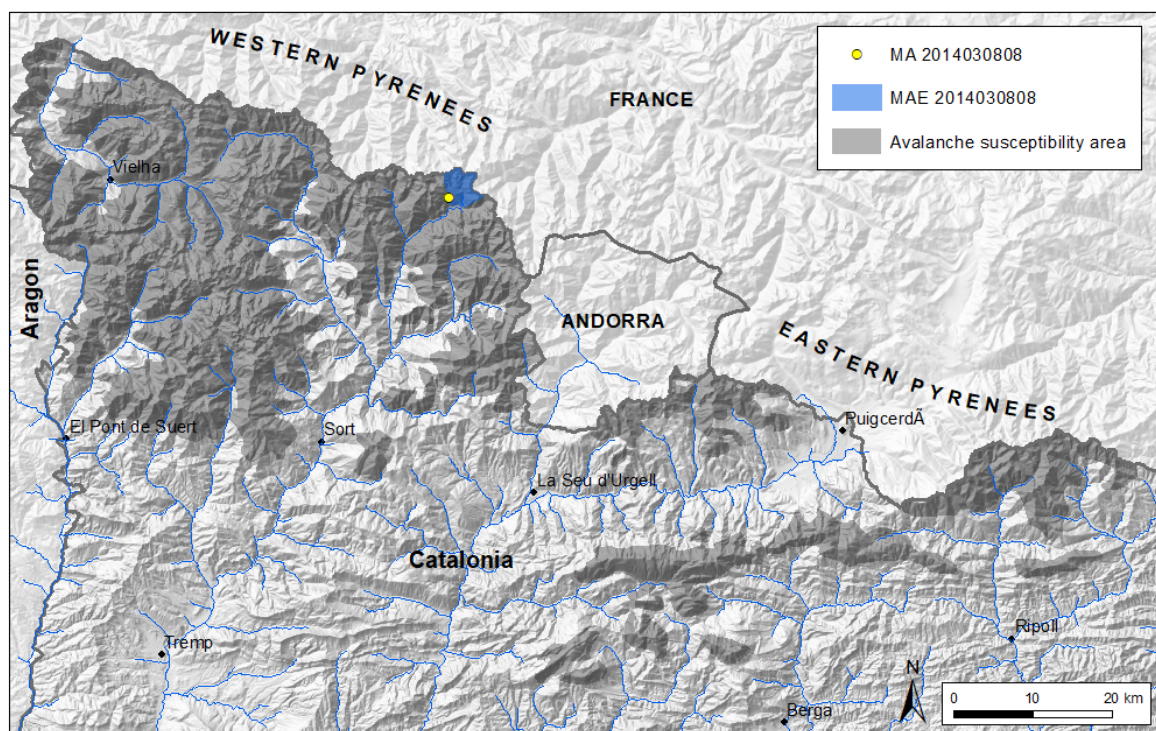


Figura 29. MAE 2014030808

Tractament espacial dels episodis d'allaus majors

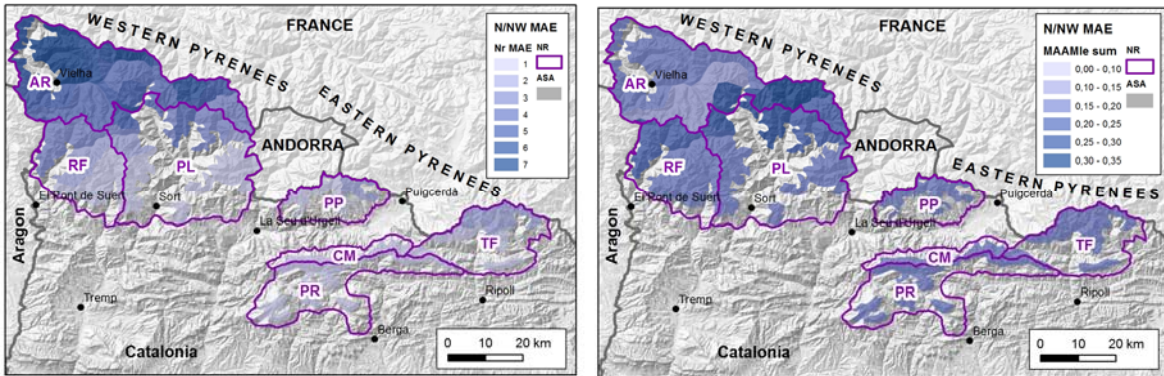


Figura 1. Extensió dels episodis d'allaus majors (MAEs) generats per patrons atmosfèrics N/NW. Esquerra: freqüència d'ocurrència de MAE; dreta: suma dels valors MAAMle dels episodis sobreposats. NR: Regions nivològiques; ASA: àrea susceptible al desencadenament i abast d'allaus.

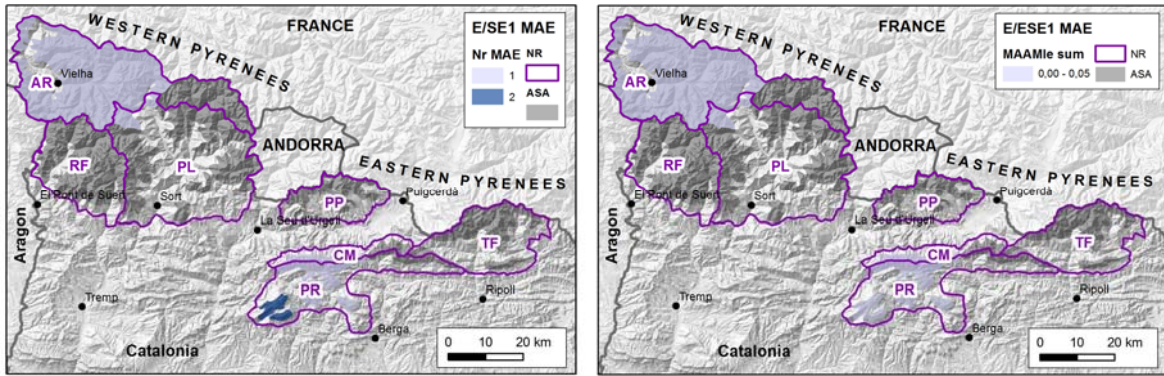


Figura 2. Extensió dels episodis d'allaus majors (MAEs) generats per patrons atmosfèrics E/SE1. Esquerra: freqüència d'ocurrència de MAE; dreta: suma dels valors MAAMle dels episodis sobreposats. NR: Regions nivològiques; ASA: àrea susceptible al desencadenament i abast d'allaus.

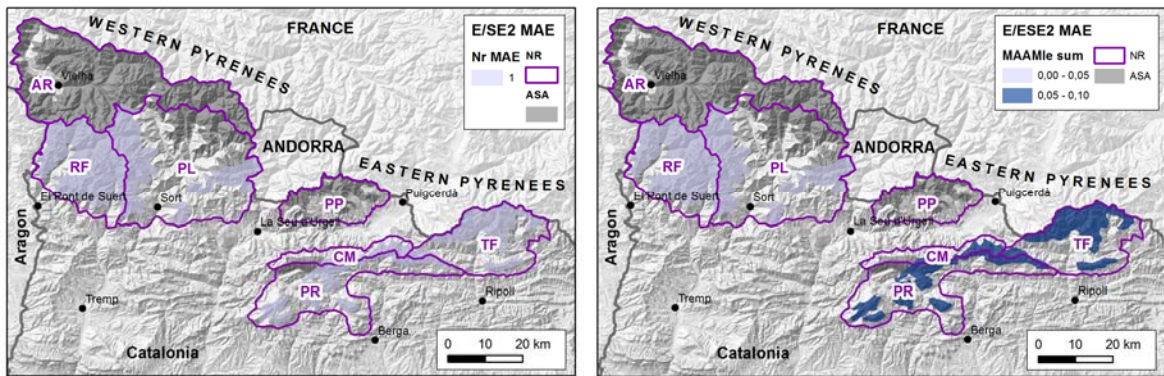


Figura 3. Extensió dels episodis d'allaus majors (MAEs) generats per patrons atmosfèrics E/SE2. Esquerra: freqüència d'ocurrència de MAE; dreta: suma dels valors MAAMle dels episodis sobreposats. NR: Regions nivològiques; ASA: àrea susceptible al desencadenament i abast d'allaus.

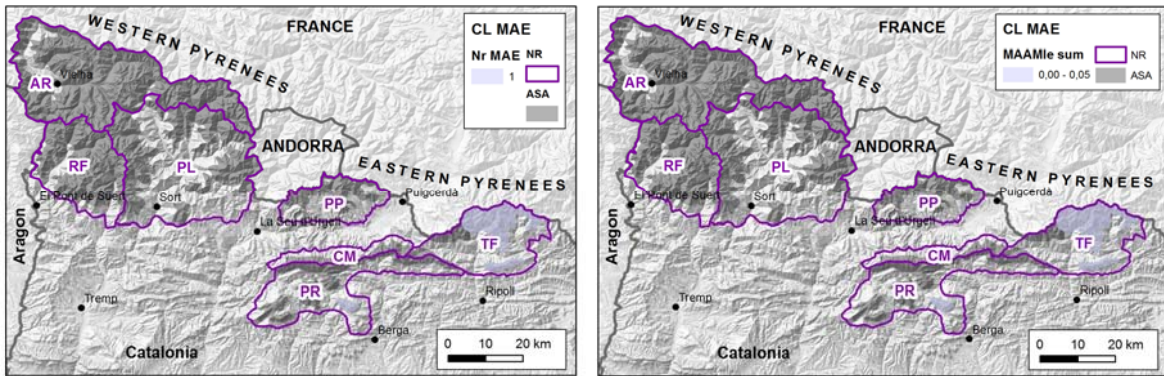


Figura 4. Extensió dels episodis d'allaus majors (MAEs) generats per patrons atmosfèrics CL. Esquerra: freqüència d'ocurrència de MAE; dreta: suma dels valors MAAMIe dels episodis sobreposats. NR: Regions nivològiques; ASA: àrea susceptible al desencadenament i abast d'allaus.

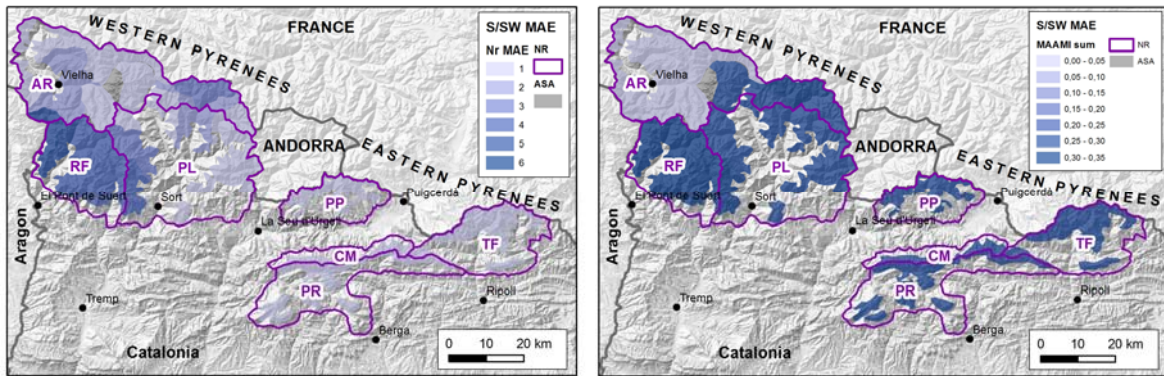


Figura 5. Extensió dels episodis d'allaus majors (MAEs) generats per patrons atmosfèrics S/SW. Esquerra: freqüència d'ocurrència de MAE; dreta: suma dels valors MAAMIe dels episodis sobreposats. NR: Regions nivològiques; ASA: àrea susceptible al desencadenament i abast d'allaus.

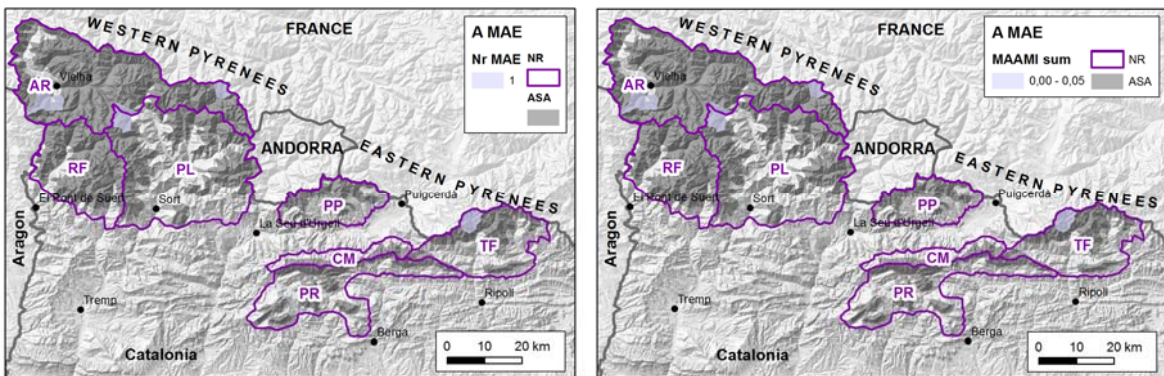


Figura 6. Extensió dels episodis d'allaus majors (MAEs) generats per patrons atmosfèrics A. Esquerra: freqüència d'ocurrència de MAE; dreta: suma dels valors MAAMIe dels episodis sobreposats. NR: Regions nivològiques; ASA: àrea susceptible al desencadenament i abast d'allaus.

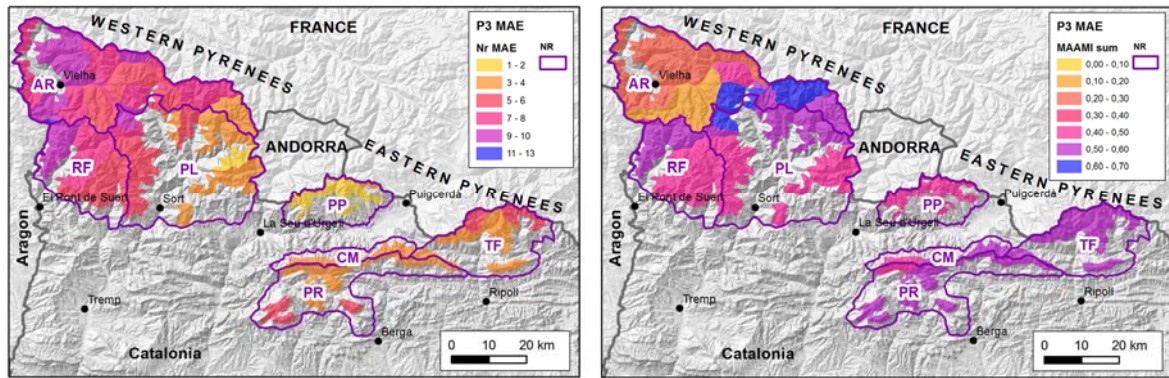


Figura 7. Sobreposició de tots els episodis d'allaus majors (MAEs) registrats. Esquerra: freqüència d'ocurrència de MAE; dreta: suma dels valors MAAMIe dels episodis sobreposats. NR: Regions nivològiques.

ANNEX 6. Llistat d'allaus tractades a l'Article 2

Code	X (UTM 31N / ETRS89)	Y (UTM 31N / ETRS89)	α (°)	β (°)	θ (°)	γ (m ⁻¹)	H_p (m)	L_p (m)	PT			Cli			
									(ordinal)	Azs (ha)	Ozs (°)	Con (%)	(ordinal)	Def (%)	L_{for} (m)
ARE006201401	368590,88	4720452,70	26,7	26,4	32,8	4,0E-04	675	1358	1	1,26	280	66	2	28	955
BER01401	349712,38	4716800,63	24,7	26,3	38,7	4,0E-04	815	1650	1	2,60	190	63	2		
BNG07101	339784,20	4722848,07	30,9	32,9	31,7	2,0E-04	710	1098	1	4,64	175	0	1		
BSC010PRE46	384502,76	4697857,30	24,3	24,5	33,0	4,0E-04	470	1030	1	2,93	270	44	2		
BXO012199501	365090,51	4709220,27	22,6	23,4	28,7	4,0E-04	460	1065	1	3,39	50	0	2	42	699
BXO030199501	365955,09	4709077,78	22,2	23,8	29,1	4,0E-04	380	863	1	1,08	344	0	2	54	259
BXO043199501	366316,37	4708879,67	23,8	19,9	32,3	1,2E-04	740	2039	1	1,85	54	36	2	8	705
ECR401199501	339008,64	4715406,09	33,0	33,0	39,6	2,0E-04	1095	1684	1	0,81	360	17	2	10	689
ESN004XX	341257,03	4712204,46	20,3	22,3	33,2	2,0E-04	700	1711	1	11,32	64	22	2		
FLM15201	332900,10	4701119,64	26,2	26,2	38,9	1,2E-05	1190	2417	1	6,19	80	63	2		
FLM54401	336037,88	4706360,47	27,4	29,0	40,5	1,8E-04	875	1581	1	9,63	210	56	2		
FRE00601	433908,34	4681600,55	24,6	24,2	33,0	2,0E-04	770	1716	1	4,23	240	69	3		
FRE045199101	435651,81	4691567,50	26,4	30,7	40,3	4,0E-04	990	1667	2	13,32	330	50	3	35	911
FRE25301	430598,31	4690717,81	34,0	34,4	29,5	1,8E-04	970	1416	1	9,33	120	48	3		
GAR05002	309682,47	4741138,22	25,0	25,8	31,5	1,8E-04	1195	2476	1	20,44	140	68	1		
GAR052XX	308985,34	4740483,77	21,2	22,6	30,0	2,0E-04	1105	2660	1	11,45	170	72	1		
GAR077XX	320837,28	4727738,34	23,0	24,0	25,3	1,2E-04	860	1934	1	4,80	330	50	1		
GAR087XX	321723,22	4727144,46	24,5	24,1	36,3	2,0E-04	1130	2527	1	7,69	330	55	1		
GAR13302	325713,31	4731160,81	24,1	27,6	35,5	4,0E-04	980	1874	1	11,68	185	54	1		
GAR141199301	323311,60	4731249,76	31,2	36,1	34,6	2,0E-04	1080	1483	1	24,62	160	75	1	0	1948
GAR14403	322242,09	4730796,95	30,0	32,3	33,0	2,0E-04	881	1391	3	5,57	170	53	1	0	0
GAR15002	320649,40	4734526,91	23,0	23,3	35,9	2,0E-04	1200	2781	1	7,23	200	80	1		
GAR15201	320071,07	4735156,19	22,8	23,2	41,5	1,8E-04	1265	2955	1	8,11	210	88	1		
GAR17503	314724,37	4740626,40	28,2	29,8	35,3	1,6E-04	1545	2695	1	5,21	320	76	1		
JOE001XX	311262,00	4732352,85	25,3	25,6	38,9	4,0E-05	1430	2982	1	3,48	80	46	1		
JOE011XX	310995,19	4729171,06	28,0	30,3	38,9	2,0E-04	1075	1837	1	3,48	50	41	1		
JOE087XX	314389,07	4730589,79	32,1	32,6	37,4	4,0E-04	1030	1610	1	1,46	320	68	1		
LDR039XX	359579,04	4720309,41	19,1	19,8	35,3	1,4E-04	700	1940	1	1,62	190	81	2		
LDR04801	358237,87	4720618,71	24,6	24,4	31,5	4,0E-04	905	1995	1	3,40	235	71	2		
LDR06503	361138,93	4722231,80	32,2	32,4	30,9	1,2E-04	1184	1865	3	2,22	288	51	2		
LDR073XX	360046,20	4723327,03	33,4	34,4	37,4	2,0E-04	1160	1692	3	0,91	275	84	2		
LDR074XX	360253,81	4723832,83	30,2	30,5	40,8	2,0E-05	1165	1978	3	2,82	330	54	2		
LSA02803	394246,66	4700488,37	25,5	25,4	30,2	1,2E-04	880	1852	1	3,38	260	57	2		
LSA03101	394827,10	4701063,54	23,1	23,5	25,8	1,2E-04	865	1989	1	3,10	268	55	2		
MNY17002	325314,97	4701726,11	23,7	24,5	41,3	2,0E-04	1160	2541	1	9,29	140	82	2		
MOL043XX	316352,78	4723424,06	25,3	27,0	38,7	4,0E-04	905	1779	4	2,97	260	53	2		
MOL049XX	316757,05	4722727,20	31,9	32,7	33,7	6,0E-04	755	1175	1	3,50	270	49	2		
NTR00401	322804,88	4716821,50	29,2	29,9	26,7	8,0E-05	1030	1794	2	0,57	130	23	2		
NTR33703	320574,22	4712364,61	27,5	28,6	34,0	1,4E-04	1230	2259	4	6,86	60	62	2		
NTR42501	316026,73	4707892,31	27,0	26,9	31,4	1,4E-04	1255	2475	1	11,52	100	64	2		
NUR12701	430022,74	4692459,47	26,5	28,1	31,8	4,0E-04	470	879	3	1,43	125	45	3		
OSC008199501	373350,73	4707158,67	28,5	27,7	32,8	1,6E-04	835	1593	1	2,29	290	70	2	59	601
OSC013199501	373836,79	4707596,18	23,5	26,5	29,3	4,0E-04	480	964	1	3,72	310	42	2	33	679
OSC109199501	369287,30	4705924,86	24,7	25,7	30,6	6,0E-04	595	1238	1	4,90	118	68	2	55	412
PAL20501	343808,35	4731571,42	26,6	28,6	36,7	4,0E-04	790	1447	4	6,87	40	56	1		
PAL21201	344014,53	4730830,45	29,9	30,2	36,3	4,0E-04	870	1497	1	2,88	140	27	1		
PAL330XX	339420,68	4737005,73	29,4	31,8	36,7	4,0E-04	781	1260	2	2,43	170	53	1		
PAL34101	347094,96	4729490,14	27,1	28,0	35,5	1,6E-04	1180	2217	3	9,38	315	32	1		
PAL351200401	346795,08	4732688,54	23,9	25,3	44,4	2,0E-04	1106	2345	3	16,05	320	58	1		
PAL35601	346610,50	4734764,48	20,9	24,6	36,1	2,0E-04	940	2056	1	22,80	225	59	1		
PAL376200401	343615,63	4737256,61	21,9	24,3	38,4	8,0E-05	1020	2254	3	3,51	255	41	1	2	2430
PAL38804	342269,14	4738245,82	19,5	28,0	43,1	2,0E-04	890	1677	1	13,83	180	61	1		
PEG002PRE56	339986,30	4714589,07	24,3	25,9	37,1	1,8E-04	830	1707	1	5,25	62	21	2		
PEG008XX	340214,90	4714278,18	27,6	32,8	37,6	4,0E-04	950	1474	1	6,58	100	77	2		
PEG01201	339800,11	4714001,22	24,5	26,6	37,1	8,0E-05	740	1478	1	1,82	90	48	2		
PMN16602	340764,96	4698916,74	19,9	20,2	30,2	1,2E-04	830	2257	1	17,25	50	82	2		
RDT18302	368322,09	4717078,78	21,4	22,6	39,1	1,6E-04	1235	2972	4	16,23	135	85	2		
RDT19601	367913,55	4717204,90	20,9	23,2	35,5	1,8E-04	1260	2935	1	24,68	225	55	2		
RIB022PRE56	318932,67	4720828,36	25,4	27,9	30,9	4,0E-04	855	1612	1	14,99	340	0	2		
SDS161PRE56	395339,52	4671832,00	26,7	24,9	31,8	2,0E-04	795	1713	1	0,96	305	75	3		
SDS226PRE56	398790,49	4671749,10	26,6	25,6	34,2	4,0E-04	600	1250	1	0,38	360	65	3		
SDS228PRE56	398605,72	4671903,16	25,8	24,1	34,0	4,0E-04	570	1273	1	0,45	350	74	3		
SGR249200501	396783,34	4683163,85	24,7	25,4	35,3	4,0E-04	515	1086	1	0,49	50	30	3	12	306
SGR250200501	396587,31	4683216,20	24,4	25,7	39,1	6,0E-04	595	1238	1	3,70	35	31	3	40	436
SGR566PRE56	383476,56	4682903,85	24,0	29,9	40,8	6,0E-04	580	1007	1	5,59	2	18	3		
SGR596PRE56	382593,29	4682683,08	28,1	25,4	33,0	2,0E-04	1070	2252	1	0,66	290	57	3		
SGR647199501	380526,67	4682140,24	29,0	26,0	37,8	6,0E-04	355	728	1	0,58	320	0	3	43	276
SMG048199501	367885,96	4705365,31	28,1	25,0	33,7	4,0E-04	525	1127	1	1,72	230	65	2	15	541
SMG113199501	364108,34	4705281,46	31,2	27,2	33,5	4,0E-04	665	1296	1	0,80	184	42	2	32	416
SMG133199501	362931,73	4705659,01	23,1	27,0	39,6	4,0E-04	660	1295	1	2,34	208	85	2	18	724
SMG136199501	362637,30	4705605,19	19,0	25,5	33,7	4,0E-04	600	1259	1	3,94	146	75	2	53	302
SNC052XXA	326868,61	4711388,39	26,8	28,8	35,0	1,2E-04	930	1692	1	2,63	336	29	2		
SNC052XXB	326974,44	4711515,39	29,0	29,5	34,2	1,4E-04	1133	2002	1	2,51	320	33	2		
SNC48904	328899,55	4714573,38	32,0	35,2	37,4	4,0E-04	850	1206	5	2,22	112	54	2		
TER016201501	444656,75	4696063,38	17,7	18,9	27,4	1,8E-04	580	1694	1	3,86	180	79	3	0	0
TER050PRE46	442808,17	4696989,66	18,4	20,5	38,9	1,8E-04	465	1246	1	0,47	135	32	3		
TER05701	442187,50	4696488,49	21,7	24,0	28,3	4,0E-04	575	1293	1	2,35	175	73	3		
TER19001	439724,85	4693454,33	26,4	28,4	33,7	4,0E-04	810	1496	1	3,93	50	65	3		
TNT055XX	339386,31	4719499,73	20,3	20,7	33,7	1,6E-04	1070	2830	1	6,53	50	28	1		
TOR00803	316218,34	4739790,67	27,2	28,2	35,2	4,0E-04	1090	2029	1	10,66	340	28	1		
TOR254XX	323308,15	4743442,99	25,4	29,3	37,8	4,0E-04	660	1176	1	6,57	182	39	1		

Code	X (UTM 31N / ETRS89)	Y (UTM 31N / ETRS89)	α (°)	β (°)	θ (°)	y'' (m ⁻¹)	H_p (m)	L_p (m)	PT		Ozs (°)	Con (%)	Cli		Def (%)	L_for (m)
									(ordinal)	Azs (ha)			(ordinal)			
TVC004XX	356957,40	4725166,92	29,6	29,5	35,0	1,4E-04	1290	2276	1	6,44	195	50	1			
TVC53002	353787,47	4726735,45	22,4	23,6	31,2	2,0E-04	890	2040	1	7,77	160	59	1			
UNH00301	329790,92	4730811,03	23,8	24,6	33,7	4,0E-04	585	1275	1	2,93	248	0	1			
UNH00502	330117,75	4731127,04	23,7	25,3	36,3	4,0E-04	540	1142	1	0,62	300	14	1			
UNH25501	327854,61	4733981,46	22,0	25,7	27,6	2,0E-04	845	1754	1	2,77	115	48	1			
UNH25603	327107,08	4733642,29	18,9	19,7	27,9	8,0E-05	895	2497	4	4,68	150	77	1			
UNH27203	327838,44	4731519,72	31,3	32,7	36,9	6,0E-04	680	1058	1	2,42	180	0	1			
UNR027XX	350984,77	4723243,66	22,7	22,5	31,8	2,0E-04	1090	2629	1	10,18	255	72	1			
VFR005199501	362021,53	4707647,09	28,5	22,5	32,7	4,0E-04	1115	2696	1	0,63	352	0	2	60	236	
VFR007199501	362541,40	4707607,23	27,1	27,5	36,1	4,0E-04	530	1016	1	5,54	358	6	2	65	310	
VFR008199501	362927,87	4707610,96	25,7	23,7	29,2	2,0E-04	560	1277	1	0,99	358	0	2	30	661	
VFR015199501	362541,40	4707607,23	22,1	21,3	34,8	1,2E-04	1225	3147	1	5,81	340	59	2	67	965	
VFR22301	367531,81	4719196,33	30,1	32,8	42,8	8,0E-04	495	768	2	1,16	90	0	2			
VFR42201	365004,96	4717320,74	25,1	26,5	34,0	1,4E-04	1595	3193	1	11,47	225	58	2			
VFR556PRE56	369401,83	4719805,97	23,0	26,2	28,0	4,0E-04	685	1394	1	7,83	235	8	2			
VFR887XX	361147,46	4719828,72	27,8	29,0	33,0	2,0E-04	905	1632	3	1,74	146	83	2			

