

# Interpolación en zonas de montaña

## CLIMA DEL PARQUE NACIONAL DE PICOS DE EUROPA

RAFAEL ANCELL TRUEBA, EMILIANO GUILLÉN NAVARRO. AEMET, CANTABRIA

### 1. INTRODUCCIÓN

El conocimiento detallado de la variabilidad espacial del clima es fundamental en la mayoría de los procesos de gestión de recursos energéticos, agrícolas y naturales. Sin embargo, las redes de estaciones meteorológicas normalmente están muy dispersas por lo que no aportan la suficiente resolución como para reflejar apropiadamente la heterogeneidad climática del dominio geográfico en el que están instaladas, problema que es evidente en zonas de montaña.

Una de las fórmulas más utilizadas para resolver este problema es la interpolación espacial, que consiste en la estimación de los valores que alcanza una variable en cualquier punto de un determinado dominio, a partir de los valores de dicha variable en una muestra de puntos situados en el mismo dominio de estudio (por ejemplo, la interpolación de la temperatura a partir de datos de observatorios meteorológicos); cuando la estimación sale del dominio se denomina extrapolación.

Los métodos de interpolación se fundamentan en la auto-correlación espacial de las variables, es decir cuanto más cercanos estén dos puntos, tanto más parecida será cualquier variable que midamos en ellos. Por ejemplo en la Fig.1, se muestra la auto-correlación espacial de la precipitación obtenida a partir de pares de estaciones de la red pluviométrica de AEMET en la península y Baleares.

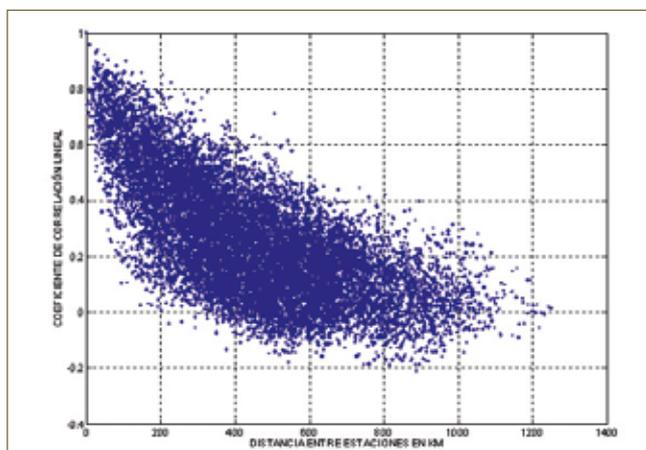


Figura 1. Auto-correlación espacial de la precipitación.

El Parque Nacional de Picos de Europa es una zona de media y alta montaña, que se caracteriza por una orografía muy

compleja junto al mar, con muy pocas estaciones meteorológicas, lo que justifica la necesidad de realizar una interpolación que permita estimar la termo-pluviometría del Parque con el máximo detalle posible. En este documento, justificaremos la aplicación de un método de interpolación considerado apropiado para este tipo de dominios.

### 2. DESCRIPCIÓN DEL ÁMBITO GEOGRÁFICO DE APLICACIÓN

El Parque Nacional de Picos de Europa se localiza en la parte central de la Cordillera Cantábrica, en las provincias de Cantabria, Asturias y León, su superficie alcanza las 64.660 ha (León :24.719 ha, Asturias: 24.560 ha, y Cantabria: 15.381 ha). Tiene un relieve muy abrupto en el cual las altas cumbres se combinan con profundos valles, gargantas y cañones, que alcanzan desniveles superiores a los 2000 metros.

El Parque está dividido en tres grandes macizos. El Macizo Oriental, con cumbres como el Pico Cortés (2.373 m), es el de menor extensión y altitud. El Macizo Central es el más abrupto y elevado con cumbres como Torre Cerredo (2.646 m), Peña Vieja (2.613 m) o el Naranjo de Bulnes (2.519 m). El Macizo Occidental es el más extenso, y en él se entremezclan altas cumbres, como la Peña Santa de Castilla (2.596 metros), con prados y bosques.

El Parque está atravesado por tres ríos principales que han quedado incrustados en gargantas y cañones como el desfiladero de la Hermida, por el río Deva; el desfiladero de los Beyos, por el río Sella y la garganta del Cares, por donde discurre el río Cares.

### 3. MÉTODOS DE INTERPOLACIÓN COMÚNMENTE UTILIZADOS EN METEOROLOGÍA Y CLIMATOLOGÍA

En este apartado simplemente se trata de dar una breve perspectiva de algunos de los métodos de interpolación comúnmente utilizados en meteorología y climatología. Para profundizar en el tema con información reciente, se puede consultar el informe final COST Action 719.

En general, estos métodos se pueden clasificar en geométricos y estadísticos.

Los geométricos generan superficies a partir de puntos, de forma determinista, utilizando las propiedades geométricas de dichos puntos. Pueden ser topográficos, como el veci-

# Interpolación en zonas de montaña

## CLIMA DEL PARQUE NACIONAL DE PICOS DE EUROPA

no más próximo, o la triangulación; o consistir en ajustar un polinomio, por ejemplo: inversa de la distancia (IDW), funciones de base radial, Thin Plate Splines, etc.

Los estadísticos generan superficies a partir de puntos, de forma probabilística, utilizando las propiedades estadísticas de los puntos de observación. Entre ellos destacan, las técnicas de regresión y las geoestadísticas, que se basan en la correlación espacial entre los puntos de medición. Entre los geoestadísticos, el más utilizado es el Kriging y sus variantes. Este método es considerado como el pionero en la geoestadística y fue propuesto en 1951 por el ingeniero de minas Daniel Gerhardus Krige. Algunos ejemplos son:

- Kriging Ordinario: La superficie interpolada es una combinación lineal de los puntos vecinos, cuyos pesos dependen de la correlación espacial entre los datos.

- Kriging Residual (Goovaerts, 2000; Lloyd, 2005): Variante de kriging, que permite añadir variables con una mayor resolución espacial, por ejemplo, permite relacionar información pluviométrica con un modelo de elevación digital del terreno. En este caso, se realiza previamente una regresión entre las variables de mayor resolución y los puntos. Después, los residuos de la regresión son interpolados utilizando el Kriging Ordinario. Este método es el más utilizado actualmente, aunque puede generar resultados demasiado “topográficos” (Szalai et al., 2007).

- Cokriging (Wackernagel, 1993): Es la extensión natural de kriging que, al igual que el Kriging Residual, permite añadir variables con una mayor resolución espacial, con la ventaja de que al ser un kriging extendido, construye un modelo local. Produce resultados de mayor calidad, sin embargo su complejidad hace que sea menos utilizado que el método de Kriging Residual.

### 4. METODOLOGÍA DE INTERPOLACIÓN UTILIZADA

A continuación, antes de exponer el método utilizado, se dan una serie de argumentos gráficos que justifican la elección del método de interpolación que será aplicado posteriormente.

En primer lugar hay que decir que en la zona del Parque, la dispersión de la red de observación y la gran complejidad del territorio desaconsejan la utilización de métodos de interpolación de tipo geométrico, siendo recomendable la utilización de co-variables. Existen numerosas variables candidatas a actuar como co-variables, por ejemplo: longitud, latitud, distancia a la costa, pendiente media, orientación, tipo de suelo, etc., que pueden ser utilizadas en su totalidad o parcialmente. En este caso, por simplicidad y como primer paso, hemos elegido la altitud por ser la co-variable

que mejor explica la variabilidad local del clima en este entorno geográfico.

En las figuras 2) y 3), se muestra la co-variación entre la altitud y la temperatura o la precipitación, para la red secundaria de AEMET. Desde un punto de vista global, el modelo lineal para la temperatura explica un notable descenso con la

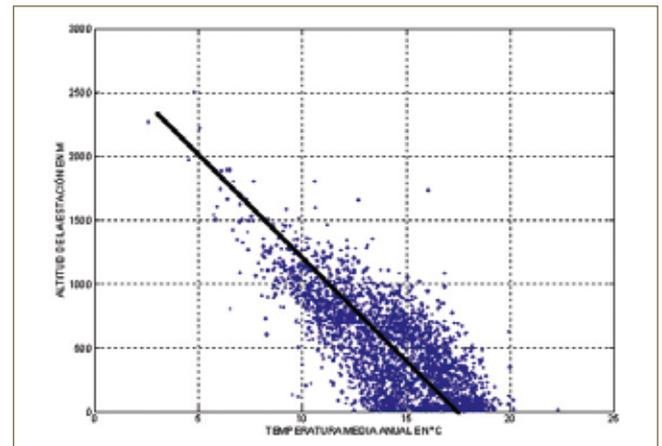


Figura 2. Co-variación temperatura altura.

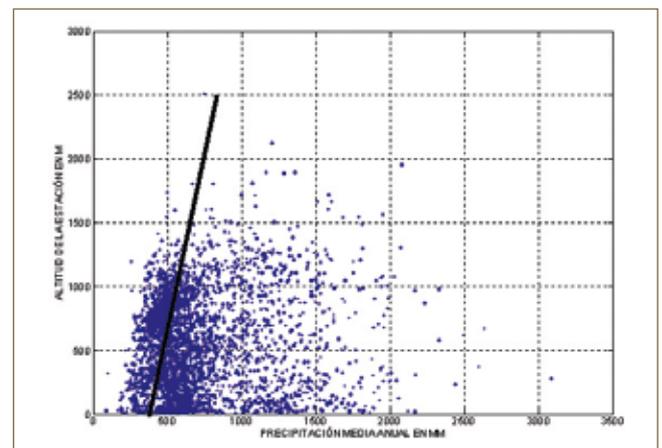


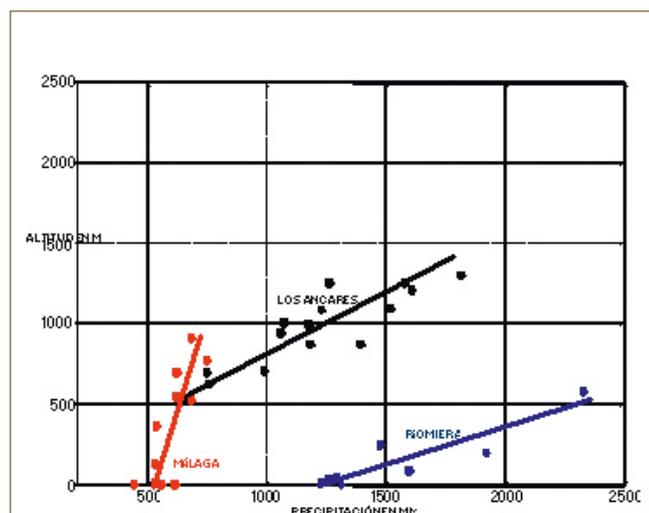
Figura 3. Co-variación precipitación altura.

altura, mientras que el modelo lineal para la precipitación da cuenta de un ligero aumento de esta con la altura.

A partir de estos modelos, se puede realizar la interpolación, bien de forma directa, aplicando el modelo de regresión sobre una base de datos de elevaciones, o bien se puede interpolar en dos fases –como en el Kriging Residual–, es decir, primero se aplica el modelo de regresión sobre la base de datos de elevaciones y después se interpolan los residuos, utilizando IDW o Kriging, para finalmente generar la interpolación. Este tipo de interpolación –aplicando una regresión multivariada con altitud, distancia al litoral y latitud– es el utilizado en la elaboración del ATLAS CLIMÁTICO IBÉRICO, 2011.

Resulta revelador estudiar la validez de estos modelos globales, como los de las figuras 2) y 3), cuando se trabaja so-

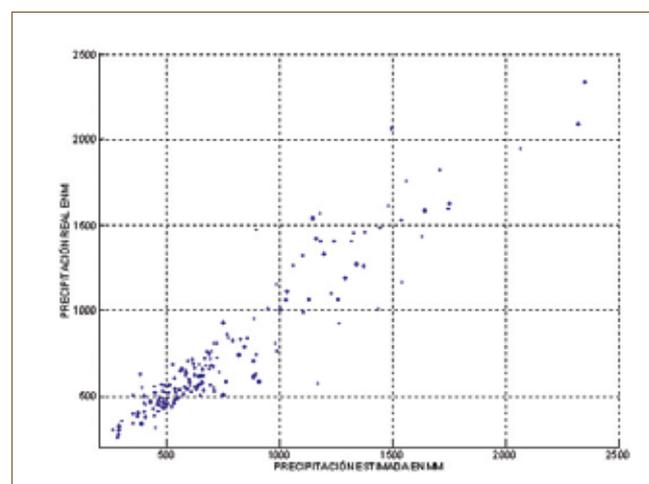
bre dominios más pequeños, como lo es el del Parque de Picos de Europa. Para el caso de la precipitación, en la gráfica de la figura 4), se puede ver que en cada subcuenca existe un modelo lineal local que, sobre todo en la zona norte, puede resultar muy diferente del modelo global de la figura 3). Por ejemplo, en la subcuenca de Málaga, el modelo resultante se ajusta casi perfectamente al modelo global de la figura 3), mientras que en las subcuencas de Los Ancares (León) y



**Figura 4. Co-variación precipitación altura para diferentes subcuencas.**

el Río Miera (Cantabria), los modelos locales son muy diferentes del global.

Hemos constatado que este comportamiento local se reproduce en mayor o menor medida para la mayoría de las subcuencas del dominio peninsular, tanto en precipitación como en temperatura. Por ello hemos realizado un modelo de regresión para cada subcuenca. En la Fig. 5 se muestran los resultados de la evaluación del método para un conjunto de test obtenido mediante validación cruzada para 200 estaciones seleccionadas aleatoriamente en todo el dominio pe-

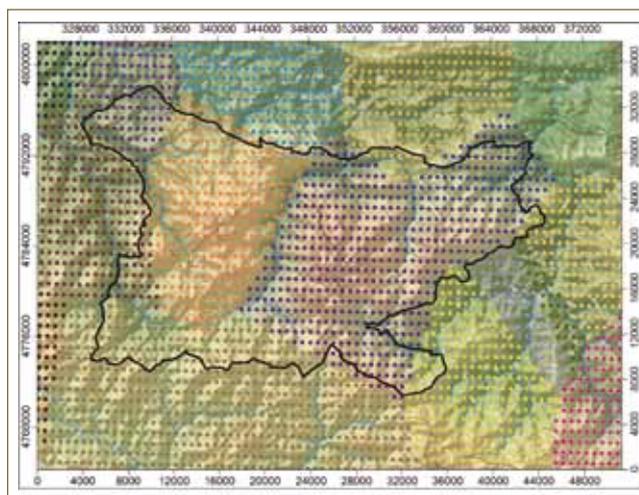


**Figura 5. Resultados de la evaluación.**

ninsular. De esta manera tenemos una estimación del error cometido en los puntos interpolados.

Para realizar la interpolación termo y pluviométrica del Parque Nacional de Picos de Europa, considerando la altura como co-variable, se ha utilizado el modelo de elevación digital del terreno GTOPO30 sobre una rejilla de 1km ( $43 \times 96 = 4128$  nodos) dentro del rectángulo  $[-5.14^\circ\text{W}, -4.60^\circ\text{W}, 43.04^\circ\text{N}$  y  $43.34^\circ\text{N}]$  que circunscribe al Parque.

Sobre la base de los argumentos expuestos en las figuras 4) y 5), hemos considerado por separado cada una de las 20 subcuencas que pertenecen total o parcialmente al dominio definido por el rectángulo, como se muestra en la figura 6). Asimismo, considerando que cada nodo de la rejilla pertenece a una subcuenca fluvial, sus valores de temperatura o pre-



**Figura 6. Nodos utilizados en la interpolación. Los colores indican las diferentes subcuencas consideradas.**

cipitación han sido estimados utilizando el modelo de la subcuenca a la que ha sido asignado cada nodo.

Finalmente se ha realizado una supervisión consistente en, a partir de los resultados obtenidos y en base al conocimiento del clima, introducir valores virtuales, tanto anuales como mensuales, para corregir aquellos defectos que son claramente identificables en los mapas preliminares. En el caso de la precipitación, estos valores virtuales han sido estimados a partir de estaciones complementarias cuyo período de funcionamiento queda fuera de la ventana 1950-2000. Por el momento sólo han sido necesarios en tres localidades: San Miguel de Luena (1400mm/año), Uznayo (1600mm/año) y La Hermida (1100mm/año). También se ha impuesto un valor virtual constante sobre la superficie del mar estimando su precipitación como la media de todas las estaciones del litoral, resultando un valor de 1100mm/año.

El caso de las temperaturas es más sencillo, ya que su variabilidad espacial está más fuertemente ligada a la elevación. Sin embargo, la estación más alta utilizada se encuentra a 1402m y, por tanto, el modelo actúa fuera de rango en las zonas más elevadas. Para mejorar esto se ha obtenido em-

# Interpolación en zonas de montaña

## CLIMA DEL PARQUE NACIONAL DE PICOS DE EUROPA

píricamente la relación entre altitud y temperatura considerando una selección de 2843 estaciones termométricas de AEMET en toda la Península. En la figura se puede observar la tendencia de la temperatura con la altura, utilizando valores medios anuales, para las 2843 estaciones disponibles. Finalmente, para tener en cuenta el efecto moderador del mar en este modelo, se ha impuesto un valor virtual constante para la temperatura superficial del litoral del mar Cantábrico de 15°C.

### 5. APROXIMACIÓN AL CLIMA DEL PARQUE NACIONAL DE PICOS DE EUROPA

A continuación se ofrece una nueva versión del clima Parque Nacional de Picos de Europa, partiendo del conocimiento previo considerado más relevante, al cual se añaden los resultados de la aplicación de esta metodología. Antes de pasar a su exposición, conviene decir que hemos obtenido estimaciones cuantitativas de valores medios anuales de temperatura y precipitación, quizás en el buen camino, pero todavía lejos del conocimiento detallado del clima del Parque ya que los registros de observaciones disponibles aún son escasos y recientes.

Los Picos de Europa presentan en su fachada norte una formidable barrera a los frentes que irrumpen desde el mar, situado éste apenas a 20 kilómetros al norte, motivo por el cual su clima se caracteriza por la humedad y las abundantes y frecuentes precipitaciones. La nieve se hace casi omnipresente durante los meses de invierno por encima de los 1600 m, y son muy raros los neveros que se mantienen durante todo el año.

A grandes rasgos, el clima del Parque es atlántico del tipo Dfc, según Koppen: frío, sin estación seca y con verano fresco; aunque su extrema complejidad orográfica y su gran diversidad botánica son indicadores de una gran heterogeneidad climática. La situación de los numerosos valles interiores, especialmente los de la vertiente sur, rodeados de grandes alturas, hace que se produzcan numerosos microclimas, algunos de ellos de tipo mediterráneo en plena montaña atlántica, cohabitando en un mismo entorno las zonas secas y soleadas con zonas sombrías y húmedas.

El clima es tanto más extremado cuanto mayor es la altitud, alcanzando su máximo rigor en invierno debido principalmente a fuertes heladas, intensas nevadas o vientos huracanados, que se suelen presentar casi siempre de forma muy brusca, razón por la cual son muy peligrosos; ocasionalmente y en cotas altas, también nieva en verano.

La precipitación depende fuertemente de la circulación atmosférica y de su interacción con la complicada orografía de los Picos de Europa. Por ello, además de poco conocido, su régimen pluviométrico es complejo. Ello sin embargo no impide que comparta características climatológicas comunes a toda la región Cantábrica, como son la abundancia de precipitaciones a lo largo del año con dos máximos, uno principal a finales de otoño, y otro secundario en primavera.

- El máximo pluviométrico de otoño se centra en noviembre y diciembre y es debido al continuo paso de sistemas de bajas presiones procedentes de latitudes más bajas y que circulan preferentemente de suroeste a noreste; esta es una situación muy característica y bien conocida que comienza con vientos del sur y termina con vientos del noroeste. Este máximo pluviométrico afecta por igual a las vertientes norte y sur de toda la Cordillera Cantábrica, con precipitaciones en forma de lluvia y nieve (cuando nieva en las zonas medias y altas, suele granizar en las zonas bajas de la vertiente norte).

- El máximo pluviométrico de primavera se centra en abril y es debido a un repunte en el paso de sistemas de bajas presiones que en esta ocasión circulan por latitudes más altas por lo que los sures son más raros en esta época. Este máximo pluviométrico afecta más a la vertiente norte de la mitad oriental, con precipitaciones en forma de lluvia y también de nieve (al igual que en invierno, cuando nieva en primavera en las zonas medias y altas, suele granizar en la franja costera).

- El periodo intermedio entre final de primavera y comienzo del verano está más dominado por vientos del Oeste, que a menudo producen lloviznas –morrinas- por estancamiento de la nubosidad. Julio y agosto son meses dominados por los vientos del noreste que suelen traer tiempo seco y apacible. Es la época menos lluviosa del año, aunque también es la época de las tormentas de verano que se forman a primeras horas de la tarde.

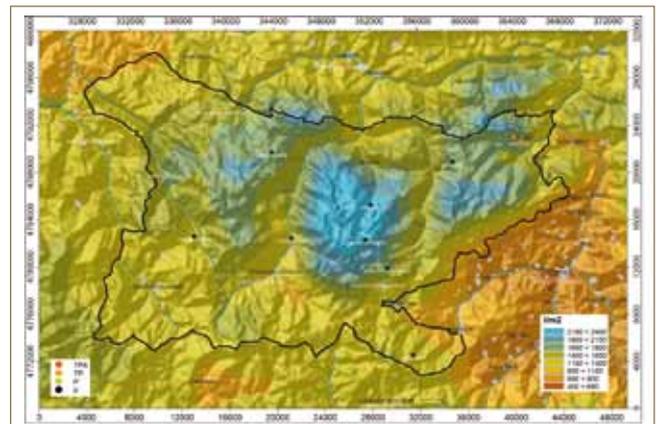


Figura 7. Precipitación total anual estimada en mm.

En la figura se muestra la distribución espacial de la precipitación total anual y las estaciones meteorológicas disponibles actualmente en la zona. Téngase en cuenta que la precipitación que se estima en este mapa, ha sido deducida sin utilizar los datos de las estaciones etiquetadas como A – en negro en la figura –, pertenecientes a Parques Nacionales ya que sus registros todavía son escasos, muy recientes y – como suele ocurrir en estaciones tan altas- a veces poco fiables debido a fuertes vientos y/o la acumulación de hielo/nieve en los sensores.

- TPA** estación termopluviométrica automática (AEMET).  
**TP** estación termopluviométrica manual (AEMET).  
**P** estación pluviométrica manual (AEMET).  
**A** estación automática (PARQUES NACIONALES).

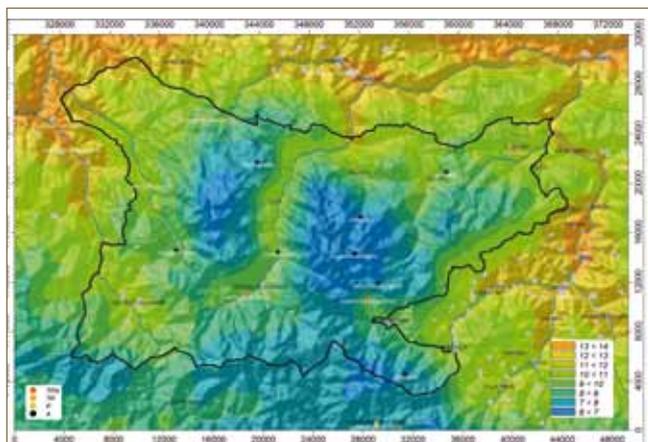


Figura 8. Temperatura media anual estimada en °C.

El régimen termométrico anual es regular, con los valores medios más altos en agosto y los más bajos en enero.

- No existe un régimen termométrico genérico válido para todo el Parque aunque se puede decir que a igualdad de altura las temperaturas son tanto más rigurosas cuanto más al sur, especialmente en invierno, presentando una oscilación anual propia del clima continental.

- Como norma general, válida para toda la región, se observa un descenso térmico con la altura de unos 0.5°C cada 100 metros. Este es un valor medio, que no se mantiene en el día a día; por ejemplo, en las mañanas anticiclónicas de los valles interiores, debido a que durante la noche el aire frío de las alturas se ha hundido al fondo de los valles por su mayor densidad, estos son más fríos que las cumbres.

- Las temperaturas medias están por debajo de los 10 ° C en casi todo el parque, con temperaturas mínimas absolutas anuales que se estiman en torno a -10 ° C en los valles y en torno a -25 ° C en las cumbres.

- Las zonas más templadas, se encuentran en los valles con medias ligeramente superiores a los 11 ° C y máximas absolutas anuales que difícilmente pasan de los 30 ° C.

Otra característica notable son los frecuentes y temidos bancos de niebla que se forman bien por la penetración de nubosidad a través de los valles o bien por el enfriamiento nocturno. Este fenómeno suele formar mares de nubes cuando existe una marcada inversión térmica por debajo de las cumbres.

Mi agradecimiento al personal de la Sección de Climatología y a los colaboradores de la delegación de AEMET en Cantabria, sin los cuales este trabajo no habría sido posible.

## BIBLIOGRAFÍA

**AEMET-IM: ATLAS CLIMÁTICO IBÉRICO. IBERIAN CLIMATE ATLAS (MADRID: AGENCIA ESTATAL DE METEOROLOGÍA AND INSTITUTO DE METEOROLOGIA), 2011.**

**GOOVAERTS, P., 1997. GEOSTATISTICS FOR NATURAL RESOURCES EVALUATION. OXFORD UNIVERSITY PRESS (NEW YORK).**

**GOOVAERTS, P., 2000. GEOSTATISTICAL APPROACHES FOR INCORPORATING ELEVATION INTO THE SPATIAL INTERPOLATION OF RAINFALL. JOURNAL OF HYDROLOGY. 228, 113129.**

**MARQUÍNEZ, J., LASTRA, J., GARCÍA, P., 2003. ESTIMATION MODELS FOR PRECIPITATION IN MOUNTAINOUS REGIONS: THE USE OF GIS AND MULTIVARIATE ANALYSIS. JOURNAL OF HYDROLOGY. 270, 1-11.**

**PORTALÉS C., BORONAT ZARCEÑO N., PARDO-PASCUAL J.E., BALAGUER-BESER, A. UN NUEVO MÉTODO PARA EL CÁLCULO DE PRECIPITACIONES MEDIAS MEDIANTE TÉCNICAS DE INTERPOLACIÓN GEOESTADÍSTICA CONSIDERANDO LAS CARACTERÍSTICAS GEOGRÁFICAS Y TOPOGRÁFICAS DEL TERRITORIO. CONGRESO INTERNACIONAL SOBRE INGENIERÍA GEOMÁTICA Y TOPOGRÁFICA, TOP-CART 2008. FEBRERO 2008, VALENCIA.**

**SZALAI, S., BIHARI, Z., SZENTIMREY, T., LAKATOS, M. (EDS.), 2007. COST ACTION 719—THE USE OF GEOGRAPHIC INFORMATION SYSTEMS IN CLIMATOLOGY AND METEOROLOGY. PROCEEDINGS FROM THE CONFERENCE ON SPATIAL INTERPOLATION IN CLIMATOLOGY AND METEOROLOGY. OFFICE FOR OFFICIAL PUBLICATIONS OF THE EUROPEAN COMMUNITIES, LUXEMBURG, P. 264.**

**VICENTE-SERRANO, S.M., SAZ-SÁNCHEZ, M.A., CUADRAT, J.M., 2003. COMPARATIVE ANALYSIS OF INTERPOLATION METHODS IN THE MIDDLE EBRO VALLEY (SPAIN): APPLICATION TO ANNUAL PRECIPITATION AND TEMPERATURE. CLIMATE RESEARCH. 24, 161-180.**

**WACKERNAGEL, H., 1994, COKRIGING VERSUS KRIGING IN REGIONALIZED MULTIVARIATE DATA ANALYSIS, GEODERMA, 62, PP. 83-92.**

**WILK, J., KNIVETON, D., ANDERSSON, L., LAYBERRY, R., TODD, M.C., HUGHES, D., RINGROSE, S. AND VANDERPOST, C. (2006) ESTIMATING RAINFALL AND WATER BALANCE OVER THE OKAVANGO RIVER BASIN FOR HYDROLOGICAL APPLICATIONS. JOURNAL OF HYDROLOGY, 331, 18-29.**