



UNIVERSITAT DE
BARCELONA

La fractalidad temporal de la precipitación en la España peninsular y Baleares

Óliver Meseguer Ruiz

ADVERTIMENT. La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX (www.tdx.cat) i a través del Dipòsit Digital de la UB (diposit.ub.edu) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX ni al Dipòsit Digital de la UB. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX o al Dipòsit Digital de la UB (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

ADVERTENCIA. La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR (www.tdx.cat) y a través del Repositorio Digital de la UB (diposit.ub.edu) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR o al Repositorio Digital de la UB. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR o al Repositorio Digital de la UB (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

WARNING. On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX (www.tdx.cat) service and by the UB Digital Repository (diposit.ub.edu) has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized nor its spreading and availability from a site foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository is not authorized (framing). Those rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.

Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional
Facultad de Geografía e Historia
Universidad de Barcelona

Tesis doctoral

La fractalidad temporal de la precipitación en la España peninsular y Baleares

Memoria presentada por:
Óliver Meseguer Ruiz
para optar al título de Doctor en Geografía

Programa de Doctorado
Geografía, Planificación Territorial y Gestión Ambiental

Los directores de la tesis:

Dr. Javier Martín Vide
Catedrático de Geografía Física
Universidad de Barcelona

Dr. Jorge Olcina Cantos
Catedrático de Análisis Geográfico Regional
Universidad de Alicante

Barcelona, julio de 2015

Citar como:

Meseguer-Ruiz, O. (2015): *La fractalidad temporal de la precipitación en la España peninsular y Baleares*, Tesis doctoral, Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional, Universidad de Barcelona, 234 pp.

*A mis padres.
Porque sin su esfuerzo y ánimo jamás
habría conseguido llegar hasta aquí.*

Agradecimientos

Siendo consciente que los agradecimientos son, sin duda alguna, la parte más leída de una tesis, intentaré ser muy cuidadoso nombrando a todas aquellas personas que han aportado algo al desarrollo de este proyecto profesional y, sobre todo, personal. Tras más de cuatro años de arduo trabajo, no sólo investigador, durante los cuales he disfrutado de una beca del programa de Formación de Profesorado Universitario del Ministerio de Educación, Cultura y Deporte, ha sido mucha la gente con la que he tenido la oportunidad de trabajar, compartir, disfrutar y aprender, y es por ello que voy a intentar nombrarlos a todos.

Quizás las dos personas que más han contribuido al desarrollo de esta tesis sean mis dos codirectores, a quienes les muestro mi más sincero agradecimiento por haberme dado esta oportunidad. El Dr. Jorge Olcina Cantos porque, en un primer momento, lejano ya, durante el desarrollo de mi Licenciatura en Geografía en la Universidad de Alicante, fue capaz de despertar en mi el interés por la investigación geográfica y climática, y me abrió las puertas a este nuevo mundo. El Dr. Javier Martín Vide me ha dado toda la atención y la ayuda profesional que he necesitado para poder llevar a cabo mi trabajo, y ha sido la persona más influyente con la que he tenido el placer de trabajar durante mi posgrado y que, además, ha sido capaz de soportar con paciencia y tesón mi aprendizaje a este nivel. Por si esto fuera poco, a lo largo de todo el proceso siempre estuvo dispuesto a darme todas las facilidades que requerí a nivel de auto-organización, lo que hizo que todo fuera mucho más fácil para mí.

El desarrollo de la tesis ha sido posible, como he dicho, gracias al Ministerio de Educación, Cultura y Deporte del Gobierno de España, que con el correspondiente apoyo económico, ha permitido el adecuado progreso de este trabajo. Asimismo, quiero valorar el apoyo institucional que he recibido por parte de la Agencia Estatal de Meteorología por la cesión de los datos meteorológicos que han supuesto la base de esta investigación.

Asimismo, querría brindar todo mi agradecimiento al Dr. Timothy Osborne y al Dr. Phil D. Jones de la Climatic Research Unit de la University of East Anglia, por haberme acogido y actuado como tutores durante la estancia de tres meses que tuve la oportunidad de realizar en Norwich durante el año 2013.

No menos importante ha sido la agradable acogida que he recibido por parte de los miembros del Grupo de Climatología (2014SGR300) y del Laboratorio de Climatología: Mari Carmen Moreno, Josep Miquel Raso, Joan Albert López, María José Cordobilla, Aziz Benhamrouche, Ricard Miralles, Nivaldo Fernandes, Amílcar Vélez, Shifa Mathbout, Jonás Teixeira, Gabriela Pinheiro e Iván Franchi.

Pero, sin lugar a dudas, las personas que han conseguido que durante todo este proceso me sintiera tan a gusto como en casa han sido mi pareja, Marina Hernández, y mis amigos, Pablo Sarricolea, Magda Fuentealba, Filipe Carvalho, Edinson Pacheco, Xavi Úbeda, Francisco de la Barrera, Jorge Luis Gando, Pablo Soriano, Camila Bustos, Jaime Llorca, Beatriz Román, Justino Losada, Lluís Frago, Marta Baró, Nicole Selamé, Yadur González, Miguel Ángel Villacreces, Marcos Francos... Gracias a ellos, los momentos buenos han sido mejores, y los malos, menos malos. También me han ayudado mucho mis compañeros del Real Club Náutico de Barcelona Vicenç Céspedes, Arantxa Egoskozabal, Xavi Abad, Ricky Novell, Toni Solà y Enric Vidal.

Y sobre todo, gracias, mil gracias, a mi familia, porque siempre me han ayudado y han creído en mí.

Resumen

La dimensión fractal aplicada a la distribución temporal de la precipitación hace referencia al cumplimiento en mayor o menor medida de la característica de autosimilitud, es decir, a una recurrencia regular de la precipitación. Dicho de otra manera, equivaldría a una repetición regular en el tiempo en mayor o menor medida de los sucesos lluviosos a diferentes escalas temporales. Así, a valores más altos de la dimensión fractal (D), más se cumple esta característica, y a valores más bajos, menos se cumple. A partir de los datos de lluvia a resolución 10-minutal proporcionados por la red de estaciones automáticas de la Agencia Estatal de Meteorología española, se ha llevado a cabo el cálculo de la dimensión fractal para un total de 45 observatorios repartidos por la España peninsular y Baleares, tanto a nivel anual como para el semestre cálido (de abril a septiembre) y para el semestre frío (de enero a marzo y de octubre a diciembre). Los valores que se obtienen durante el semestre cálido son siempre inferiores a los obtenidos a nivel anual, al contrario que durante el semestre frío. Los mayores valores de dimensión fractal se dan en la región norte de la Península Ibérica, y los más bajos en la región oriental y valle del Ebro. El comportamiento es similar en ambos semestres. La dimensión fractal guarda una buena correlación negativa con el índice de concentración y una buena correlación positiva con la entropía, con lo que a valores más altos, menor concentración diaria de la precipitación y mayor nivel de desorden. Al igual que ocurre con la precipitación en el área de estudio, la dimensión fractal presenta una notable variabilidad interanual, donde no siempre ocurre que los valores anuales para el semestre cálido son inferiores a los valores del semestre frío del mismo año. Las relaciones entre las situaciones sinópticas y los valores de la dimensión fractal dependen en gran medida de la región del área de estudio que se considere. Los valores más elevados de D se dan en aquellas áreas en las que domina la lluvia de origen frontal frente a la de origen convectivo, ocurriendo lo contrario en aquellas áreas con valores de D más bajos.

Abstract

The fractal dimension applied to the temporal distribution of rainfall refers to compliance, to a greater or lesser degree, with the characteristic of self-similitude, that is to say, with a regular recurrence of rainfall. Expressed in another way, it would be the equivalent of a regular repetition, in time and in varying degrees, of rainfall events at different temporal scales. Thus, at higher values of the fractal dimension (D), there is greater compliance with this characteristic, and at lower values, there is less compliance. We used rainfall data at a 10-minute resolution provided by the network of automatic stations belonging to the Spanish State Meteorology Agency to calculate the fractal dimension for a total of 45 observatories distributed throughout peninsular Spain and the Balearic Isles, both at annual level and for the warm six-month period (from April to September) and for the cold six-month period (from January to March and from October to December). The values obtained during the warm six-month period are always lower than those obtained at annual level, contrary to what occurs during the cold six-month period. The highest fractal dimension values are seen in the northern region of the Iberian Peninsula, and the lowest ones in the eastern region and the Ebro Valley. The behaviour pattern is similar in both six-month periods. The fractal dimension is closely and negatively related to the concentration index, and closely and positively associated with entropy; thus, at higher values, there is less daily rainfall concentration and a higher level of disorder. As occurs with rainfall in the study area, the fractal dimension exhibits noteworthy interannual variability, in which the annual values for the warm six-month period are not always lower than the values for the cold six-month period of the same year. The relationships between weather types and the values for the fractal dimension depend to a great extent upon the region of the study area considered. The highest values of D occur in areas in which frontal rainfall dominates over that of convective origin, and the opposite occurs in areas presenting lower D values.

ÍNDICE GENERAL

Capítulo 1: Justificación del estudio	1
1.1. EL sistema climático	4
1.2. Variabilidad climática y cambio climático	7
1.3. La importancia de la precipitación en el sistema climático	12
Capítulo 2: La naturaleza fractal de la precipitación	15
2.1. La variabilidad temporal de la precipitación	17
2.2. Los fractales como base de estudio	24
2.2.1. Los fractales en los estudios de Geografía	26
2.2.2. Los fractales en los estudios de Climatología	28
2.2.3. Los fractales en los estudios de precipitación	30
2.3. La fractalidad temporal de la precipitación	33
Capítulo 3: Objetivos e hipótesis de trabajo	41
3.1. Objetivo general	43
3.2. Objetivos específicos	43
3.3. Hipótesis de trabajo	44
Capítulo 4: Área de estudio y bases de datos	47
4.1. El área de estudio: la España Peninsular y el archipiélago balear en el contexto de la región mediterránea	49
4.1.1. Particularidades geográficas y climáticas de la región mediterránea	49
4.1.2. La singularidad climática de la Península Ibérica	51
4.2. Bases de datos	56
4.2.1. Datos de la red de observatorios meteorológicos automáticos de la Agencia Estatal de Meteorología española	56
4.2.2. Mallas de datos de reanálisis: el proyecto ERA-Interim	63
Capítulo 5: Métodos e índices	65

5.1. Aproximación metodológica al cálculo de la dimensión fractal	67
5.2. El Índice de Concentración	68
5.3. El Índice de Disparidad Consecutiva	70
5.4. El Coeficiente de Variación	71
5.5. La Entropía	72
5.6. El Índice de Persistencia	73
5.7. La clasificación automática de Jenkinson & Collison	74
Capítulo 6: La dimensión fractal anual y semestral	77
6.1. La dimensión fractal anual	79
6.2. La dimensión fractal semestral	87
6.2.1. La dimensión fractal del semestre cálido	87
6.2.2. La dimensión fractal del semestre frío	95
6.2.3. La diferencia entre los valores de las dimensiones fractales entre los semestres frío y cálido	103
Capítulo 7: La distribución espacial de las dimensiones fractales. Regionalización	105
7.1. La distribución de las dimensiones fractales	107
7.2. Regionalización fisiográfica	111
7.3. Regionalización a través de un <i>cluster</i>	114
Capítulo 8: Relación de la dimensión fractal con otros índices y variables pluviométricos	119
8.1. Relación entre la dimensión fractal y el índice de concentración	121
8.2. Relación entre la dimensión fractal y el índice de disparidad consecutiva	123
8.3. Relación entre la dimensión fractal y el coeficiente de variación	125
8.4. Relación entre la dimensión fractal y la entropía	127
8.5. Relación entre la dimensión fractal y el índice de persistencia	131
8.6. Modelización de la dimensión fractal a partir de las variables estudiadas	132

Capítulo 9: Variación interanual de las dimensiones fractales	137
9.1. Variación interanual de las dimensiones fractales anual y semestrales de los diferentes observatorios	139
9.2. Tendencias en la variación interanual de las dimensiones fractales y su representación espacial	151
9.3. Comparación de la variabilidad interanual entre los diferentes observatorios	154
9.4. Relación entre la dimensión fractal y el índice de concentración interanuales	156
Capítulo 10: Implicaciones sinópticas de las dimensiones fractales	157
10.1. Las situaciones sinópticas del período de referencia 1981-2010	160
10.2. Particularidades sinópticas de los años con dimensiones fractales extremas	166
10.2.1. A Coruña	167
10.2.2. Ávila	169
10.2.3. Cáceres	172
10.2.4. Castellón	175
10.2.5. Jaén	178
10.2.6. Logroño	181
Capítulo 11: Discusión y verificación de las hipótesis	185
11.1. Discusión de los resultados del Capítulo 6	187
11.2. Discusión de los resultados del Capítulo 7	190
11.3. Discusión de los resultados del Capítulo 8	192
11.4. Discusión de los resultados del Capítulo 9	195
11.5. Discusión de los resultados del Capítulo 10	197
Capítulo 12: Conclusiones y líneas futuras de investigación	201
12.1. Conclusiones finales	203
12.2. Aportaciones de la tesis y líneas futuras de investigación	205
Chapter 12: Conclusions and future lines of research	207
12.1. Final conclusions	209

12.2. Contributions of the thesis and future lines of research	211
Capítulo 13: Bibliografía	213

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1. El sistema climático	5
Figura 1.2. Radiación solar anual neta	6
Figura 1.3. Los ciclos de Milankovitch	8
Figura 2.1. Precipitación anual acumulada en Gibraltar entre 1791 y 1988	18
Figura 2.2. Mapa de isopletras del CI	19
Figura 2.3. Tres patrones de teleconexión relevantes para la variabilidad climática durante el invierno en el Mediterráneo, y su valor de la r de Pearson	21
Figura 2.4. Algunos objetos fractales frecuentes en la naturaleza	25
Figura 2.5. La distribución espacial de la precipitación, y su intensidad, utilizada para la determinación de comportamientos fractales	32
Figura 4.1. Localización de la región mediterránea respecto a la circulación atmosférica general en los meses de enero y julio	50
Figura 4.2. Localización de los observatorios seleccionados	57
Figura 5.1. Rectas de regresión para determinar los valores de D en el caso de Ávila para el año completo, el semestre cálido y el semestre frío	68
Figura 5.2. Ejemplo de curva de concentración	69
Figura 5.3. Malla de 16 puntos para la obtención de la presión atmosférica reducida a nivel del mar	75
Figura 6.1. Ecuaciones de las rectas de regresión y valores de la R^2 de Pearson para los pares de $\ln(I)$ y $\ln(N)$ anuales en los observatorios de A Coruña, Albacete, Alicante, Ávila, Badajoz Aeropuerto, Barcelona Aeropuerto, Bárdenas y Bilbao Aeropuerto	80
Figura 6.2. Ecuaciones de las rectas de regresión y valores de la R^2 de Pearson para los pares de $\ln(I)$ y $\ln(N)$ anuales en los observatorios de Cáceres, Calamocha, Castelló d'Empuries, Castellón, Córdoba Aeropuerto, Coria, Cuenca y Granada	81
Figura 6.3. Ecuaciones de las rectas de regresión y valores de la R^2 de Pearson para los pares de $\ln(I)$ y $\ln(N)$ anuales en los observatorios de Ibiza Aeropuerto, Jaca, Jaén, Jávea, La Seu d'Urgell, León, Logroño-Agon y Lugo Aeropuerto	82
Figura 6.4. Ecuaciones de las rectas de regresión y valores de la R^2 de Pearson para los pares de $\ln(I)$ y $\ln(N)$ anuales en los observatorios de	83

Málaga Centro Meteo, Málaga Puerto, Menorca Aeropuerto, Monflorite, Ourense, Palma, Pamplona Noain y Porreres	
Figura 6.5. Ecuaciones de las rectas de regresión y valores de la R^2 de Pearson para los pares de $\ln(I)$ y $\ln(N)$ anuales en los observatorios de Retiro, Ronda Instituto, Salamanca, San Vicente Faro, Segovia, Soria, Tàrrega y Teruel	84
Figura 6.6. Ecuaciones de las rectas de regresión y valores de la R^2 de Pearson para los pares de $\ln(I)$ y $\ln(N)$ anuales en los observatorios de Toledo, Tortosa, Utiel, Valencia, Valladolid, Vitoria Aeropuerto, Zamora y Zaragoza Botánico	85
Figura 6.7. Ecuaciones de las rectas de regresión y valores de la R^2 de Pearson para los pares de $\ln(I)$ y $\ln(N)$ del semestre cálido en los observatorios de A Coruña, Albacete, Alicante, Ávila, Badajoz Aeropuerto, Barcelona Aeropuerto, Bárdenas y Bilbao Aeropuerto	88
Figura 6.8. Ecuaciones de las rectas de regresión y valores de la R^2 de Pearson para los pares de $\ln(I)$ y $\ln(N)$ del semestre cálido en los observatorios de Cáceres, Calamocha, Castelló d'Empuries, Castellón, Córdoba Aeropuerto, Coria, Cuenca y Granada	89
Figura 6.9. Ecuaciones de las rectas de regresión y valores de la R^2 de Pearson para los pares de $\ln(I)$ y $\ln(N)$ del semestre cálido en los observatorios de Ibiza Aeropuerto, Jaca, Jaén, Jávea, La Seu d'Urgell, León, Logroño-Agon y Luego Aeropuerto	90
Figura 6.10. Ecuaciones de las rectas de regresión y valores de la R^2 de Pearson para los pares de $\ln(I)$ y $\ln(N)$ del semestre cálido en los observatorios de Málaga Centro Meteo, Málaga Puerto, Menorca Aeropuerto, Monflorite, Ourense, Palma, Pamplona Noain y Porreres	91
Figura 6.11. Ecuaciones de las rectas de regresión y valores de la R^2 de Pearson para los pares de $\ln(I)$ y $\ln(N)$ del semestre cálido en los observatorios de Retiro, Ronda Instituto, Salamanca, San Vicente Faro, Segovia, Soria, Tàrrega y Teruel	92
Figura 6.12. Ecuaciones de las rectas de regresión y valores de la R^2 de Pearson para los pares de $\ln(I)$ y $\ln(N)$ del semestre cálido en los observatorios de Toledo, Tortosa, Utiel, Valencia, Valladolid, Vitoria Aeropuerto, Zamora y Zaragoza Botánico	93
Figura 6.13. Ecuaciones de las rectas de regresión y valores de la R^2 de Pearson para los pares de $\ln(I)$ y $\ln(N)$ del semestre frío en los observatorios de A Coruña, Albacete, Alicante, Ávila, Badajoz Aeropuerto, Barcelona Aeropuerto, Bárdenas y Bilbao Aeropuerto	96

Figura 6.14. Ecuaciones de las rectas de regresión y valores de la R^2 de Pearson para los pares de $\ln(I)$ y $\ln(N)$ del semestre frío en los observatorios de Cáceres, Calamocha, Castelló d'Empuries, Castellón, Córdoba Aeropuerto, Coria, Cuenca y Granada	97
Figura 6.15. Ecuaciones de las rectas de regresión y valores de la R^2 de Pearson para los pares de $\ln(I)$ y $\ln(N)$ del semestre frío en los observatorios de Ibiza Aeropuerto, Jaca, Jaén, Jávea, La Seu d'Urgell, León, Logroño-Agon y Luego Aeropuerto	98
Figura 6.16. Ecuaciones de las rectas de regresión y valores de la R^2 de Pearson para los pares de $\ln(I)$ y $\ln(N)$ del semestre frío en los observatorios de Málaga Centro Meteo, Málaga Puerto, Menorca Aeropuerto, Monflorite, Ourense, Palma, Pamplona Noain y Porreres	99
Figura 6.17. Ecuaciones de las rectas de regresión y valores de la R^2 de Pearson para los pares de $\ln(I)$ y $\ln(N)$ del semestre frío en los observatorios de Retiro, Ronda Instituto, Salamanca, San Vicente Faro, Segovia, Soria, Tàrrega y Teruel	100
Figura 6.18. Ecuaciones de las rectas de regresión y valores de la R^2 de Pearson para los pares de $\ln(I)$ y $\ln(N)$ del semestre frío en los observatorios de Toledo, Tortosa, Utiel, Valencia, Valladolid, Vitoria Aeropuerto, Zamora y Zaragoza Botánico	101
Figura 7.1. Distribución espacial de la dimensión fractal de la precipitación anual en la Península Ibérica	108
Figura 7.2. Distribución espacial de la dimensión fractal de la precipitación del semestre cálido en la Península Ibérica	108
Figura 7.3. Distribución espacial de la dimensión fractal de la precipitación del semestre frío en la Península Ibérica	109
Figura 7.4. Distribución espacial de la diferencia entre las dimensiones fractales de la precipitación de los semestres frío y cálido en la Península Ibérica	110
Figura 7.5. Regionalización fisiográfica del área de estudio a partir de la distribución espacial de los valores de D	112
Figura 7.6. Dendrograma de vinculación media de los diferentes observatorios a partir de su localización y de los diferentes valores de D	116
Figura 7.7. Regionalización cluster del área de estudio a partir de la localización de los observatorios y de los diferentes valores de D	117
Figura 8.1. Relación lineal existente entre los valores del CI y de D para los observatorios estudiados	123

Figura 8.2. Relación lineal existente entre los valores del S y de D para los observatorios estudiados	125
Figura 8.3. Relación lineal existente entre los valores del CV y de D para los observatorios estudiados	127
Figura 8.4. Relación lineal existente entre los valores de H y de D para los observatorios estudiados	130
Figura 8.5. Relación lineal existente entre los valores de P_{11} y de D para los observatorios estudiados	132
Figura 8.6. Plano de regresión del modelo 1	135
Figura 8.7. Plano de regresión del modelo 2	135
Figura 8.8. Plano de regresión del modelo 3	136
Figura 8.9. Plano de regresión del modelo 4	136
Figura 9.1. Evolución de los valores de D en A Coruña (1994-2010)	140
Figura 9.2. Evolución de los valores de D en Ávila (1989-2010)	141
Figura 9.3. Evolución de los valores de D en Castellón (1992-2010)	142
Figura 9.4. Evolución de los valores de D en Jaén (1994-2010)	143
Figura 9.5. Evolución de los valores de D en Logroño (1995-2010)	144
Figura 9.6. Evolución de los valores de D en Málaga (1993-2010)	145
Figura 9.7. Evolución de los valores de D en Palma (1993-2010)	146
Figura 9.8. Evolución de los valores de D en Salamanca (1992-2010)	147
Figura 9.9. Evolución de los valores de D en Teruel (1993-2010)	148
Figura 9.10. Evolución de los valores de D en Valladolid (1993-2010)	149
Figura 9.11. Tendencias de la dimensión fractal anual en los diferentes observatorios	152
Figura 9.12. Tendencias de la dimensión fractal del semestre cálido en los diferentes observatorios	153
Figura 9.13. Tendencias de la dimensión fractal del semestre frío en los diferentes observatorios	154
Figura 10.1. Localización de los observatorios utilizados para el análisis sinóptico	159
Figura 10.2. Distribución de los tipos de tiempo de J&C para el ámbito ibérico a nivel mensual del período 1981-2010	161
Figura 10.3. Frecuencia mensual de los grupos ANT, CIC y ADV para el período 1981-2010	164

Figura 10.4. Frecuencia mensual de los grupos A, C, ADVA, ADVC y ADV para el período 1981-2010	164
Figura 11.1. Diferente identificación de regiones según la dimensión fractal: A, según criterio fisiográfico, y B, según <i>cluster</i>	192

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 4.1. Relación inicial de observatorios tratados de la red de estaciones meteorológicas automáticas de AEMet	58
Tabla 4.2. Observatorios seleccionados para el estudio	60
Tabla 4.3. Distancia de un observatorio respecto al más cercano	62
Tabla 6.1. Valores anuales de D y R^2 para los diferentes observatorios	86
Tabla 6.2. Valores del semestre cálido de D y R^2 para los diferentes observatorios	94
Tabla 6.3. Valores del semestre frío de D y R^2 para los diferentes observatorios	102
Tabla 6.4. Diferencia entre los valores de D de los semestres frío y cálido	103
Tabla 7.1. Observatorios meteorológicos incluidos en cada una de las regiones fisiográficas identificadas	112
Tabla 7.2. Conglomerados de pertenencia de los diferentes observatorios a partir del análisis <i>cluster</i>	115
Tabla 8.1. Valores de CI y de D para diferentes observatorios	122
Tabla 8.2. Valores de S y de D para diferentes observatorios	124
Tabla 8.3. Valores de CV y de D para diferentes observatorios	126
Tabla 8.4. Valores de H y de D para diferentes observatorios	129
Tabla 8.5. Valores de P_{11} y de D para diferentes observatorios	131
Tabla 8.6. Relación de la dimensión fractal con otros índices pluviométricos	133
Tabla 8.7. Correlaciones mutuas entre los diferentes índices pluviométricos	133
Tabla 8.8. Diferentes planos de regresión explicativos de D	134
Tabla 9.1. Valores de D para A Coruña (1994-2010)	140
Tabla 9.2. Valores de D para Ávila (1989-2010)	141
Tabla 9.3. Valores de D para Castellón (1992-2010)	142
Tabla 9.4. Valores de D para Jaén (1994-2010)	143
Tabla 9.5. Valores de D para Logroño (1995-2010)	144
Tabla 9.6. Valores de D para Málaga (1993-2010)	145
Tabla 9.7. Valores de D para Palma (1993-2010)	146
Tabla 9.8. Valores de D para Salamanca (1992-2010)	147

Tabla 9.9. Valores de D para Teruel (1993-2010)	148
Tabla 9.10. Valores de D para Valladolid (1993-2010)	149
Tabla 9.11. Valores máximos y mínimos anuales y semestrales de cada observatorio	150
Tabla 9.12. Tendencias de los valores de D interanuales	151
Tabla 9.13. Correlaciones directas de las dimensiones fractales anuales de los diferentes observatorios	155
Tabla 9.14. Valores de CI y D interanuales en Málaga y Palma	156
Tabla 10.1. Número de casos y porcentaje respecto del total de los tipos del tiempo de J&C durante el período 1981-2010	160
Tabla 10.2. Tendencias de los diferentes tipos de tiempo de J&C para el ámbito ibérico en el período 1981-2010	162
Tabla 10.3. Número de casos y tendencia de los grupos de una agrupación en tres tipos en el período 1981-2010	162
Tabla 10.4. Número de casos y tendencia de los grupos de una agrupación en cinco tipos en el período 1981-2010	163
Tabla 10.5. Número de casos y porcentaje respecto del total de los tipos de tiempo de J&C durante el semestre cálido del período 1981-2010 en el ámbito ibérico	165
Tabla 10.6. Número de casos y porcentaje respecto del total de los tipos de tiempo de J&C durante el semestre frío del período 1981-2010 en el ámbito ibérico	166
Tabla 10.7. Valores extremos de D en A Coruña	167
Tabla 10.8. Frecuencias de los tipos de tiempo de J&C en los años con D máximas y mínimas respectivamente para el observatorio de A Coruña	168
Tabla 10.9. Valores extremos de D en Ávila	170
Tabla 10.10. Frecuencias de los tipos de tiempo de J&C en los años con D máximas y mínimas respectivamente para el observatorio de Ávila	170
Tabla 10.11. Valores extremos de D en Cáceres	173
Tabla 10.12. Frecuencias de los tipos de tiempo de J&C en los años con D máximas y mínimas respectivamente para el observatorio de Cáceres	173
Tabla 10.13. Valores extremos de D en Castellón	176
Tabla 10.14. Frecuencias de los tipos de tiempo de J&C en los años con D máximas y mínimas respectivamente para el observatorio de Castellón	176
Tabla 10.15. Valores extremos de D en Jaén	178

Tabla 10.16. Frecuencias de los tipos de tiempo de J&C en los años con D máximas y mínimas respectivamente para el observatorio de Jaén	179
Tabla 10.17. Valores extremos de D en Logroño	181
Tabla 10.18. Frecuencias de los tipos de tiempo de J&C en los años con D máximas y mínimas respectivamente para el observatorio de Logroño	182

ÍNDICE DE ACRÓNIMOS

Acrónimo original	Significado en español y en inglés
AAO	Oscilación del Antártico (<i>Antarctic Oscillation</i>)
AEMet	Agencia Estatal de Meteorología (<i>Meteorological National Agency</i>)
AO	Oscilación del Ártico (<i>Arctic Oscillation</i>)
AMO	Oscilación Multidecadal del Atlántico (<i>Atlantic Multidecadal Oscillation</i>)
CI	Índice de Concentración (<i>Concentration Index</i>)
CV	Coeficiente de variación (<i>Coefficient of variation</i>)
D	Dimensión fractal (<i>Fractal dimension</i>)
EA	Patrón del Atlántico Este (<i>East Atlantic Pattern</i>)
ENSO	El Niño-Oscilación del Sur (<i>El Niño-Southern Oscillation</i>)
GIS	Sistema de Información Geográfica (<i>Geographical Information System</i>)
H	Entropía (<i>Entropy</i>)
IIT	Índice de Irregularidad Temporal (<i>Temporal Irregularity Index</i>)
IPCC	Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático (<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>)
J&C	Jenkinson y Collison (<i>Jenkinson & Collison</i>)
J&CWT	Tipos de tiempo de Jenkinson y Collison (<i>Jenkinson & Collison Weather Types</i>)
LWT	Tipos de tiempo de Lamb (<i>Lamb Weather Types</i>)
MO	Oscilación del Mediterráneo (<i>Mediterranean Oscillation</i>)

NAO	Oscilación del Atlántico Norte (<i>North Atlantic Oscillation</i>)
P ₁₁	Índice de Persistencia (<i>Persistence Index</i>)
PDO	Oscilación Decadal del Pacífico (<i>Pacific Decadal Oscillation</i>)
S	Índice de Disparidad Consecutiva (<i>Consecutive Disparity Index</i>)
SCAND	Patrón Escandinavo (<i>Scandinavian Pattern</i>)
SO	Oscilación del Sur (<i>Southern Oscillation</i>)
WeMO	Oscilación del Mediterráneo Occidental (<i>Western Mediterranean Oscillation</i>)

CAPÍTULO 1:
JUSTIFICACIÓN DEL ESTUDIO

Justificación del estudio

JUSTIFICACIÓN DEL ESTUDIO

Son muchas las motivaciones que han llevado, en su día, al estudio de la lluvia y sus procesos, sobre todo aquellos que influyen en la desigual distribución temporal de esta variable meteorológica tan particular. El hecho de haber nacido y crecido en una región española que ha padecido tradicionalmente épocas más o menos persistentes de escasez hídrica, combinadas con episodios puntuales de precipitación de alta intensidad horaria, despertó en mí una curiosidad natural por este fenómeno que marcaba de una manera tan evidente a la sociedad.

Esta curiosidad inicial no quedó satisfecha con el desarrollo de la licenciatura en Geografía en la Universidad de Alicante que, con sus asignaturas sobre Climatología, contribuyó a aumentar mi conocimiento en dinámica atmosférica, y esta curiosidad pasó a ser un interés creciente por el conocimiento en mayor detalle sobre el fenómeno de la precipitación. Este interés sólo quedaría satisfecho con el desarrollo de un posgrado que me permitiera sumergirme plenamente en aquellos temas que suponían para mí la posibilidad de satisfacer todas las preguntas que me había planteado durante el desarrollo de la carrera.

El análisis de la variable precipitación es diferente al de cualquier otra variable climática, ya que el comportamiento irregular de ésta supondría una dificultad añadida. Obviamente, a la hora de preparar un análisis estadístico de los datos, trabajar con datos que no son continuos supone un mayor reto, que se acrecienta si se atiende al también comportamiento irregular que tiene la precipitación a nivel espacial. Cuando se trabaja con largas series de precipitación a una resolución temporal fina o muy fina, resulta imposible llevar a cabo el relleno de los huecos correspondientes a los *missing data*, hecho que sí que puede llevarse a cabo si se trabaja con otra variable, como puede ser la temperatura o la humedad relativa. Siendo consciente de la dificultad que entrañaría esta investigación, presento, a continuación, esta tesis doctoral, que se enmarca en el seno del proyecto PRECABAL (CGL2011-29263-C02-01) del Ministerio de Ciencia e Innovación.

1.1. *El sistema climático*

El clima tiene una profunda influencia en la vida de la Tierra. Forma parte de la experiencia diaria de los seres vivos y resulta esencial para aspectos tales como la salud, la producción de alimentos o el resto de las actividades socioeconómicas. El estudio del clima se centra en aquellas variables que afectan de forma más directa a la vida diaria: temperatura, viento, precipitación en sus diversas formas, humedad, nubosidad y radiación solar.

El clima se considera como el tiempo promediado, considerando la variabilidad de sus elementos y con información sobre la aparición de sucesos extremos, con lo que para caracterizar un clima es necesario el conocimiento detallado de todas las variables a las que se ha hecho referencia anteriormente. El Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático (IPCC, 2013), en su definición, indica que es la descripción estadística en términos de promedios y variabilidad de diversas variables, normalmente variables de superficie como la temperatura, la precipitación y el viento, por períodos de tiempo que abarcan desde meses hasta millones de años, tal y como queda expresado en el glosario de esta publicación.

Actualmente, en sentido amplio, el clima se entiende en términos del estado físico medio del sistema climático (Figura 1.1): un sistema dinámico y abierto, alimentado por la energía solar, e integrado por la atmósfera, la hidrosfera, la litosfera, la criosfera, la biosfera, y, desde recientemente, el subsistema antrópico. Estos subsistemas están relacionados internamente y con el exterior a través de procesos físicos de transferencia de masa y energía, según las propiedades físicas particulares de cada componente, de manera que todos pueden considerarse sistemas abiertos. Los cambios inferidos en los subsistemas bajo la forma de materia y energía, hacen que el sistema climático sea dinámico, y como tal puede observarse a través de todos los procesos que tienen lugar en la superficie terrestre.

Justificación del estudio

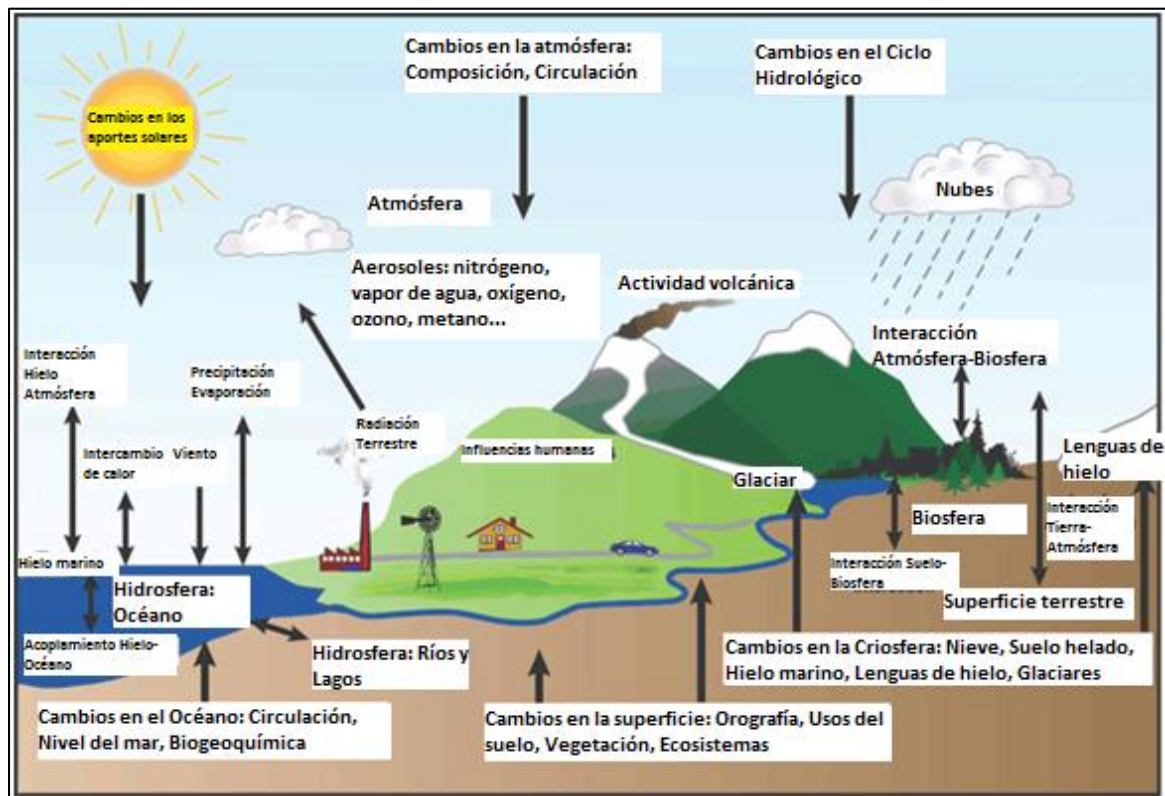


Figura1.1. El sistema climático (Extraído y modificado de <http://www.co2now.org/>)

Todos los componentes del sistema climático enumerados anteriormente son variables en el tiempo y en el espacio, por lo que para su estudio es aconsejable considerarlos de manera separada. Así pues, el subsistema considerado es contemplado como sistema interno, y el resto de subsistemas son considerados como un sistema externo que supeditará, con sus modificaciones espaciales y temporales, las alteraciones provocadas por forzamiento externo del sistema interno.

La radiación solar proporciona la práctica totalidad de la energía infundida en el sistema climático, ya que la energía proveniente de la geodinámica interna es prácticamente despreciable a su lado. Esta energía incide en las capas superiores de la atmósfera y es posteriormente absorbida, transfiriéndose a los diferentes subsistemas a través de la circulación atmosférica y oceánica, y transformada en otros tipos diferentes de energía, y también, parcialmente, se disipa. Toda esta radiación de onda corta se distribuye de manera desigual sobre las diferentes partes del sistema debido a la esfericidad de la Tierra, al movimiento orbital que

ésta describe alrededor del Sol, y a la inclinación de su eje. Aunque el número de horas que luce el Sol a lo largo de un año para cada punto de la superficie de la Tierra sea el mismo, ya sea en los polos o en la zona intertropical, la cantidad de radiación recibida es muy diferente, principalmente por el grado de incidencia de los rayos solares sobre las capas superiores de la atmósfera, en primer lugar, y en la superficie terrestre en segundo (Figura 1.2.).

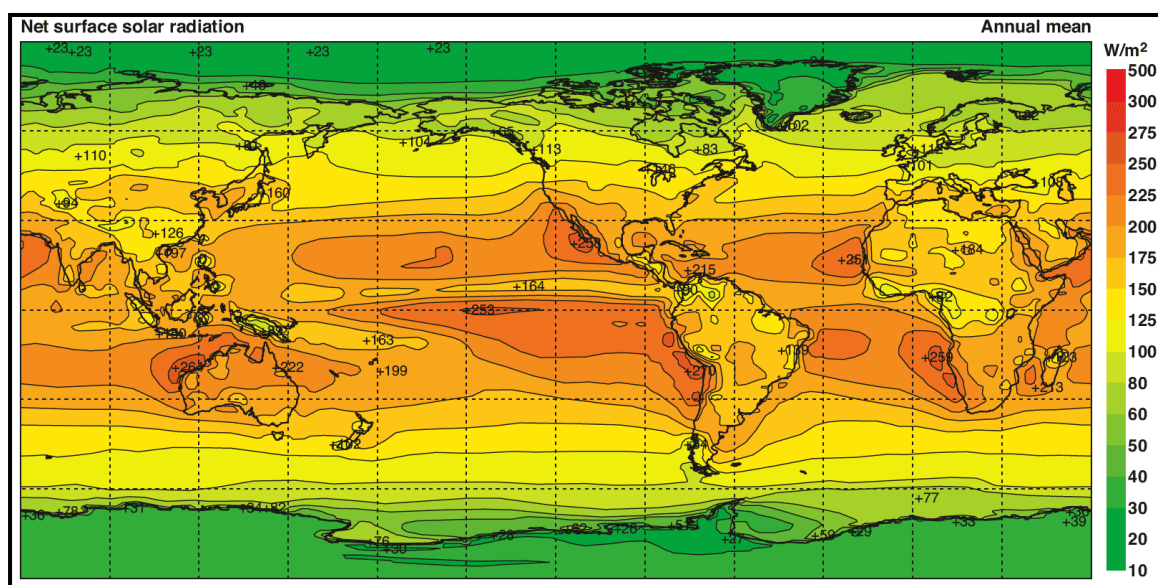


Figura 1.2. Radiación solar anual neta (<http://www.oceanworld.tamu.edu/>)

Por tanto, en la zona intertropical se da un exceso de radiación, y en las zonas polares y subpolares un déficit de ella, por lo que se produce un transporte de energía latitudinal desde las primeras hacia las segundas. Así, cualquier agente que modifique la cantidad de energía procedente del Sol o que se pierda en el espacio, o bien que altere la repartición energética en el interior del sistema climático, puede afectarle directamente (Martín-Vide, 1991).

En este sentido, la radiación proveniente del exterior puede sufrir variaciones por diferentes motivos, tal y como se expondrá a continuación, hasta el punto de provocar modificaciones en el sistema y a las que el ser humano es sensible a diferentes escalas temporal y espacial. Conocer el carácter de estas variaciones es de capital importancia, ya que permitirá diferenciar cuáles corresponden a la variabilidad natural del clima y cuáles no.

Justificación del estudio

1.2. Variabilidad climática y cambio climático

Los conceptos de cambio y variabilidad climática son dos términos que han adquirido una importancia capital desde hace algunos años y hasta nuestros días, por su elevada presencia en los medios de comunicación y porque esta temática afecta a todas las actividades del ser humano a nivel global. Ambos responden a algún cambio en el equilibrio radiativo de la Tierra.

Si bien estos dos conceptos, cambio y variabilidad, pueden parecer sinónimos, su campo semántico y su correcta utilización son diferentes, ya que se usan para definir modificaciones que afectan al sistema climático, pero cuya diferencia radica en la causalidad de dichas variaciones.

El término *variabilidad climática* hace referencia a las variaciones en el estado medio del clima en todas las escalas temporales y espaciales, sin tener en cuenta los diferentes fenómenos meteorológicos que puedan darse, y se debe al carácter dinámico del sistema climático. La variabilidad del clima puede expresarse en términos de la respuesta del clima a cambios en los forzamientos externos, que comprenden las variaciones tanto de factores terrestres como de factores astronómicos (Muñoz Díaz, 2006).

Los factores astronómicos originan cambios en:

- La intensidad de la radiación solar
- Los ciclos de Milankovitch, o parámetros orbitales de la Tierra (excentricidad de la órbita, precesión axial y oblicuidad de la eclíptica) (Figura 1.3.)
- La velocidad de rotación de la Tierra

Se consideran factores de forzamiento terrestre los siguientes:

- Variaciones en la composición atmosférica debidas a erupciones volcánicas
- Cambios a largo plazo de factores tectónicos, tales como la deriva continental, procesos de orogénesis o desplazamientos polares

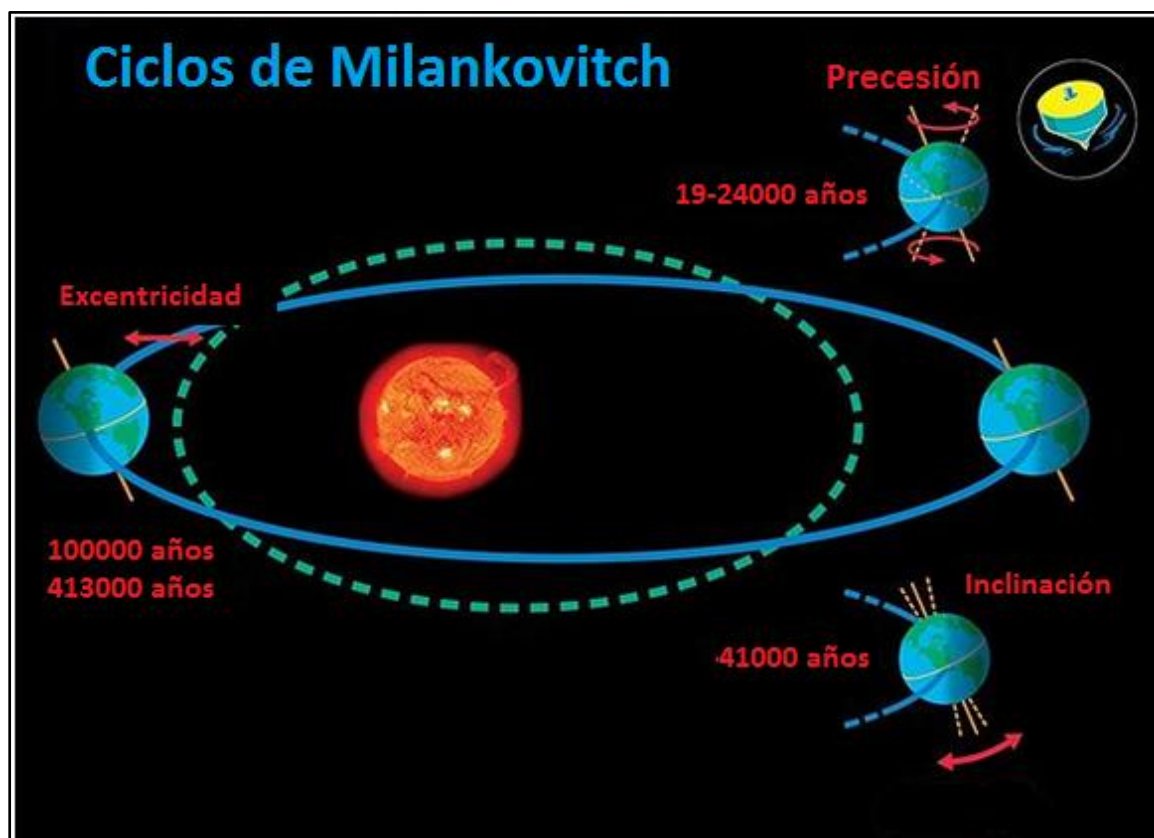


Figura 1.3. Los ciclos de Milankovitch (Extraído y modificado de <http://www.universetoday.com/>)

La variabilidad climática es, pues, el resultado de un gran número de interacciones entre los diferentes componentes del sistema climático y los forzamientos externos e internos que los afectan. El sistema climático constituye pues un sistema con muchas fuentes de inestabilidad y altamente interactivo, y los mecanismos de retroalimentación hacen muy difícil obtener una interpretación directa en términos causa-efecto para los procesos de cambio climático.

En los movimientos atmosféricos existen patrones de variabilidad de baja frecuencia en la circulación atmosférica que se repiten de una manera más o menos recurrente en el tiempo y que se expresan por una mayor o menor frecuencia de determinados tipos sinópticos. Estos patrones de variabilidad son el resultado de las interacciones que tienen lugar entre la circulación atmosférica y las superficies terrestre y oceánica.

Entre los más importantes y cuyos efectos se dejan notar en grandes áreas a nivel planetario, en los subsistemas atmosférico y oceánico, hay que mencionar sin duda a la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), que influye directamente en la

Justificación del estudio

variabilidad de las condiciones climáticas de la región del Atlántico Norte, y la Oscilación del Sur (SO), parte fundamental del fenómeno El Niño-Southern Oscillation (ENSO), y cuyos efectos se aprecian a una escala planetaria (Bodri y Cermak, 2002; Caviedes, 2001; Diaz y Markgraf, 2000; Emile-Geay, 2008; Fowler y Kilsby, 2002; Huang *et al.*, 1998; Hurrell, 1995; Philander, 1990; Sarachik y Cane, 2010).

El modo de variabilidad de baja frecuencia en la circulación atmosférica más importante en la región del Atlántico Norte es la NAO. Este patrón está presente durante todo el año, aunque es en el invierno boreal cuando alcanza mayor intensidad, siendo responsable de una gran parte de la variabilidad del campo de presiones en superficie en esta región durante la citada estación.

Los eventos ENSO representan los modos principales de variabilidad climática en escalas estacional a interanual sobre todo en la región del Pacífico ecuatorial y tropical. La lenta evolución de las condiciones de contorno en esta región influye en el estado de la atmósfera tropical redistribuyendo el calor, modificando la convección en la región tropical y actuando sobre el calentamiento de la atmósfera que gobierna la circulación global. Pero además, tal y como se ha señalado anteriormente, los impactos del ENSO se extienden al clima mundial.

Otros fenómenos cuyos efectos se dejan sentir también en el clima de diversos puntos planetarios, pero que tienen un origen más oceánico, son la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) y la Oscilación Multidecadal del Atlántico (AMO), variaciones periódicas de la temperatura superficial del mar y que pueden afectar a zonas distantes como el clima de Centroeuropa (Polonsky, 2013), o en la ocurrencia o ausencia de fenómenos meteorológicos extremos (Klotzbach, 2010).

Por último, otras oscilaciones ven plasmados sus efectos de una manera más regional, pero no por ello menos influyentes. La Oscilación del Antártico (AAO), presenta una buena correlación con los cambios en las tendencias de determinados tipos sinópticos en Sudamérica (Sarricolea *et al.*, 2014), similar a las obtenidas con el ENSO. En áreas con unas condiciones geográficas particulares, como es la cuenca del Mediterráneo, que, por sus características de mar cerrado y rodeado por relieves de cierta relevancia, imprime a las masas de aire una identidad particular, cabe contemplar unos mecanismos particulares. Tanto es así, que en determinados ámbitos de la Península Ibérica existen patrones de baja

frecuencia que presentan una mejor correlación con la precipitación invernal que la NAO, tales como la Oscilación del Mediterráneo (MO) y la Oscilación del Mediterráneo Occidental (WeMO) (Martín-Vide y López-Bustins, 2006).

Un aspecto importante que ofrece el estudio de la variabilidad temporal de estos patrones y de su influencia sobre el sistema climático es el predictivo. A lo largo de los últimos años se ha producido un avance notable en la predicción de los fenómenos NAO y ENSO mayormente, con una anticipación que va desde unos meses a incluso un año (Latif *et al.*, 1998; Mehta y Stephens, 2000; Taylor *et al.*, 1998). La posibilidad de tal predicción nace de la realidad de que estos dos patrones son resultado de un acoplamiento entre los sistemas atmosférico y oceánico.

Una vez ha quedado explicado lo que supone para el clima su propia variabilidad, conviene centrarse en el concepto que hace alusión a la parte que se refiere a las variaciones estadísticas en el estado medio del clima o en su variabilidad, con una persistencia prolongada en el tiempo, y cuyo origen se encuentra sobre todo en las alteraciones que el ser humano ha introducido en el sistema climático merced a sus actividades: el cambio climático antrópico.

Estas actuaciones se pueden agrupar mayoritariamente en dos tipos:

- Variaciones en la composición atmosférica debidas a la actividad humana
- Variaciones de la superficie terrestre debidas a los cambios en los usos del suelo (deforestación, desertización), y que afectan al intercambio energético de la litosfera con los demás subsistemas

La detección de cambios en el clima frente a su variabilidad es un asunto clave en la investigación climática. La detección del cambio climático debe aportar soluciones y respuestas, tanto a escala mundial como a escala regional, a los agentes externos que inducen estos cambios. Es por tanto muy importante la vigilancia y el seguimiento de las diferentes variables climáticas claves de la atmósfera, el océano, la litosfera y la criosfera, y de la influencia en las mismas de las actividades humanas de todo el mundo.

Todo cambio en el clima inducido por la actividad humana se añadirá a las variaciones climáticas naturales que se producen a cualquier escala temporal y espacial. Para distinguir las variaciones climáticas de origen antrópico de las de

Justificación del estudio

origen natural es necesario distinguir qué parte de una señal climática corresponde a cada una. Diferenciarlas no es fácil, ya que puede tener múltiples expresiones como: temperatura del aire en superficie, temperatura de los océanos, cambios en la pluviometría acumulada y en su repartición anual, presión atmosférica a nivel del mar, o incluso cambios en la altitud de la tropopausa, que afecta directamente al comportamiento de las corrientes en chorro (Gritzner, 2010; Santer *et al.*, 2003; Simard *et al.*, 2010).

Los diferentes modelos de cambio climático con los que actualmente se trabaja arrojan resultados preocupantes para la Península Ibérica: a un aumento paulatino de la temperatura se le sumará unas condiciones de irregularidad en la precipitación que será necesario tener en cuenta a la hora de evaluar los diferentes riesgos a los que será expuesta la sociedad y que deberán tenerse en cuenta a la hora de llevar a cabo un planeamiento consecuente en las próximas décadas (Olcina Cantos, 2009). Los cada vez mayores requerimientos por parte de la sociedad de los recursos hídricos, sumados a la realidad del déficit de los mismos y de una irregular distribución espacial, proyectan un escenario de riesgo para la península ibérica en particular, y para toda la región del Mediterráneo occidental en general.

Sin embargo, pese a que la mayoría de los resultados obtenidos hacen referencia a las tendencias y modificaciones observadas en las temperaturas, en lo que respecta a la precipitación, no se ha detectado todavía la evidencia de un cambio antropogénico claro y general. Además, saber cuál será la tendencia futura de esta variable y en qué áreas variará con una mayor evidencia se encuentra todavía en un punto de incertidumbre. Es por ello que indagar en los estudios sobre la variabilidad de la precipitación es de capital importancia a la hora de poder diferenciar dónde acaba la variabilidad natural y comienza el propio cambio en la distribución y cantidades acumuladas de la lluvia, permitiendo la diferenciación entre el forzamiento natural y el antropogénico. Es evidente entonces la importancia que adquieren los estudios sobre la irregularidad temporal de la precipitación en la España peninsular y el archipiélago balear.

1.3. *La importancia de la precipitación en el sistema climático*

La preocupación por el cambio climático ha generado la necesidad de información precisa sobre la distribución de las precipitaciones en el espacio y el tiempo, para la evaluación de modelos climáticos, para el análisis del cambio climático observado en comparación con la variabilidad natural, y para la generación de escenarios para los estudios de impacto del cambio climático. La información también es importante para comprender el equilibrio hidrológico en una escala global. El calor latente liberado al condensarse en nubes es una importante fuente de energía en la atmósfera, y el conocimiento de la distribución de la precipitación ayuda a mejorar los modelos meteorológicos y climáticos (Strangeways, 2007).

La precipitación es uno de los factores que se usan para definir el clima que más importancia posee de manera general, y sobre todo en el territorio que se estudia en esta tesis doctoral, debido en gran medida a su escasa cantidad acumulada en gran parte del territorio y a su elevada variabilidad temporal y espacial. Tradicionalmente, el territorio peninsular del estado español se ha dividido en tres regiones en función del total pluviométrico acumulado: al norte y noroeste se encuentra la España lluviosa, la España árida en el sureste peninsular, y la España seca entre ambas regiones.

Efectivamente, el contraste es significativo, ya que de un extremo a otro de la teórica diagonal trazada entre la región gallega, muy húmeda, con una media anual de precipitación acumulada que supera los 1000 mm de manera general y en algunos puntos se alcanzan los 2500 mm, y la región almeriense del Cabo de Gata, punto más seco de la Europa continental con cantidades que varían entre los 125 y los 150 mm, la variación es notable. En este mismo sentido, la pluviometría de gran parte del territorio se caracteriza por tener una gran variabilidad interanual; además, en la península ibérica no existe una estación lluviosa general, ni tampoco una seca, ya que es extraordinaria la variedad de regímenes pluviométricos estacionales, aunque en la mayoría del territorio, la estación en la que se acumula menos lluvia sea el verano (de Luis *et al.*, 2010; Martín-Vide, 2011).

Justificación del estudio

Sin embargo, esta realidad no acaba aquí, y es que, de la región árida del sureste peninsular se dice coloquialmente que “no sabe llover”, para referirse a un fenómeno que no por violento deja de ser infrecuente. Y es que en esta región es relativamente habitual que se den precipitaciones de alta intensidad horaria, pudiendo acumular fácilmente entre 25 y 50 mm en una hora (Gil Olcina, 2009).

Este tipo de episodios desembocan frecuentemente en importantes inundaciones, con graves daños materiales y humanos. Suelen ocurrir con mayor frecuencia en los meses tardo-estivales y otoñales en las zonas litorales y prelitorales del litoral mediterráneo. En estos episodios, la contribución porcentual de los días más lluviosos a los totales anuales es considerable (Martín-Vide, 2004).

Esta realidad es igualmente relevante para los episodios de escasez de precipitación, aquellos en los que existe una carencia pluviométrica de manera temporal con un carácter más o menos persistente. Es, por supuesto, un riesgo natural para una sociedad cada vez más demandante de recursos hídricos, y que se caracteriza por ser un peligro natural que puede afectar a cualquier región de la Península Ibérica, incluso a aquellas que se caracterizan por tener unos climas con precipitaciones abundantes.

A escala regional o local, el clima es tanto o más variable que si lo comparamos con la escala hemisférica o global. Dentro de la Península Ibérica es posible encontrar una compleja variedad climática en función de numerosos factores, como son la variada topografía, relieves abruptos y variados con importantes cadenas montañosas, amplias mesetas y franjas litorales, y la situación geográfica, considerando la ubicación de la península entre las zonas litorales y templadas, y el encontrarse al este de un océano y al oeste de un gran mar interior que altera enormemente el paso de las masas de aire que le afectan, como es el Mediterráneo.

Por todos estos factores, cobran especial relevancia los estudios de la variabilidad de la precipitación en la España peninsular, porque se trata, no únicamente de una variable más del sistema climático, sino también de un recurso con enormes implicaciones en el aparato productivo, y porque, bajo esta escala de trabajo, son numerosos los factores que intervienen, y, por tanto, modifican el reparto de las precipitaciones a nivel peninsular. No son, ni mucho menos, escasos, los estudios que se han llevado a cabo siguiendo esta temática, y es que los trabajos

sobre la irregular distribución de la precipitación a escala peninsular han estado a la orden del día en las últimas décadas (Estrela *et al.*, 2009; Grimalt *et al.*, 2006; López Díaz, 1999; Martín-Vide *et al.*, 2001; Martín-Vide, 2004; Meseguer-Ruiz y Martín-Vide, 2012; Meseguer-Ruiz y Martín-Vide, 2014; Millán *et al.*, 2005; Rodríguez *et al.*, 1999; Rodríguez-Puebla *et al.*, 2006; Saladié *et al.*, 2006) mediante el estudio de diferentes índices estadísticos que sean representativos de una mayor o menor irregularidad temporal de la precipitación a diversas escalas. Estos estudios se llevan a cabo mediante el análisis de cómo se reparten las precipitaciones a lo largo del año, ya sea año a año o de manera promediada, o también a partir de diferentes indicadores de irregularidad o disparidad temporal, como son el Índice de Concentración (CI), el Índice de Disparidad Consecutiva (S), la Entropía (H), el Coeficiente de Variación (CV), el Índice de Persistencia (P_{11}) o la Dimensión Fractal (D).

CAPÍTULO 2:
LA NATURALEZA FRACTAL DE LA
PRECIPITACIÓN

La naturaleza fractal de la precipitación.

LA NATURALEZA FRACTAL DE LA PRECIPITACIÓN. ASPECTOS METODOLÓGICOS

2.1. La variabilidad temporal de la precipitación

Tal y como se ha dicho en el capítulo anterior, la variabilidad del sistema climático en general, y de las variables atmosféricas en particular, es notable, a cualquier escala temporal que se considere. Esto es así para todas las variables climáticas, independientemente de la existencia o no de tendencias en su comportamiento cronológico.

En la Península Ibérica, por su posición particular entre un océano y un mar interior, y en la zona fronteriza entre las zonas dominadas por los anticiclones subtropicales, al sur, y las borrascas polares, al norte, la variable que muestra una mayor dispersión en sus registros es la precipitación, tanto en las cantidades acumuladas como en el reparto temporal de la misma, lo que la hace ser un interesante objeto de estudio, como así lo confirma el gran número de trabajos que se han llevado a cabo.

El Mar Mediterráneo ocupa una extensa área de aproximadamente 2,5 millones de kilómetros cuadrados entre Europa y África; y tiene únicamente una restringida comunicación con el océano Atlántico a través del Estrecho de Gibraltar. A su vez, se subdivide en dos sub-cuencas, el Mediterráneo oriental y el Mediterráneo occidental, que se comunican a través del canal de Sicilia. Por sus relativas pequeñas dimensiones, su localización geográfica y por apenas tener salida al mar, el mar Mediterráneo es muy sensible y responde rápidamente a forzamientos atmosféricos y/o a influencias antropogénicas. El crecimiento demográfico, el cambio climático y la sobreexplotación del medio están ejerciendo una presión excepcional en el entorno mediterráneo y en sus ecosistemas y recursos. Además, se trata de una región donde los procesos oceánicos también tienen lugar, pero en unas dimensiones mucho menores que las que allí acontecen, como la formación de aguas profundas, que contribuyen a mantener una célula de circulación termohalina de dimensiones igual a las sub-cuencas, tal y como ocurre

en el cinturón planetario a nivel oceánico (Schroeder *et al.*, 2012). Esta realidad influye fuertemente en dotar a la región mediterránea de una fuerte personalidad climática, como se verá a continuación.

Si se tiene en consideración la precipitación acumulada año a año, la evidencia es máxima. Tomando como referencia el observatorio de Gibraltar, en el extremo sur de la Península Ibérica, uno de los más antiguos a nivel peninsular, que remonta sus datos a finales del siglo XVIII, es posible encontrar registros anuales próximos a los 2000 mm a mediados del XIX, frente a poco más de 350 mm a principios de la década de los 80 del siglo pasado (Figura 2.1). Es evidente la enorme variabilidad interanual del total de precipitación acumulada a lo largo de la serie, en la que el año más lluvioso totalizó más de cinco veces la precipitación del año más seco (Martín-Vide, 2008; Moreno y Martín-Vide, 1986; Wheeler y Martín-Vide, 1992). Otras muchas regiones en la Península Ibérica presentan una variabilidad similar a la que aquí se ha hecho mención, sobre todo en el sur y sureste peninsular, mientras que en los puntos más septentrionales, la variabilidad no presenta unos cambios tan acusados.

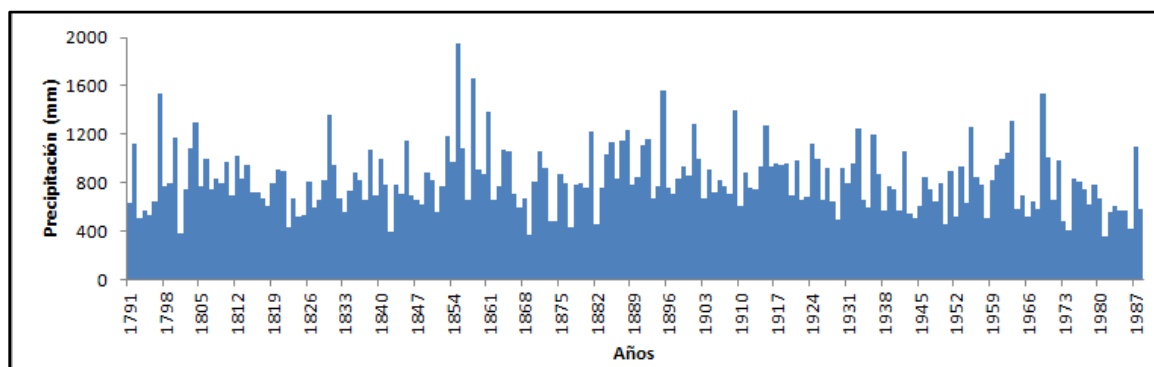


Figura 2.1. Precipitación anual acumulada en Gibraltar entre 1791 y 1988 (Elaboración propia a partir de Moreno y Martín-Vide, 1986)

Pero esta dispersión no queda únicamente plasmada en un mismo punto a lo largo de los años, sino que a nivel espacial, y considerando la distribución estacional de la precipitación, es posible obtener una gran variedad de regímenes pluviométricos estacionales en España. Así, en las vertientes atlántica, cantábrica y surmediterránea, el máximo de precipitación se acumula en los meses invernales, encontrándose el mínimo en verano. Por el contrario, en algunas zonas de

La naturaleza fractal de la precipitación.

montaña, como son el Pirineo catalán y un sector de la Cordillera Ibérica (Jiloca-Guadalaviar), el máximo se da en verano y el mínimo en invierno. En la vertiente mediterránea oriental y en el archipiélago balear, el máximo se da en otoño, y en el interior peninsular, el máximo se da en primavera (Martín-Vide y Estrada Mateu, 1998).

Si se estudia la distribución de la precipitación a nivel diario, considerando el peso de los días con precipitaciones abundantes respecto al total a través del Índice de Concentración (Martín-Vide, 2004; Sánchez-Lorenzo y Martín-Vide, 2006; Cortesi *et al.*, 2012), se aprecia un marcado gradiente longitudinal, mediante el cual, en la fachada oriental peninsular, el 25% de los días lluviosos acumula el 70% o más del total anual de la precipitación, muy diferente del resto del país, que presenta unos totales diarios más regulares. Los valores más extremos, correspondientes a un CI más elevado, se dan al sur del Golfo de Valencia, que es al mismo tiempo la región con la mayor intensidad pluviométrica horaria y diaria de España (Figura 2.2).

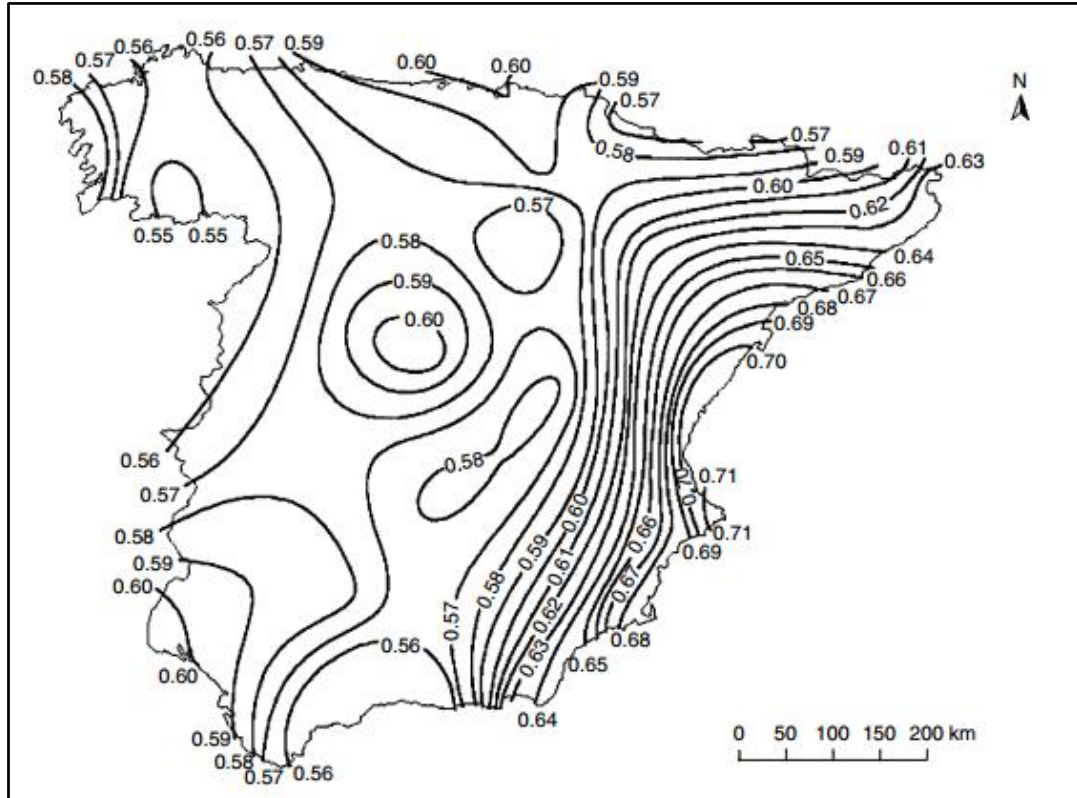


Figura 2.2. Mapa de isopletas del CI (Martín-Vide, 2004)

Sinópticamente, algunas de estas situaciones de precipitación de alta intensidad horaria corresponden a unas condiciones de inestabilidad atmosférica, no aparente en superficie, pero que sí son muy evidentes en la topografía de 500 hPa. En ellas aparece un embolsamiento de aire frío, que, añadido a unas condiciones en superficie de una elevada humedad relativa, y con un mar Mediterráneo muy cálido (alrededor de los 28° C) en los meses finales del verano y del principio del otoño, provocan una exageración del gradiente térmico vertical que favorece los ascensos violentos de las masas de aire superficiales. Estas, al enfriarse, provocan una condensación rápida de la humedad contenida lo que se traduce en unas precipitaciones copiosas con una elevadísima intensidad horaria. Tal es el caso que se dio en la ciudad de Alicante, en el litoral mediterráneo, el 30 de septiembre de 1997, en el que se recogieron más de 270 mm en menos de 6 horas.

Surge entonces el doble interés de conocer cuáles son los mecanismos de teleconexiones y sinópticos que afectan a la región del Mediterráneo en general y a la Península Ibérica en particular, en relación con la precipitación y su estructura temporal. En primer lugar, y retomando lo que se ha comentado en el capítulo anterior, conviene presentar qué patrones son los que afectan en mayor medida el área estudiada. Las variaciones en el tiempo y en el clima se organizan según patrones de escala continental que se hacen evidentes en una variable determinada, concretamente la presión atmosférica reducida a nivel del mar. Estos patrones se describen a menudo a través de mapas en cuyas áreas se muestran las correlaciones (Figura 2.3). Por su naturaleza empírica, pueden clasificarse según el área a la que afectan, que, por regla general, suele ser de varios millones de kilómetros cuadrados. También pueden afectar a diferentes escalas temporales. La existencia, localización y características de estos patrones se puede relacionar con influencias dinámicas y termodinámicas. Así, además de la NAO, la MO y la WeMO, otras teleconexiones afectan a la región mediterránea y, por lo tanto, a la Península Ibérica. Además de las que ya se han comentado, también intervienen en esta región el patrón del Atlántico Este (EA) o el patrón Escandinavo (SCAND).

La naturaleza fractal de la precipitación.

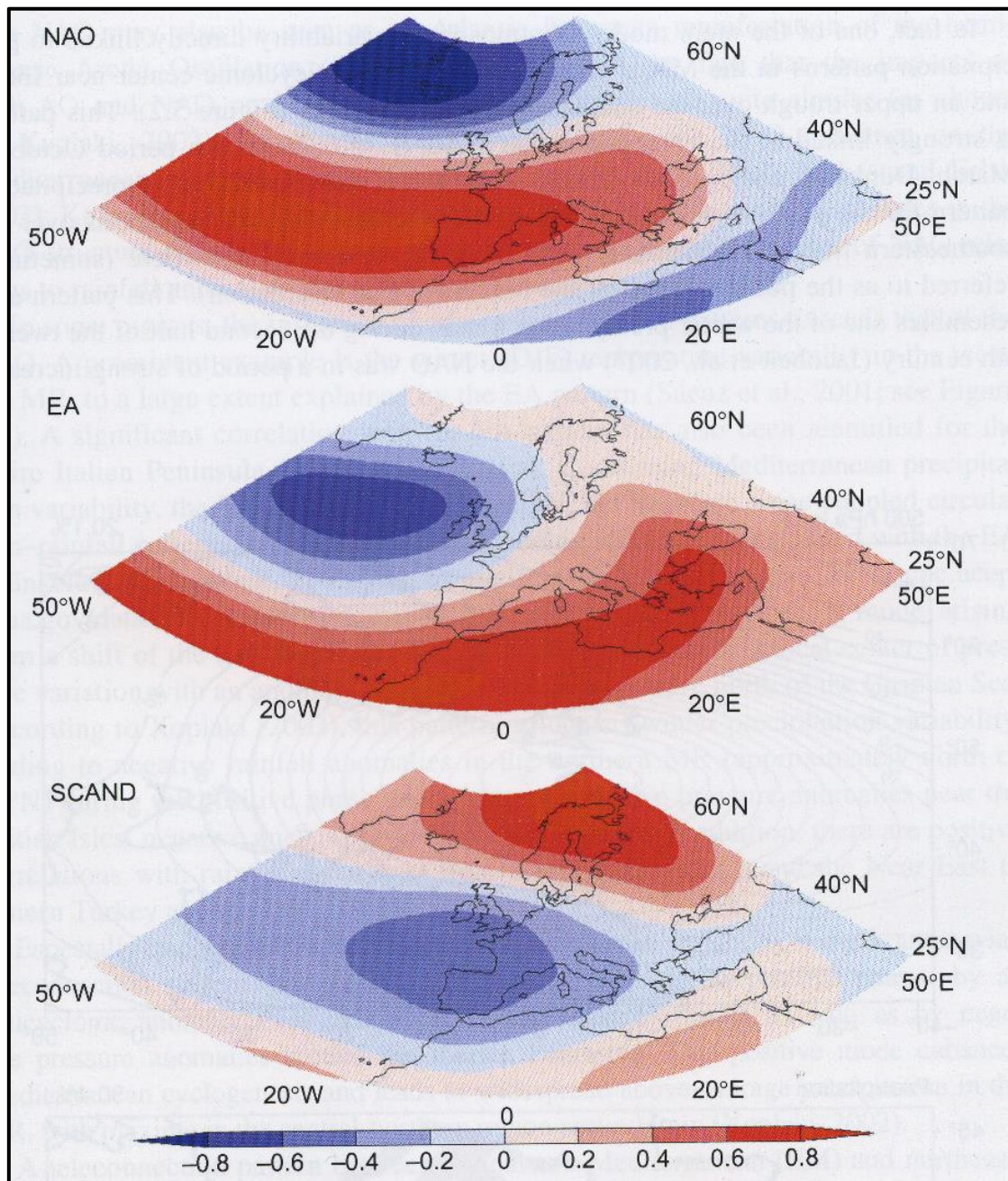


Figura 2.3. Tres patrones de teleconexión relevantes para la variabilidad climática durante el invierno en el Mediterráneo, y su valor de la r de Pearson respecto a la precipitación (Extraído de Lionello, 2012)

Conviene explicar cómo influyen estos patrones en la pluviometría de la región mediterránea, y es que la influencia es notable y variada. Así, la NAO se asocia a la variabilidad climática de la región mediterránea, más importante todavía en el caso de la precipitación, ya que lleva asociados cambios en la actividad de las borrascas atlánticas: la fase positiva de la NAO comporta en el área

mediterránea del área de estudio de la tesis anomalías negativas de precipitación, y la fase negativa, precipitaciones superiores a las normales, por lo que la correlación entre el índice NAO y la precipitación en buena parte de la Península Ibérica, excluyendo la franja septentrional, no mediterránea, es negativa.

Por el contrario, cuando la NAO se encuentra en su fase negativa, ésta lleva asociadas precipitaciones en el sur de la región mediterránea, que afectan en gran medida a la mitad occidental de la Península Ibérica, y que se asocian al paso de borrascas que provienen del Atlántico con dirección oeste-este. La NAO también puede verse como la manifestación atlántica-europea de la Oscilación del Ártico (AO), ya que los impactos de la AO y de la NAO en la región mediterránea son muy similares (Xoplaki, 2002). En determinadas regiones, la influencia de otros patrones de teleconexión es mayor que la de la NAO en épocas del año concretas, como ocurre con la EA, que provoca anomalías positivas de precipitación en su fase positiva en el Mediterráneo oriental y anomalías negativas en el norte de la región. La fase positiva del SCAND en invierno lleva asociada altas presiones en la parte occidental de Rusia y bajas presiones sobre la Península Ibérica, que favorece la ciclogénesis mediterránea, aumentando las precipitaciones en la región del Mediterráneo, con un máximo al norte de Italia. La WeMO presenta, en el mes de enero, una mejor correlación con la precipitación en el litoral mediterráneo de la Península Ibérica que la que proporciona la NAO, y es que durante la fase negativa de esta teleconexión las precipitaciones que se acumulan en el levante ibérico suelen ser de considerable magnitud (Martín-Vide y López-Bustins, 2006; Izquierdo *et al.*, 2014).

Es también necesario, en segundo lugar, conocer los mecanismos sinópticos que intervienen en este tipo de situaciones, aplicando una clasificación automática que tenga en cuenta la presión atmosférica superficial. Una de las que mejor se adapta a dicho cometido es la que se presentó a mediados de la década de los setenta del siglo pasado y que lleva el nombre de los dos autores que la aplicaron por primera vez a las Islas Británicas, Jenkinson & Collison (El-Dessouky y Jenkinson, 1975; Jenkinson y Collison, 1977). Esta clasificación adopta, como variable, y como se verá más adelante, la presión atmosférica en superficie en varios puntos de una malla y a partir de ella es capaz de definir diferentes tipos sinópticos asimilables a los propuestos por Lamb (1972).

La naturaleza fractal de la precipitación.

En los últimos años, varios son los trabajos que han aplicado la metodología de Jenkinson & Collison, en adelante J&C, a varias áreas de estudio, entre ellas la Península Ibérica (Grimalt *et al.*, 2013; Martín-Vide, 2002; Spellman, 2000; Trigo y DaCamara, 2000), si bien no es la única clasificación sinóptica que se ha aplicado en este territorio (Rasilla Álvarez, 2003), y a diversas regiones del mundo fuera de los ámbitos intertropical y polar, como es el caso de Escandinavia, Centroeuropa, Estados Unidos o Chile (Linderson 2001; Pepin *et al.*, 2011; Post *et al.*, 2002; Sarricolea Espinoza *et al.*, 2014; Stehlík, 2001; Tang *et al.*, 2009).

A menudo, la clasificación de J&C se ha utilizado para caracterizar de manera sinóptica las variaciones de diferentes variables climáticas, siendo la temperatura, la precipitación y el viento las más estudiadas (Goodess y Jones, 2002; Meseguer-Ruiz, 2011; Osborn *et al.*, 1999; Sarricolea Espinoza *et al.*, 2011), aunque también es utilizada en modelización climática, a la hora de analizar campos de presión y depósito de polvo mineral simulado (Demuzere y Werner, 2006).

Sin embargo, siempre que se ha tratado de poner en relación la variable precipitación con unas determinadas situaciones sinópticas, a lo que se ha llegado ha sido a establecer, por ejemplo, bajo qué condiciones se acumulaba una mayor cantidad de precipitación, o bien bajo qué situaciones aparecen en mayor medida condiciones de precipitación más persistentes. Sin embargo, queda por poner en relación la Climatología sinóptica con una buena resolución temporal (4 veces al día, cada 6 horas) con algunos indicadores de regularidad o irregularidad temporal de la precipitación, con el fin de dotar de coherencia climática y geográfica a estos resultados.

2.2. *Los fractales como base de estudio*

Fractal es una palabra inventada por Benoît Mandelbrot (1976) para reunir una clase de objetos que han desempeñado un papel histórico en el desarrollo de la Matemática del último tercio del siglo XX. Las formas y las estructuras geométricas regulares de Euclides y sus dimensiones naturales dan paso a formas

nuevas, complejas, pero en las que subyace una regularidad escalar con dimensiones fraccionarias.

El concepto de fractal se utiliza para hacer referencia a objetos demasiado irregulares como para ser descritos según la geometría tradicional, pero que tienen la importante propiedad de ser invariantes por cambio de escala. La geometría fractal (Mandelbrot, 1976) es una extensión de la geometría clásica y engloba la descripción, la clasificación y el análisis de subespacios geoméricamente “complicados”. Generalmente, la estructura y organización de un conjunto fractal no hace posible especificar donde -en lenguaje llano- se sitúa cada punto que lo compone. Por ello debe definirse alguna relación entre las diversas estructuras observadas en el mismo para varios niveles de resolución. Esta relación se formula cuantitativamente mediante el concepto de dimensión fractal, que describe el comportamiento escalar de las estructuras fractales.

Al igual que sucede con los objetos fractales, los procesos y sistemas invariantes por cambio de escala no poseen una escala que los caracterice. Teniendo esto en cuenta, un proceso fractal es aquel en el que el mismo proceso elemental tiene lugar a distintas escalas, es decir, en el que una parte reproduce el todo. Para el intervalo de escalas analizadas, los estadísticos del proceso siguen leyes potenciales caracterizadas por sus exponentes. La relación entre los estadísticos para las diferentes escalas consistirá simplemente en cocientes de escala.

A modo de generalización, las dimensiones fractales, al contrario que las dimensiones corrientes o euclídeas, que son siempre números enteros no negativos (0 para el caso de un punto, 1 para una recta, 2 para un plano, 3 para un espacio en tres dimensiones, etc.), pueden presentar un valor real no negativo. Para obtener una imagen más clara de esto, supongamos un punto que se desplaza sobre un plano describiendo un movimiento browniano, es decir, un movimiento aleatorio que tienda a completar o rellenar paulatinamente dicho plano. En un principio, su dimensión será 0, pero en el mismo instante en el que empiece a describir dicho movimiento, su dimensión fractal pasará a ser 1, e inmediatamente después, empezará a aumentar los decimales, pero sin llegar a dos, ya que no completará dicho plano.

La naturaleza fractal de la precipitación.

Son numerosos los objetos fractales que se pueden encontrar en la naturaleza, pudiendo ir desde la sencillez y el detalle de un copo de nieve o de una hoja de helecho, hasta la grandiosidad y majestuosidad de un relámpago en el cielo o de una red fluvial compleja encajada entre montañas (Figura 2.4).

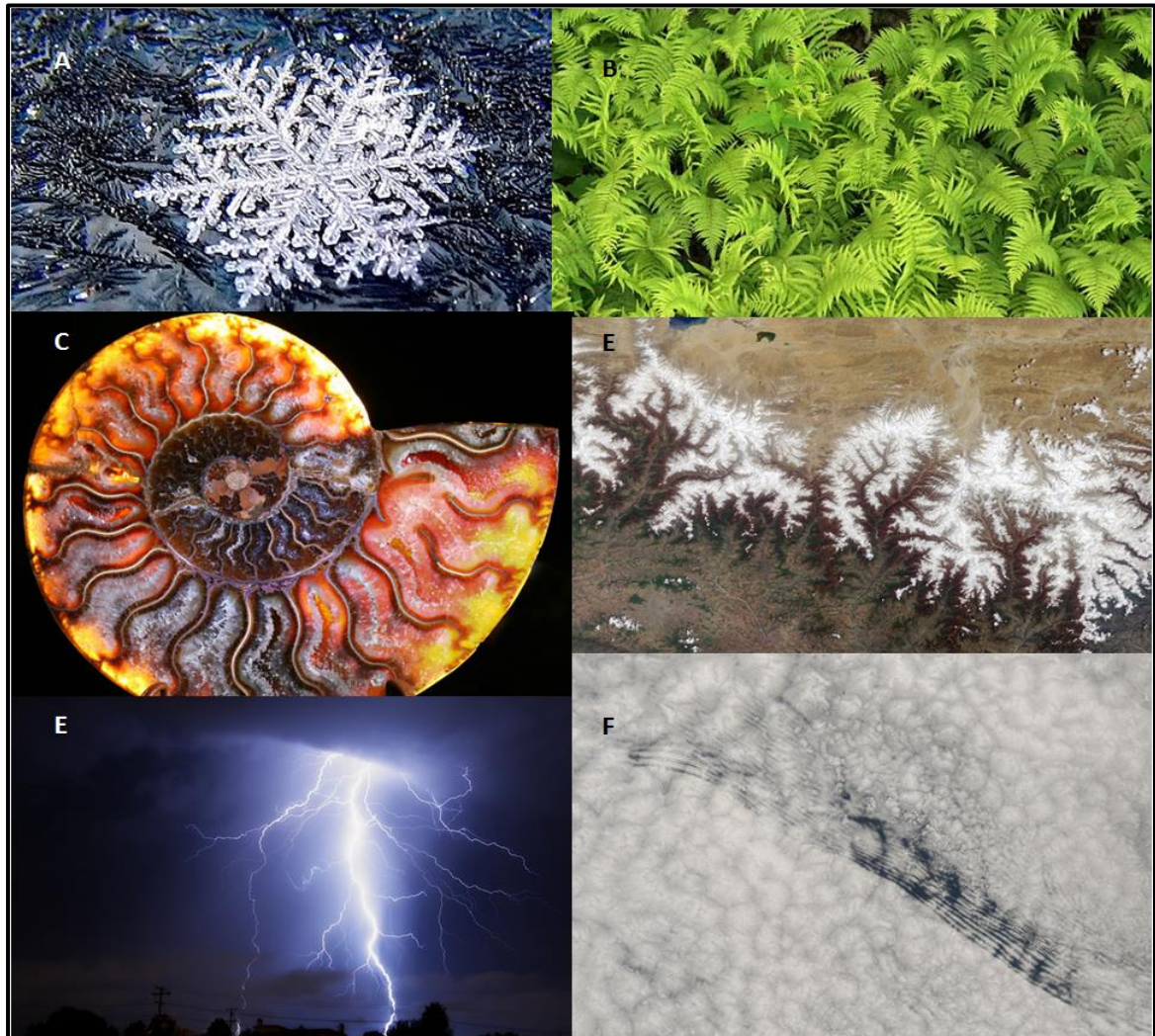


Figura 2.4. Algunos objetos fractales frecuentes en la naturaleza (Elaboración propia a partir de: <http://www.wired.com/>)

Tal y como puede verse, una parte del copo de nieve que se ve en la imagen (A) representa en gran medida el conjunto del copo mismo. Lo mismo puede afirmarse de las hojas de los helechos que aparecen en la imagen (B), donde cada una de ellas es, si se amplía la escala, el equivalente a una planta en sí misma en el conjunto de la fotografía. Extintos hace 65 millones de años, los amonites (C)

fueron cefalópodos marinos que construyen conchas de caracol con cámaras independientes en su interior. Las paredes entre estas cámaras eran curvas complejas fractales. El patrón resultante de la actividad tectónica planetaria que se refleja en las cordilleras montañosas (D) también es un fractal; y lo mismo ocurre con el camino seguido por un relámpago (E) en el momento en el que se da una tormenta con aparato eléctrico. Por último, las nubes (G) son quizá el objeto fractal más observado y del cual menos consciencia hay de su naturaleza.

Así pues, la geometría fractal y la dimensión fractal (como una dimensión no entera), es bien conocida como una herramienta valiosa que permite describir la forma de los objetos, y que ha ganado una amplia popularidad en muchos campos de las ciencias naturales incluyendo la Geografía, la Ecología o las nuevas tecnologías aplicadas a la información geográfica (Batty y Longley, 1994; Goodchild, 1980; Goodchild y Mark, 1987; Hastings y Sugihara, 1994; Kitchin y Thrift, 2009; Peitgen *et al.*, 1992).

2.2.1. Los fractales en los estudios de Geografía

Los postulados de la geometría fractal han sido utilizados en la disciplina geográfica desde hace más de tres décadas. Fue introducida para medir la longitud de líneas costeras de las Islas Británicas (Mandelbrot, 1967), y, posteriormente, su uso se ha dispersado de manera prolífica a multitud de estudios en topografía. Una serie de algoritmos matemáticos están ahora disponibles para determinar la dimensión fractal para entidades lineales y de área. Un examen detallado de la bibliografía muestra que no todas las características topográficas son fractales en todas las escalas estudiadas. Si bien la naturaleza de algunos fenómenos multifractales geográficos ha sido explorada en gran profundidad, no queda completamente entendido por qué algunos terrenos son mejores modelados con la geometría fractal que otros.

Desde que el concepto fractal se introdujo para medir la longitud de costa en determinados lugares, el análisis fractal se ha aplicado prolíficamente a muchos estudios topográficos. El análisis fractal se ha utilizado con éxito para medir y caracterizar rasgos lineales irregulares como las costas, para describir y caracterizar las formas terrestres, y para regionalizar espacios estadísticamente según la forma de relieve. Sin embargo, no todas las características topográficas son fractales en

La naturaleza fractal de la precipitación.

todas las escalas estudiadas. El análisis fractal también se puede utilizar para producir simulaciones de terreno con una dimensión conocida. Estos estudios demuestran que no siempre se vinculan las dimensiones fractales de los procesos geomorfológicos subyacentes que aparecen implicados en el sistema (Gao y Xia, 1996).

Así, los problemas para estimar las características de área, longitud y puntos están aumentando promovidos en gran medida por el creciente interés en la captura digital, el procesamiento y el almacenamiento de datos geográficamente referenciados. Por lo tanto, numerosos inconvenientes aparecen a la hora de llevar a cabo composiciones de imágenes de satélite o de fotografías aéreas que han sido tomadas a diferentes altitudes o con diferente resolución, y para lo que se hace necesario la implementación de modelos matemáticos en torno a un Sistema de Información Geográfica (GIS) en el cual intervienen de manera activa los fractales (Tuček *et al.*, 2011).

De esta manera, en las cuencas hidrológicas, a modo de ejemplo aplicado, se reproducen de manera fidedigna los principios más importantes de los objetos fractales, como la auto-similitud y la auto-afinidad. Así, numerosos elementos como la longitud de la red fluvial, el número de ramales, el coeficiente de bifurcación, la densidad de ramales por unidad de drenaje, el perímetro y el área de la propia cuenca, etc., pueden ser tratados como aplicaciones en los estudios de matemática fractal. Los resultados que se obtienen proveen información sobre el conocimiento de las características hidrológicas del área en cuestión (Cheng *et al.*, 2001). Los trabajos que versan sobre la medición precisa de la longitud de las costas son los estudios que más abundan, arrojando resultados tan interesantes como que la longitud de una costa concreta variará en mayor o menor medida en función de la dimensión fractal de la misma, considerando la medición de la misma en función de cartografía a diferentes escalas (Martín-Vide, 1992; Zhu y Wang, 2002).

Como puede deducirse, el entorno conceptual que rodea a los fractales está íntimamente relacionado con el concepto espacial de escala, fundamental en Geografía, ya que a menudo se trata de integrar datos e información obtenidos a diferentes escalas. La disponibilidad de los GIS ha permitido un entorno apropiado que permite re-escalar datos previamente a la consecuente integración de los mismos en el sistema. Sin embargo, la escasez de herramientas apropiadas aparece

en primer lugar porque la naturaleza de la variación espacial de la información que interesa no siempre está bien analizada y entendida, y, específicamente, los patrones de dependencia espacial y su error son desconocidos. Estos dos patrones pueden ser representados y modelados utilizando aproximaciones geoestadísticas que proveen la posibilidad de re-escalar los datos espaciales (como los modelos de regresión múltiple de interpolación espacial). Este tipo de regularizaciones proporcionan información que permite, a menudo, describir los datos mejor que los datos mismos (Atkinson y Tate, 2004), como ocurre en numerosos modelos climáticos y mallas de reanálisis climática y meteorológica.

2.2.2. Los fractales en los estudios de Climatología

La metodología de análisis fractal también se ha aplicado desde hace algunas décadas a los estudios de carácter climático, y es que algunas de sus variables (temperatura, precipitación, presión atmosférica...) tienen un comportamiento fractal., hasta el punto de determinar la persistencia de estas variables y sus respectivas dependencias mutuas (Rehman, 2009).

A partir de las series de datos de las tres grandes componentes climáticas (temperatura, precipitación y presión atmosférica) y de la variabilidad de las mismas mes a mes y entre temporadas, es posible ver cómo los modelos climáticos regionales no son capaces de elaborar una buena predicción del clima local a escala estacional, ya que únicamente trabajan con cantidades promediadas. Así, aparecen hechos tan interesantes como que, en regiones como la India, las precipitaciones durante el monzón del suroeste se ven afectadas por la variabilidad de la temperatura y la presión del invierno anterior. En esta misma línea, otros índices de predicción que proponen incorporar los fractales son más fiables ya que consideran más dinámicas climáticas, con lo que se deduce que estos nuevos modelos mejoran los existentes en cuanto a modelos regionales se refiere (Rangarajan y Sant, 1997; Rangarajan y Sant, 2004).

El análisis de rangos redimensionados de las temperaturas medias anuales en diferentes estaciones meteorológicas en Hungría ha demostrado que esta variable sigue un comportamiento fractal, tanto en escalas temporales que van de unos pocos años, a escalas que se acercan al milenio (Bodri, 1994). Estos análisis podrían indicar que la existencia de este comportamiento fractal es una

La naturaleza fractal de la precipitación.

característica de un cambio climático durante el período estudiado, ya que variaciones de los valores de la dimensión fractal en función de la escala temporal utilizada serían indicativos de comportamientos diferentes en diversas escalas.

En el mismo orden de cosas, que las teorías fractales puramente matemáticas juegan un papel importante en la modelización climática ha quedado de manifiesto no sólo a escala regional, como se ha explicado anteriormente, sino también a escala global (van Hateren, 2013). Los factores que afectan de manera más evidente a las temperaturas planetarias (respuesta a los ciclos solares, erupciones volcánicas de gran entidad, aumento de las concentraciones de gases de efecto invernadero y aerosoles en la atmósfera) se ajustan de manera apropiada a los predichos por los modelos creados a partir de introducir las teorías fractales.

Sin embargo, en los últimos años han aparecido nuevos aportes que proponen distintos procesos de análisis para discriminar entre el comportamiento temporal de los datos generados por los modelos climáticos y las observaciones climáticas reales recogidas por las redes de estaciones meteorológicas. Estos enfoques combinan el análisis de datos fractal y el seguimiento de los flujos de datos reales y de aquellos generados por modelos para detectar desviaciones en la correlación intrínseca entre las series de datos observados y los predichos por el modelo. Así, a partir de la comparación entre los valores estimados por modelos climáticos regionales y las correspondientes mediciones de datos registrados por los sensores de una red de observación se concluye que el enfoque fractal permite discriminar correctamente los datos, de lo que se desprende que todavía existe margen de mejora de los modelos de cambio climático, y que los conceptos basados en las teorías fractales pueden contribuir a ello (Nunes *et al.*, 2011; Nunes *et al.*, 2013).

En Paleoclimatología, el estudio de los sondeos o “cores” extraídos de los glaciares juega un papel fundamental a la hora de determinar cuál era el clima del planeta en el pasado (Pelletier, 1997; Valdez-Cepeda *et al.*, 2003). El análisis de las burbujas de aire confinadas en el hielo revela cuál era la composición química de la atmósfera en el momento en el que esa burbuja quedó prisionera, así como permite conocer bajo qué condiciones se formó el hielo a partir de su nivel de compactación. Esto último se determina estudiando la conductividad del hielo a un impulso eléctrico conocido, y se ha descubierto que ésta es invariante de escala en tres órdenes diferentes de magnitud en la profundidad del núcleo de hielo. Este

experimento llevado a cabo en la Antártida, a partir de un núcleo de hielo de 3.190 m de espesor, permite establecer conexiones climáticas entre los últimos 740.000 años, y, a partir del análisis fractal, suministrar información sobre la evolución de los ciclos glaciales (King, 2005). Estudios previos han relacionado la información obtenida a partir de núcleos de hielo de la Antártida con datos climáticos históricos obtenidos de los sedimentos marinos recogidos de las profundidades del mar (Raidl, 1996; Sahay y Sreenivasan, 1996). El análisis fractal de estos datos ya existentes aporta evidencias sobre las conexiones entre los datos climáticos de lugares geográficos muy distantes entre sí, como en Hungría (Bodri, 1994) o en la península de Kamchatka a partir de las erupciones volcánicas de origen explosivo de los últimos 10.000 años (Gusev *et al.*, 2003), o, a menor escala temporal, a partir de registros de sedimentos en llanuras aluviales en el valle del Po (Italia) (Mazzarella y Rapetti, 2004).

En definitiva, es evidente que la mayoría de usos que se les ha dado a los fractales en los estudios de Climatología se han concentrado en metodologías de predicción o proyección cuanto a modelos se refiere, y a la validación de los mismos, pero falta la aplicación de estos principios al comportamiento puramente dinámico del sistema climático, pero no por ello, inexistente, tal y como se analizará a continuación.

2.2.3. Los fractales en los estudios de precipitación

Por la propia definición de un objeto fractal, es fácil inclinarse a pensar que la aplicación de los postulados de Mandelbrot ha discurrido por la distribución espacial de la misma siguiendo patrones que se ajustarían a objetos fractales, incluso se ha planteado directamente la pregunta de si efectivamente es posible realizar una aproximación fractal a la misma (Sivakumar, 2001).

De esta manera, son varios los estudios que se han basado en la geometría fractal de los campos de lluvia que se desprenden de los análisis de las imágenes de radar, capaces de enseñar, con gran detalle, la localización y la intensidad de la precipitación instantánea (Figura 2.5), así como elaborar simulaciones. Estas simulaciones llevadas a cabo muestran que estos procesos siguen una jerarquía escalar que se ajusta a los modelos fractales. La rica morfología de los campos de lluvia y su consiguiente relación estadística ejemplifican el poder de modelos

La naturaleza fractal de la precipitación.

fractales simples para generar estructuras fractales complejas (Lovejoy y Mandelbrot, 1985).

Muchos sistemas físicos en los que interactúan estructuras que abarcan amplias áreas implican a menudo sustanciales subintervalos invariantes de escala. En estos regímenes, las grandes y pequeñas escalas están relacionadas por una operación que implica únicamente la relación de escala y en las cuales el sistema no tiene tamaño intrínseco característico. En la atmósfera, la gravedad provoca una estratificación diferencial, de modo que el cambio de escala implica nuevas dimensiones elípticas. Los campos que son extremadamente variables, tales como la lluvia, implican múltiples escalas y dimensiones que caracterizan a las regiones de intensidades crecientes. Un muestreo elíptico dimensional y un *box-counting* funcional se han utilizado para analizar los datos de lluvia de radar y así obtener las múltiples dimensiones del campo de lluvia (Lovejoy *et al.*, 1987, Kai *et al.*, 1989, Tchiguirinskaia *et al.*, 2012).

En este mismo orden de cosas, existen bases de datos de radares meteorológicos que proporcionan mapas de intensidad de lluvia en zonas con un periodo de muestreo de 2 a 15 minutos. Las series temporales de mapas de tasas de precipitación de dos dimensiones tienen una amplia aplicación en la simulación de dispersión de la lluvia y la atenuación de las señales de radio, si el período de muestreo es considerablemente más corto, es decir, del orden de 10 segundos o menos.

Sin embargo, la exploración de un gran radar a este ritmo es físicamente inviable. Se ha investigado un método estocástico numérico para interpolar la tasa de lluvia de series de tiempo a períodos de muestreo más cortos. El método propuesto es aplicable a la interpolación temporal de radar derivada de mapas de intensidad de lluvia y se basa en las propiedades de fractalidad escalar medidas experimentalmente a partir del registro de la intensidad de lluvia en diversas series temporales, pero cuando se quiere determinar los campos de precipitación más allá de 20 minutos, el modelo se comporta de manera errática (Paulson, 2004).

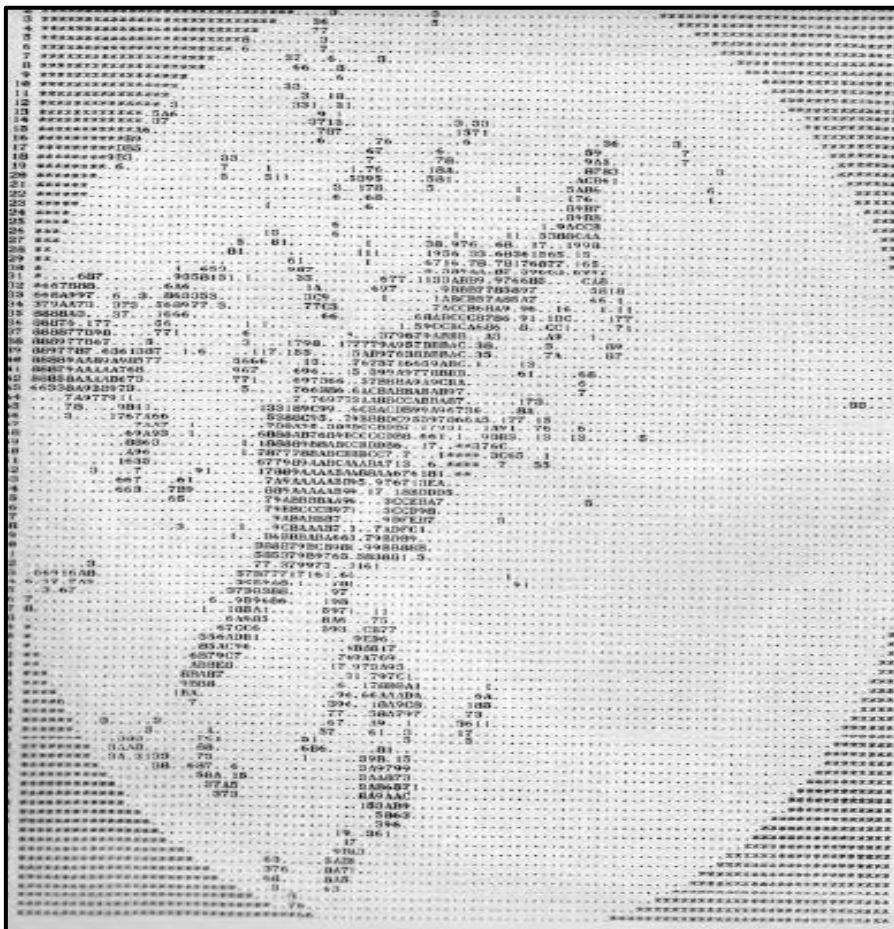


Figura 2.5. La distribución espacial de la precipitación, y su intensidad, utilizada para la determinación de comportamientos fractales (Ejemplo extraído de Lovejoy y Mandelbrot, 1985).

Debido a esta enorme complejidad, derivada de la extrema variabilidad de las precipitaciones en grandes rangos de escalas espaciotemporales, es necesario considerar sustitutos de la lluvia para poder interpolar, como son las reflectividades del radar. Dado que la precipitación y las nubes se acoplan fuertemente de una manera no lineal, la invariancia de escala no siempre se cumple (Lovejoy y Schertzer, 2006).

En esta misma línea, el estudio de la lluvia en una escala de detalle, el conocido *downscaling*, es de capital importancia en la hidrología moderna, sobre todo por la necesidad de desarrollar herramientas prácticas para la posible generación de escenarios de precipitaciones en hidrología urbana. El desarrollo de la tecnología radar junto con la implementación de modelos mesoscales han constituido un gran avance en este campo, pero con la problemática de que estos

La naturaleza fractal de la precipitación.

modelos no permiten el conocimiento del comportamiento de la lluvia en una escala de interés para los estudios de precipitación-escorrentía a nivel más local. La posibilidad de mejorar los modelos se ha basado en las propiedades isotrópicas y de homogeneidad estadística de auto-similitud, es decir, fractal (Licznar y Deidda, 2014; Licznar *et al.*, 2014). Determinados episodios de precipitación intensa, las lluvias convectivas de verano, han conseguido modelizarse con éxito siguiendo estos principios, lo que ha supuesto grandes avances, llegando a calcularse en este tipo de fenómenos la velocidad de advección, para lo que se necesita utilizar modelos fractales, lo que ha permitido suplir las deficiencias técnicas intrínsecas de los modelos de seguimiento (Deidda, 2000).

Sin embargo, la realidad es que el comportamiento espacial de la precipitación se ajusta más a una función multifractal que a un objeto fractal propiamente dicho. Esto quiere decir que se admite el paso de un objeto fractal, que ya se ha explicado anteriormente, que permanece invariante por cambio de escala, y que son caracterizados principalmente por un número, a un tipo de objetos que son caracterizados básicamente por una función, que es una distribución de probabilidad límite que se ha trazado de manera adecuada, con escalas logarítmicas dobles (Mandelbrot, 1989).

El descubrimiento de estas nuevas realidades ha permitido avances en modelos de precipitación que han mejorado notablemente los existentes (Chou, 2003), llegando a simular campos de lluvia siguiendo la propiedad de multifractalidad, lo que certifica la invariancia por cambio de escala de este fenómeno. Han quedado, pues, ampliamente demostradas las propiedades fractales de la distribución espacial y de cantidades acumuladas de la precipitación. Para seguir avanzando en este conocimiento, es primordial conocer si la distribución temporal de la precipitación sigue estos mismos principios.

2.3. La fractalidad temporal de la precipitación

Como se ha dicho anteriormente, los conceptos que se desprenden de la teoría fractal tienen una aplicación más intuitiva a la precipitación en su vertiente de la distribución espacial que no en la temporal, donde la visualización del

concepto es complicada por lo abstracto del mismo. Si bien cuando se hablaba de distribución espacial y fractales, de manera casi automática se puede pensar en que un campo de precipitación puede tener una forma fractal, y si se mira el detalle es posible comprobar que se representa una parte del todo, respetándose la auto-similitud, o la invariancia por cambio de escala, cuando se habla de fractalidad temporal de la precipitación, el concepto resulta más difícil de entender. En primer lugar, hay que partir de la base de que el cambio de escala pasa en este momento a determinar si se ha acumulado lluvia en diferentes intervalos temporales de una duración determinada, y ver si este comportamiento se repite en intervalos temporales de mayor y menor duración. La lluvia, al tratarse de un proceso hidrológico no lineal, exhibe una amplia variabilidad en un amplio rango de escalas temporales y espaciales. Las fuertes fluctuaciones de la precipitación hacen que sea difícil trabajar con ella a nivel instrumental y estadístico.

Los progresos llevados a cabo a través de la aplicación de las propiedades fractales de la precipitación a los modelos de predicción, junto con el ya conocido comportamiento horario de la precipitación, ha implementado nuevos modelos que permiten determinar con bastante precisión la cantidad de lluvia acumulada a nivel horario. En esta línea se ha desarrollado un estudio a partir de datos de precipitación de 18 estaciones en las proximidades de la ciudad de Tokio, medidos con una precisión de 1 mm, y se analizaron sus propiedades multifractales. Se formuló un modelo multifractal basado en las propiedades de escala de la distribución temporal de la intensidad de las lluvias para investigar las relaciones de distribución de intensidad en el régimen de la escala disponible. Aunque el análisis convencional no proporcionó resultados alentadores con estas mediciones, un enfoque alternativo que se podría aplicar a datos de lluvia de calidad y duración muy variables se utilizó para establecer una relación de escala entre la precipitación acumulada diaria y las intensidades de lluvia por hora. Varias propiedades de las series temporales de precipitación que son relevantes para el uso de los datos de lluvia en estudios hidrológicos de superficie fueron utilizadas para determinar, estadísticamente, el grado de acuerdo entre la serie horaria sintética y las precipitaciones horarios observadas (Pathirana, 2001; Pathirana *et al.*, 2003).

Siguiendo la misma línea de la implementación de modelos, multitud de ellos se han desarrollado en Hidrología a partir de las propiedades fractales de la

La naturaleza fractal de la precipitación.

distribución temporal y espacial de la precipitación (Zhou, 2004; Khan y Siddiqui, 2012). La utilidad de estos modelos de procesos hidrológicos de cuenca se incrementa considerablemente cuando pueden ser extrapolados a través de escalas espaciales y temporales. Este problema de la transferencia de escala, es decir, la descripción y la predicción de las características y los procesos a una escala diferente de aquella en el que se realizan las observaciones y mediciones, se ha convertido en el objeto de mucha investigación actual en Hidrología y otras áreas. La descripción cuantitativa del comportamiento de escala fractal de la escorrentía y de la morfometría de la red de microarroyos en las cuencas agrícolas no ha sido realizada todavía, mientras que cuando las cuencas ya son de notable entidad, las mismas leyes de Horton, empíricas, ya son de naturaleza fractal, y contribuyen al mejor entendimiento de lo que se observa y relaciona las partes de un sistema fluvial a un proceso de crecimiento (Strahler, 1977).

El análisis de la fractalidad temporal de la precipitación se usa a menudo para el estudio de las dinámicas climáticas que han afectado al planeta. Así, en algunos estudios se ha hallado la dimensión fractal de las curvas que representan los cambios en el nivel del mar junto con una dimensión fractal moderna a partir de registros anuales de precipitación, obteniendo que los cambios de nivel del mar durante los últimos 150.000 a 250.000 años presentan unas dimensiones fractales comparables a las obtenidas para la precipitación. Sin embargo, para períodos anteriores, los valores de la dimensión fractal de la precipitación calculados son bastante diferentes a aquellos que se deducen de los cambios de nivel del mar, por lo que cabría deducir que estos cambios estarían menos relacionados con la variabilidad climática y más con la tectónica de placas (Hsui *et al.*, 1993).

Efectivamente, este tipo de dinámicas se han identificado en estudios en la España peninsular a partir de series largas (noventa años) de precipitación acumulada anual, y su análisis revela que la distribución de esta variable se ajusta a una distribución fractal (Oñate Rubalcaba, 1997). Los valores obtenidos, con una media de 1,32 de dimensión fractal para todo el territorio, son del mismo orden de magnitud que las dimensiones fractales obtenidas a partir de otros registros macrometeorológicos y paleoclimáticos. La comparación de ambas escalas temporales sugiere que estos valores son característicos de un teórico cambio climático en todo el rango espectral de 10 a 1.000.000 años. Estos resultados contribuyen a la creación de una hipótesis válida para la interpolación de cambios

climáticos de una escala a otra y también en aplicaciones como el diseño de modelos de aplicación en Hidrología.

El cálculo de la dimensión fractal a nivel anual también puede servir para identificar tendencias, que después han de ser confirmadas con algún otro tipo de procedimiento (como el test de Mann Kendall), con el fin de determinar si en el futuro, según los diferentes escenarios de cambio climático, las cantidades acumuladas serán mayores o menores que las actuales. Tal es el caso que se ha estudiado en la provincia de La Pampa (Argentina), donde se ha confirmado que las proyecciones realizadas por el IPCC para esta región según los modelos, se ajustan a la realidad de los datos observados (Pérez *et al.*, 2009). Un estudio similar ha sido desarrollado en Venezuela (Amaro *et al.*, 2004) a partir de datos de diez estaciones meteorológicas con valores de precipitación anual, y que se ajustan a una distribución fractal. Con estos resultados es posible explicar cambios climáticos a diferentes escalas temporales en Venezuela.

El comportamiento fractal de la precipitación se observa en regiones climáticamente diferentes, tal y como ha demostrado Sivakumar (2000b). En este estudio se pone de manifiesto la importancia de los datos de precipitación de alta resolución para entender las complejidades de la dinámica de los procesos hidrológicos y describirlos de una manera sofisticada y precisa. El estudio investiga la idoneidad de la teoría fractal para comprender el comportamiento de lluvia y transformar datos de precipitación de una escala de tiempo a otro. El estudio, que emplea un enfoque multifractal, sigue la investigación llevada a cabo anteriormente por el autor (Sivakumar, 2000a) empleando un enfoque mono fractal en el que se obtuvo alguna indicación preliminar acerca de la posibilidad de la existencia de múltiples fractales. Los datos pluviométricos de tres resoluciones diferentes, cada seis horas, todos los días, y semanales, observados durante un período de 25 años en dos regiones climáticas diferentes: una región climática subtropical (Cuenca del río de la Hoja, Mississippi, EE.UU.); y una región de clima ecuatorial (Singapur) han sido analizados. La existencia de un comportamiento multifractal en los datos de precipitaciones se investigó mediante diferentes métodos. Los resultados obtenidos para los seis conjuntos de datos de precipitación diferentes considerados indican la existencia de un comportamiento multifractal de las precipitaciones observadas en la cuenca del Río de la Hoja y en Singapur, con un mayor apoyo a los resultados obtenidos con el enfoque mono

La naturaleza fractal de la precipitación.

fractal. La idoneidad de un marco multifractal para caracterizar el comportamiento de las precipitaciones observadas en las dos regiones climáticas anteriores, subtropical y ecuatorial, parece sugerir la conveniencia general de la teoría de fractales para la transformación de la precipitación de una escala de tiempo a otra.

En otras regiones del globo, como la península de Shandong, en China, donde el problema del acceso a unos recursos hídricos cada vez más escasos está en auge al tratarse de una de las zonas de mayor y más rápido desarrollo del gigante asiático, el conocimiento de las tendencias de las precipitaciones se presenta como un tema crucial en el desarrollo futuro. Durante las últimas cuatro décadas, los datos de precipitación mensuales y anuales de seis estaciones muestran, a partir de un análisis fractal y no lineal, que las precipitaciones en esta zona estaban disminuyendo, encontrándose dos regímenes de precipitación, con un cambio a partir de 1980, coincidiendo con las proyecciones de cambio climático en la zona (Rehman y Siddiqi, 2009; Gao y Hou, 2012).

En la misma línea de los modelos multifractales, también se han llevado a cabo aplicaciones a estudios en la Península Ibérica, para el caso de un observatorio en el sur de España, en Andalucía. En el observatorio de Córdoba, con una serie de datos de veinticuatro años y con escalas temporales que van desde 1 hora hasta seis meses, se realizó un estudio de la estructura temporal, encontrándose un buen ajuste a una función fractal para un intervalo de valores temporales bajos, demostrándose que el modelo multifractal universal resulta adecuado para describir estadísticamente la serie temporal de lluvia registrada en Córdoba (Dunkerley, 2008a; García-Marín *et al.*, 2008). Sin embargo, se ha demostrado que las precipitaciones extremas se ajustan a modelos más complejos todavía que los multifractales, ya que se ven afectadas por períodos limitantes, como duraciones muy cortas o períodos de retorno muy largos (Langousis *et al.*, 2009; Veneziano y Furcolo, 2002; Veneziano *et al.*, 2006).

En este tipo de estudios juega un papel determinante la resolución temporal con la que se trabaje, y es que el hecho de trabajar con datos horarios, por una parte, y con datos diarios, por otra parte, ya provoca cambios en los valores de las dimensiones fractales, también en parte por la influencia de la precipitación más característica de cada lugar (García Marín, 2007; López Lambraño, 2012). Además, este método permite la discriminación de mejores métodos de análisis para las frecuencias de la precipitación, coincidiendo con estudios mencionados

anteriormente (Gao y Hou, 2012), llegando incluso a poder definir el régimen de precipitaciones de una región concreta (Dunkerley, 2010; Kutiel y Trigo, 2014; Reiser y Kutiel, 2010).

Asimismo, la elección de una escala temporal de trabajo ha supuesto, en todos los estudios climatológicos en general, y en los de la precipitación en particular, numerosos problemas que los instrumentos de medición no siempre han permitido solucionar, y por lo tanto ha habido que recurrir a intervalos temporales de los registros derivados unos de otros (de Lima y Grasman, 1999; Dunkerley, 2008b; Kiely e Ivanova, 1999; Olsson y Niemczynowicz, 1996; Telesca *et al.*, 2007).

En la mayoría de los estudios sobre propiedades de escala en el proceso de precipitación, el comportamiento multifractal se ha investigado sin tener en cuenta los diferentes mecanismos de generación de lluvia involucrados. Sin embargo, se sabe que los procesos de lluvia están relacionados con ciertas escalas, determinadas por las características climatológicas, así como por características meteorológicas regionales y locales. Una de las implicaciones derivadas de estas correspondencias es la posibilidad de que los parámetros multifractales de la precipitación puedan depender del mecanismo de generación de la precipitación dominante. La aplicación de técnicas de análisis fractal se ha llevado a cabo a datos de lluvia registrados en el área metropolitana de Barcelona en el período 1994-2001, así como a una selección de eventos de lluvia sinópticos registrados en la misma ciudad en el período 1927-1992. Los parámetros multifractales obtenidos han sido significativamente diferentes en cada caso, lo que probablemente muestra la influencia de los mecanismos de generación de lluvia involucrados. Esta influencia se ha puesto de manifiesto también en el análisis de los efectos de la estacionalidad en el comportamiento multifractal de la lluvia en Barcelona (Rodríguez *et al.*, 2013).

La elección de la metodología para obtener el valor de la dimensión fractal de una serie temporal de precipitación también parece determinante (Breslin y Belward, 1999). Se lleva a cabo una comparación entre tres métodos para calcular la dimensión fractal: el *box-counting* y el análisis R/S de Hurst, siendo estos dos métodos los que mayor aceptación tienen, y un tercer método que utiliza “recubrimientos” a partir de intervalos de variación de la precipitación en lugar del clásico *box-counting*. Este último método presenta mejores resultados que los

La naturaleza fractal de la precipitación.

otros para el cálculo de las dimensiones fractales de series temporales de precipitación mensual en Queensland, Australia.

En otros ámbitos de la región mediterránea se han llevado a cabo trabajos en los que se ha determinado el valor de la dimensión fractal (Ghanmi *et al.*, 2013). En estos estudios se ha calculado la dimensión fractal para diversas series temporales a distinta resolución (5-minutal y diaria) con diversas duraciones entre ellas (2,5 años las primeras, 137 años las segundas). Se identificaron tres estructuras auto-similares: micro-escala (de 5 minutos a 2 días) con una dimensión fractal de 1,44, meso-escala (de 2 días a una semana) y sinóptica (de una semana a ocho meses) con dimensión fractal en ambos casos de 1,9. La interpretación de estos resultados sugiere que solo la microescala y la transición a la saturación, entendida como la longitud del intervalo que englobaría el total de la serie temporal, son consistentes, mientras que la alta dimensión fractal relativa a la escala sinóptica podría verse afectada por la tendencia a la saturación. En este estudio se realizó un análisis de sensibilidad de la dimensión fractal estimada a partir de datos de precipitación diaria mediante la variación de la longitud de la serie, así como con el umbral de intensidad para la detección de lluvia.

Kalauzi *et al.* (2009) proponen un estudio comparativo de la dimensión fractal no sólo de la precipitación, sino también de otras variables climatológicas, entre un ambiente mediterráneo, Veneto (Italia), y un ámbito completamente diferente, la provincia de Pastaza, en el Amazonía ecuatoriana. En este caso se han determinado los ritmos en los que se reproduce el principio de autosimilitud en cada serie, siendo mucho menor en la provincia de Pastaza (4,4 años), modulada por el ENSO, que en el ámbito mediterráneo de Veneto (10,3 años), donde la influencia del ciclo de actividad solar queda por confirmar.

Otra área donde se ha llevado a cabo un trabajo similar es la región de Tamil Nadu, en el extremo suroriental del subcontinente indio (Selvi y Selvaraj, 2011). En este estudio, la determinación de la dimensión fractal se ha llevado a cabo a partir de datos entre 1902-2008 (no especificada la resolución temporal) a partir del método de Hurst, obteniéndose que el valor de D es de 1,7895.

No se puede dudar pues de la naturaleza fractal de la distribución temporal de la precipitación. Sin embargo escasean, por no decir que son prácticamente inexistentes, estudios que doten de un significado puramente climático el

comportamiento fractal de la distribución temporal de la precipitación a una escala humana, de unos años, y que le den una explicación mediante los patrones sinópticos que están en el origen de tal comportamiento.

CAPÍTULO 3:
OBJETIVOS E HIPÓTESIS
DE TRABAJO

Objetivos e hipótesis de trabajo.

OBJETIVOS E HIPÓTESIS DE TRABAJO

3.1. Objetivo general

El objetivo de la presente investigación es caracterizar desde un punto de vista climático y geográfico el concepto de fractalidad temporal de la precipitación como nuevo indicador de persistencia o de regularidad temporal de la misma. Así, interesa conocer con mayor detalle cuál es el comportamiento temporal de la precipitación en un área en la cual el recurso lluvia es tan relevante como la España peninsular y las Baleares.

3.2. Objetivos específicos

Los objetivos específicos de la investigación son los siguientes:

1. Conocer cuál es la dimensión fractal de la precipitación en diferentes observatorios distribuidos por el área de estudio, con especial interés en el valor de la misma en el semestre cálido (de abril a septiembre) y en el semestre frío (de octubre a marzo) del año, ya que los mecanismos que están en el origen de la precipitación en los distintos períodos del año son bien diferentes.
2. Determinar cuál es la distribución espacial de este nuevo indicador, con la intención de poder diferenciar regiones en las cuales la precipitación tenga un comportamiento fractal similar.
3. Relacionar de manera directa la dimensión fractal con otros indicadores de irregularidad temporal de la precipitación cuyas relevancia e implicaciones sinópticas ya han sido demostradas ampliamente.

4. Comprender cómo varía el valor de la dimensión fractal a nivel interanual para algunos de los observatorios más representativos de cada región y si existe alguna tendencia relevante en la evolución de los valores anuales de la dimensión fractal.
5. Determinar cuáles son los patrones sinópticos que están en el origen de unos valores más altos o más bajos de las dimensiones fractales a partir de la clasificación de Jenkinson & Collison, y también de las variables de dirección, fuerza y vorticidad del flujo.

3.3. *Hipótesis de trabajo*

Se proponen diferentes hipótesis de trabajo que serán comprobadas a lo largo del desarrollo de este trabajo:

Hipótesis 1: La dimensión fractal anual es un indicador del comportamiento caótico de la precipitación, que expresa de manera numérica la propiedad de auto-similitud en la distribución temporal de la precipitación a diferentes escalas.

Hipótesis 2: La dimensión fractal del semestre cálido y la dimensión fractal del semestre frío serán diferentes, siendo una mayor que la otra o al revés en función de la región en la que se encuentre.

Hipótesis 3: Es posible diferenciar, de manera clara y evidente, varias regiones dentro del área de estudio en función del valor de la dimensión fractal, y en estas regiones los mecanismos que están en el origen del comportamiento de la precipitación son diferentes y variables en el tiempo.

Objetivos e hipótesis de trabajo.

Hipótesis 4: La dimensión fractal guardará una buena correlación con otros indicadores característicos de la precipitación, en función, también de nuevo, de la región en la que se encuentre el observatorio.

Hipótesis 5: Los valores de las dimensiones fractales presentarán una marcada variabilidad interanual, que guardará una relación con los patrones sinópticos predominantes en cada año.

Hipótesis 6: Un mayor o menor valor de la dimensión fractal se explicará por unas situaciones sinópticas concretas y por unos valores determinados de dirección, velocidad y vorticidad del flujo existente a nivel superficial.

CAPÍTULO 4:

ÁREA DE ESTUDIO Y

DATOS ANALIZADOS

Área de estudio y datos analizados

ÁREA DE ESTUDIO Y DATOS ANALIZADOS

4.1. *El área de estudio: la España peninsular y el archipiélago balear en el contexto de la región mediterránea*

4.1.1. Particularidades geográficas y climáticas de la región mediterránea

Es necesario en esta tesis definir la región mediterránea, entendida como la cuenca del Mediterráneo y sus tierras ribereñas, puesto que, además de incluir su área de estudio, se trata de un ámbito peculiar que dota de una personalidad especial a todos los ambientes bajo su influencia.

La región mediterránea tiene un clima característico debido a su situación entre 30° y 45° de latitud norte, al oeste de la masa continental euroasiática. Con respecto a la circulación general atmosférica, se encuentra entre los sistemas de alta presión subtropicales en el sur, y los cinturones de viento del oeste al norte. En invierno, ya que estos sistemas se desplazan hacia el ecuador, la cuenca del Mediterráneo se encuentra bajo la influencia de, -y está expuesta a-, el cinturón de vientos del oeste, y el tiempo es húmedo y templado. En verano, como se muestra en la Figura 4.1, el Mediterráneo se encuentra bajo la influencia de la subsidencia subtropical, y las condiciones del tiempo diario son generalmente calurosas y secas, con ausencia casi absoluta de precipitaciones, lo que puede persistir por más de dos o tres meses en las regiones más secas.

Los climas de este tipo son relativamente raros en el contexto de climas mundiales. El clima mediterráneo, cuyos rasgos característicos se encuentran en la región de la que recibe su denominación, comparte su relativamente húmedo invierno y su verano seco con lugares tan distantes como Chile central, el extremo sur de la provincia del Cabo en Sudáfrica, y el suroeste de Australia en el hemisferio sur y el centro de California en el hemisferio norte. Todos tienen en común su posición de latitud media, entre los sistemas de alta presión subtropicales y los cinturones de vientos del oeste. De forma más clara con lo que ocurre en la cuenca del Mediterráneo, el resto de las regiones mundiales con clima de tipo mediterráneo se encuentra en la fachada occidental de los

continentes, por lo que, en invierno, cuando las bandas de vientos del oeste dominan sobre sus ubicaciones, se encuentran expuestas a los vientos portadores de lluvia (Harding *et al*, 2009). La posición de la cuenca del Mediterráneo, aunque occidental en el contexto euroasiático, penetra hacia el este, entre Europa y África, y está sobreprotegida por el relieve circundante.

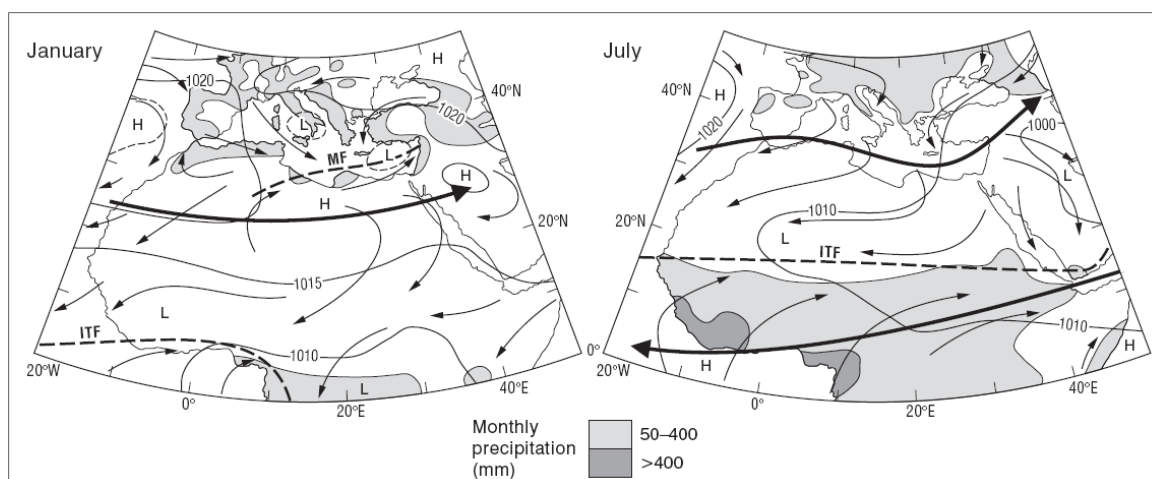


Figura 4.1. Localización de la región mediterránea (parte superior de la figura) respecto a la circulación atmosférica general en los meses de enero y julio (Extraído de Harding *et al.*, 2009)

La influencia del mar Mediterráneo implica que el clima de tipo mediterráneo propio de esta región se extiende mucho más allá a ambos lados de los continentes europeo y africano, y no se limita a una franja estrecha orientada hacia el mar. Sin embargo, dentro de la región mediterránea, el clima se ve modificado por la posición y las influencias topográficas, que pueden ser de gran importancia. La proximidad del Mediterráneo occidental con el océano Atlántico proporciona al clima un carácter marítimo, con mayores precipitaciones y temperaturas más suaves durante todo el año. El Mediterráneo oriental se encuentra más cerca de las influencias verdaderamente continentales de Europa central y Asia. Su clima es más seco y las temperaturas son más cálidas en verano y frías en invierno que en el oeste. La precipitación anual está por lo general alrededor de los 750 mm en Roma, pero sólo de 400 mm en Atenas. La orilla sur del Mediterráneo es más seca y más cálida que la costa norte. En su extremo sureste, que se encuentra permanentemente bajo el cinturón de altas presiones subtropicales, el clima se vuelve árido y cálido. Aquí el desierto del Sahara, es

Área de estudio y datos analizados

decir, un clima tropical seco, prácticamente encuentra la costa mediterránea, haciendo disminuir mucho la precipitación media anual, como ocurre en Libia y Egipto; en Alejandría es de sólo 178 mm, con cinco meses de sequedad absoluta, de mayo a septiembre. La precipitación anual en la región mediterránea disminuye de manera general hacia el sur y el este, aunque ésta se ve modificada por la topografía. En las altas montañas que rodean, a modo de cingulo montañoso, la cuenca del Mediterráneo el clima puede ser muy húmedo, de hecho, con una precipitación anual superior a 3.000 mm en algún enclave (Harding *et al*, 2009).

La altitud también juega un papel importante y el clima puede cambiar drásticamente si nos desplazamos hacia el interior desde la costa. La nieve y las heladas son raras en las zonas bajas, pero en las regiones montañosas, como los Apeninos de Italia y los relieves de Grecia, los inviernos pueden ser fríos, no siendo raros notables espesores de nieve, quedando aún algunos glaciares o acumulaciones de hielo en los Pirineos, en la frontera septentrional de la cuenca mediterránea, así como en los Apeninos.

Bajo estas condiciones, el factor climático crítico para la región es la precipitación. Aunque las personas pueden sentir que los inviernos son muy fríos, y que en verano el calor es excesivo, las temperaturas rara vez son un factor limitante para las actividades humanas. Pero la lluvia, o más bien la falta de ella, sí lo puede ser. Esto se convierte en un problema particular en las muchas islas pequeñas habitadas del Mediterráneo, algunas de las cuales atraen numerosos turistas en el verano, cuando no se registran precipitaciones. Surgen pues conflictos entre los intereses turísticos y los requisitos para el suministro de agua doméstica y agrícola (Gil Olcina, 2007).

4.1.2. La singularidad climática de la Península Ibérica

La Península Ibérica está situada entre los paralelos 36 y 44° de latitud norte. Por su localización geográfica, juega un papel determinante como puente entre dos continentes, Europa y África, y entre dos mares, océano Atlántico y mar Mediterráneo, lo que hace que su clima presente una combinación de elementos tan diferentes que hace que los contrastes entre las principales variables meteorológicas sean muy grandes y las irregularidades muy acentuadas. Además,

la compacidad del territorio, con una considerable altitud media y varias alineaciones montañosas periféricas, dota a las tierras ibéricas de unos rasgos climáticos propios, que suponen la modificación del juego de influencias a las que se ha hecho referencia anteriormente.

La situación latitudinal del archipiélago balear y de buena parte de la España peninsular, exceptuando la parte más septentrional, es subtropical, y más precisamente, mediterránea, al estar en una posición occidental en el marco continental. Así pues, el área de estudio es mediterránea en una gran parte de su territorio, lo que implica que está afectada por unas dinámicas atmosféricas intermedias entre los climas marítimos de fachada occidental, al norte, y los climas desérticos, al sur.

Debido a su situación latitudinal, la Península Ibérica aparece en el borde meridional del cinturón de circulación templada, en la banda de cizalladura de éste con el cinturón subtropical. Se encuentra en la franja de teórico equilibrio energético (entre 35 y 45° de latitud), pero justamente esa misma posición convierte al territorio peninsular en destinatario principal de los fenómenos de transferencia calorífica, en forma de calor sensible y latente, materializados en el gran número de masas de aire que le afectan. Estas transferencias de masas de aire son las que definen los rasgos cambiantes del tiempo en latitudes medias.

La variación latitudinal peninsular, incluso dentro del área subtropical, no es, en absoluto, despreciable. Este desarrollo de más de 8 grados en sentido meridiano supone una variación significativa de la altura del Sol sobre el horizonte, con su correspondiente repercusión en la intensidad de la radiación solar incidente.

Ya se ha hecho referencia a la posición de extremo occidental que juega la Península Ibérica dentro del continente euroasiático, lo que confiere a sus climas un carácter mediterráneo, tal y como ocurre en otras regiones del planeta de filiación mediterránea (Región Central de Chile, California...). Sin embargo, una particularidad afecta a la España peninsular que la diferencia de los otros climas mediterráneos mundiales, y es que, al mismo tiempo, entrevé el mar también hacia el este, lo que dota a los climas de las regiones españolas cercanas al mar Mediterráneo de rasgos singulares y contribuye a aumentar la variedad climática del área de estudio.

Área de estudio y datos analizados

Además de estos rasgos derivados de su localización geográfica, hay que contar con el factor altitud, dado que España, considerado el país de Europa con mayor altitud media después de Suiza, tiene unos 650 metros de altitud en promedio. Y es que, en efecto, más de la mitad del territorio español sobrepasa los 600 m de altitud, y alrededor del 18% se encuentra por encima de los 1.000 m (Martín-Vide y Olcina, 2001). Así pues, se trata de unos rangos de altitud que influyen fuertemente en las temperaturas, por el conocido descenso térmico con la altura. Así, aunque a nivel del mar en las costas de la Península Ibérica las temperaturas medias no se alejan mucho de los 15° C, en los niveles altos de las grandes cordilleras ibéricas, por encima de los 2.500 m, son negativas. Por esto, España posee un amplio abanico de valores térmicos aun tratándose de latitudes similares, atendiendo a las diferencias altitudinales presentes en el territorio.

La influencia del relieve no queda únicamente reducida a sus efectos térmicos por la altitud, sino que también la incidencia de la orientación de las unidades orográficas, sus dimensiones superficiales y sus pendientes incluso en la escala microclimática son capitales en el clima, aunque de difícil determinación. La complejidad de la organización orográfica de la España peninsular es considerable, aunque una primera aproximación podría hacerse a partir de un altiplano central (la Meseta), bordeado por unas cordilleras elevadas (Macizo Galaico, cordilleras Cantábrica e Ibérica y Sierra Morena), y unas depresiones (Ebro y Guadalquivir) y cordilleras exteriores a ella (Pirineos y cordilleras Béticas). Sin embargo, esta complejidad aumenta, ya que la misma Meseta está dividida en las submesetas norte y sur por el Sistema Central, y esta última, dividida a su vez por los Montes de Toledo. Al margen de todas las unidades citadas, aparecen otras de menor entidad, pero que tienen una marcada influencia en el clima de las regiones donde se localizan.

Ocurre en la Península Ibérica que, pese a estar rodeada por mares casi por cualquier rumbo, la influencia del mar es reducida, y es que la existencia de unos sistemas montañosos importantes cercanos a la línea de costas a menudo reducen las tierras bajas abiertas al mar a estrechas franjas. Únicamente la influencia del mar penetra de manera evidente en el territorio peninsular por el valle del Guadalquivir, ya que en las otras cuencas hidrográficas la influencia de la Meseta es notable, y en el caso de la depresión del Ebro la continentalidad es muy acusada debido a que se ve encerrada por la cordillera Ibérica por un lado y

por las cordilleras Costeras catalanas por otro. Sí que se encuentra ligeramente abierta a la influencia atlántica la región occidental, pero esta influencia llega alterada tras el paso por las tierras portuguesas. La España peninsular es, pues, un espacio con una elevada continentalidad.

Tal y como se ha visto en el apartado anterior, la España peninsular y el archipiélago balear se encuentran entre el régimen de los vientos dominantes del oeste y suroeste por el norte y los anticiclones subtropicales por el sur. En la parte septentrional del área de estudio dominan los típicos flujos de poniente de origen atlántico, con un tiempo característicos asociado húmedo e inestable. También el resto de la España peninsular y Baleares recibe frecuentemente, con excepción de los meses de verano, este tipo de situaciones, que a veces dejan importantes lluvias en la vertiente atlántica, no así en la vertiente mediterránea. El resto de la Península Ibérica se ve afectada en verano por el anticiclón de las Azores, estableciendo patrones típicos de estabilidad atmosférica, pese a la aparición en esta época del año de depresiones de origen térmico sobre la península a lo largo del día por el caldeoamiento del aire superficial. Estas depresiones térmicas tienen un escaso desarrollo altitudinal y no llegan a alterar la ya mencionada estabilidad atmosférica. Así, el verano es seco o muy seco en gran parte del territorio español, mientras que en el resto del año este anticiclón subtropical se debilita, lo que permite un mayor dinamismo atmosférico. Estos dos patrones que se han descrito presentan una migración estacional hacia el norte en verano y hacia el sur en invierno, con lo que lo habitual es que gran parte de España quede sumida bajo la influencia del anticiclón de las Azores en verano y expuesta a las borrascas atlánticas el resto del año; aunque esto no impide que sea posible que otras dinámicas atmosféricas afecten a la Península Ibérica en ambas épocas del año (Capel Molina, 1981; Font Tullot, 1988).

Dos tipos de masas de aire de características muy diferentes afectan a la Península Ibérica por la latitud que ésta ocupa: las polares y las tropicales. Las primeras tienen su hogar en latitudes medias-altas y las segundas en latitudes medias-bajas, estando la frontera entre ambas en promedio a los 55° N., es el frente polar. Debido a las migraciones latitudinales que experimenta dicho frente, hacia el norte en verano y en sentido contrario en invierno, implica que las masas de aire polar, con su origen en regiones frías o frescas, pueden afectar a la Península Ibérica con bastante frecuencia durante el semestre fresco o frío del

Área de estudio y datos analizados

año, mientras que las tropicales, cuyas regiones de origen son cálidas, suelen presentarse en España en verano. Cuando se produce la llegada de una masa de aire de un tipo u otro, se asiste en España a cambios acusados de temperatura, siendo la parte septentrional del país la que más se ve afectada por las masas de aire de origen polar.

De estos dos tipos de masas de aire, existen ambas en sus variantes marítima y continental, que, junto con la masa de aire ártica marítima, son las que afectan a la Península Ibérica. Dependiendo del flujo de viento dominante en un momento determinado, se favorecerá la entrada de una u otra, lo que estará en el origen de unas condiciones meteorológicas determinadas. Así, los flujos o advecciones del noroeste suelen traer consigo las masas de origen polar marítimo, caracterizada por una temperatura fría o fresca y una elevada humedad relativa. La masa polar continental procede del interior del continente europeo, que trae consigo tiempo frío y seco. Si tienen lugar flujos del suroeste, llegarán a la Península Ibérica masas de aire tropical marítimo, con elevadas temperatura y humedad. Los flujos de componente sur traen hasta España masas de aire de origen tropical continental, con origen en el desierto del Sahara, lo que conlleva aire cálido y seco, a menudo con polvo en suspensión. Por último, las masas de aire árticas marítimas llegan a la Península con situaciones de advección del norte muy marcadas, y provocando temperaturas bajas y una humedad relativa elevada.

Por último, hay que señalar que el centro de acción que tiene mayor influencia sobre el clima de la Península Ibérica y el archipiélago Balear es, sin lugar a dudas, el anticiclón de las Azores. Su posición consolidada en el océano Atlántico, algo al sur del archipiélago por el cual recibe su nombre, supone un obstáculo que las perturbaciones de origen atlántico que vienen desde el oeste no pueden superar, lo que les obliga a desviar su trayectoria hacia latitudes más altas que las propiamente ibéricas. Esto tiene una implicación directa, y es que, en consecuencia, buena parte del territorio español, en especial el centro y el sur de la Península, reciben una precipitación muy escasa.

En resumen, las tierras ibéricas y el archipiélago Balear conforman un espacio con unas características climáticas singulares con múltiples influencias, atlánticas y mediterráneas, tropicales y polares, lo que da lugar a un gran número

de contrastes térmicos y pluviométricos y, por ende, a un mosaico muy rico de variedades climáticas.

4.2. Bases de datos

4.2.1. Datos de la red de observatorios meteorológicos automáticos de la Agencia Estatal de Meteorología española

Los datos de partida analizados en esta tesis provienen exclusivamente, por su alta resolución temporal, de estaciones meteorológicas automáticas, dotadas con pluviómetros con registro digital, pertenecientes a la Agencia Estatal de Meteorología (AEMet) del Gobierno de España, dependiente a día de hoy del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. La AEMet estableció, a partir de finales de la década de los años 80 del siglo pasado, una red de estaciones meteorológicas automáticas que se fueron repartiendo por todo el territorio español de manera progresiva. Con la transferencia de competencias a las Comunidades Autónomas, la gestión de las estaciones meteorológicas automáticas pasó a manos de las Delegaciones Territoriales de la AEMet, ha disminuido el número de estaciones pluviométricas. Es paradigmático el caso de la Región de Murcia, donde sólo existen observatorios automáticos con posterioridad al año 2004.

A principios del año 2011 se solicitaron a la AEMet los datos pluviométricos de setenta estaciones meteorológicas automáticas (Tabla 4.1), con la intención de disponer de una importante base de datos con una resolución temporal final, en concreto, un dato de precipitación cada 10 minutos, lo que equivaldría a 144 datos diarios y a 52.560 datos anuales, 52.704 en el caso de los años bisiestos, incluyendo los valores nulos, del período 1989-2010.

Sin embargo, no todas las series de las que se disponía en un principio ha sido posible aprovecharlas en su totalidad. En primer lugar, muchas de las series presentan fechas de inicio muy distintas, en algunos casos comenzando en 1988 (Ávila, León...) y otras empiezan en años muy posteriores, como 2004 para los casos de Cartagena o Lorca, o en 2008 para el de Irurita. Este hecho ha obligado a

Área de estudio y datos analizados

descartar un gran número de estaciones, ya que era imposible encontrar algún período común con la mayoría de observatorios restantes. Finalmente, considerando un período común desde 1997 hasta 2010, fueron identificados un total de 48 observatorios (Tabla 4.2), que además cumplían con los requisitos expuestos a continuación, y permitían al mismo tiempo que el área de estudio quedara razonablemente cubierta.

La distribución espacial de los 48 observatorios en el área de estudio se muestra en un mapa (Figura 4.2), donde se aprecia que la cuenca del Ebro presenta el mayor recubrimiento y el Sureste la menor densidad de observatorios.



Figura 4.2. Localización de los observatorios seleccionados (Elaboración propia)

Tabla 4.1. Relación inicial de observatorios tratados de la red de estaciones meteorológicas automáticas de AEMet

Código	Nombre	Comunidad Autónoma	Provincia	Latitud	Longitud	Altitud (m)
5402	Córdoba Aeropuerto	Andalucía	Córdoba	37° 50' 39" N	4° 50' 46" O	90
5783	Sevilla Aeropuerto	Andalucía	Sevilla	37° 25' 0" N	5° 52' 45" O	34
06156	Málaga Centro Meteorológico	Andalucía	Málaga	36° 43' 18" N	4° 28' 49" O	58
4267X	Hinojosa del Duque	Andalucía	Córdoba	38° 29' 45" N	5° 7' 45" O	545
5008I	Cazorla	Andalucía	Jaén	38° 00' 44" N	2° 52' 23" O	740
5047E	Baza	Andalucía	Granada	37° 29' 00" N	2° 46' 00" O	848
5270B	Jaén	Andalucía	Jaén	37° 46' 40" N	3° 48' 27" O	580
5530E	Granada	Andalucía	Granada	37° 11' 24" N	3° 46' 35" O	570
5972X	San Fernando	Andalucía	Cádiz	36° 27' 56" N	6° 12' 20" O	28
6032B	Ronda Instituto	Andalucía	Málaga	36° 45' 10" N	5° 10' 10" O	765
6172O	Málaga Puerto	Andalucía	Málaga	36° 42' 48" N	4° 24' 50" O	5
8398U	Teruel	Aragón	Teruel	40° 21' 06" N	1° 07' 22" O	900
9201K	Jaca	Aragón	Huesca	42° 34' 41" N	00° 32' 51" O	820
9381I	Calamocha	Aragón	Teruel	40° 55' 32" N	1° 17' 42" O	889
9398	Monflorite	Aragón	Huesca	42° 05' 00" N	00° 19' 35" O	542
9443U	Zaragoza Botánico	Aragón	Zaragoza	41° 38' 03" N	00° 53' 45" O	222
E172	Pajares-Valgrande	Asturias	Asturias	42° 58' 43" N	05° 46' 35" O	1480
E277	Avilés	Asturias	Asturias	43° 34' 01" N	06° 02' 39" O	127
B228	Palma	Baleares	Baleares	39° 33' 12" N	2° 37' 31" E	3
B346X	Porreres	Baleares	Baleares	39° 31' 18" N	3° 01' 19" E	120
B893	Menorca Aeropuerto	Baleares	Baleares	39° 51' 17" N	4° 12' 56" E	91
B954	Ibiza Aeropuerto	Baleares	Baleares	38° 52' 35" N	1° 23' 4" E	6
E177	San Vicente-Faro	Cantabria	Cantabria	43° 23' 40" N	04° 23' 27" O	39
E278	Santander Parayas	Cantabria	Cantabria	43° 25' 45" N	03° 49' 53" O	5
2030	Soria	Castilla y León	Soria	41° 46' 30" N	2° 28' 59" O	1082
2117D	Aranda de Duero	Castilla y León	Burgos	41° 39' 57" N	3° 44' 34" O	790
2422	Valladolid	Castilla y León	Valladolid	41° 38' 27" N	4° 45' 16" O	735
2444	Ávila	Castilla y León	Ávila	40° 39' 33" N	4° 40' 48" O	1130
2465	Segovia	Castilla y León	Segovia	40° 56' 43" N	4° 7' 35" O	1005
2614	Zamora	Castilla y León	Zamora	41° 30' 56" N	5° 44' 7" O	656
2661	León	Castilla y León	León	42° 35' 18" N	5° 39' 4" O	916
2870	Salamanca	Castilla y León	Salamanca	40° 57' 27" N	5° 39' 44" O	775
3130C	Sigüenza	Castilla-La Mancha	Guadalajara	41° 05' 11" N	02° 37' 05" O	1005
3168C	Guadalajara	Castilla-La Mancha	Guadalajara	40° 37' 49" N	03° 09' 00" O	721

La fractalidad temporal de la precipitación en la España Peninsular y Baleares

Área de estudio y datos analizados

3260B	Toledo	Castilla-La Mancha	Toledo	39° 53' 05" N	04° 02' 43" O	515
3365A	Talavera de la Reina	Castilla-La Mancha	Toledo	39° 57' 31" N	04° 51' 48" O	372
4121	Ciudad Real	Castilla-La Mancha	Ciudad Real	38° 59' 21" N	03° 55' 13" O	628
7096B	Hellín	Castilla-La Mancha	Albacete	38° 32' 31" N	01° 42' 11" O	605
8096	Cuenca	Castilla-La Mancha	Cuenca	40° 04' 02" N	02° 07' 55" O	945
8178D	Albacete	Castilla-La Mancha	Albacete	39° 00' 20" N	01° 51' 44" O	674
0076	Barcelona Aeropuerto	Cataluña	Barcelona	41° 17' 34" N	02° 04' 12" E	4
0411X	Castelló d'Empuries	Cataluña	Girona	42° 13' 29" N	03° 05' 35" E	4
9619	La Seu d'Urgell	Cataluña	Lleida	42° 21' 17" N	01° 27' 47" E	677
9698U	Talarn	Cataluña	Lleida	42° 12' 19" N	00° 51' 55" E	807
9720X	Tàrrega	Cataluña	Lleida	41° 39' 2" N	01° 8' 58" E	388
9981A	Tortosa	Cataluña	Tarragona	40° 49' 13" N	00° 29' 36" E	47
8025	Alicante	Comunidad Valenciana	Alicante	38° 22' 21" N	00° 29' 39" O	81
8050X	Jávea	Comunidad Valenciana	Alicante	38° 47' 01" N	00° 10' 04" E	15
8309Y	Utiel	Comunidad Valenciana	Valencia	39° 34' 31" N	01° 14' 41" O	761
8416Y	Valencia	Comunidad Valenciana	Valencia	39° 28' 50" N	00° 21' 59" O	11
8500A	Castellón	Comunidad Valenciana	Castellón	39° 57' 26" N	00° 04' 19" O	35
9563X	Castellfort	Comunidad Valenciana	Castellón	40° 29' 55" N	00° 11' 12" O	1220
3469A	Cáceres	Extremadura	Cáceres	39° 28' 17" N	06° 20' 20" O	394
3526X	Coria	Extremadura	Cáceres	40° 53' 00" N	06° 33' 27" O	313
4452	Badajoz Aeropuerto	Extremadura	Badajoz	38° 53' 00" N	06° 48' 50" O	185
1387	A Coruña	Galicia	A Coruña	43° 21' 57" N	08° 25' 17" O	58
1496 X	Vigo	Galicia	Pontevedra	42° 13' 50" N	08° 43' 27" O	120
1505	Lugo Aeropuerto	Galicia	Lugo	43° 06' 41" N	07° 27' 27" O	445
1690A	Ourense	Galicia	Ourense	42° 19' 31" N	07° 51' 35" O	143
9170	Logroño-Agon	La Rioja	La Rioja	42° 27' 06" N	2° 19' 51" O	352
3195	Madrid-Retiro	Madrid	Madrid	40° 24' 43" N	03° 40' 41" O	667
7012C	Cartagena	Murcia	Murcia	37° 36' 04" N	00° 59' 16" O	17
7145D	Cieza	Murcia	Murcia	38° 13' 58" N	01° 22' 50" O	265
7209	Lorca	Murcia	Murcia	37° 39' 17" N	01° 41' 14" O	320
1002Y	Irurita	Navarra	Navarra	43° 08' 09" N	1° 32' 35" O	183
9263D	Pamplona Noain	Navarra	Navarra	42° 45' 46" N	1° 38' 20" O	461
9294E	Bárdenas	Navarra	Navarra	42° 11' 58" N	1° 28' 21" O	295
1037Y	Zumárraga	País Vasco	Guipúzcoa	43° 04' 48" N	02° 19' 04" O	420
1082	Bilbao Aeropuerto	País Vasco	Vizcaya	43° 17' 53" N	02° 54' 21" O	42
9091R	Vitoria Aeropuerto	País Vasco	Álava	42° 52' 19" N	02° 44' 00" O	513

Tabla 4.2. Observatorios seleccionados para el estudio

Nombre	Comunidad Autónoma	Provincia	Datos válidos (%)
A Coruña	Galicia	A Coruña	98,8
Albacete	Castilla-La Mancha	Albacete	96,8
Alicante	Comunidad Valenciana	Alicante	97,7
Ávila	Castilla y León	Ávila	96,3
Badajoz Aeropuerto	Extremadura	Badajoz	98,0
Barcelona Aeropuerto	Cataluña	Barcelona	94,1
Bárdenas	Navarra	Navarra	93,5
Bilbao Aeropuerto	País Vasco	Vizcaya	97,5
Cáceres	Extremadura	Cáceres	97,0
Calamocha	Aragón	Teruel	96,2
Castelló d'Empuries	Cataluña	Girona	92,8
Castellón	Comunidad Valenciana	Castellón	97,7
Córdoba Aeropuerto	Andalucía	Córdoba	92,2
Coria	Extremadura	Cáceres	91,8
Cuenca	Castilla-La Mancha	Cuenca	95,6
Granada	Andalucía	Granada	97,9
Ibiza Aeropuerto	Baleares	Baleares	98,2
Jaca	Aragón	Huesca	94,0
Jaén	Andalucía	Jaén	96,7
Jávea	Comunidad Valenciana	Alicante	95,2
La Seu d'Urgell	Cataluña	Lleida	93,3
León	Castilla y León	León	95,2
Logroño-Agon	La Rioja	La Rioja	91,8
Lugo Aeropuerto	Galicia	Lugo	95,3
Málaga Centro Meteo	Andalucía	Málaga	98,6
Málaga Puerto	Andalucía	Málaga	98,3
Menorca Aeropuerto	Baleares	Baleares	96,8
Monflorite	Aragón	Huesca	95,5
Ourense	Galicia	Ourense	93,4
Palma	Baleares	Baleares	99,1
Pamplona Noain	Navarra	Navarra	95,4
Porreres	Baleares	Baleares	98,4
Retiro	Madrid	Madrid	96,6
Ronda Instituto	Andalucía	Málaga	89,8
Salamanca	Castilla y León	Salamanca	98,8
San Vicente-Faro	Cantabria	Cantabria	95,0
Segovia	Castilla y León	Segovia	94,5
Soria	Castilla y León	Soria	97,4
Tàrrega	Cataluña	Lleida	94,6
Teruel	Aragón	Teruel	94,5
Toledo	Castilla-La Mancha	Toledo	94,7
Tortosa	Cataluña	Tarragona	93,9
Utiel	Comunidad Valenciana	Valencia	95,5
Valencia	Comunidad Valenciana	Valencia	98,4
Valladolid	Castilla y León	Valladolid	97,8
Vitoria Aeropuerto	País Vasco	Álava	98,8
Zamora	Castilla y León	Zamora	97,0
Zaragoza Botánico	Aragón	Zaragoza	96,1

Área de estudio y datos analizados

La resolución temporal de las series y la distancia que separa a los diferentes observatorios (Tabla 4.3) no aconseja rellenar los huecos o *missing values* que aparecen en las diferentes series, ya que éstas se encuentran separadas de su vecina más próxima 71,6 kilómetros en promedio. Esta distancia impide rellenar los huecos existentes con la precisión temporal de la que disponen las series (10 minutos). Sí que se han eliminado aquellos valores fuera de rango o *outlayers*, que suelen venir dados por errores instrumentales (Strangeways, 2007; Michaelides, 2008). No se ha realizado ningún test de homogeneidad ni de independencia (t-test, Kolmogorov-Smirnov, Mann-Kendall, Spearman), por la mencionada alta resolución temporal de los datos de partida (Reid, 2014). En todo caso, la fuente oficial de los mismos garantiza su calidad y rigor.

Se han preservado aquellas series que tuvieran al menos el 85% de datos válidos para cada año del período 1997-2010, respetando que estos valores ausentes estuvieran repartidos de manera homogénea entre las mitades cálida (de abril a septiembre) y fría (de enero a marzo y de octubre a diciembre) del año. El total de datos posibles para un observatorio sin lagunas durante el período considerado es de 736.272.

Tabla 4.3. Distancia de un observatorio respecto al más cercano

Estación	Estación más próxima	Distancia (km)
A Coruña	Lugo Aeropuerto	83,3
Albacete	Utiel	82,7
Alicante	Jávea	73,6
Ávila	Segovia	56,5
Badajoz Aeropuerto	Cáceres	77,1
Barcelona Aeropuerto	Tàrrega	79,6
Bárdenas	Pamplona Noain	64,0
Bilbao Aeropuerto	Vitoria Aeropuerto	49,4
Cáceres	Badajoz Aeropuerto	77,1
Calamocha	Teruel	65,4
Castelló d'Empuries	La Seu d'Urgell	133,5
Castellón	Valencia	58,6
Córdoba Aeropuerto	Jaén	91,8
Coria	Salamanca	75,9
Cuenca	Teruel	91,5
Granada	Jaén	65,3
Ibiza Aeropuerto	Jávea	106,1
Jaca	Monflorite	57,9
Jaén	Granada	65,3
Jávea	Alicante	73,6
La Seu d'Urgell	Tàrrega	83,7
León	Zamora	119,4
Logroño-Agon	Vitoria Aeropuerto	57,2
Lugo Aeropuerto	A Coruña	83,3
Málaga Centro Meteo	Málaga Puerto	6,0
Málaga Puerto	Málaga Centro Meteo	6,0
Menorca Aeropuerto	Porreres	108,9
Monflorite	Jaca	57,9
Ourense	Lugo Aeropuerto	93,3
Palma	Porreres	34,2
Pamplona Noain	Bárdenas	64,0
Porreres	Palma	34,2
Madrid-Retiro	Toledo	66,4
Ronda Instituto	Málaga Centro Meteo	61,6
Salamanca	Zamora	62,3
San Vicente-Faro	Bilbao Aeropuerto	120,9
Segovia	Ávila	56,5
Soria	Logroño-Agon	76,2
Tàrrega	Barcelona Aeropuerto	79,6
Teruel	Calamocha	65,4
Toledo	Madrid-Retiro	66,4
Tortosa	Tàrrega	107,3
Utiel	Valencia	76,2
Valencia	Castellón	58,6
Valladolid	Zamora	83,0
Vitoria Aeropuerto	Bilbao Aeropuerto	49,4
Zamora	Salamanca	62,3
Zaragoza Botánico	Monflorite	68,3

Área de estudio y datos analizados

4.2.2. Mallas de datos de reanálisis: el proyecto ERA-Interim

Además de los datos de precipitación proporcionados por la red de estaciones automáticas de la AEMet, también se han utilizado datos de presión atmosférica reducida al nivel del mar con el objetivo de poder aplicar una metodología de clasificación automática de situaciones sinópticas a partir de esta variable, tal y como se explicará en el capítulo siguiente. Para esto, se ha decidido no recurrir a datos observados, sino a datos de reanálisis, ya que la mayoría de los puntos de los cuales se requerían sus valores de presión atmosférica no disponían, ni siquiera en las proximidades, de ninguna estación meteorológica que pudiera proporcionar el dato.

Es por esto que se decidió recurrir a una malla de reanálisis. La elección de los datos del proyecto ERA-Interim por encima de otros (NCEP/NCAR Reanalysis, 20CR) responde a varios motivos, siendo el primero de ellos que los datos proporcionados presentan una mejor correlación con la primera clasificación subjetiva de situaciones sinópticas realizada por Hubert Lamb para las Islas Británicas que los otros dos (Jones *et al.*, 2012).

El proyecto ERA-Interim pone a disposición de los usuarios datos de reanálisis de un gran número de variables meteorológicas a diferentes niveles de presión (nivel del mar, superficie, 850 hPa, 700 hPa...) con una resolución espacial de 1,5° x 1,5° y con una resolución temporal de 6 horas, lo que proporciona un detalle suficiente para el análisis que se va a abordar en los siguientes capítulos (Dee *et al.*, 2011).

CAPÍTULO 5:
MÉTODOS E ÍNDICES

Métodos e índices.

MÉTODOS E ÍNDICES

Los índices que se presentan a continuación van a ser utilizados para la obtención de resultados con el fin de conocer más en detalle cuáles son las implicaciones estadísticas y sinópticas de la dimensión fractal de la distribución temporal de la precipitación, incluida esta misma.

5.1. Aproximación metodológica al cálculo de la dimensión fractal

Tal y como se ha hecho referencia en los capítulos anteriores, se define la Dimensión Fractal (D) como un indicador de la característica de autosimilitud de la variable precipitación.

A partir de registros pluviométricos a resolución 10-minutal, se considera el período de 10 minutos como el intervalo unitario de base para llevar a cabo el análisis. A continuación se han establecido períodos que contuvieran 1, 2, 3, 6, 12, 18, 24, 36, 48, 72, 144 y 288 intervalos unitarios, es decir, períodos de 10, 20 y 30 minutos, 1, 2, 3, 4, 6, 8, 12, 24 y 48 horas respectivamente, y se ha contabilizado en cuántos de ellos se registra alguna cantidad de precipitación.

Se define el valor de la dimensión fractal de la distribución temporal de la precipitación a partir de la pendiente de la recta de regresión resultante de representar los pares de valores obtenidos a partir de los logaritmos naturales de l , extensión o longitud del intervalo, y de N , número de intervalos con precipitación. En efecto, los logaritmos de esos pares de valores para cada observatorio se alinean con notable aproximación. La dimensión fractal D viene dada por $1+\alpha$, donde α es el valor absoluto de la pendiente de la recta de regresión (Figura 5.1).

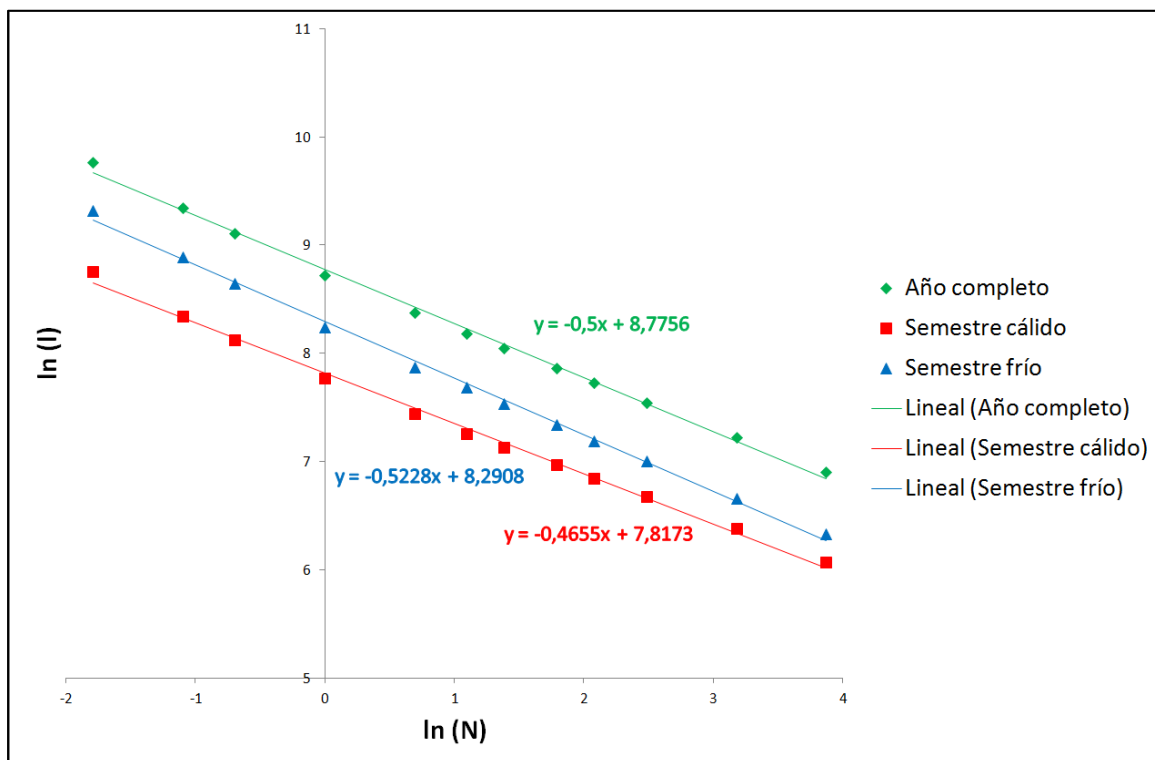


Figura 5.1. Rectas de regresión para determinar los valores de D en el caso de Ávila para el año completo, el semestre cálido y el semestre frío (Elaboración propia)

De la Figura 5.1 se deduce que el valor de la dimensión fractal para el año completo, el semestre cálido y el semestre frío en el observatorio de Ávila es de 1,5, 1,4655 y 1,5228 respectivamente.

5.2. El Índice de Concentración

El Índice de Concentración (CI) se define como una aproximación al índice de Gini, representación numérica de la separación mostrada por la curva de Lorenz respecto a la recta de equidistribución, que sirve para expresar el grado de concentración de una magnitud concreta en una porción de una población determinada. En este caso, el CI sirve para cuantificar la importancia de los días más lluviosos respecto al total de lluvia acumulada en una serie temporal.

Así, para determinar el impacto relativo de las diferentes clases de precipitación diaria, y, especialmente, para evaluar el paso de las mayores

Métodos e índices.

cantidades diarias recogidas respecto del total, este índice analiza los porcentajes acumulados de precipitación Y aportados por el porcentaje acumulado de días X en los cuales tuvo lugar.

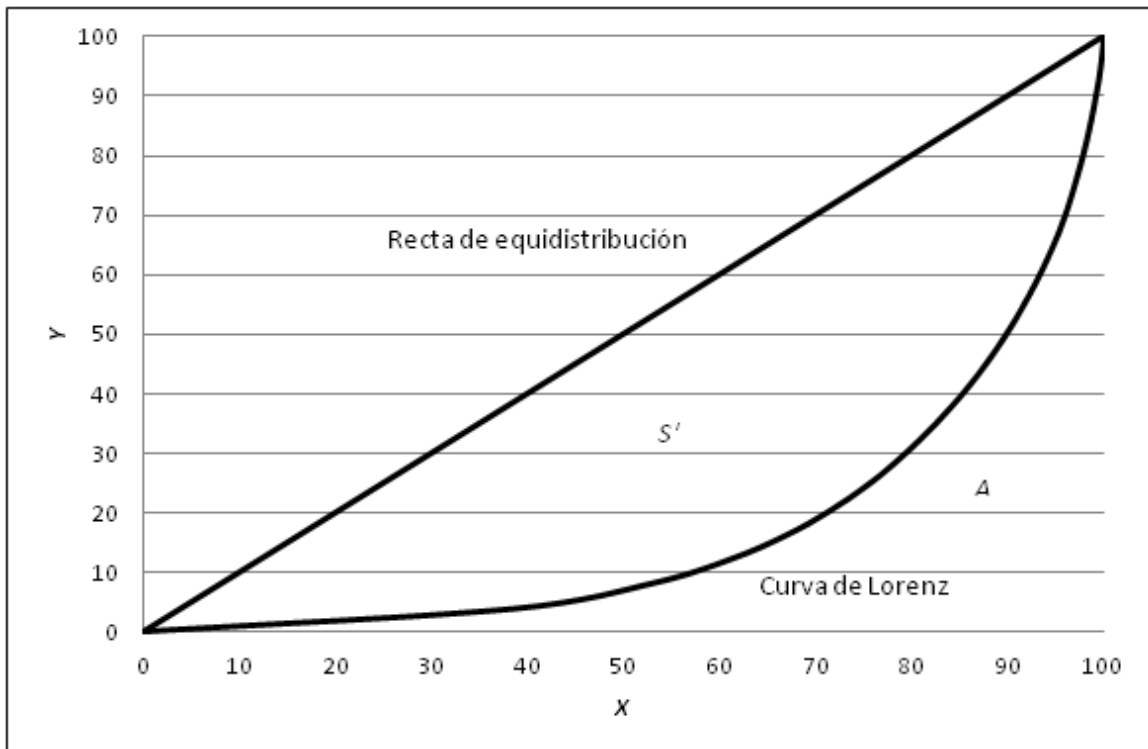


Figura 5.2. Ejemplo de curva de concentración (Elaboración propia)

Estos porcentajes se asocian a curvas exponenciales, del tipo:

$$Y = aX \exp(bX)$$

donde a y b son constantes.

Los valores de a y b se determinan por mínimos cuadrados, de la siguiente manera:

$$\ln a = \frac{\sum X_i^2 \sum \ln Y_i + \sum X_i \sum X_i \ln X_i - \sum X_i^2 \sum \ln X_i - \sum X_i \sum X_i \ln Y_i}{N \sum X_i^2 - (\sum X_i)^2}$$

$$b = \frac{N \sum X_i \ln Y_i + \sum X_i \sum \ln X_i - N \sum X_i \ln X_i - \sum X_i \sum \ln Y_i}{N \sum X_i^2 - (\sum X_i)^2}$$

Una vez que las constantes han sido determinadas, la integral definida de la curva exponencial entre 0 y 100 es el área A bajo la curva:

$$A = \int_0^{100} aXe^{bX} dX$$

El área S' comprimida por la curva, la línea de equidistribución y $X=100$ es la diferencia entre 5000 y el valor de la ecuación del valor de A :

$$S' = 5000 - A$$

A partir de este valor, se define el índice de concentración de la precipitación diaria:

$$CI = \frac{2S'}{10000} = \frac{S'}{5000}$$

Nótese que el valor del CI es la fracción de S' respecto a la superficie del área del triángulo inferior delimitado por la recta de equidistribución.

5.3. El Índice de Disparidad Consecutiva

Muchos índices de irregularidad temporal, que cuantifican la variabilidad de una serie de datos numéricos, no contemplan el orden de los valores en las series. En cambio, la ordenación cronológica de los valores constituye una característica esencial del comportamiento temporal del elemento considerado.

A modo de ejemplo, cualquier serie pluviométrica considerada en su secuencia cronológica por una parte, y los mismos valores ordenados creciente o decrecientemente tienen la misma media y la misma desviación tipo, y, por tanto, el mismo coeficiente de variación, pero su significado climático es muy diferente. En el caso de la serie ordenada, hablaríamos de una menor irregularidad temporal, aunque su variabilidad, determinada con los parámetros estadísticos clásicos (desviación tipo, varianza, coeficiente de variación...), es la misma que en el primer caso. En conclusión, conviene disponer de índices para valorar la

Métodos e índices.

irregularidad temporal de las series climáticas incluyendo el orden cronológico de sus valores.

Estos índices cuantifican los saltos entre los valores consecutivos, que en el caso de la pluviometría pueden ser las diferencias entre los valores o totales consecutivos, en valor absoluto para que diferencias equivalentes de signo contrario no se anulen. También pueden considerarse los cocientes entre los valores consecutivos. En el caso de la precipitación son preferibles estos esquemas multiplicativos frente a los aditivos (Martín-Vide *et al.*, 2001). Esto queda cuantificado por el Índice de Disparidad Consecutiva (S), que se calcula:

$$S = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^{n-1} \left| \ln \frac{P_{i+1}}{P_i} \right|$$

donde P_i es el valor medio de la serie constituida por n valores.

5.4. El Coeficiente de Variación

El Coeficiente de Variación (CV) es un parámetro estadístico de dispersión relativa, que relaciona el tamaño de la media y la variabilidad de la variable en cuestión. Su fórmula expresa la desviación estándar o típica como porcentaje de la media aritmética, mostrando una mejor interpretación porcentual del grado de variabilidad que la simple desviación típica. Para que no se den errores de interpretación, este coeficiente exige que todos los valores sean positivos.

A mayor valor del coeficiente de variación, mayor heterogeneidad de los valores de la variable, e, inversamente, a menor coeficiente de variación, mayor homogeneidad en los valores de la serie.

Se calcula como:

$$CV = \frac{s}{|\bar{x}|}$$

donde s es la desviación típica o estándar de la serie y \bar{x} es la media de la misma.

El Coeficiente de Variación suele utilizarse en estudios de precipitación a resolución anual, ya que al ser dependiente de la media, ésta no puede ser nula, y, en la medida de lo posible, ni cercana a 0, ya que se desvirtuaría su significado. Es por ello que en climas subtropicales o tropicales muy áridos, no suele usarse a resoluciones temporales menores de la anual.

5.5. La Entropía

El concepto de Entropía fue introducido por Shannon (1948) para hacer referencia al grado de desorden implícito en una serie, o bien, para conocer el nivel de ruido existente en dicha serie, al margen de la propia variabilidad. En termodinámica, la entropía (H) es una medida de la cantidad de formas específicas en las que se puede disponer un sistema termodinámico, a menudo considerada como una medida del desorden o como una medida del avance de una variable hacia el equilibrio termodinámico. La entropía de un sistema aislado nunca decrece, ya que éstos tienden hacia el equilibrio termodinámico, correspondiente con la entropía máxima. Sin embargo, aquellos sistemas que no están aislados sí que pueden ver disminuida su entropía.

Como la entropía es función de un estado concreto, el cambio en la entropía de un sistema es el mismo para cualquier proceso que va desde un estado inicial hasta un estado final dado.

En teoría de comunicación se define la información de un suceso i , por ejemplo el valor de $x(t)$, como:

$$I_i = -K \ln(p_i)$$

donde p_i es la probabilidad del suceso i y K una constante.

Después de un tiempo T suficientemente largo la información total de los i sucesos en ese tiempo producidos es:

$$I = TE[I_i] = -KT \sum_i p_i \ln(p_i)$$

Métodos e índices.

donde $E[I_i]$ es el valor esperado de I_i .

A su vez, se define como entropía (Shanon, 1948) de un sistema del que, después de haber transcurrido un tiempo T , hemos extraído una información I , como:

$$H = \frac{I}{T} = -K \sum_i p_i \ln(p_i)$$

Utilizando la notación adecuada, la entropía para una variable temporal discreta τ queda como:

$$H(\tau) = -K \sum_{t=\tau}^{\tau+L} p(x(t)) \ln(p(x(t)))$$

Así definida, la entropía se constituye en un parámetro característico de la distribución de la variable. La entropía correspondiente a una variable con distribución unimodal y gaussiana tendrá una entropía inferior a la correspondiente a una distribución bimodal o una distribución constante (aleatoria). De este modo constituye un indicador de la amplitud de las componentes no periódicas de la señal.

5.6. El Índice de Persistencia

Se define el Índice de Persistencia P_{11} como la probabilidad de que ocurra un episodio de lluvia (en este caso, cada 10 minutos) después de otro episodio de lluvia (Martín Vide *et al.*, 1999). Su expresión queda como sigue:

$$P_{11} = \frac{n}{p}$$

donde p es el número de intervalos en los que se ha recogido precipitación y n es el número de intervalos en los que se ha recogido precipitación y que son precedidos por otro intervalo en el que se ha recogido precipitación.

El índice de persistencia hace referencia a la probabilidad de que exista un intervalo lluvioso seguido de otro intervalo lluvioso.

5.7. *La clasificación automática de Jenkinson & Collison*

La clasificación sinóptica de Jenkinson & Collison (J&C) (1977) es un método automático que permite conocer el tipo de circulación atmosférica a partir de la presión atmosférica reducida al nivel del mar de al menos 9 puntos, 16 puntos en el caso de la presente tesis doctoral (Figura 5.2), basándose en la clasificación de Lamb y sus LWT, y que proponer los tipos de tiempo de J&C (J&CWT). La presión atmosférica en este trabajo fue obtenida para el período 1995-2010 del proyecto ERA Interim a una resolución de 6 horas, a las 00, 06, 12 y 18 UTC, sumando un total de 5.844 días, 23.376 datos cada 6 horas y 374.016 datos de presión atmosférica.

La clasificación de J&C consta de 27 tipos de tiempo: 8 advectivos puros (N, NE, E, SE, S, SW, W y NW), 1 ciclónico (C), 1 anticiclónico (A), 8 híbridos advectivo-ciclónicos (CN, CNE, CE, CSE, CS, CSW, CW y CNW), 8 híbridos advectivo-anticiclónicos (AN, ANE, AE, ASE, AS, ASW, AW y ANW) y 1 indeterminado (U).

Las variables a calcular para la aplicación del método de J&C son la componente zonal del viento geostrófico (W) (en nuestro caso entre los 35° y 45°N), la componente meridiana del viento geostrófico (S) (en nuestro caso entre los 20°W y 10°E), la dirección del viento (D), la velocidad del viento en m/s (F), la componente zonal de la vorticidad (Z_w), la componente meridiana de la vorticidad (Z_s) y la vorticidad total (Z).

Métodos e índices.

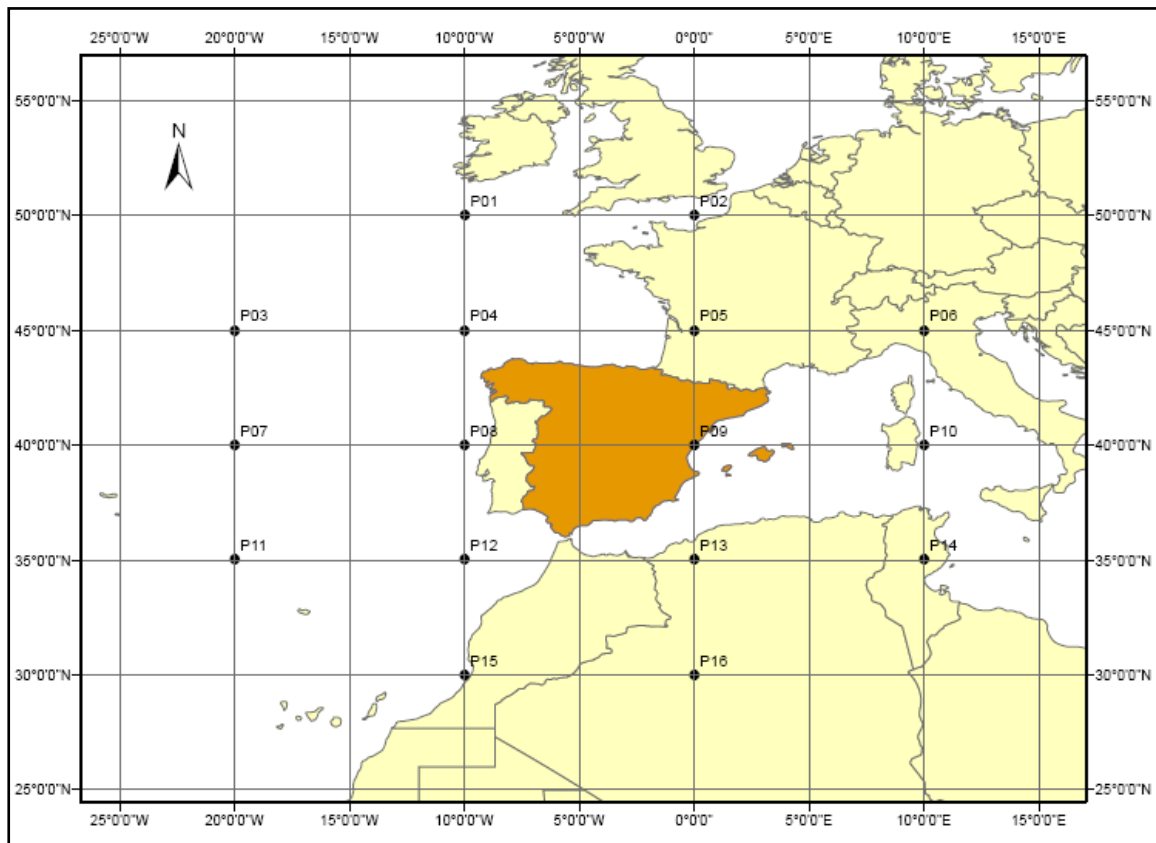


Figura 5.3. Malla de 16 puntos para la obtención de la presión atmosférica reducida a nivel del mar (Elaboración propia)

Las expresiones analíticas ajustadas para la Península Ibérica son las siguientes:

$$W = 0,5(P12 + P13) - 0,5(P4 + P5)$$

$$S = 1,3052[0,25(P5 + 2P9 + P13) - 0,25(P4 + 2P8 + P12)]$$

$$F = \sqrt{W^2 + S^2}$$

$$D = \tan^{-1}\left(\frac{W}{S}\right)$$

$$Z_W = 1,1207 \left[\frac{1}{2}(P15 + P16) - \frac{1}{2}(P8 + P9) \right] - 0,909 \left[\frac{1}{2}(P8 + P9) - \frac{1}{2}(P1 + P2) \right]$$

$$Z_S = 0,852 \left[\frac{1}{4}(P_6 + 2P_{10} + P_{14}) - \frac{1}{4}(P_5 + 2P_9 + P_{13}) - \frac{1}{4}(P_4 + 2P_8 + P_{12}) + \frac{1}{4}(P_3 + 2P_7 + P_{11}) \right]$$

$$Z = Z_W + Z_S$$

A partir de los valores de las expresiones analíticas anteriores y siguiendo el método de J&C se aplican las siguientes 5 reglas:

- 1) La dirección del flujo viene dada por D (se usan 8 direcciones del viento, teniendo en cuenta el signo de W y S)
- 2) Si $|Z| < F$, existe un tipo advectivo o direccional puro, definido según la regla 1 (N, NE, E, SE, S, SW, W y NW)
- 3) Si $|Z| > 2F$, existe un tipo ciclónico (C) si $Z > 0$, o anticiclónico (A) si $Z < 0$
- 4) Si $F < |Z| < 2F$, existe un tipo híbrido, según el signo de Z (regla 3) y la dirección del flujo obtenido de la regla 1 (CN, CNE, CE, CSE, CS, CSW, CW, CNW, AN, ANE, AE, ASE, AS, ASW, AW y ANW)
- 5) Si $F < 4,8$ y $|Z| < 4,2$, existe un tipo indeterminado (U) (Jenkinson y Collison, 1977)

Tal y como ya se ha señalado, esta metodología se usa para clasificar situaciones sinópticas en superficie, pero es posible adaptarla para obtener, no una clasificación de situaciones sinópticas basada en dos niveles (superficie y altitud), pero sí una idea del comportamiento de las variables independientes (dirección y fuerza del flujo, y vorticidad).

CAPÍTULO 6:
LA DIMENSIÓN FRACTAL ANUAL Y
SEMESTRAL

La dimensión fractal anual y semestral.

LA DIMENSIÓN FRACTAL ANUAL Y SEMESTRAL

En este capítulo se presentan los valores de las dimensiones fractales (D) para los 48 observatorios que cumplían los requisitos citados en el Capítulo 4 para el período 1997-2010.

Los valores son variados dependiendo de la región en la que se ubican los observatorios; asimismo, también presentan diferencias si se lleva a cabo el cálculo del valor de D considerando únicamente el semestre cálido o el semestre frío. Y es que los mecanismos que se encuentran en el origen de la precipitación en ambas mitades del año son bien distintos.

6.1. La dimensión fractal anual

Se han determinado los valores de D para los 48 observatorios seleccionados, correspondientes a la pendiente de la recta de regresión que une los valores logarítmicos de la extensión de los diferentes períodos considerados ($\ln(l)$) en el eje de las abscisas, con los valores logarítmicos de los valores del conteo de aquellos períodos en los que se ha registrado alguna precipitación ($\ln(N)$). Tal y como puede comprobarse, los valores se alinean con mucha claridad (Figuras 6.1, 6.2, 6.3, 6.4, 6.5 y 6.6).

Los valores de D para los 48 observatorios se recogen en la Tabla 6.1, junto con los valores de la R^2 de Pearson, que, como se puede apreciar, son muy elevados. Los valores de D anuales oscilan entre un máximo de 1,6039 en Lugo Aeropuerto y un mínimo de 1,4499 en Ibiza Aeropuerto, y los valores de R^2 oscilan entre 0,9998 en el caso de Cuenca y 0,9853 para Barcelona Aeropuerto.

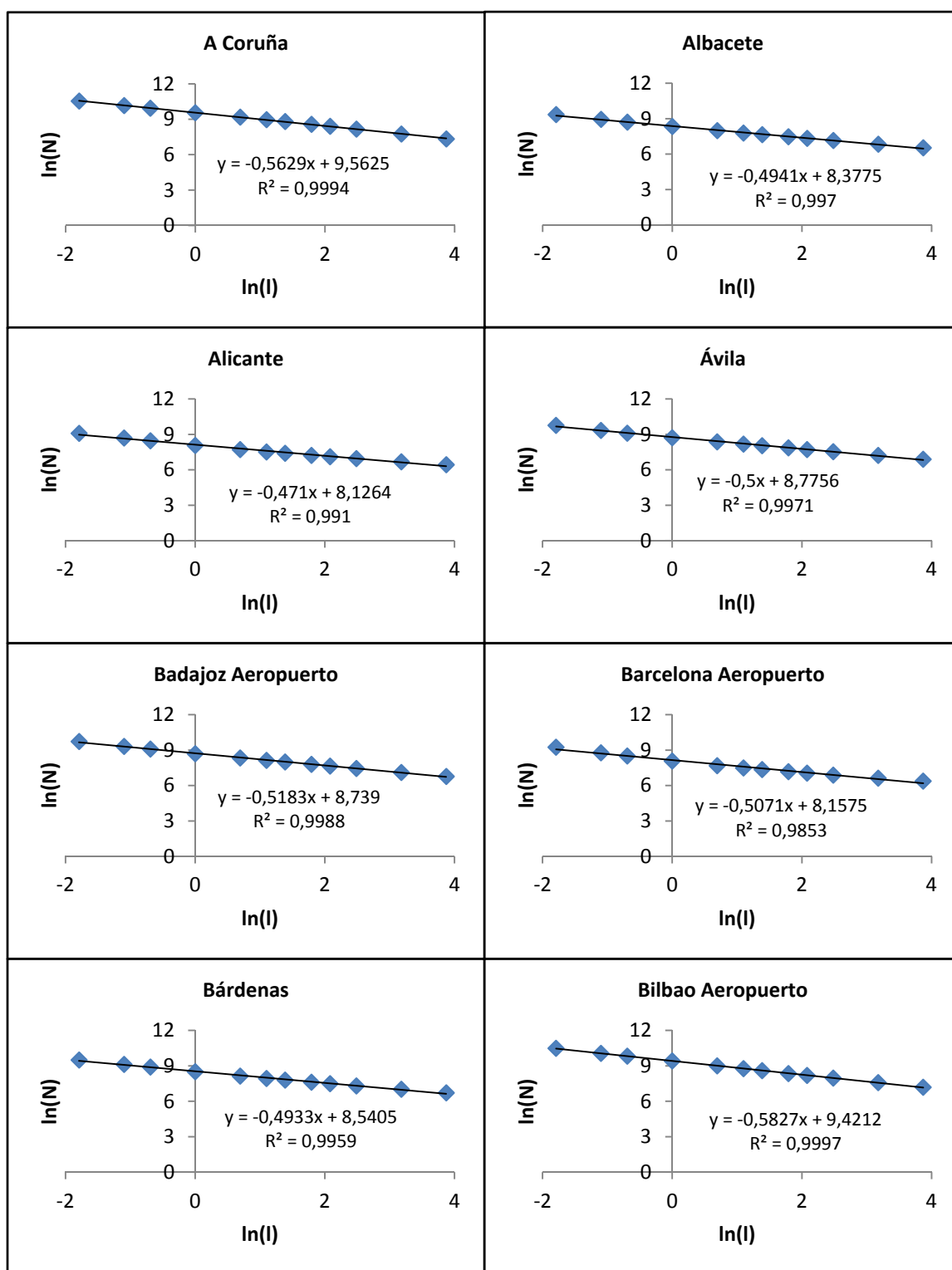


Figura 6.1. Ecuaciones y rectas de regresión, y valores de la R^2 de Pearson, de los pares de $\ln(I)$ y $\ln(N)$ anuales en los observatorios de A Coruña, Albacete, Alicante, Ávila, Badajoz Aeropuerto, Barcelona Aeropuerto, Bárdenas y Bilbao Aeropuerto (Fuente: Elaboración propia)

La dimensión fractal anual y semestral.

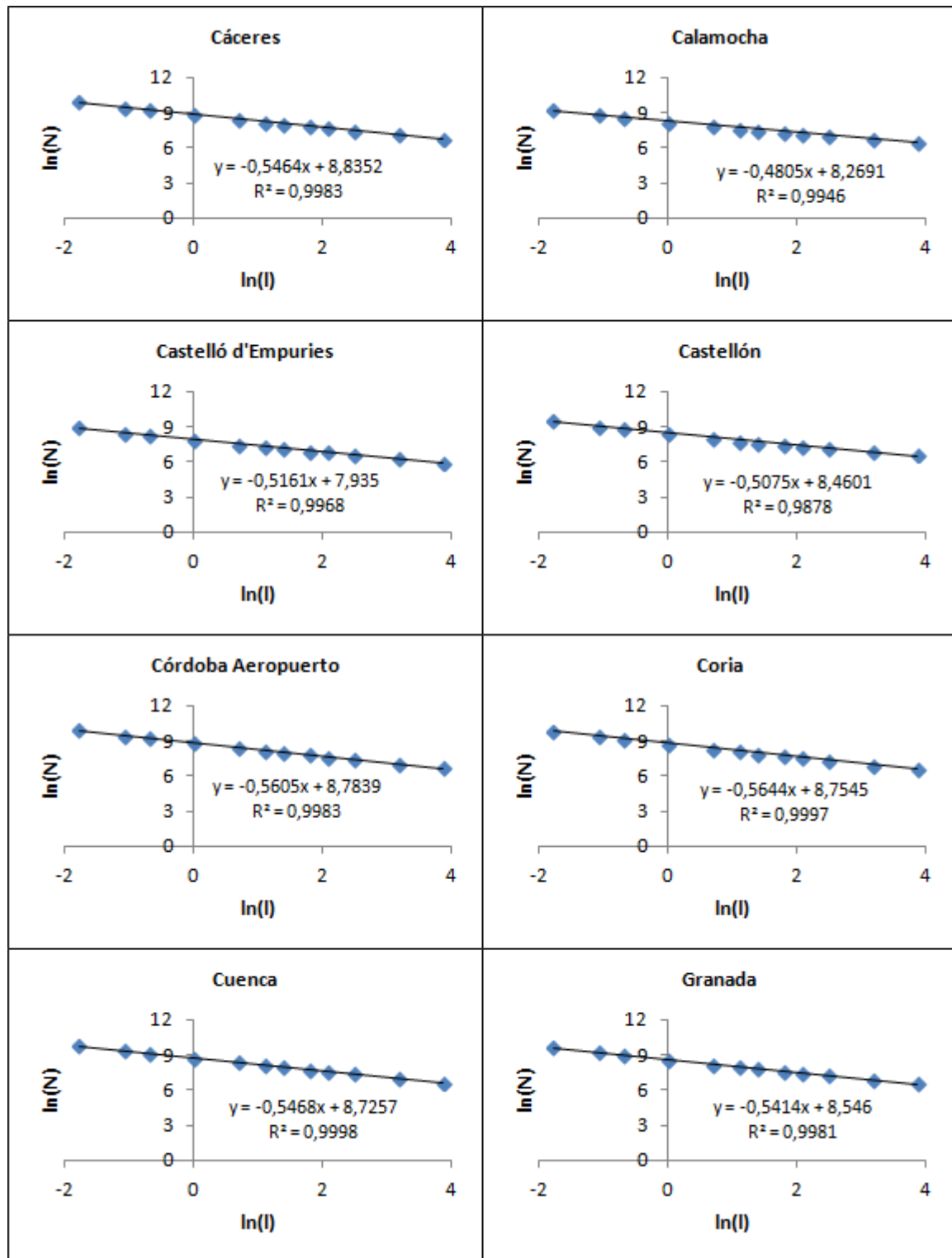


Figura 6.2. Ecuaciones y rectas de regresión, y valores de la R^2 de Pearson, de los pares de $\ln(l)$ y $\ln(N)$ anuales en los observatorios de Cáceres, Calamocha, Castelló d'Empuries, Castellón, Córdoba Aeropuerto, Coria, Cuenca y Granada (Fuente: Elaboración propia)

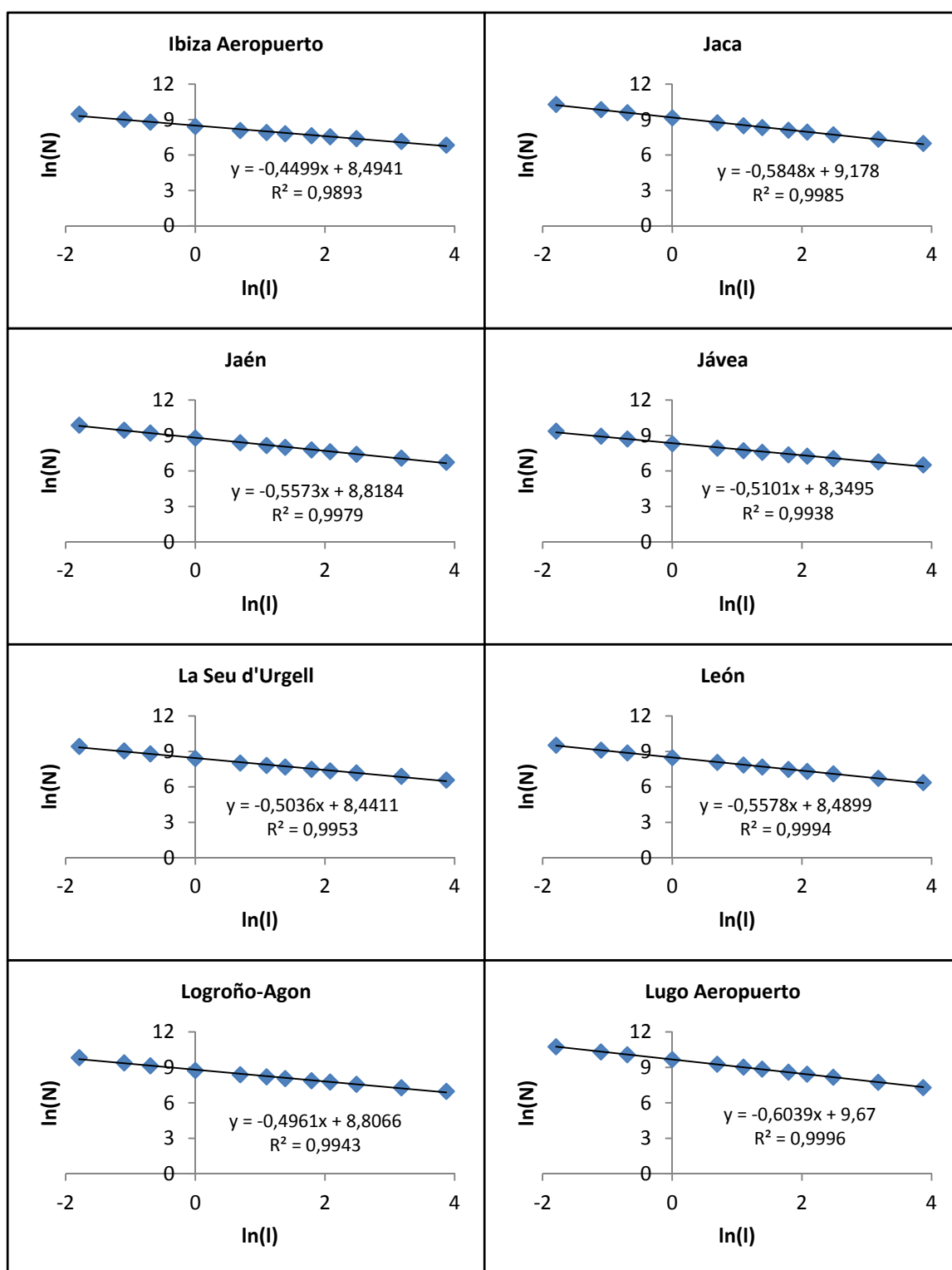


Figura 6.3. Ecuaciones y rectas de regresión, y valores de la R^2 de Pearson, de los pares de $\ln(I)$ y $\ln(N)$ anuales en los observatorios de Ibiza Aeropuerto, Jaca, Jaén, Jávea, La Seu d'Urgell, León, Logroño-Agon y Lugo Aeropuerto (Fuente: Elaboración propia)

La dimensión fractal anual y semestral.

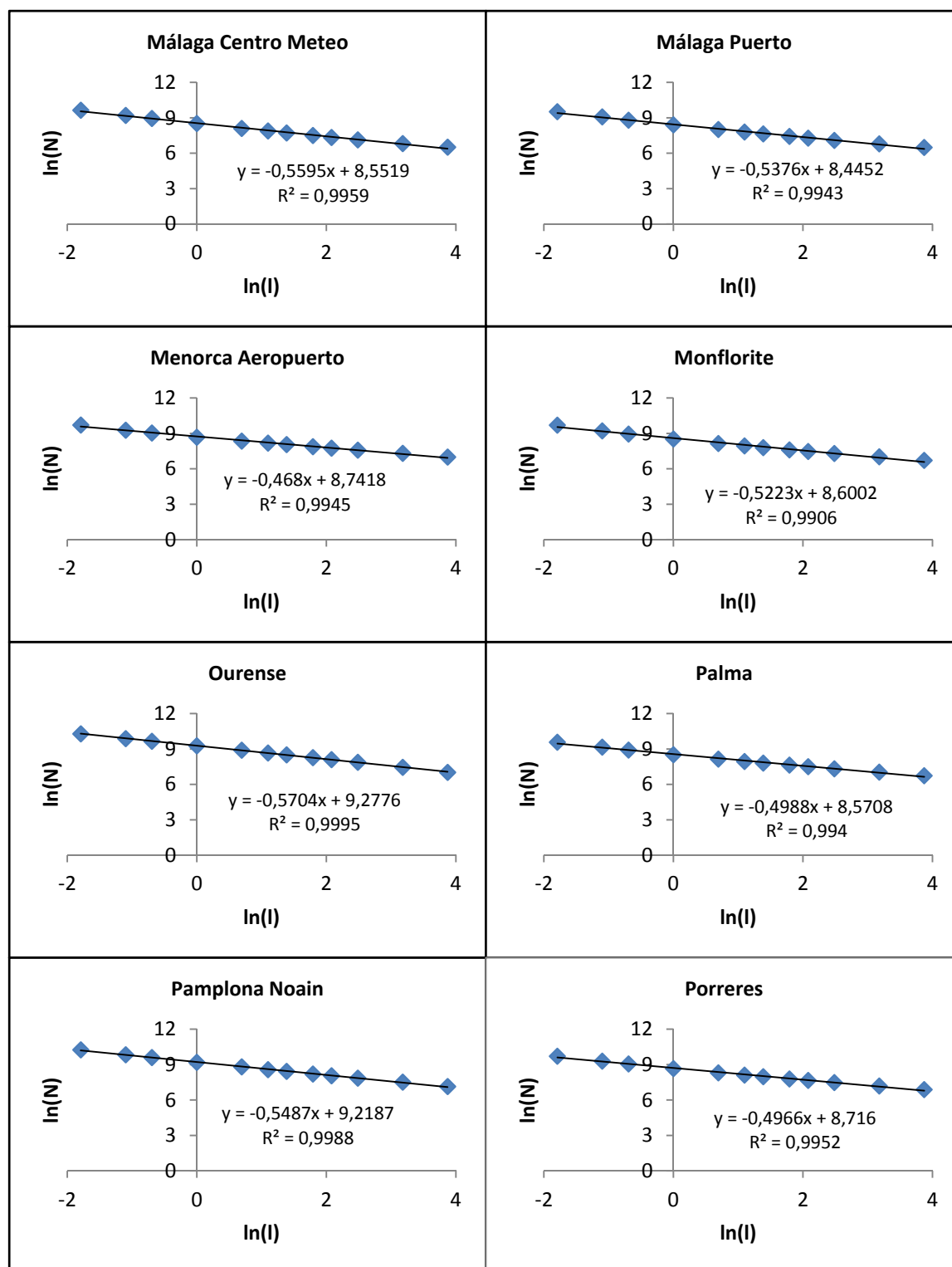


Figura 6.4. Ecuaciones y rectas de regresión, y valores de la R^2 de Pearson, de los pares de $\ln(N)$ y $\ln(l)$ anuales en los observatorios de Málaga Centro Meteo, Málaga Puerto, Menorca Aeropuerto, Monflorite, Ourense, Palma, Pamplona Noain y Porreres (Fuente: Elaboración propia)

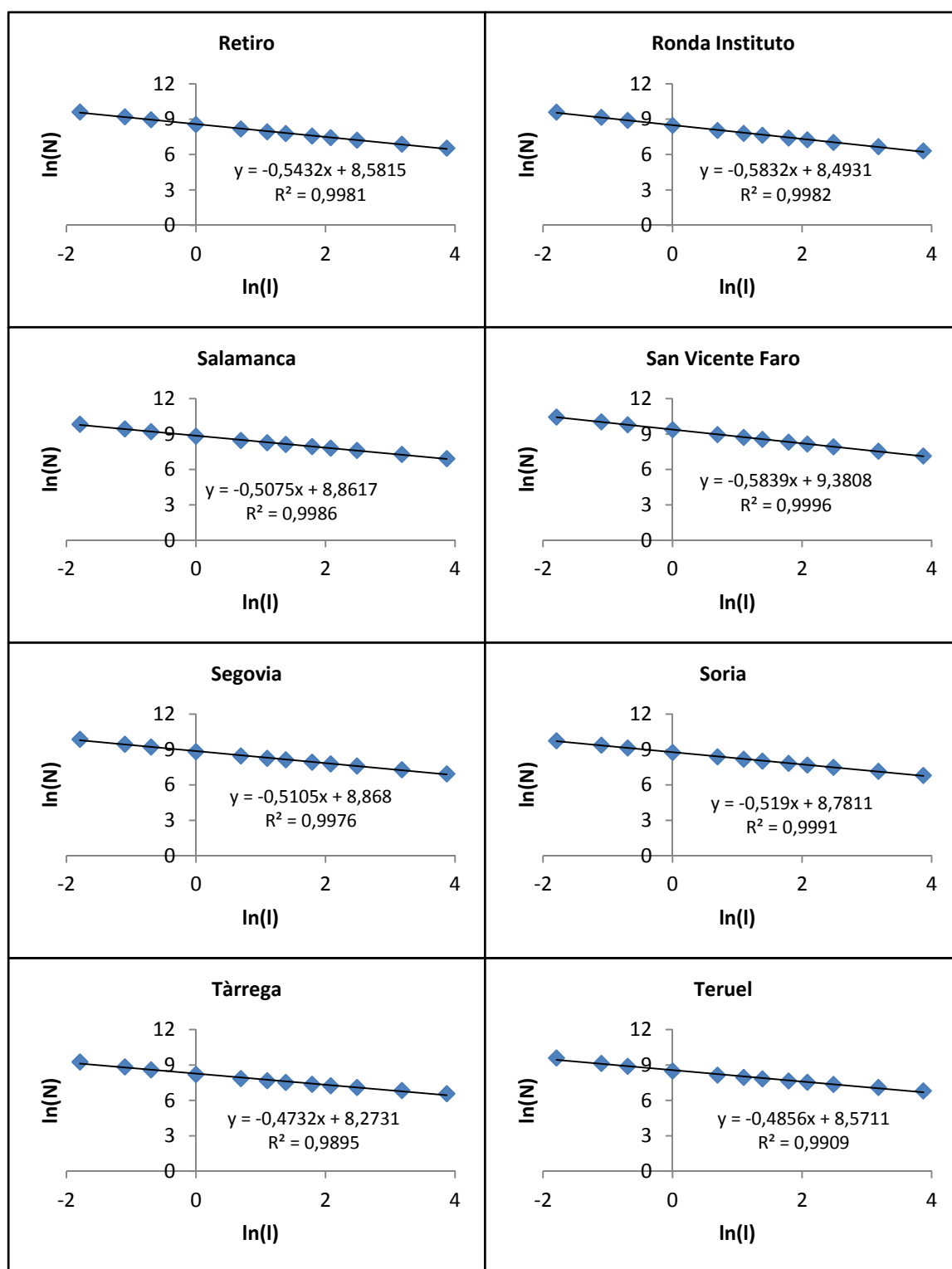


Figura 6.5. Ecuaciones y rectas de regresión, y valores de la R^2 de Pearson, de los pares de $\ln(I)$ y $\ln(N)$ anuales en los observatorios de Retiro, Ronda Instituto, Salamanca, San Vicente Faro, Segovia, Soria, Tàrrega y Teruel (Fuente: Elaboración propia)

La dimensión fractal anual y semestral.

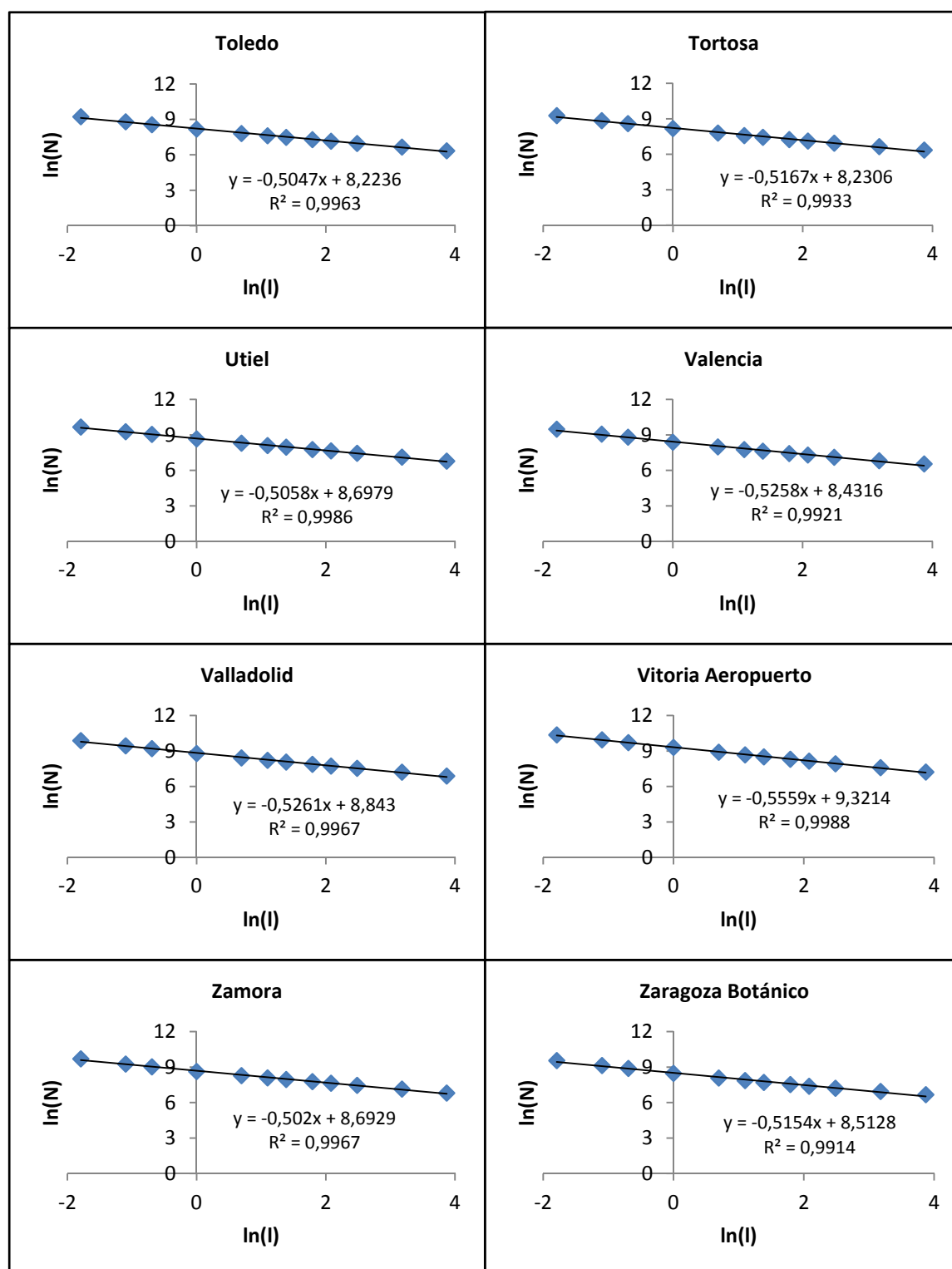


Figura 6.6. Ecuaciones y rectas de regresión, y valores de la R^2 de Pearson, de los pares de $\ln(l)$ y $\ln(N)$ anuales en los observatorios de Toledo, Tortosa, Utiel, Valencia, Valladolid, Vitoria Aeropuerto, Zamora y Zaragoza Botánico (Fuente: Elaboración propia)

Tabla 6.1. Valores anuales de D y R² para los diferentes observatorios

Observatorio	D	R ²
A Coruña	1,5629	0,9994
Albacete	1,4941	0,9970
Alicante	1,4710	0,9910
Ávila	1,5000	0,9971
Badajoz Aeropuerto	1,5183	0,9988
Barcelona Aeropuerto	1,5071	0,9853
Bárdenas	1,4933	0,9959
Bilbao Aeropuerto	1,5827	0,9997
Cáceres	1,5464	0,9983
Calamocha	1,4805	0,9946
Castelló d'Empuries	1,5161	0,9968
Castellón	1,5075	0,9878
Córdoba Aeropuerto	1,5605	0,9983
Coria	1,5644	0,9997
Cuenca	1,5468	0,9998
Granada	1,5414	0,9981
Ibiza Aeropuerto	1,4499	0,9893
Jaca	1,5848	0,9985
Jaén	1,5573	0,9893
Jávea	1,5101	0,9938
La Seu d'Urgell	1,5036	0,9953
León	1,5578	0,9938
Logroño-Agon	1,4961	0,9943
Lugo Aeropuerto	1,6039	0,9996
Málaga Centro Meteo	1,5595	0,9959
Málaga Puerto	1,5376	0,9943
Menorca Aeropuerto	1,4680	0,9945
Monflorite	1,5223	0,9906
Ourense	1,5704	0,9995
Palma	1,4988	0,9940
Pamplona Noain	1,5487	0,9988
Porreres	1,4966	0,9952
Retiro	1,5432	0,9981
Ronda Instituto	1,5832	0,9982
Salamanca	1,5075	0,9986
San Vicente-Faro	1,5839	0,9996
Segovia	1,5105	0,9976
Soria	1,5190	0,9991
Tàrrega	1,4732	0,9895
Teruel	1,4856	0,9909
Toledo	1,5047	0,9963
Tortosa	1,5167	0,9933
Utiel	1,5058	0,9986
Valencia	1,5258	0,9921
Valladolid	1,5261	0,9967
Vitoria Aeropuerto	1,5559	0,9988
Zamora	1,5020	0,9967
Zaragoza Botánico	1,5154	0,9914

La dimensión fractal anual y semestral.

6.2. *La dimensión fractal semestral*

El régimen estacional de precipitaciones tiene, además del interés propiamente climatológico, una influencia notable en el contenido de humedad del suelo, en el estado fenológico de la vegetación y los cultivos, en el desarrollo de estos y de las actividades agrarias en general, en la estacionalidad de los recursos hídricos, e incluso en los procesos de erosión, en especial en el caso en que aparecen con carácter torrencial, concentradas tras un período seco.

Algunos autores han destacado la poca idoneidad del uso de las estaciones climáticas tradicionales, dado que primavera y otoño, como estaciones de transición entre el comportamiento estival y el invernal, no tienen un comportamiento definido (Sigró Rodríguez, 2004). En algunos estudios (Dünkeloh y Jacobeit, 2003) sobre la variabilidad de la precipitación en el área mediterránea, únicamente se distinguen tres estaciones: invierno (de octubre a marzo), primavera (abril y mayo) y verano (de junio a septiembre). Para el presente trabajo, se procede a separar el año natural en dos mitades únicamente: el semestre frío (de octubre a marzo) y el semestre cálido (de abril a septiembre).

6.2.1. La dimensión fractal del semestre cálido

A continuación (Tabla 6.2) se presentan los valores de D del semestre cálido para el período 1997-2010 en los 48 observatorios estudiados, según las pendientes de las rectas de regresión resultantes de representar gráficamente los pares $\ln(N)$ y $\ln(l)$ en las Figuras 6.7 a 6.12.

Los valores de D varían entre 1,4253 en Ibiza Aeropuerto y 1,5404 en Jaca, respetando siempre unos valores de la R^2 de Pearson elevados, por encima siempre de los 0,9757 en Ibiza Aeropuerto y hasta 0,9997 en A Coruña.

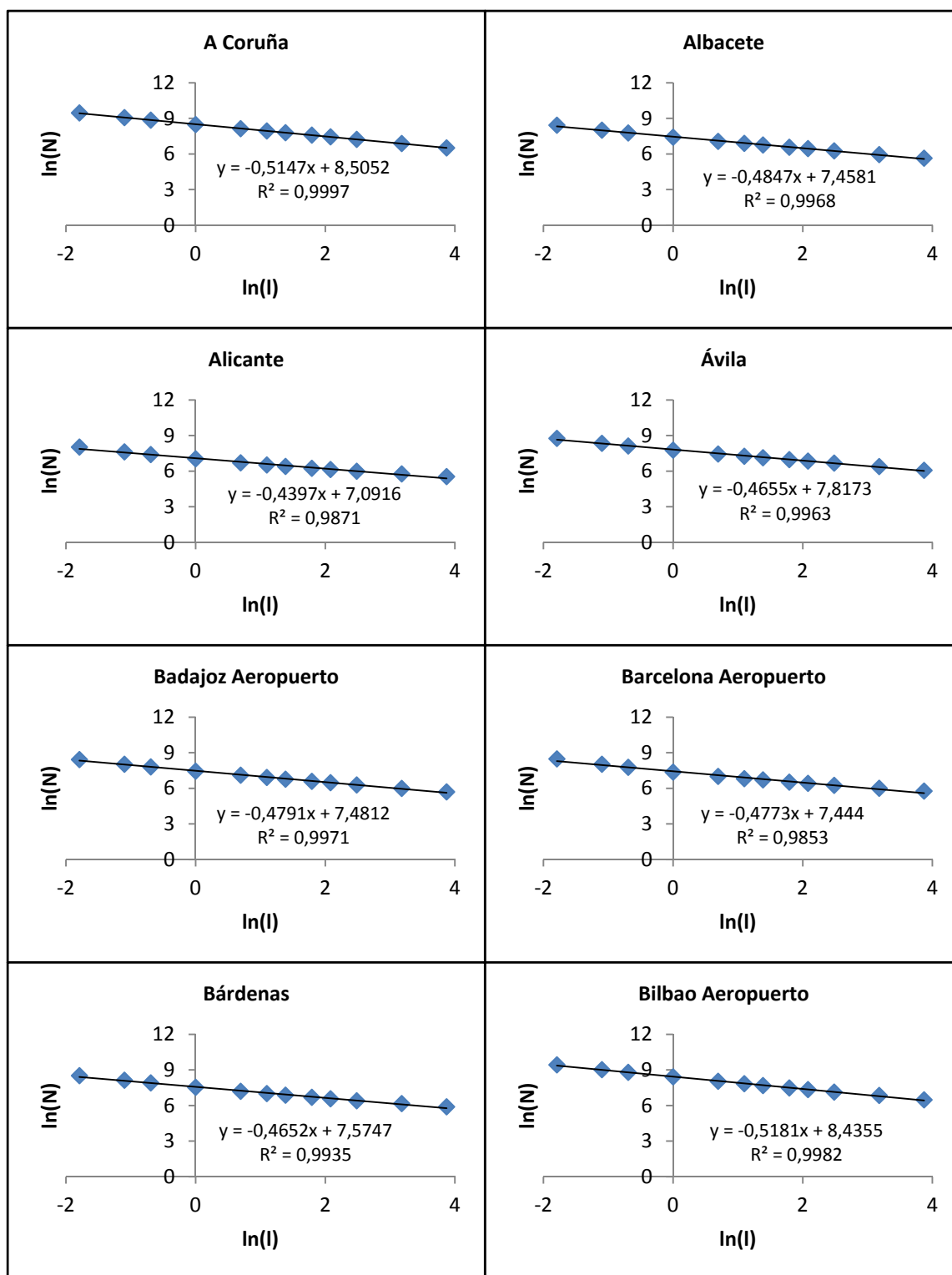


Figura 6.7. Ecuaciones y rectas de regresión, y valores de la R^2 de Pearson, de los pares de $\ln(I)$ y $\ln(N)$ del semestre cálido en los observatorios de A Coruña, Albacete, Alicante, Ávila, Badajoz Aeropuerto, Barcelona Aeropuerto, Bárdenas y Bilbao Aeropuerto (Fuente: Elaboración propia)

La dimensión fractal anual y semestral.

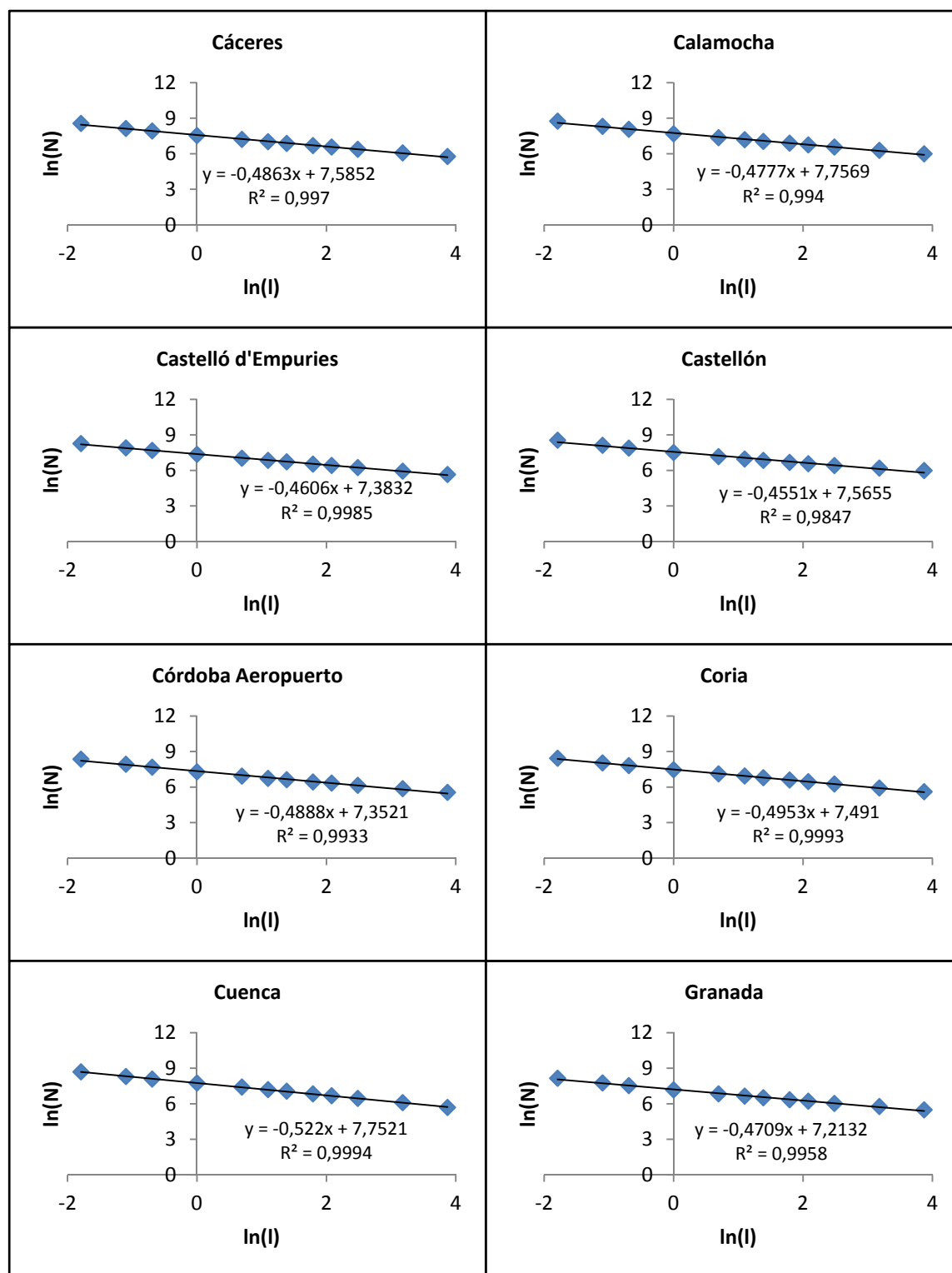


Figura 6.8. Ecuaciones y rectas de regresión, y valores de la R^2 de Pearson, de los pares de $\ln(l)$ y $\ln(N)$ del semestre cálido en los observatorios de Cáceres, Calamocha, Castelló d'Empuries, Castellón, Córdoba Aeropuerto, Coria, Cuenca y Granada (Fuente: Elaboración propia)

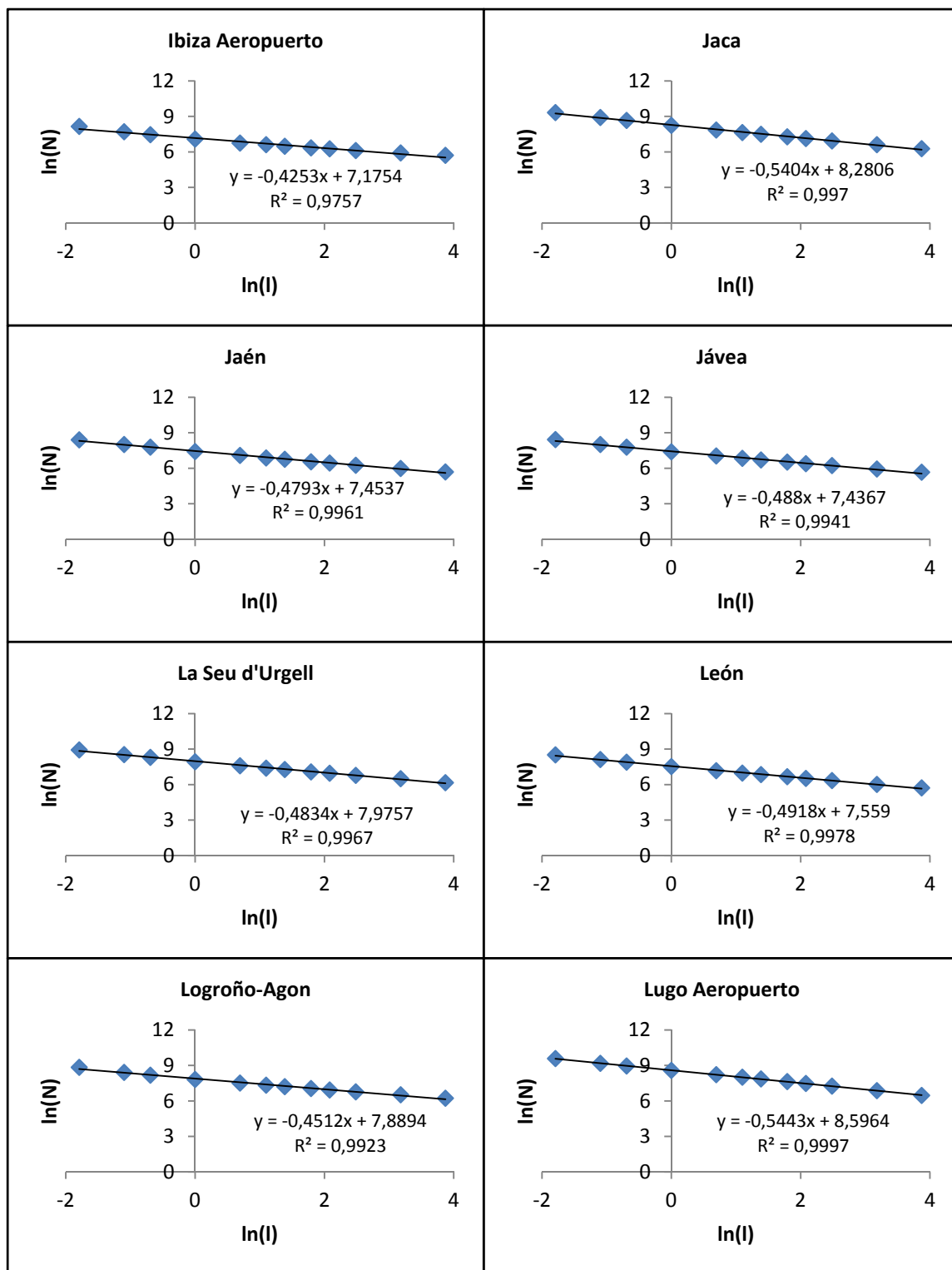


Figura 6.9. Ecuaciones y rectas de regresión, y valores de la R^2 de Pearson, de los pares de $\ln(I)$ y $\ln(N)$ del semestre cálido en los observatorios de Ibiza Aeropuerto, Jaca, Jaén, Jávea, La Seu d'Urgell, León, Logroño-Agon y Lugo Aeropuerto (Fuente: Elaboración propia)

La dimensión fractal anual y semestral.

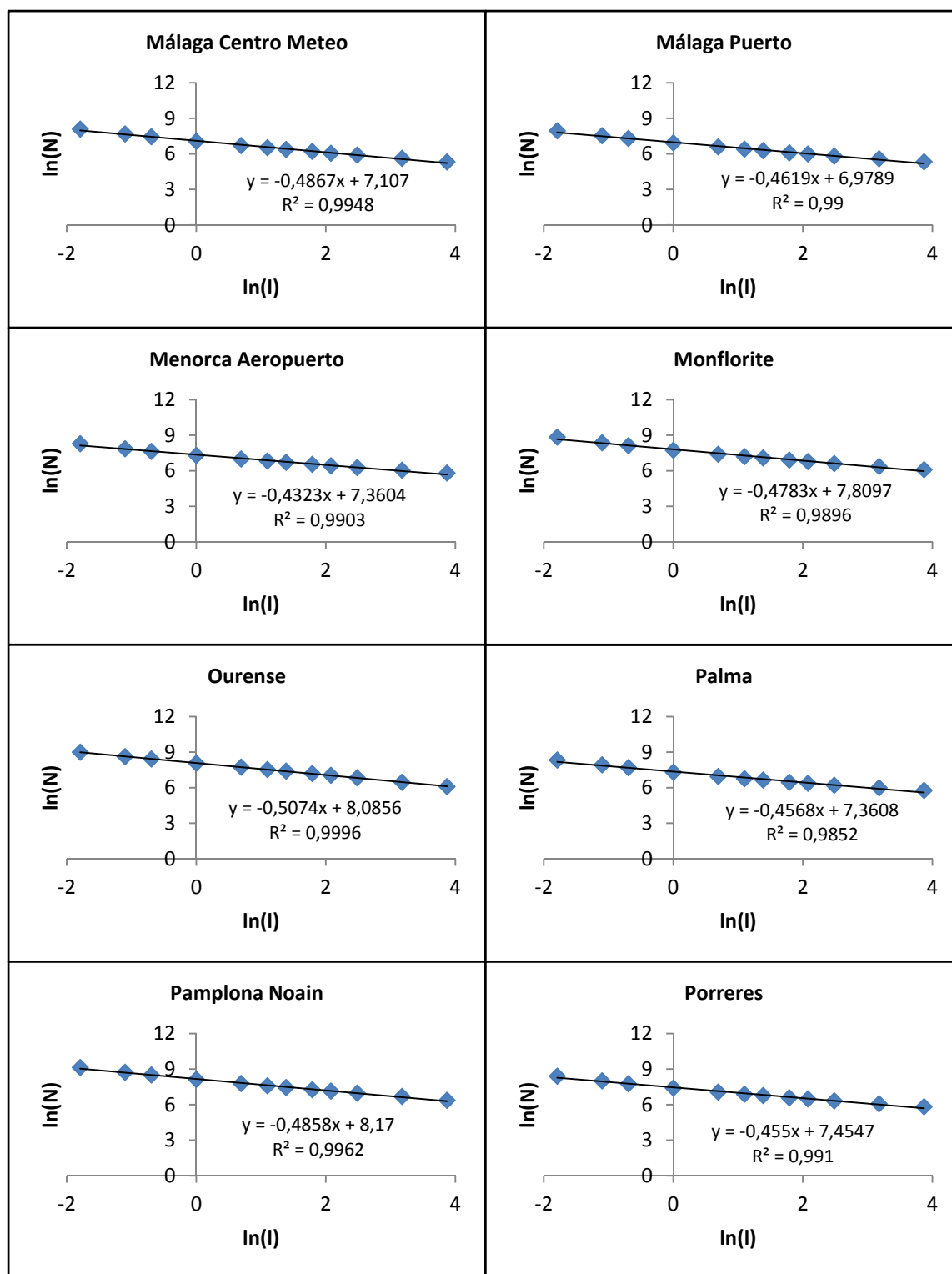


Figura 6.10. Ecuaciones y rectas de regresión, y valores de la R^2 de Pearson, de los pares de $\ln(l)$ y $\ln(N)$ del semestre cálido en los observatorios de Málaga Centro Meteo, Málaga Puerto, Menorca Aeropuerto, Monflorite, Ourense, Palma, Pamplona Noain y Porreres (Fuente: Elaboración propia)

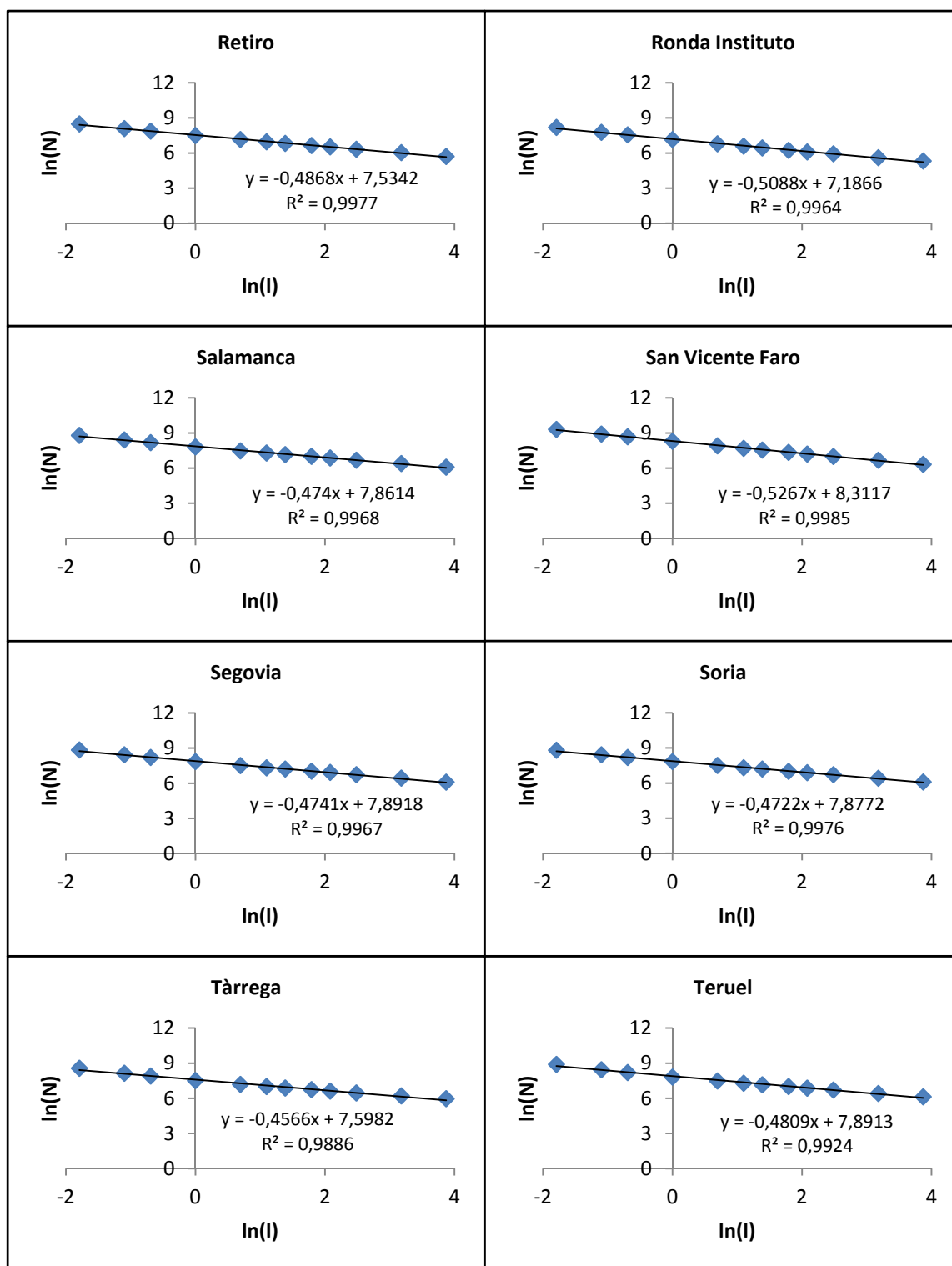


Figura 6.11. Ecuaciones y rectas de regresión, y valores de la R^2 de Pearson, de los pares de $\ln(I)$ y $\ln(N)$ del semestre cálido en los observatorios de Retiro, Ronda Instituto, Salamanca, San Vicente Faro, Segovia, Soria, Tàrrega y Teruel (Fuente: Elaboración propia)

La dimensión fractal anual y semestral.

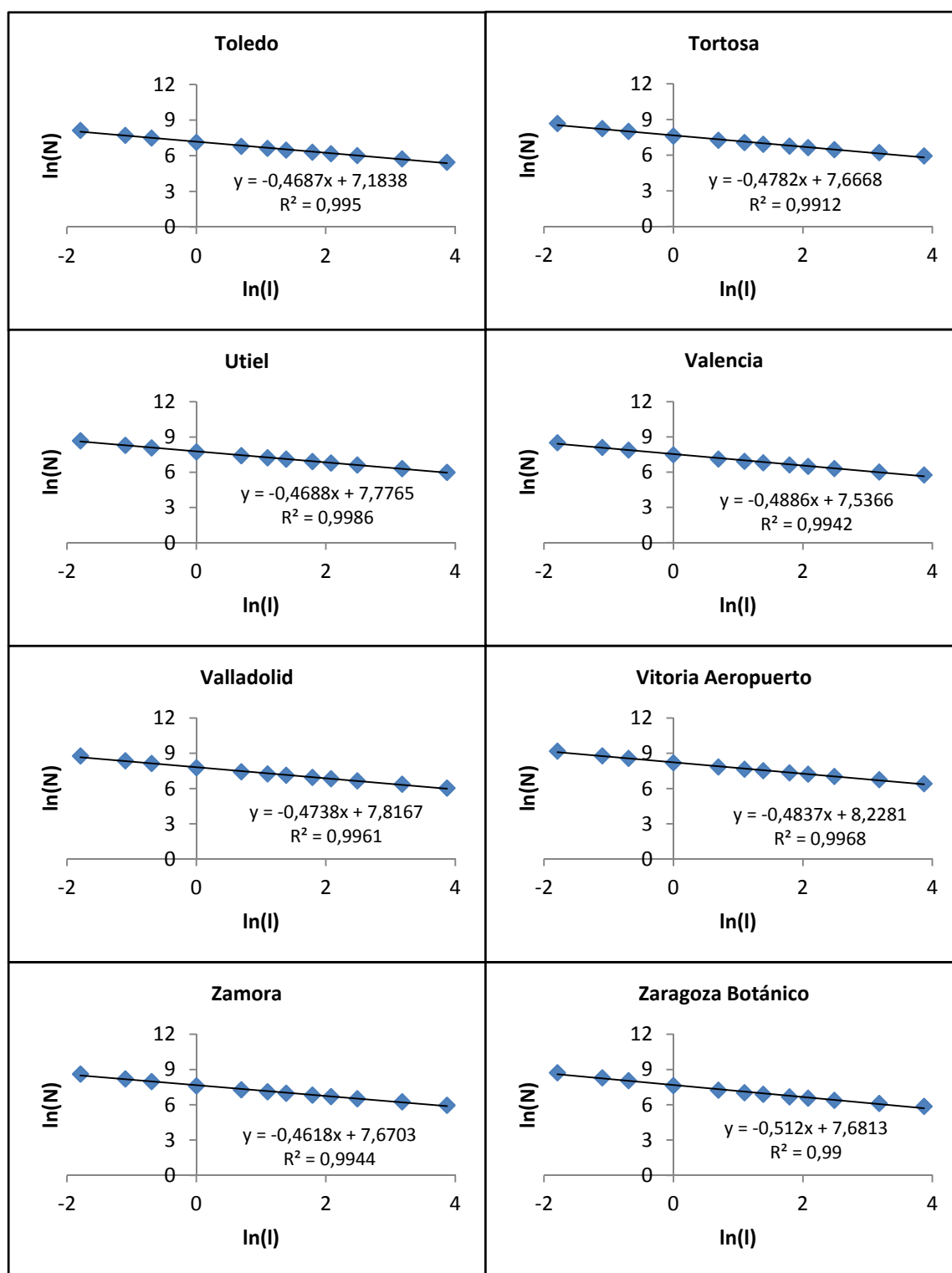


Figura 6.12. Ecuaciones y rectas de regresión, y valores de la R^2 de Pearson, de los pares de $\ln(l)$ y $\ln(N)$ del semestre cálido en los observatorios de Toledo, Tortosa, Utiel, Valencia, Valladolid, Vitoria Aeropuerto, Zamora y Zaragoza Botánico (Fuente: Elaboración propia)

Tabla 6.2. Valores del semestre cálido de D y R² para los diferentes observatorios

Observatorio	D	R ²
A Coruña	1,5147	0,9997
Albacete	1,4847	0,9968
Alicante	1,4379	0,9871
Ávila	1,4655	0,9963
Badajoz Aeropuerto	1,4791	0,9971
Barcelona Aeropuerto	1,4773	0,9853
Bárdenas	1,4652	0,9935
Bilbao Aeropuerto	1,5181	0,9982
Cáceres	1,4863	0,9970
Calamocha	1,4777	0,9940
Castelló d'Empuries	1,4606	0,9985
Castellón	1,4551	0,9847
Córdoba Aeropuerto	1,4888	0,9933
Coria	1,4953	0,9993
Cuenca	1,5220	0,9994
Granada	1,4709	0,9958
Ibiza Aeropuerto	1,4253	0,9757
Jaca	1,5404	0,9970
Jaén	1,4793	0,9961
Jávea	1,4880	0,9941
La Seu d'Urgell	1,4834	0,9967
León	1,4918	0,9978
Logroño-Agon	1,4512	0,9923
Lugo Aeropuerto	1,5443	0,9997
Málaga Centro Meteo	1,4897	0,9948
Málaga Puerto	1,4619	0,9900
Menorca Aeropuerto	1,4323	0,9903
Monflorite	1,4783	0,9896
Ourense	1,5074	0,9996
Palma	1,4568	0,9852
Pamplona Noain	1,4858	0,9962
Porreres	1,4550	0,9910
Retiro	1,4868	0,9977
Ronda Instituto	1,5088	0,9964
Salamanca	1,4740	0,9968
San Vicente-Faro	1,5267	0,9985
Segovia	1,4741	0,9967
Soria	1,4722	0,9976
Tàrrega	1,4566	0,9886
Teruel	1,4809	0,9924
Toledo	1,4687	0,9950
Tortosa	1,4782	0,9912
Utiel	1,4688	0,9986
Valencia	1,4886	0,9942
Valladolid	1,4738	0,9961
Vitoria Aeropuerto	1,4837	0,9968
Zamora	1,4618	0,9944
Zaragoza Botánico	1,5120	0,9900

La dimensión fractal anual y semestral.

Los procesos que dan origen a la precipitación son diversos a lo largo del año, siendo de origen predominantemente convectivo y local en amplias áreas de la España peninsular durante la parte cálida del año, en la que el anticiclón de Azores impide el paso de frentes polares por las latitudes en las que se encuentra la Península Ibérica, de ahí que los valores obtenidos en este apartado difieran de los obtenidos para el año entero, que acoge orígenes y procesos diversos para la precipitación.

6.2.2. La dimensión fractal del semestre frío

Tal y como ha podido verse, las diferencias en los valores de D para los diferentes observatorios estudiados son evidentes si se consideran los valores de precipitación del año completo y si, posteriormente, se consideran únicamente aquellos meses en los que ocurren mecanismos que originan precipitación similares, como durante el semestre cálido, ya analizado, o en el frío. Así, en la Tabla 6.3 se presentan los valores de D obtenidos considerando exclusivamente los meses de enero a marzo y de octubre a diciembre, meses en los que el principal mecanismo que da lugar a tipos de tiempo de lluviosos es la llegada a la Península Ibérica de borrascas atlánticas por el oeste.

Los valores de D para el semestre frío varían entre 1,4600 en Ibiza Aeropuerto y los 1,6388 en Lugo Aeropuerto, dándose valores de la R^2 de Pearson que van desde los 0,9847 de Barcelona Aeropuerto a los 0,9999 de Bilbao Aeropuerto, Coria o San Vicente-Faro.

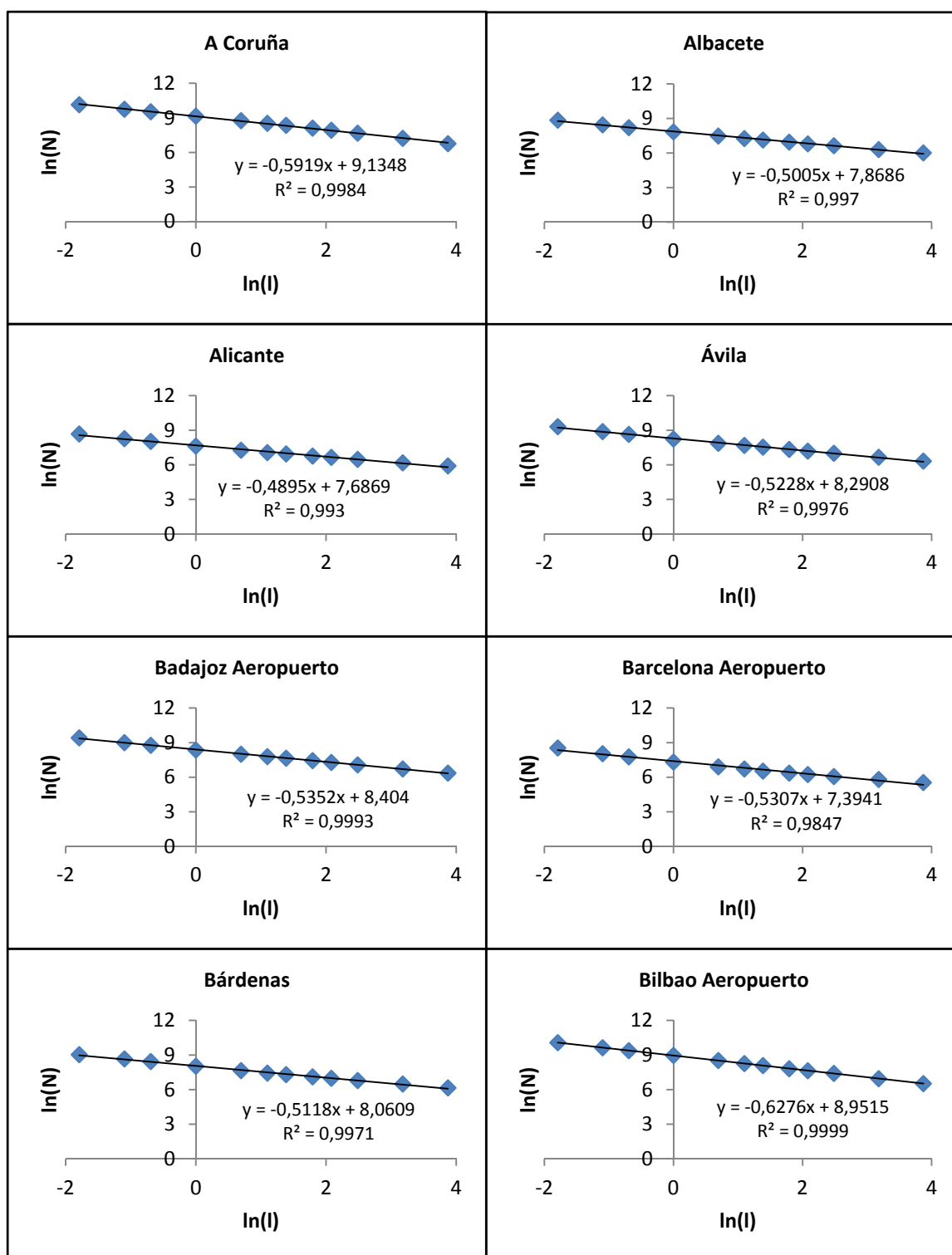


Figura 6.13. Ecuaciones y rectas de regresión, y valores de la R^2 de Pearson, de los pares de $\ln(I)$ y $\ln(N)$ del semestre frío en los observatorios de A Coruña, Albacete, Alicante, Ávila, Badajoz Aeropuerto, Barcelona Aeropuerto, Bárdenas y Bilbao Aeropuerto (Fuente: Elaboración propia)

La dimensión fractal anual y semestral.

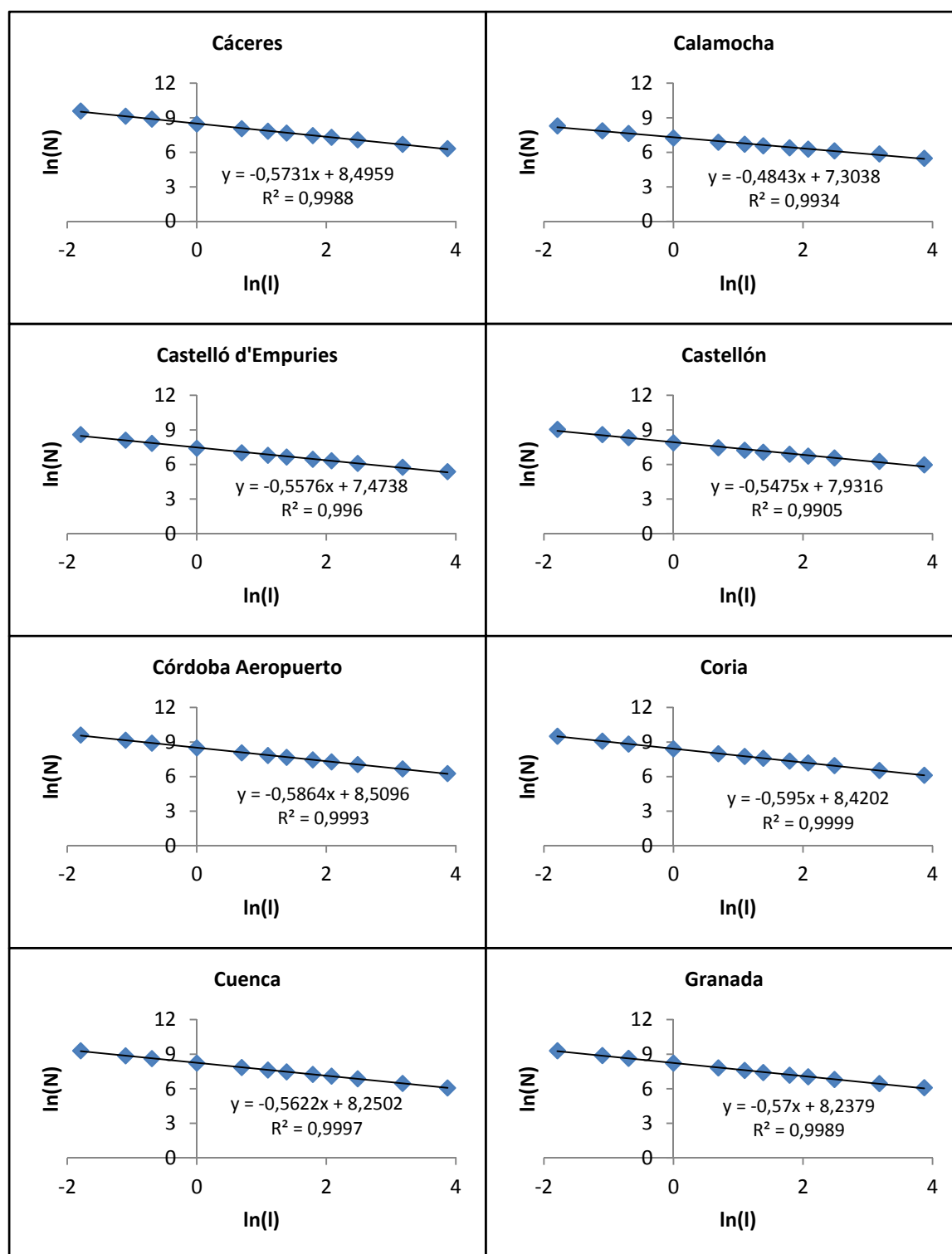


Figura 6.14. Ecuaciones y rectas de regresión, y valores de la R^2 de Pearson, de los pares de $\ln(l)$ y $\ln(N)$ del semestre frío en los observatorios de Cáceres, Calamocha, Castelló d'Empuries, Castellón, Córdoba Aeropuerto, Coria, Cuenca y Granada (Fuente: Elaboración propia)

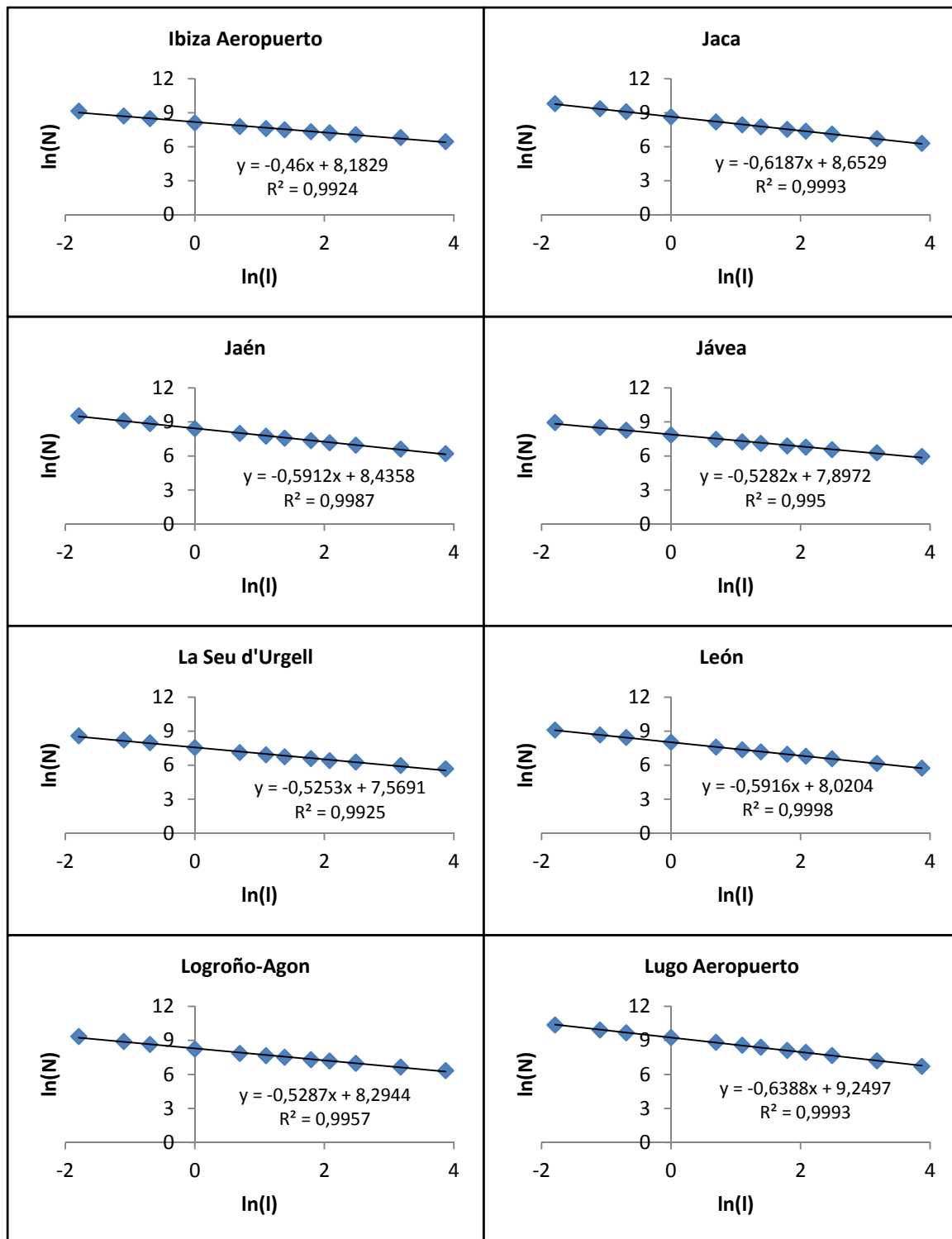


Figura 6.15. Ecuaciones y rectas de regresión, y valores de la R^2 de Pearson, de los pares de $\ln(I)$ y $\ln(N)$ del semestre frío en los observatorios de Ibiza Aeropuerto, Jaca, Jaén, Jávea, La Seu d'Urgell, León, Logroño-Agon y Lugo Aeropuerto (Fuente: Elaboración propia)

La dimensión fractal anual y semestral.

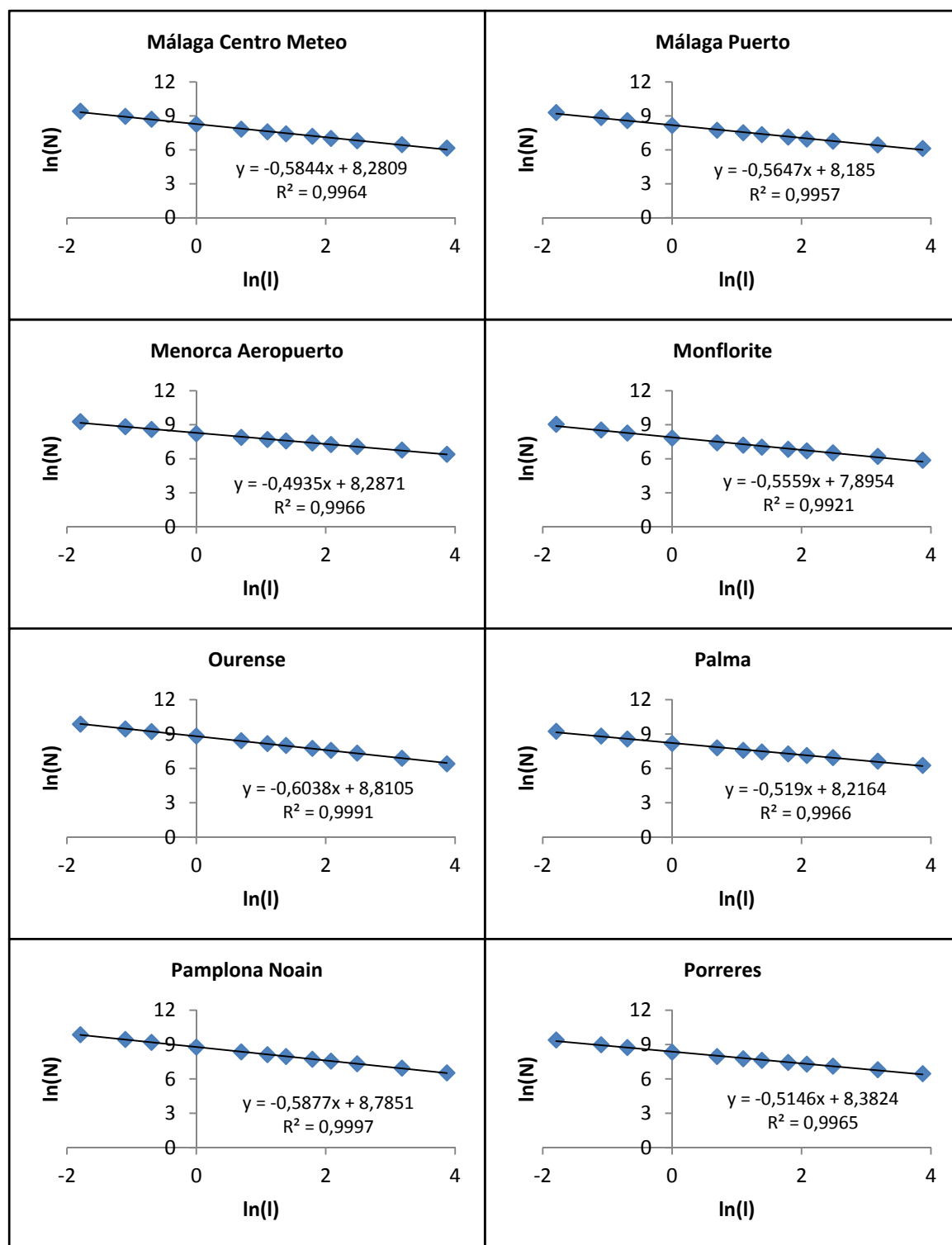


Figura 6.16. Ecuaciones y rectas de regresión, y valores de la R^2 de Pearson, de los pares de $\ln(l)$ y $\ln(N)$ del semestre frío en los observatorios de Málaga Centro Meteo, Málaga Puerto, Menorca Aeropuerto, Monflorite, Ourense, Palma, Pamplona Noain y Porreres (Fuente: Elaboración propia)

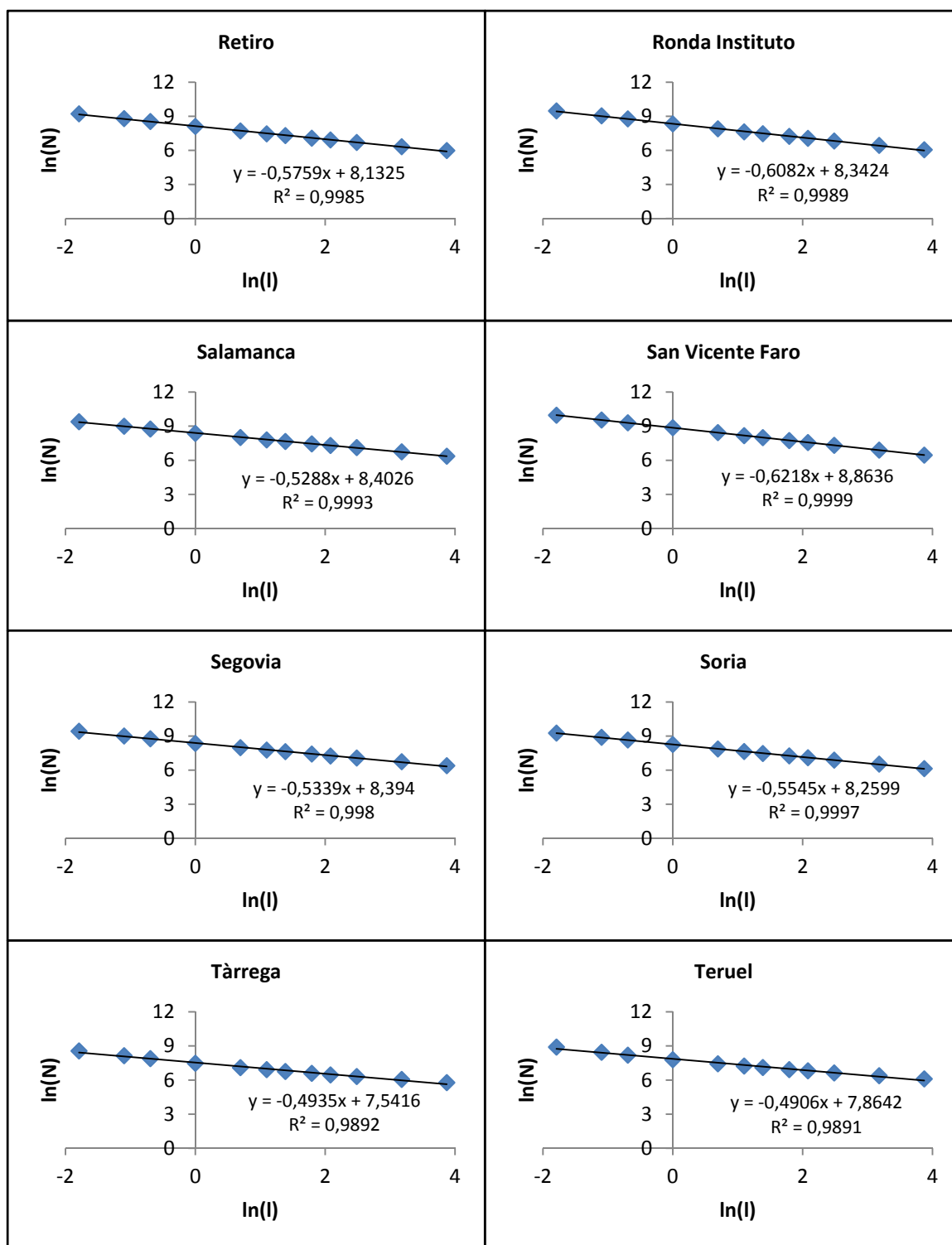


Figura 6.17. Ecuaciones y rectas de regresión, y valores de la R^2 de Pearson, de los pares de $\ln(I)$ y $\ln(N)$ del semestre frío en los observatorios de Retiro, Ronda Instituto, Salamanca, San Vicente Faro, Segovia, Soria, Tàrraga y Teruel (Fuente: Elaboración propia)

La dimensión fractal anual y semestral.

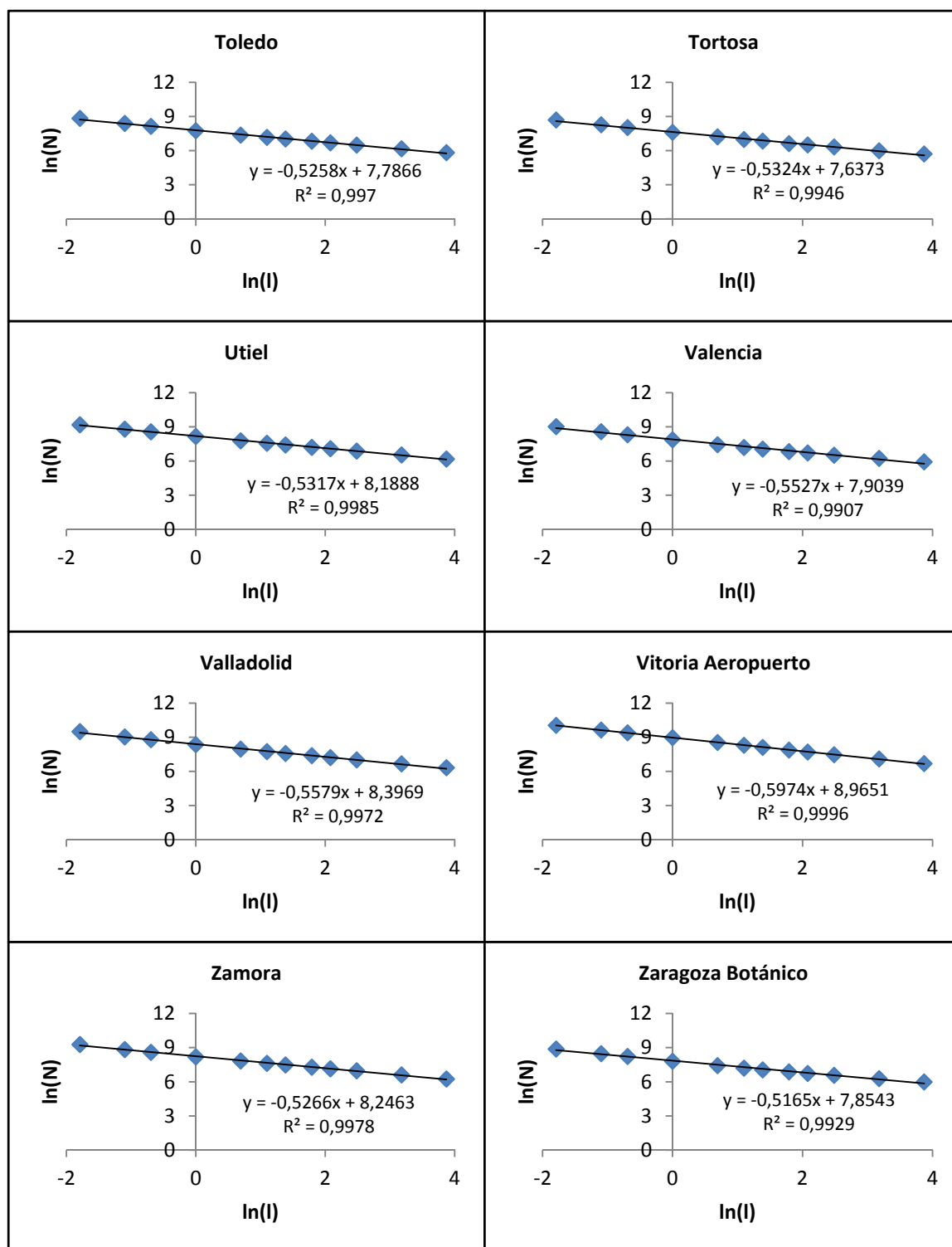


Figura 6.18. Ecuaciones y rectas de regresión, y valores de la R^2 de Pearson, de los pares de $\ln(l)$ y $\ln(N)$ del semestre frío en los observatorios de Toledo, Tortosa, Utiel, Valencia, Valladolid, Vitoria Aeropuerto, Zamora y Zaragoza Botánico (Fuente: Elaboración propia)

Tabla 6.3. Valores del semestre frío de D y R² para los diferentes observatorios

Observatorio	D	R ²
A Coruña	1,5919	0,9984
Albacete	1,5005	0,9970
Alicante	1,4895	0,9930
Ávila	1,5228	0,9976
Badajoz Aeropuerto	1,5352	0,9993
Barcelona Aeropuerto	1,5307	0,9847
Bárdenas	1,5118	0,9971
Bilbao Aeropuerto	1,6276	0,9999
Cáceres	1,5731	0,9988
Calamocha	1,4843	0,9934
Castelló d'Empuries	1,5576	0,9960
Castellón	1,5475	0,9905
Córdoba Aeropuerto	1,5864	0,9993
Coria	1,5950	0,9999
Cuenca	1,5622	0,9997
Granada	1,5700	0,9989
Ibiza Aeropuerto	1,4600	0,9924
Jaca	1,6178	0,9993
Jaén	1,5912	0,9987
Jávea	1,5282	0,9950
La Seu d'Urgell	1,5253	0,9925
León	1,5916	0,9998
Logroño-Agon	1,5287	0,9957
Lugo Aeropuerto	1,6388	0,9993
Málaga Centro Meteo	1,5844	0,9964
Málaga Puerto	1,5647	0,9957
Menorca Aeropuerto	1,4935	0,9966
Monflorite	1,5559	0,9921
Ourense	1,6038	0,9991
Palma	1,5190	0,9966
Pamplona Noain	1,5877	0,9997
Porreres	1,5146	0,9965
Retiro	1,5759	0,9985
Ronda Instituto	1,6082	0,9989
Salamanca	1,5288	0,9993
San Vicente-Faro	1,6218	0,9999
Segovia	1,5339	0,9980
Soria	1,5545	0,9997
Tàrrega	1,4935	0,9892
Teruel	1,4906	0,9891
Toledo	1,5258	0,9970
Tortosa	1,5327	0,9946
Utiel	1,5317	0,9985
Valencia	1,5527	0,9907
Valladolid	1,5579	0,9972
Vitoria Aeropuerto	1,5974	0,9996
Zamora	1,5266	0,9978
Zaragoza Botánico	1,5165	0,9929

La dimensión fractal anual y semestral.

6.2.3. La diferencia entre los valores de las dimensiones fractales de los semestres frío y cálido

Se pueden apreciar diferencias en los valores de D entre una mitad del año y la otra, por lo que conviene determinar el valor de estas con el fin de poder identificar en qué lugares el cambio es mayor o es menor, y, más adelante, explicar sus correspondientes implicaciones (Tabla 6.4).

Tabla 6.4. Diferencia entre los valores de D de los semestres frío y cálido

Observatorio	Diferencia	Observatorio	Diferencia
A Coruña	0,0772	Málaga Centro Meteo	0,0947
Albacete	0,0158	Málaga Puerto	0,1028
Alicante	0,0516	Menorca Aeropuerto	0,0612
Ávila	0,0573	Monflorite	0,0776
Badajoz Aeropuerto	0,0561	Ourense	0,0964
Barcelona Aeropuerto	0,0534	Palma	0,0622
Bárdenas	0,0466	Pamplona Noain	0,1019
Bilbao Aeropuerto	0,1095	Porreres	0,0596
Cáceres	0,0868	Retiro	0,0891
Calamocha	0,0066	Ronda Instituto	0,0994
Castelló d'Empuries	0,0970	Salamanca	0,0548
Castellón	0,0924	San Vicente-Faro	0,0951
Córdoba Aeropuerto	0,0976	Segovia	0,0598
Coria	0,0997	Soria	0,0823
Cuenca	0,0402	Tárrega	0,0369
Granada	0,0991	Teruel	0,0097
Ibiza Aeropuerto	0,0347	Toledo	0,0571
Jaca	0,0774	Tortosa	0,0545
Jaén	0,1119	Utiel	0,0629
Jávea	0,0402	Valencia	0,0641
La Seu d'Urgell	0,0419	Valladolid	0,0841
León	0,0998	Vitoria Aeropuerto	0,1137
Logroño-Agon	0,0775	Zamora	0,0648
Lugo Aeropuerto	0,0945	Zaragoza Botánico	0,0045

En todos los casos, los valores son positivos, lo que quiere decir que el valor de D es mayor en el semestre frío que en el cálido, pero las diferencias pueden ser muy notables, como en el caso de Vitoria Aeropuerto, donde se alcanza un valor de 0,1137 o el de Jaén, con 0,1119, o apenas perceptibles, como en Zaragoza Botánico (0,0045) o Calamocha (0,0066).

CAPÍTULO 7:

LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LAS

DIMENSIONES FRACTALES.

REGIONALIZACIÓN.

La distribución espacial de las dimensiones fractales. Regionalización.

LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LAS DIMENSIONES FRACTALES. REGIONALIZACIÓN.

7.1. La distribución de las dimensiones fractales

El comportamiento espacial de la dimensión fractal D es de especial interés para poder identificar aquellas regiones del área de estudio en las que la precipitación responde a un comportamiento que se adapta en mayor o menor medida a las características de autosimilitud de los objetos fractales.

En este sentido, a partir de los valores de D obtenidos para cada uno de los 48 observatorios utilizados, se ha realizado una interpolación para toda el área de estudio a través del método *kriging*, que es el método de interpolación mayoritariamente aceptado para este tipo de procesos (Ninyerola *et al.*, 2000; Vicente-Serrano *et al.*, 2003; Ninyerola *et al.*, 2007).

En la Figura 7.1 se presenta la distribución espacial de la variable D del año completo, y se puede ver cómo los valores más elevados se concentran en dos zonas: en Galicia y la vertiente cantábrica, con valores de D que se encuentran por encima de 1,56, y, en menor medida, en la parte meridional del valle del Guadalquivir. La región donde se localizan los valores más bajos se corresponde con el archipiélago balear y con la región oriental peninsular y el valle del Ebro, cuyos valores se encuentran entre 1,47 y 1,51, además de la parte occidental de la submeseta norte, donde aparece una región en la que se dan valores bajos, cercanos al 1,50.

La distribución de los valores de D durante el semestre cálido (Figura 7.2) presenta algunas similitudes con la distribución de D para todo el año: los valores mínimos, entre 1,46 y 1,44, se dan de nuevo en el archipiélago balear y en la región del litoral mediterráneo, extendiéndose esta vez más hacia el sur y con menor presencia en el traspais. Asimismo, los valores máximos, entre 1,50 y 1,52, se dan en Galicia y la vertiente cantábrica prolongada hasta un sector en el Pirineo centro-occidental, pero con unos valores claramente inferiores a los que se daban para el caso de la precipitación anual. Los valores de D en el valle del

Guadalquivir no son tan elevados, rondando 1,49. En la parte occidental de la submeseta norte siguen apareciendo valores bajos, alrededor de 1,46.

Los valores de D para el semestre frío (Figura 7.3) siguen una distribución que, en este caso, es muy similar a la del año completo. Efectivamente, los valores más altos, por encima de 1,60, se dan en la vertiente cantábrica y en Galicia, y los más bajos, inferiores a 1,52, aparecen en el oriente peninsular y en Baleares. La principal diferencia existente es que los valores que del valle del Guadalquivir no son tan elevados, y se sitúan alrededor de 1,56 y 1,58. Asimismo, los valores que de la zona occidental de la submeseta norte, no son tan bajos, y se sitúan ligeramente alejados de los mínimos peninsulares, entre 1,52 y 1,54.

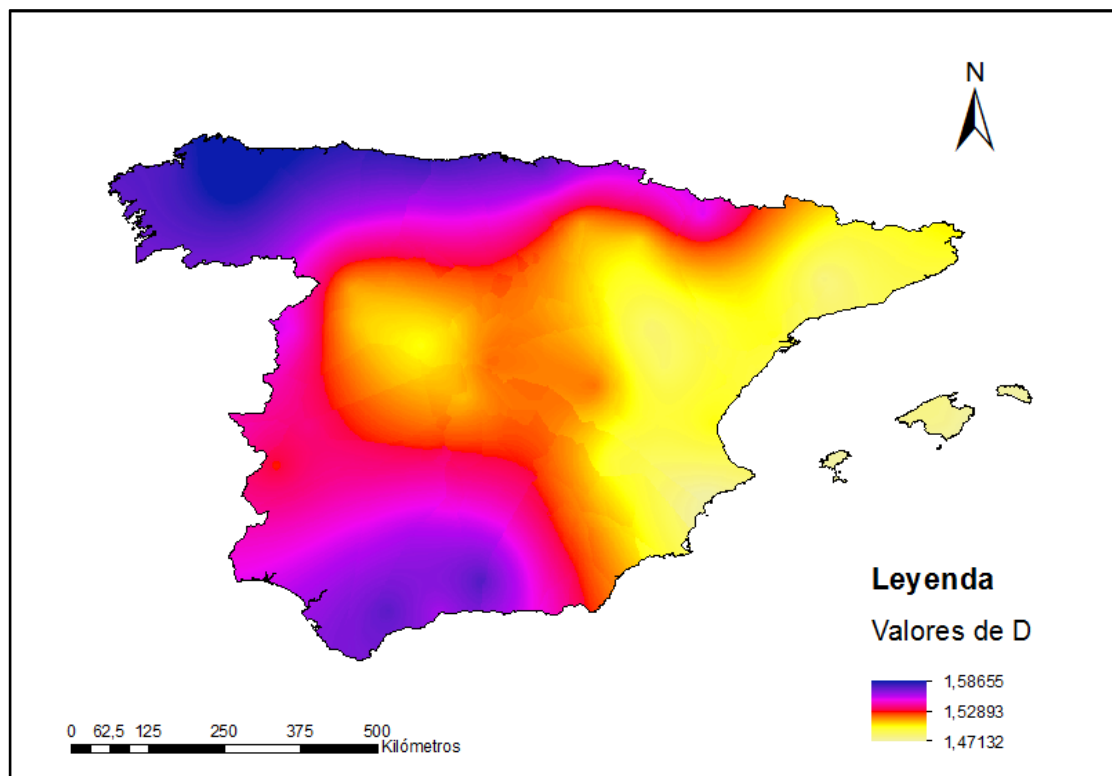


Figura 7.1. Distribución espacial de la dimensión fractal de la precipitación anual en la Península Ibérica (Elaboración propia)

La distribución espacial de las dimensiones fractales. Regionalización.

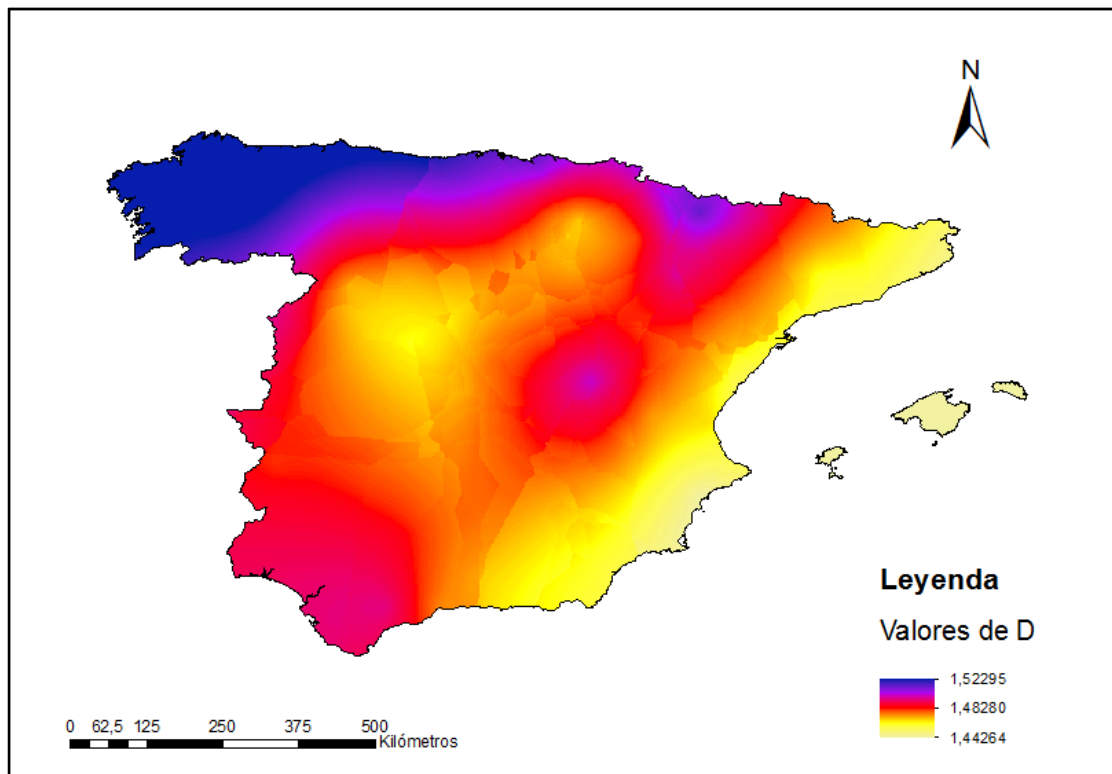


Figura 7.2. Distribución espacial de la dimensión fractal de la precipitación del semestre cálido en la Península Ibérica (Elaboración propia)

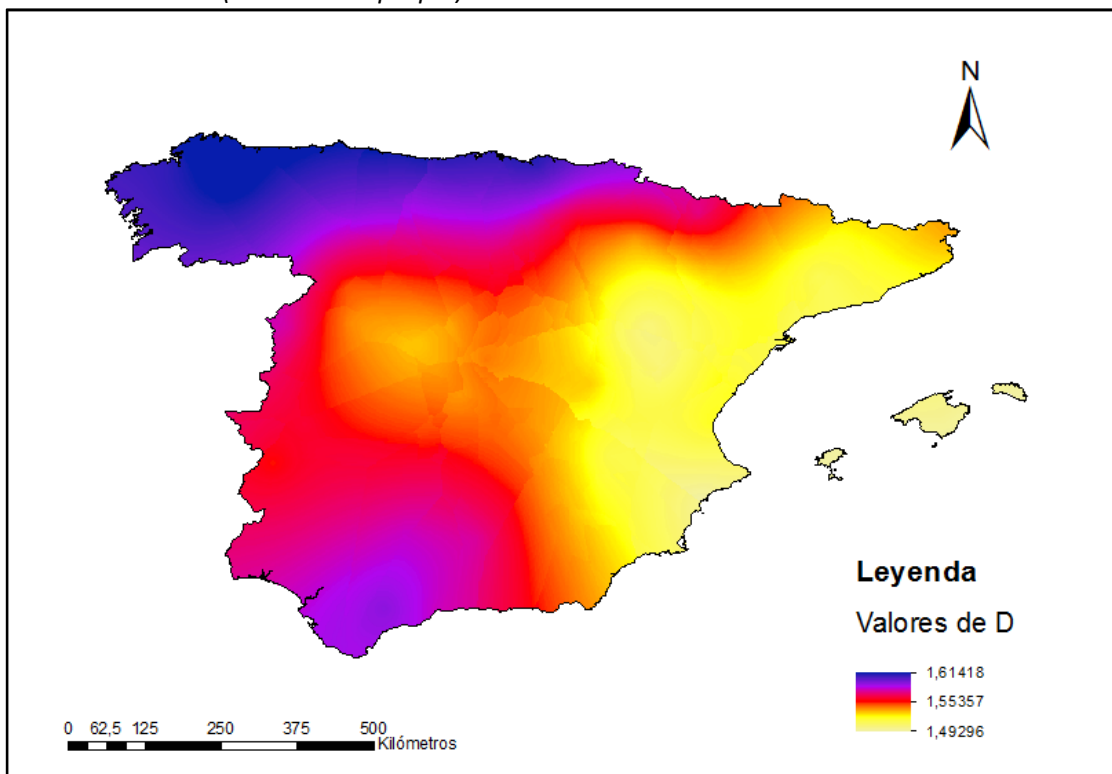


Figura 7.3. Distribución espacial de la dimensión fractal de la precipitación del semestre frío en la Península Ibérica (Elaboración propia)

De la misma manera, conviene conocer cuál es la distribución espacial de las diferencias existentes entre los valores de D de ambos semestres (Figura 7.4), y es que ésta puede ser representativa de los diferentes mecanismos que se encuentren en el origen de la precipitación de un semestre y otro.

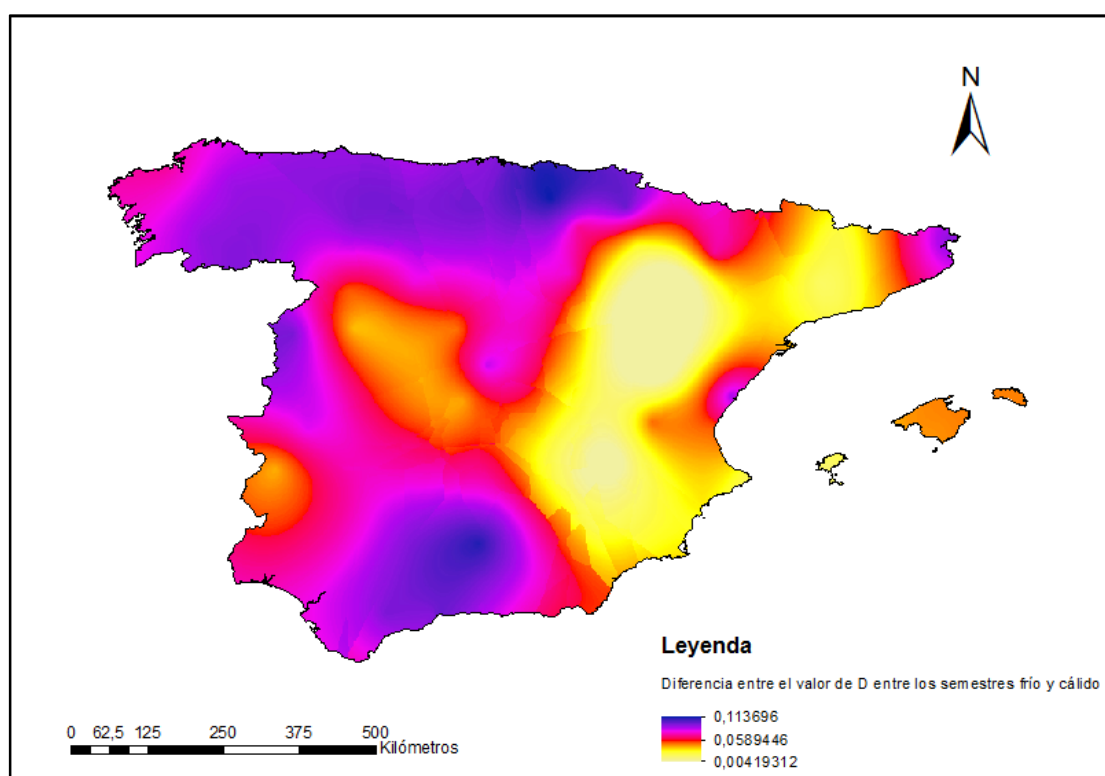


Figura 7.4. Distribución espacial de la diferencia entre la dimensión fractal de la precipitación de los semestres frío y cálido en la Península Ibérica (Elaboración propia)

El comportamiento espacial de las diferencias de D en ambos semestres no sigue unos patrones geográficos tan evidentes como en los casos anteriores. Se aprecian zonas en las que la diferencia del semestre frío menos el semestre cálido es elevada, próxima o superior a 0,1, correspondiendo al valle del Guadalquivir y la mayor parte de la vertiente cantábrica, y otras zonas en las que estas diferencias aparecen atenuadas o son prácticamente inexistentes, superando mínimamente 0,004. Se dan mayoritariamente en el este peninsular e interior de Cataluña. Parte del archipiélago balear y algunos puntos de Cataluña y de la Comunidad Valenciana son una excepción a este hecho, y es que en el extremo noreste de la región peninsular primera y en el norte e interior de la segunda las

La distribución espacial de las dimensiones fractales. Regionalización.

diferencias aparecen muy marcadas, cercanas a 0,1; en las islas de Mallorca y Menorca los valores rondan el 0,04. El sector occidental de la submeseta norte, en el que se suelen registrar valores bajos de D tanto a nivel anual como semestrales, presenta en este caso unas diferencias entre semestres que son también moderadas.

7.2. Regionalización fisiográfica

A partir del comportamiento espacial que ha mostrado la variable D en sus tipos anual, semestrales y diferencia de ambos, es posible identificar cuatro regiones diferentes en el área de estudio (Figura 7.5).

El criterio que se ha seguido para diferenciar las cuatro regiones propuestas es la distribución espacial de la variable D a nivel anual. Sin embargo, si se considera también el comportamiento de D en los dos niveles semestrales, la división fisiográfica realizada seguiría siendo muy similar. En la Tabla 7.1 se presentan los observatorios que se han incluido en cada una de las regiones propuestas.

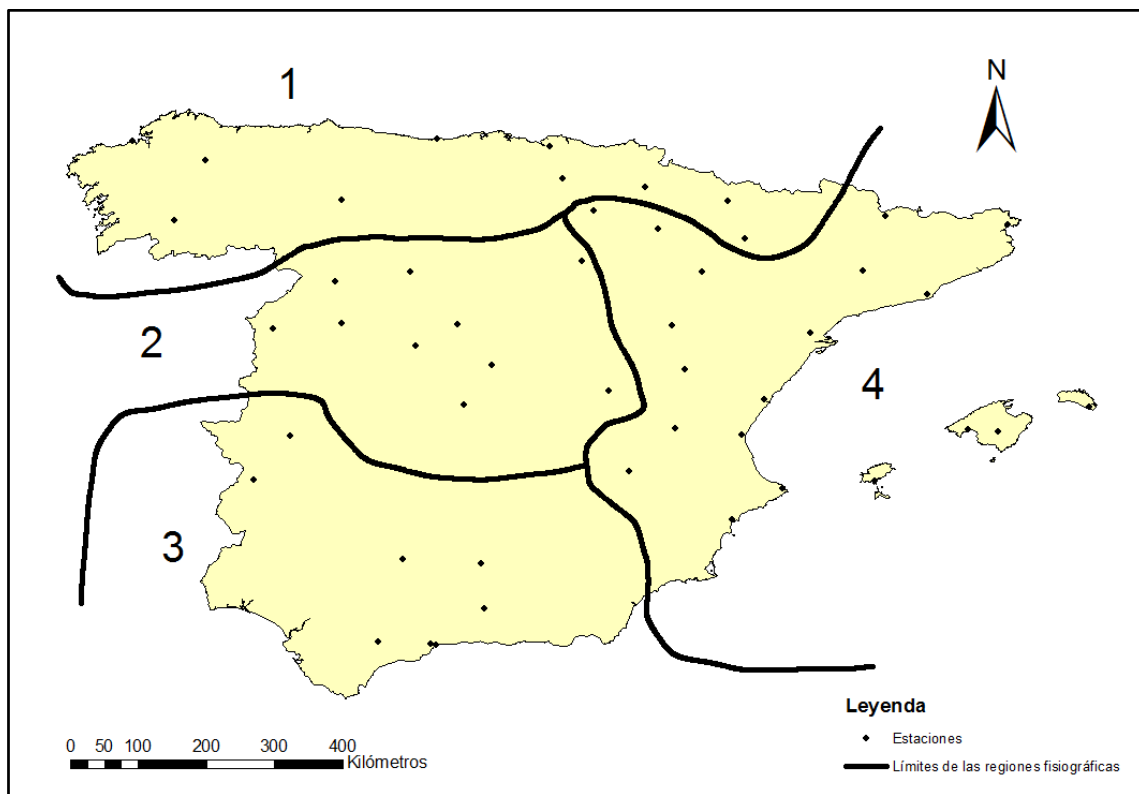


Figura 7.5. Regionalización fisiográfica del área de estudio a partir de la distribución espacial de los valores de D (Elaboración propia)

Tabla 7.1. Observatorios meteorológicos incluidos en cada una de las regiones fisiográficas identificadas

Región 1	Región 2	Región 3	Región 4
A Coruña	Coria	Cáceres	La Seu d'Urgell
Lugo Aeropuerto	Zamora	Badajoz Aeropuerto	Tàrraga
Ourense	Salamanca	Córdoba	Barcelona Aeropuerto
León	Valladolid	Jaén	Zaragoza Botánico
San Vicente-Faro	Ávila	Granada	Tortosa
Bilbao Aeropuerto	Toledo	Ronda Instituto	Calamocha
Vitoria Aeropuerto	Retiro	Málaga Centro Meteo	Teruel
Pamplona Noain	Segovia	Málaga Puerto	Castellón
Jaca	Soria		Utiel
Monflorite	Cuenca		Valencia
			Albacete
			Jávea
			Alicante
			Ibiza Aeropuerto
			Palma
			Porreres
			Menorca
			Bárdenas
			Logroño-Agon

La distribución espacial de las dimensiones fractales. Regionalización.

Las características de cada una de las regiones diferenciadas son las siguientes:

- Región 1: la región norte. En ella, el valor de D es, para cada observatorio, siempre elevado respecto a los demás observatorios del área de estudio, tanto a nivel anual como en ambos semestres. Las diferencias entre los semestres frío y cálido son siempre elevadas, superiores a 0,08.
- Región 2: la región central. En ella, los valores de D son relativamente bajos, siempre por debajo de 1,52. En el semestre cálido también se registran valores bajos, por debajo de la media, con alguna excepción puntual (Cuenca), y en el semestre frío, los valores son bajos pero alejados de los valores mínimos calculados para este período. Esto hace que las diferencias entre ambos semestres sean marcadas, alrededor de 0,06.
- Región 3: la región sur y valle del Guadalquivir. En esta región, los valores de D son cercanos a los máximos, por encima de 1,54 en general. Sin embargo, en el semestre cálido, los valores apenas sobrepasan la media, situándose alrededor de 1,48 en los casos más elevados, y descendiendo hasta 1,46 en el sector más oriental de la región. Durante el semestre frío, sin embargo, los valores son elevados, acercándose a 1,59 en algún caso, y siempre por encima de la media. Esto hace que la diferencia entre los semestres frío y cálido sea elevada, en algún caso de 0,1, lo que indica el comportamiento muy diferente de la precipitación en ambos semestres.
- Región 4: la región oriental, el valle del Ebro y el archipiélago balear. En esta región es donde se dan los valores más bajos de todo el área de estudio, con valores de 1,47 y nunca superando el 1,50. Durante el semestre cálido, los valores mínimos de D se dan en las zonas más cercanas al litoral y en el archipiélago balear, pero estos mínimos se disipan hacia el interior, ya que en el valle del Ebro los valores no son tan bajos (1,47). En el semestre frío, los valores son, como en todos los casos anteriores, superiores a los del año completo y al del semestre cálido, pero siguen siendo los más bajos del área de estudio, entre 1,49 y 1,51 en toda la región. Esto hace que sea en esta área donde las diferencias semestrales sean las más bajas, alcanzando 0,004 en algunos puntos, pero con alguna

excepción puntual (en el área de La Plana, Castellón, se dan diferencias cercanas a 0,07, así como en el extremo oriental catalán).

7.3. Regionalización a través de un cluster

El análisis *cluster* es una técnica multivariante cuyo principal propósito es agrupar objetos formando conglomerados (*clusters*) de estos mismos con un alto grado de homogeneidad interna y heterogeneidad externa. Ofrece similitudes con el análisis factorial, ya que este agrupa variables y el *cluster* agrupa objetos.

El análisis *cluster* presenta, sin embargo, algunos inconvenientes, ya que es descriptivo, atóxico y no inferencial, y se utiliza habitualmente como una técnica exploratoria. Asimismo, no ofrece soluciones únicas, aun en el caso de que exista una estructura de clasificación verdadera en los datos, las soluciones dependen de las variables consideradas y del método de análisis *cluster* empleado.

Así, se ha llevado a cabo un análisis *cluster* a partir de los valores de latitud, longitud, D anual, D para el semestre cálido, D para el semestre frío y diferencia del valor de D semestral para cada observatorio, y se han obtenido los resultados de la Figura 7.6.

A partir de estos resultados, en la Tabla 7.2 se presentan a qué conglomerados pertenecen los 48 observatorios estudiados.

La distribución espacial de las dimensiones fractales. Regionalización.

Tabla 7.2. Conglomerados de pertenencia de los diferentes observatorios a partir del análisis cluster

Conglomerado 1	Conglomerado 2	Conglomerado 3	Conglomerado 4
A Coruña	Albacete	Barcelona Aeropuerto	Córdoba
Ávila	Alicante	Castelló d'Empuries	Granada
Badajoz Aeropuerto	Bárdenas	La Seu d'Urgell	Jaén
Cáceres	Bilbao Aeropuerto	Menorca Aeropuerto	Málaga Centro Meteo
Coria	Calamocha	Palma	Málaga Puerto
León	Castellón	Porreres	Ronda Instituto
Lugo Aeropuerto	Cuenca	Tàrrega	
Ourense	Ibiza Aeropuerto	Tortosa	
Retiro	Jaca		
Salamanca	Jávea		
San Vicente-Faro	Logroño-Agon		
Segovia	Monflorite		
Toledo	Pamplona Noain		
Valladolid	Soria		
Zamora	Teruel		
	Utiel		
	Valencia		
	Vitoria Aeropuerto		
	Zaragoza Botánico		

Tal y como puede apreciarse, la distribución de los observatorios en diferentes conglomerados es distinta a la que se había propuesto en el apartado anterior, donde se había seguido unos criterios más geográficos, por lo que las regiones fisiográficas identificadas gozan de una mayor homogeneidad en cuanto a las características puramente geográficas y climáticas se refiere.

Los cuatro conglomerados obtenidos a partir del análisis *cluster* quedarían repartidos territorialmente tal y como se ve en la Figura 7.7.

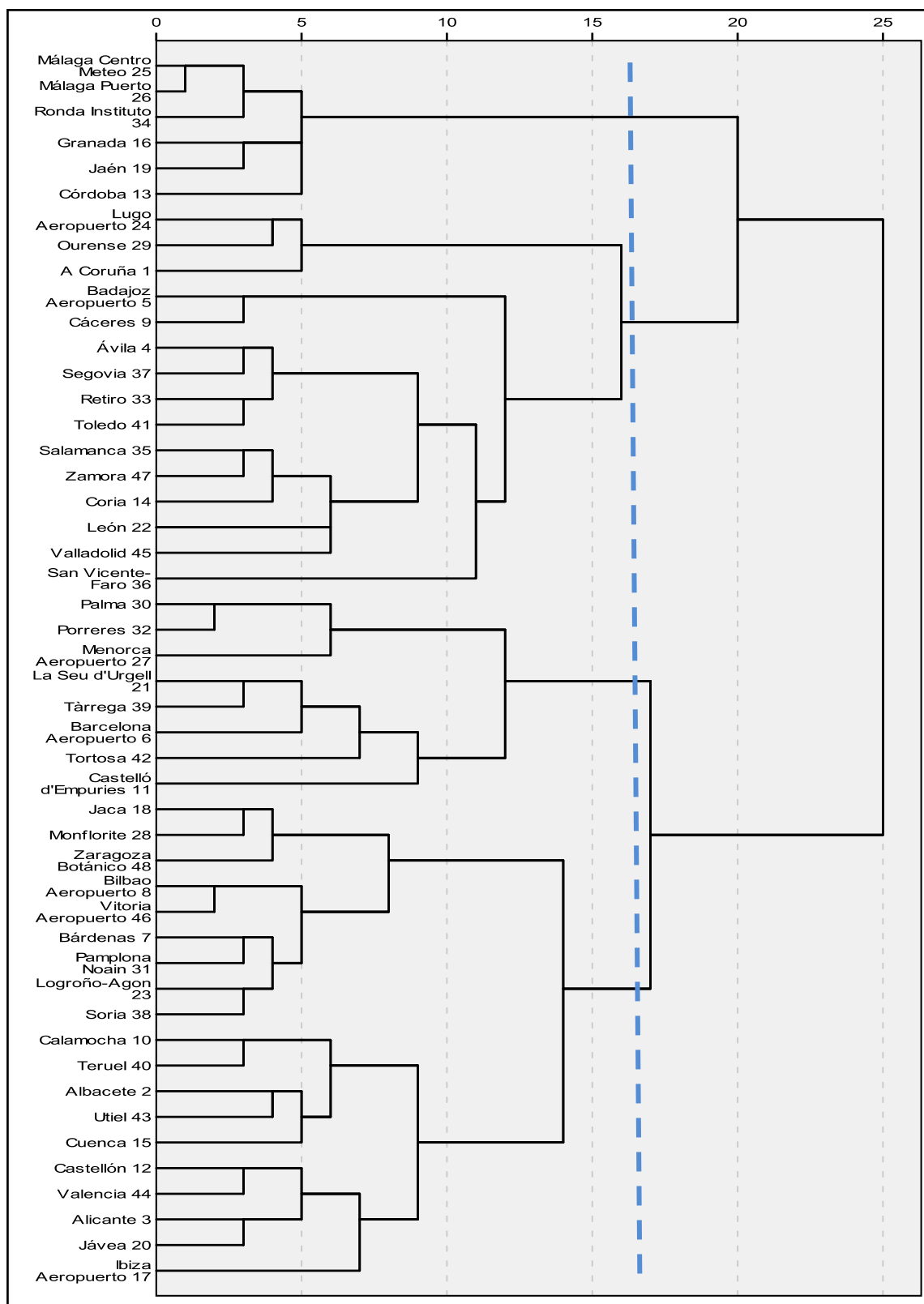


Figura 7.6. Dendrograma de vinculación media de los diferentes observatorios a partir de su localización y de los diferentes valores de D (Elaboración propia)

La distribución espacial de las dimensiones fractales. Regionalización.

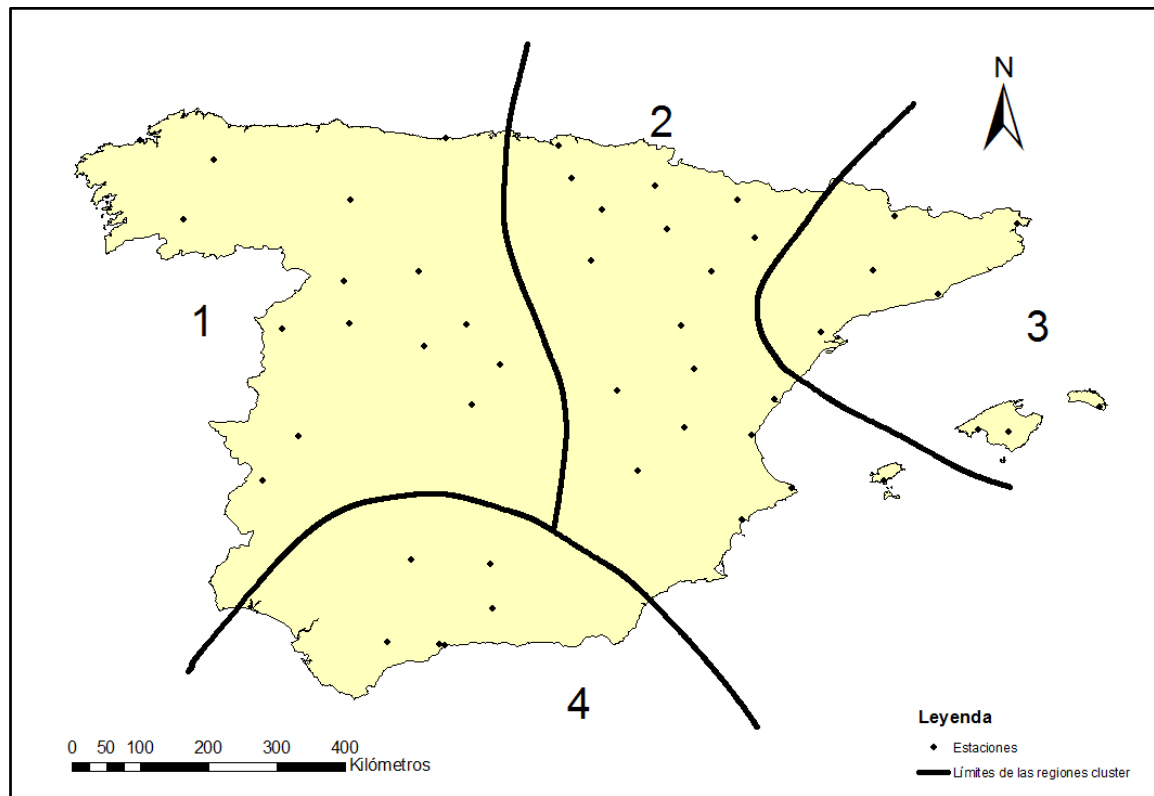


Figura 7.7. Regionalización cluster del área de estudio a partir de la localización de los observatorios y de los diferentes valores de D (Elaboración propia)

Los cuatro conglomerados identificados parecen responder también a áreas geográficas, como son las grandes vertientes hidrográficas. Así, aparecen representadas parte de la atlántica y la cantábrica en un conglomerado, la del Ebro, la oriental y Baleares, en dos, y la del Guadalquivir y la surmediterránea, en otro. Concretamente:

- Conglomerado 1: Galicia y la región occidental de la Meseta y de la vertiente cantábrica.
- Conglomerado 2: sector oriental de la Meseta, sector occidental del Pirineo, Levante español e islas Pitiusas.
- Conglomerado 3: Cataluña, Mallorca y Menorca.
- Conglomerado 4: Andalucía.

Si se compara los dos mapas de regionalización, se atisba que la fisiográfica es más zonal y la cluster es más meridiana.

CAPÍTULO 8:

RELACIÓN DE LA DIMENSIÓN FRACTAL CON OTROS ÍNDICES Y VARIABLES PLUVIOMÉTRICAS

RELACIÓN DE LA DIMENSIÓN FRACTAL CON OTROS ÍNDICES Y VARIABLES PLUVIOMÉTRICAS.

Para comprender mejor cuál es el significado climático de la fractalidad temporal de la precipitación, un buen método es correlacionar la dimensión fractal obtenida anteriormente de cada observatorio con otros índices que expresen numéricamente características de la distribución temporal de la precipitación y cuyo significado es bien conocido.

De esta manera, se han correlacionado directamente los valores de las dimensiones fractales anuales con los valores ya conocidos del índice de concentración (CI), el índice de disparidad consecutiva (S), el coeficiente de variación (CV), la entropía (H) o el índice de persistencia (P_{11}), de algunos observatorios.

Se obtiene el valor de la r de Pearson y el p -valor entre ambos índices considerando la dimensión fractal D como la variable dependiente y el índice cuyo significado es conocido como la variable independiente.

8.1. Relación entre la dimensión fractal y el índice de concentración

EL CI es un índice que se calcula a partir de una serie de datos a resolución diaria y que mide el grado de concentración de la precipitación acumulada en determinados días, concretamente, evalúa el peso de los días más lluviosos sobre el total de días con lluvia.

Los valores del CI de veinte observatorios que se han utilizado en este estudio son conocidos ya que han sido calculados previamente en otro trabajo (Martín-Vide, 2004) (Tabla 8.1).

Tabla 8.1. Valores del CI y de D para diferentes observatorios

Observatorio	CI	D
A Coruña	0,56	1,5629
Albacete	0,59	1,4941
Alicante	0,68	1,4710
Ávila	0,60	1,5000
Barcelona Aeropuerto	0,65	1,5071
Cáceres	0,57	1,5464
Córdoba	0,58	1,5605
Cuenca	0,56	1,5468
Granada	0,56	1,5941
León	0,57	1,5578
Logroño-Agon	0,59	1,4961
Ourense	0,55	1,5704
Pamplona Noain	0,58	1,5487
Retiro	0,60	1,5432
Salamanca	0,57	1,5075
Soria	0,56	1,5190
Tortosa	0,69	1,5167
Valencia	0,70	1,5258
Valladolid	0,58	1,5261
Zaragoza Botánico	0,62	1,5154

El valor de la r de Pearson existente entre estas dos variables es de $-0,55$, con un p -valor de $0,012$. Existe por lo tanto una buena correlación negativa y significativa (superior al 99%) entre ambas variables.

La relación existente entre estos dos índices puede verse a continuación (Figura 8.1). La ecuación de la recta de regresión resultante es:

$$y = -0,3657x + 1,7492$$

Así, la dimensión fractal puede expresarse en función del índice de concentración de la siguiente manera:

$$D = -0,3657 \times CI + 1,7492$$

Relación de la dimensión fractal con otros índices y variables pluviométricas

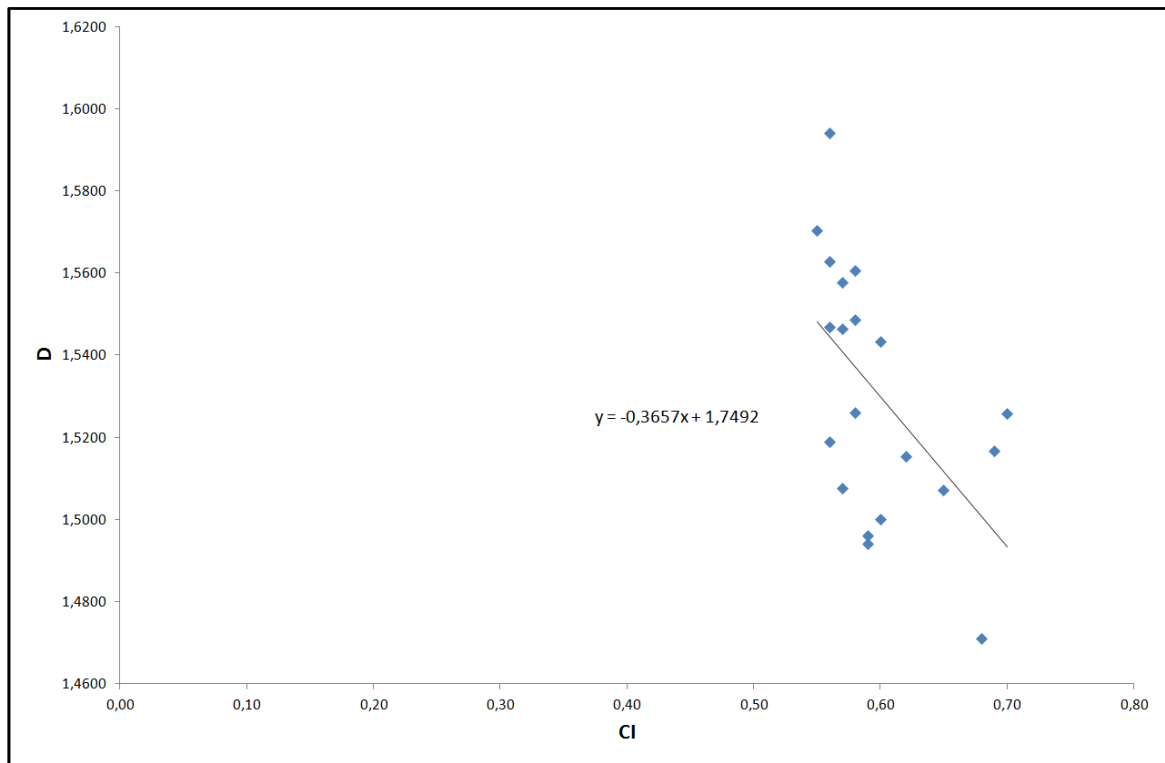


Figura 8.1. Relación lineal existente entre los valores del CI y de D para 20 de los observatorios estudiados (Elaboración propia)

Es posible expresar de esta manera la dimensión fractal en función del índice de concentración, ya que la correlación existente entre ambas variables es claramente significativa.

8.2. Relación entre la dimensión fractal y el índice de disparidad consecutiva

El índice de disparidad consecutiva (S) permite considerar el orden de los valores de una serie, que no se tiene en cuenta para otros índices, como es el caso del CV. La ordenación cronológica de los valores constituye una característica esencial del comportamiento temporal de la precipitación. Este índice se calcula a partir de valores anuales, según la metodología presentada en el Capítulo 5. En la Tabla 8.2 se presentan los valores correlacionados de 23

observatorios, habiéndose extraído los valores de S de un trabajo de 2001 (Martín-Vide *et al.*, 2001).

Tabla 8.2. Valores de S y de D para diferentes observatorios

Observatorio	S	D
A Coruña	0,18	1,5629
Albacete	0,35	1,4941
Alicante	0,38	1,4710
Badajoz Aeropuerto	0,25	1,5183
Barcelona Aeropuerto	0,29	1,5071
Cáceres	0,29	1,5464
Córdoba	0,34	1,5605
Cuenca	0,30	1,5468
Granada	0,25	1,5941
Jaén	0,32	1,5573
León	0,25	1,5578
Logroño-Agon	0,22	1,4961
Málaga Puerto	0,36	1,5376
Palma	0,31	1,4988
Retiro	0,31	1,5432
Salamanca	0,23	1,5075
Soria	0,21	1,5190
Toledo	0,26	1,5047
Tortosa	0,41	1,5167
Valencia	0,42	1,5258
Valladolid	0,26	1,5261
Zamora	0,30	1,5020
Zaragoza Botánico	0,30	1,5154

Estas dos variables han sido correlacionadas linealmente, arrojando la r de Pearson un valor de -0,21, con un p-valor de 0,336, con lo que la correlación entre ambas variables no es significativa.

La relación entre ambos índices es la que se refleja en la Figura 8.2, que, como puede apreciarse, no es ni mucho menos clara. Por ello, tiene poco sentido calcular la ecuación de la recta de regresión resultante.

Relación de la dimensión fractal con otros índices y variables pluviométricas

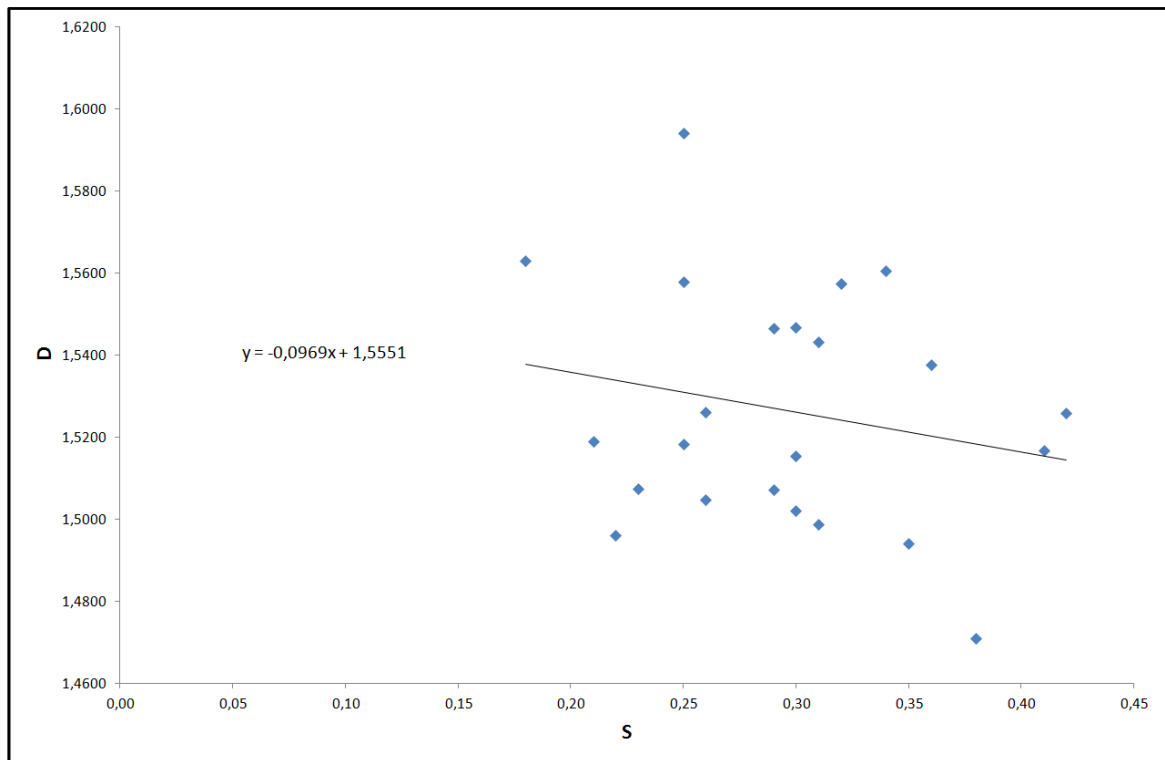


Figura 8.2. Relación lineal existente entre los valores del S y de D para 23 observatorios estudiados (Elaboración propia)

8.3. Relación entre la dimensión fractal y el coeficiente de variación

El coeficiente de variación (CV) se utiliza para hacer referencia a la relación entre el tamaño de la media y la variabilidad de la variable en cuestión. Los datos a partir de los cuales se calcula son anuales, ya que valores diarios que proporcionen medias de las series cercanas al valor nulo distorsionan el significado estadístico de este índice, tal y como se ha explicado anteriormente.

A partir de varios artículos (Martín-Vide *et al.*, 2001; Martín-Vide, 2004) se han correlacionado directamente los valores de D con los valores del CV disponibles (Tabla 8.3).

Tabla 8.3. Valores de CV y de D para diferentes observatorios

Observatorio	CV	D
A Coruña	0,172	1,5629
Albacete	0,275	1,4941
Alicante	0,324	1,4710
Ávila	0,270	1,5000
Badajoz Aeropuerto	0,260	1,5183
Barcelona Aeropuerto	0,254	1,5071
Cáceres	0,262	1,5464
Córdoba	0,389	1,5605
Cuenca	0,281	1,5468
Granada	0,240	1,5941
Jaén	0,342	1,5573
León	0,230	1,5578
Logroño-Agon	0,205	1,4961
Málaga Puerto	0,376	1,5376
Ourense	0,250	1,5704
Palma	0,258	1,4988
Pamplona Noain	0,190	1,5487
Retiro	0,266	1,5432
Ronda Instituto	0,250	1,5832
Soria	0,206	1,5190
Toledo	0,232	1,5047
Tortosa	0,319	1,5167
Valencia	0,373	1,5258
Valladolid	0,256	1,5261
Zamora	0,314	1,5020
Zaragoza Botánico	0,263	1,5154

No existe correlación lineal entre estos dos índices, siendo el valor de la r de Pearson de -0,1, no significativo, ya que el p -valor es de 0,626 (Figura 8.3).

Relación de la dimensión fractal con otros índices y variables pluviométricas

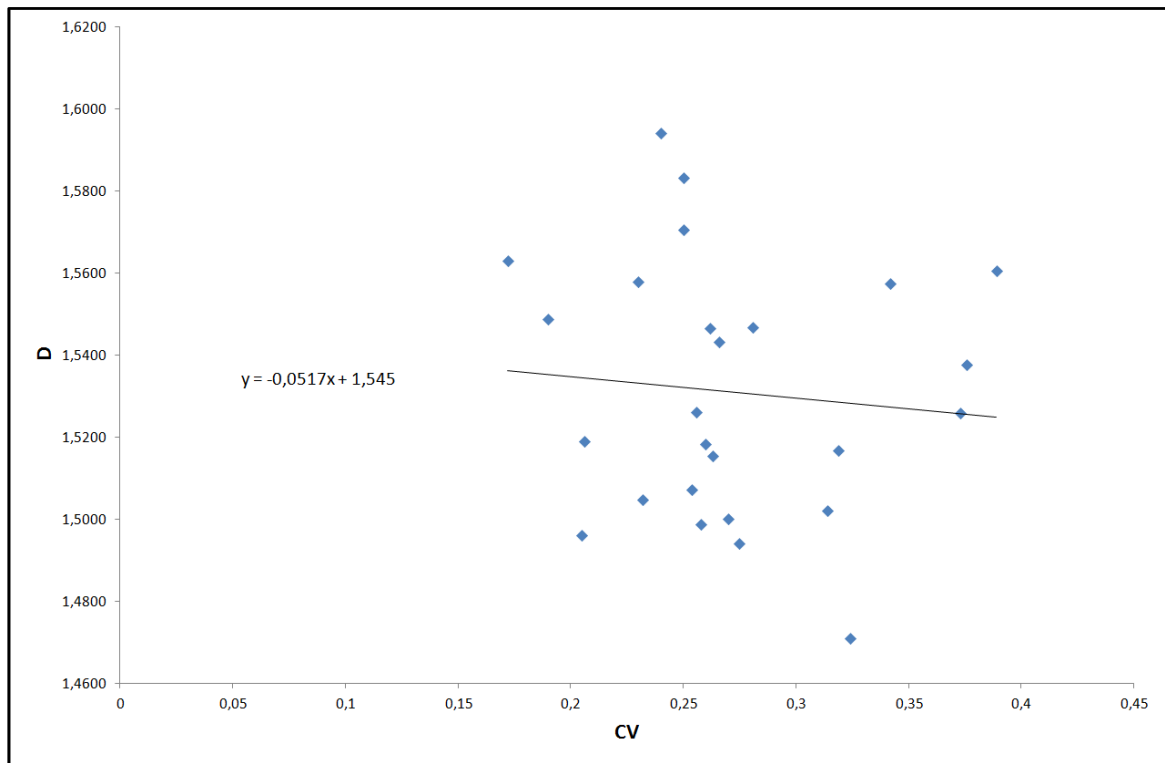


Figura 8.3. Relación lineal existente entre los valores del CV y de D para 26 observatorios estudiados (Elaboración propia)

La correlación entre estos dos índices es prácticamente nula, con lo que no se usará para expresar finalmente la dimensión fractal en función de los índices pluviométricos.

8.4. Relación entre la dimensión fractal y la entropía

La entropía (H) es un índice que se utiliza para hacer referencia al grado de desorden implícito en una serie, o bien, para conocer el nivel de ruido existente en dicha serie, al margen de su propia variabilidad. Muchos estudios demuestran que la distribución de la precipitación en los últimos años se ha vuelto más irregular debido al cambio climático y a las actividades humanas intensivas (Liu *et al.*, 2013). La estimación de la distribución de las precipitaciones tiene una importancia extraordinaria en la comprensión del ciclo hidrológico y es crucial para la gestión de los recursos hídricos. Una aproximación al conocimiento del

comportamiento irregular de la precipitación se puede llevar a cabo a partir del estudio de la entropía de diferentes series de precipitación y de su evolución (Liu *et al.*, 2013). El análisis de la entropía puede abordarse desde una perspectiva multiescalar para investigar los cambios en la complejidad de los procesos de escorrentía de las precipitaciones debido a las actividades humanas. También ayuda a la selección de modelos de lluvia-escorrentía que tienen en cuenta la autosimilitud que puede sugerir la modelización de estos procesos (Chou, 2012), lo que está en estrecha relación con los procesos fractales dentro de la distribución temporal de la precipitación.

En esta misma línea, se ha demostrado que la complejidad interna de las series aumenta a medida que aumenta la serie temporal estudiada (Chou, 2011; Chou, 2014), pero, para series temporales de precipitación (y escorrentía) a diferentes escalas, se obtienen resultados de baja complejidad y alta predictibilidad, lo que proporciona una referencia para la determinación de la escala temporal adecuada para el análisis y predicción de valores de precipitación y escorrentía.

En la medida de que los datos hidrológicos son los ingredientes básicos de la planificación, la construcción y el funcionamiento de las estructuras hidráulicas, es necesario disponer de una buena red de observatorios para conocer en detalle el comportamiento de la misma en el interior de una cuenca. Con el conocimiento de la entropía de series existentes basada en la probabilidad con una función de distribución es posible medir la incertidumbre en la distribución de precipitaciones (Yeh *et al.*, 2011). Así, mediante el cálculo de la entropía conjunta es posible determinar aquellos espacios que sean prioritarios para la instalación de pluviómetros con el objetivo de conocer con mayor detalle el comportamiento espacial y temporal de la precipitación.

Es evidente que el comportamiento de la entropía guarda una estrecha relación con la dimensión fractal, y, por lo tanto, están fuertemente relacionadas entre sí. Los valores de la entropía (H) y de la dimensión fractal se presentan en la Tabla 8.4 y, como puede verse en la Figura 8.4 guardan una buena relación directa.

Relación de la dimensión fractal con otros índices y variables pluviométricas

Tabla 8.4. Valores de H y de D para diferentes observatorios

Observatorio	H	D
A Coruña	10,02280	1,5629
Albacete	8,63761	1,4941
Alicante	8,33006	1,4710
Ávila	9,28513	1,5000
Badajoz Aeropuerto	9,12476	1,5183
Barcelona Aeropuerto	8,56308	1,5071
Bárdenas	9,00131	1,4933
Bilbao Aeropuerto	9,97164	1,5827
Cáceres	9,26560	1,5464
Calamocha	8,59422	1,4805
Castelló d'Empuries	8,45508	1,5161
Castellón	8,76485	1,5075
Córdoba	9,20925	1,5605
Coria	9,26907	1,5644
Cuenca	9,10585	1,5468
Granada	9,12952	1,5941
La Seu d'Urgell	9,07186	1,5036
León	9,04730	1,5578
Logroño-Agon	9,17594	1,4961
Lugo Aeropuerto	10,27887	1,6039
Málaga Centro Meteo	8,96813	1,5595
Málaga Puerto	8,86448	1,5376
Menorca Aeropuerto	8,96585	1,4680
Monflorite	9,08762	1,5223
Ourense	9,75776	1,5704
Palma	8,82552	1,4988
Pamplona Noain	9,70724	1,5487
Porreres	8,96199	1,4966
Retiro	9,08248	1,5432
Ronda Instituto	9,26839	1,5832
Salamanca	9,30993	1,5075
San Vicente-Faro	9,74783	1,5839
Segovia	9,43729	1,5105
Soria	9,45052	1,5190
Tàrrega	8,78301	1,4732
Teruel	8,96255	1,4856
Toledo	8,74777	1,5047
Tortosa	8,72664	1,5167
Utiel	9,05445	1,5058
Valencia	8,69059	1,5258
Valladolid	9,36129	1,5261
Vitoria Aeropuerto	9,91099	1,5559
Zamora	9,17706	1,5020
Zaragoza Botánico	9,05581	1,5154

La correlación existente entre ambos índices es buena, con un valor de la r de Pearson de +0,67, y significativa, con un p -valor correspondiente inferior a 0,000.

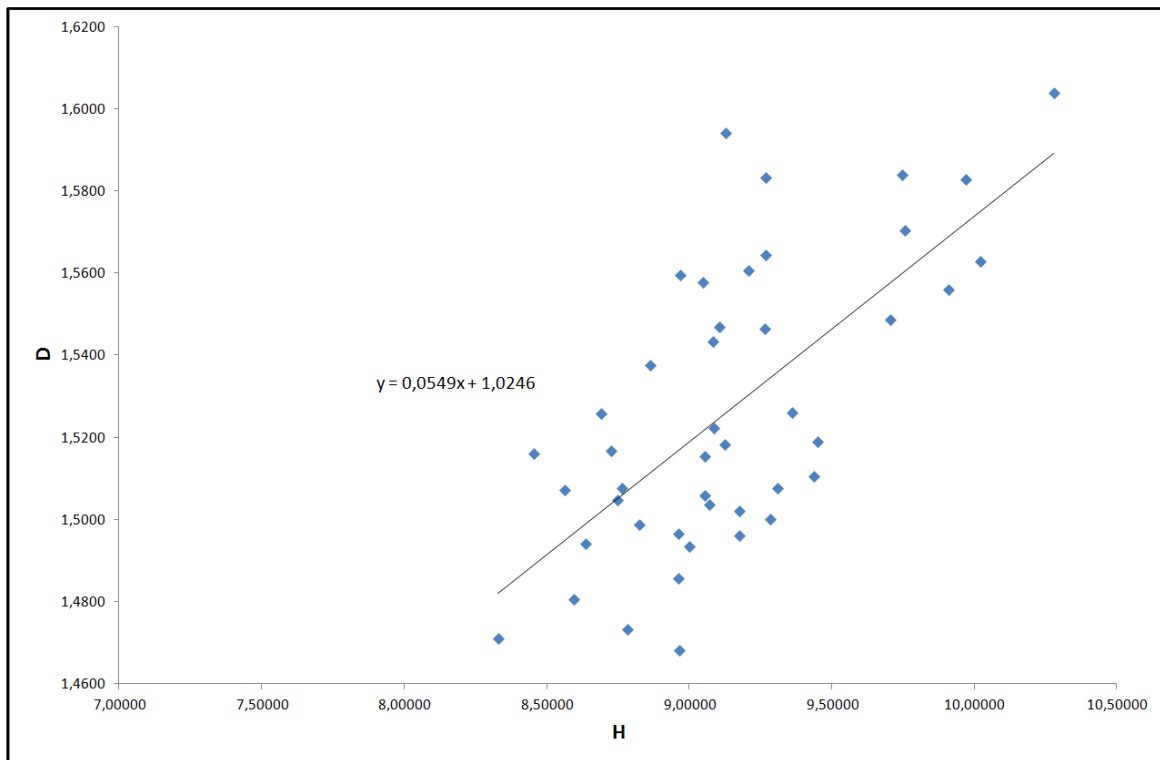


Figura 8.4. Relación lineal existente entre los valores de H y de D para los 44 observatorios estudiados (Elaboración propia)

La recta de regresión entre ambas variables queda:

$$y = 0,0549x + 1,0246$$

Por lo tanto, es posible expresar la dimensión fractal como variable dependiente de la entropía:

$$D = 0,0549 \times H + 1,0246$$

De todos los índices con los que se ha correlacionado la dimensión fractal, la entropía es aquel con el que la relación lineal es más fuerte, coincidiendo con el índice cuyas series presentan mayor resolución temporal.

Relación de la dimensión fractal con otros índices y variables pluviométricas

8.5. Relación entre la dimensión fractal y el índice de persistencia

El Índice de Persistencia (P_{11}) se utiliza para evaluar la probabilidad de que ocurra un intervalo de lluvia seguido de otro intervalo de lluvia. A partir de la metodología propuesta en el Capítulo V, se obtienen los valores que se presentan en la Tabla 8.5.

Tabla 8.5. Valores de P_{11} y de D para diferentes observatorios

Observatorio	P_{11}	D	Observatorio	P_{11}	D
A Coruña	0,650	1,5629	Lugo Aeropuerto	0,703	1,6039
Albacete	0,671	1,4941	Málaga Centro Meteo	0,713	1,5595
Alicante	0,661	1,4710	Málaga Puerto	0,783	1,5376
Ávila	0,690	1,5000	Menorca Aeropuerto	0,708	1,4680
Badajoz Aeropuerto	0,668	1,5183	Monflorite	0,769	1,5223
Barcelona Aeropuerto	0,745	1,5071	Ourense	0,664	1,5704
Bárdenas	0,632	1,4933	Palma	0,682	1,4988
Bilbao Aeropuerto	0,697	1,5827	Pamplona Noain	0,675	1,5487
Cáceres	0,714	1,5464	Porreres	0,676	1,4966
Calamocha	0,708	1,4805	Retiro	0,675	1,5432
Castelló d'Empuries	0,708	1,5161	Ronda Instituto	0,696	1,5832
Castellón	0,713	1,5075	Salamanca	0,655	1,5075
Córdoba	0,722	1,5605	San Vicente-Faro	0,677	1,5839
Coria	0,677	1,5644	Segovia	0,682	1,5105
Cuenca	0,685	1,5468	Soria	0,663	1,5190
Granada	0,672	1,5941	Tàrrega	0,684	1,4732
Ibiza	0,705	1,4499	Teruel	0,731	1,4856
Jaca	0,704	1,5848	Toledo	0,702	1,5047
Jaén	0,690	1,5573	Tortosa	0,694	1,5167
Jávea	0,691	1,5101	Utiel	0,642	1,5058
La Seu d'Urgell	0,642	1,5036	Valencia	0,687	1,5258
León	0,663	1,5578	Valladolid	0,715	1,5261
Logroño-Agon	0,718	1,4961	Vitoria Aeropuerto	0,665	1,5559
Lugo Aeropuerto	0,703	1,6039	Zamora	0,703	1,5020
Málaga Centro Meteo	0,713	1,5595	Zaragoza Botánico	0,680	1,5154

No existe correlación lineal entre ambos índices ya que el valor de la r de Pearson es de -0,02, no significativa, con un p-valor correspondiente de 0,890 (Figura 8.5).

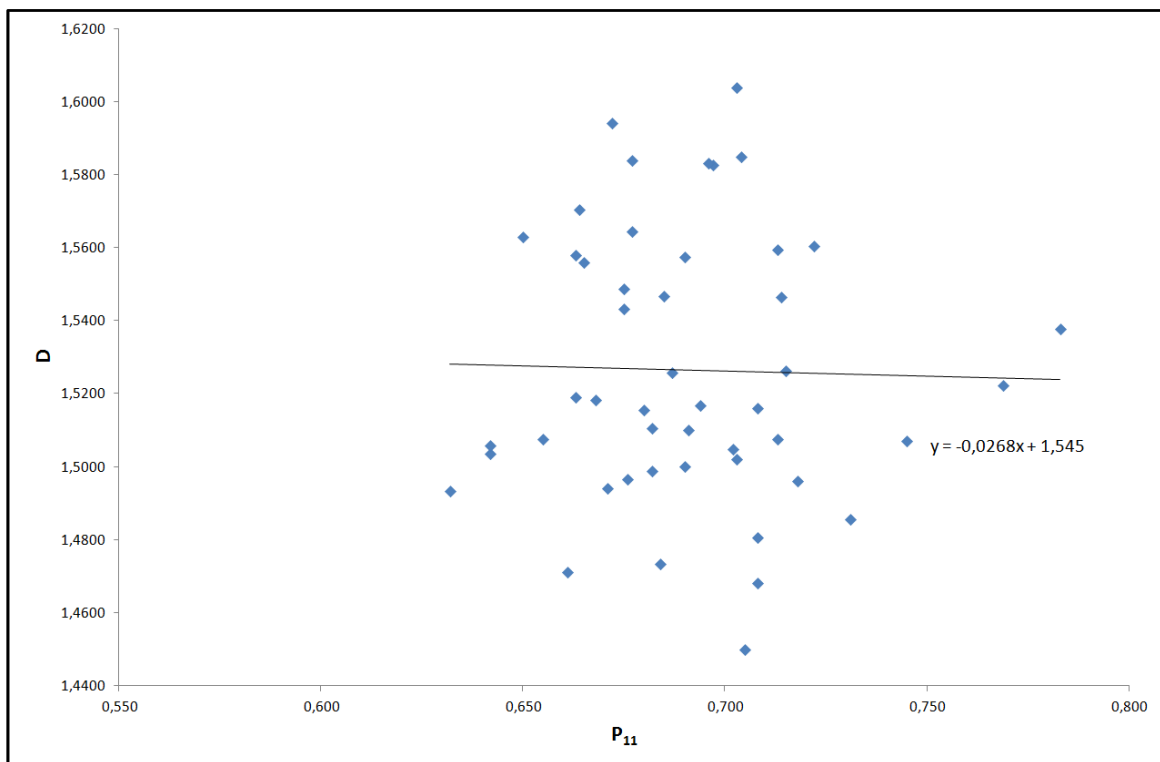


Figura 8.5. Relación lineal existente entre los valores de P_{11} y de D para los 50 observatorios estudiados (Elaboración propia)

8.6. Modelización de la dimensión fractal a partir de las variables estudiadas

En definitiva, tras correlacionar la dimensión fractal con cinco índices explicativos del comportamiento temporal de la precipitación, se obtienen en algunos de ellos una correlación significativa y en otros no, con distintos niveles de confianza. Estos resultados se resumen en la Tabla 8.6.

Relación de la dimensión fractal con otros índices y variables pluviométricas

Tabla 8.6. Relación de la dimensión fractal con otros índices pluviométricos

Índice	r de Pearson	Significativo al 95%	Resolución de los datos	Ecuación
Índice de Concentración (CI)	-0,55	Sí	Diaria	$y = -0,3657x + 1,7492$
Índice de disparidad consecutiva (S)	-0,21	No	Anual	N/A
Coficiente de Variación (CV)	-0,10	No	Anual	N/A
Entropía (H)	+0,67	Sí	10-minutal	$y = 0,0549x + 1,0246$
Índice de Persistencia (P_{11})	-0,02	No	10-minutal	N/A

Sin embargo, algunos de estos índices guardan correlación entre sí (Tabla 8.7), con lo que no se van a considerar independientes, y, por tanto, no se van a incluir todos ellos en un mismo modelo de correlación múltiple. Se presentan en *negrita cursiva* aquellos valores de la r de Pearson significativos, con un p-valor inferior a 0,010.

Tabla 8.7. Correlaciones (r de Pearson) mutuas entre los diferentes índices pluviométricos

	CI	CV	H	S
P_{11}	+0,24	+0,44	-0,21	+0,28
S	+0,79	+0,89	-0,78	
H	-0,74	-0,60		
CV	+0,58			

En función de estos resultados, no va a ser posible obtener modelos de más de dos variables que expliquen el valor de D como variable dependiente debido a la existencia de correlaciones entre las mismas, con lo que la información que añadirían sería redundante. Se seleccionan, por lo tanto, aquellos modelos cuyas dos variables no estén correlacionadas entre sí, obteniéndose varios planos de regresión.

En función de esto, se han seleccionado 4 modelos que darán lugar a 4 planos de regresión que explicarán la variabilidad de la dimensión fractal D en función de otras variables independientes entre sí (Tabla 8.8).

Tabla 8.8. Diferentes planos de regresión explicativos de D

Modelo	Variables implicadas	Plano de regresión	Correlación	Error	Nivel de probabilidad
1	CI y CV	$D = 1,787 - 0,485CI + 0,134CV$	0,620	0,0259	0,020
2	CV y H	$D = 0,992 + 0,149CV + 0,055H$	0,630	0,0256	0,017
3	CI y P ₁₁	$D = 1,752 - 0,365CI - 0,004P_{11}$	0,548	0,0272	0,048
4	S y P ₁₁	$D = 1,524 - 0,104S + 0,048P_{11}$	0,216	0,0294	0,618

Los modelos que presentan una mayor correlación con la variabilidad de D son el modelo 1 y el modelo 2, con valores de r de 0,620 y 0,630, respectivamente. El error cuadrático medio del modelo 2 es, además, el menor, 0,0256, respecto a 0,0259. Se asume, por lo tanto, que el mejor plano de regresión que explica la variabilidad de D es el modelo 2. Los modelos 1, 2 y 3 presentan un nivel de significación estadística superior al 95%, por encima del segundo nivel de confianza, ya que arrojan un nivel de probabilidad de 0,020, 0,017 y 0,048 respectivamente. La significación estadística del modelo 4 se encuentra por debajo del primer nivel de confianza (90%), por lo que queda descartado al tratarse de un modelo poco adecuado. Se representa la dispersión de los diferentes modelos obtenidos (Figuras 8.6 a 8.9).

En el modelo 3, el coeficiente correspondiente a la segunda variable independiente P₁₁ es de un orden de magnitud muy inferior al del otro predictor, de lo que puede deducirse que su influencia en los valores arrojados para la variable dependiente sea poco apreciable. En el que el coeficiente de P₁₁ únicamente es de 0,004, lo que proporcionaría valores a la dimensión fractal del orden de 0,002 a 0,003. Lo mismo ocurre en el modelo 4, donde el coeficiente de P₁₁ es de 0,048. No es el caso, sin embargo, del modelo 2 ya que el rango de valores de H es elevado, que compensa un coeficiente correspondiente bajo.

Relación de la dimensión fractal con otros índices y variables pluviométricas

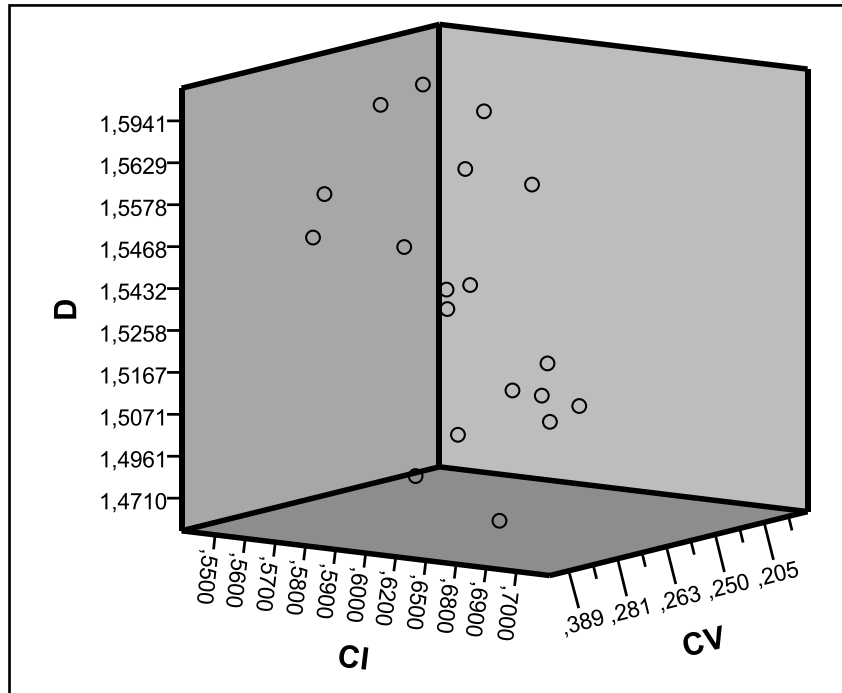


Figura 8.6. Representación de la dispersión de los puntos según el modelo 1 (Fuente: Elaboración propia)

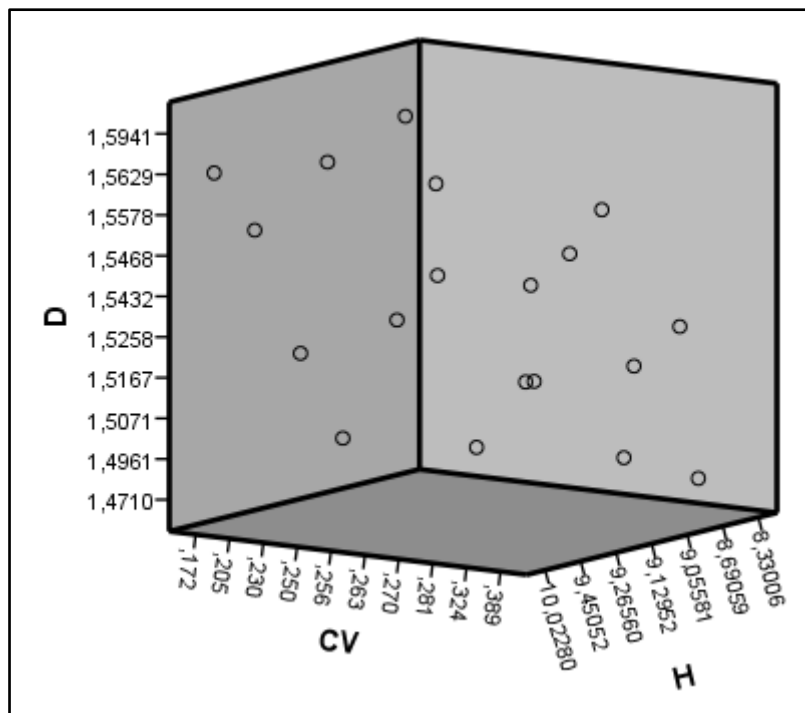


Figura 8.7. Representación de la dispersión de los puntos según el modelo 2 (Fuente: Elaboración propia)

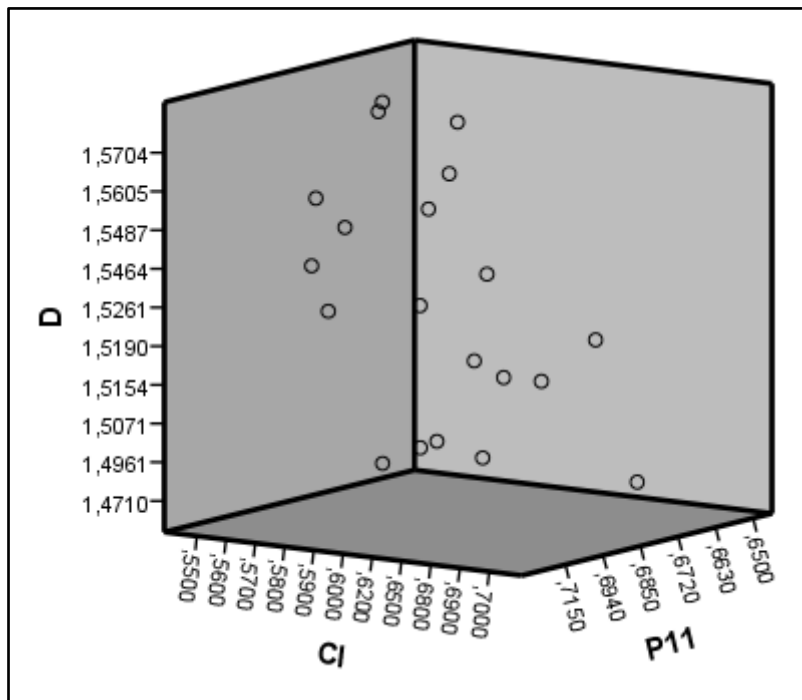


Figura 8.8. Representación de la dispersión de los puntos según el modelo 3 (Fuente: Elaboración propia)

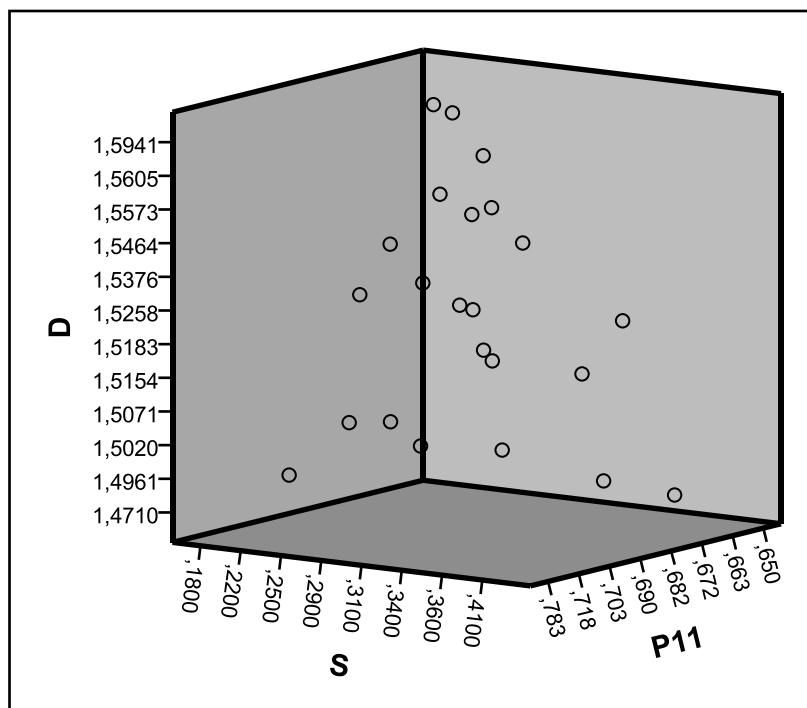


Figura 8.9. Representación de la dispersión de los puntos según el modelo 4 (Fuente: Elaboración propia)

CAPÍTULO 9:

VARIACIÓN INTERANUAL DE LAS

DIMENSIONES FRACTALES

Variación interanual de las dimensiones fractales.

VARIACIÓN INTERANUAL DE LAS DIMENSIONES FRACTALES.

Se han seleccionado los diez observatorios que presentan unas series más completas y extensas, con el menor número de *missing data* desde el inicio de la mismas, y que, además, están repartidas homogéneamente por el territorio. Éstas son A Coruña, Ávila, Castellón, Jaén, Logroño-Agon, Málaga Centro Meteo, Palma, Salamanca, Teruel y Valladolid. Se ha determinado el valor de la dimensión fractal anual y de los semestres cálido y frío para cada año de las series.

9.1. Variación interanual de las dimensiones fractales anual y semestrales de los diferentes observatorios

A continuación se presentan los valores de las dimensiones fractales anual y semestral para cada año del período máximo correspondiente de cada observatorio (Tablas 9.1 a 9.10), así como su representación gráfica (Figuras 9.1 a 9.10).

Tabla 9.1. Valores de D para A Coruña (1994-2010)

Año	D Anual	D Semestre Cálido	D Semestre Frío
1994	1,5693	1,5579	1,5804
1995	1,5780	1,5029	1,6103
1996	1,5789	1,5283	1,6040
1997	1,5618	1,5091	1,5942
1998	1,5359	1,5337	1,5379
1999	1,5827	1,5425	1,6106
2000	1,6160	1,5921	1,6326
2001	1,5957	1,5246	1,6325
2002	1,5455	1,4966	1,5790
2003	1,5756	1,5330	1,5950
2004	1,5370	1,4892	1,5652
2005	1,5531	1,5072	1,5814
2006	1,5968	1,4589	1,6495
2007	1,4930	1,4532	1,5198
2008	1,5510	1,5310	1,5649
2009	1,5480	1,4939	1,5814
2010	1,5522	1,4663	1,5909

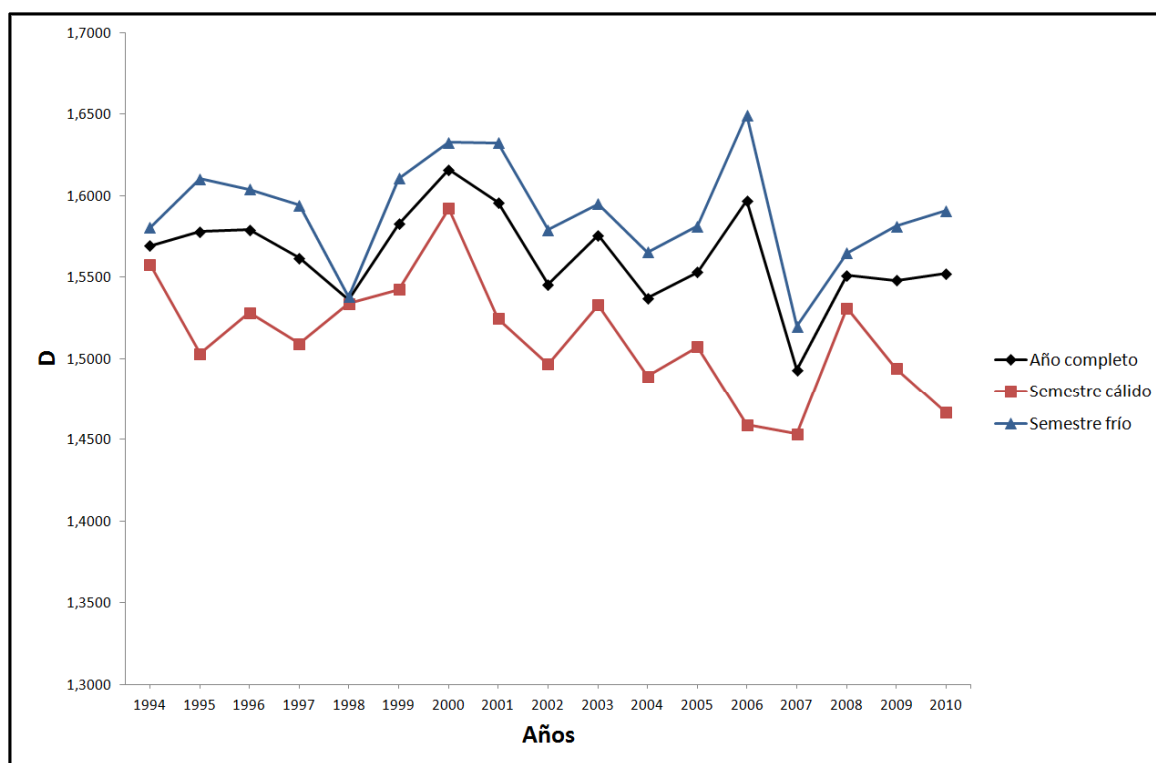


Figura 9.1. Evolución de los valores de D en A Coruña (1994-2010) (Fuente: Elaboración propia)

Variación interanual de las dimensiones fractales.

Tabla 9.2. Valores de D para Ávila (1989-2010)

Año	D Anual	D Semestre Cálido	D Semestre Frío
1989	1,5722	1,5042	1,6199
1990	1,4438	1,3461	1,5024
1991	1,4816	1,4513	1,5065
1992	1,5133	1,5141	1,5128
1993	1,4931	1,4780	1,5073
1994	1,4700	1,4464	1,4866
1995	1,4551	1,3847	1,5041
1996	1,5522	1,5169	1,5678
1997	1,5222	1,4649	1,5633
1998	1,5104	1,4852	1,5443
1999	1,4851	1,4177	1,5342
2000	1,5040	1,4581	1,5409
2001	1,5063	1,4798	1,5274
2002	1,5117	1,5236	1,5032
2003	1,5450	1,5502	1,5393
2004	1,5248	1,4876	1,5525
2005	1,5354	1,4035	1,5982
2006	1,4896	1,4118	1,5253
2007	1,4727	1,4786	1,4668
2008	1,4989	1,5077	1,4903
2009	1,4152	1,4022	1,4222
2010	1,4465	1,3943	1,4765

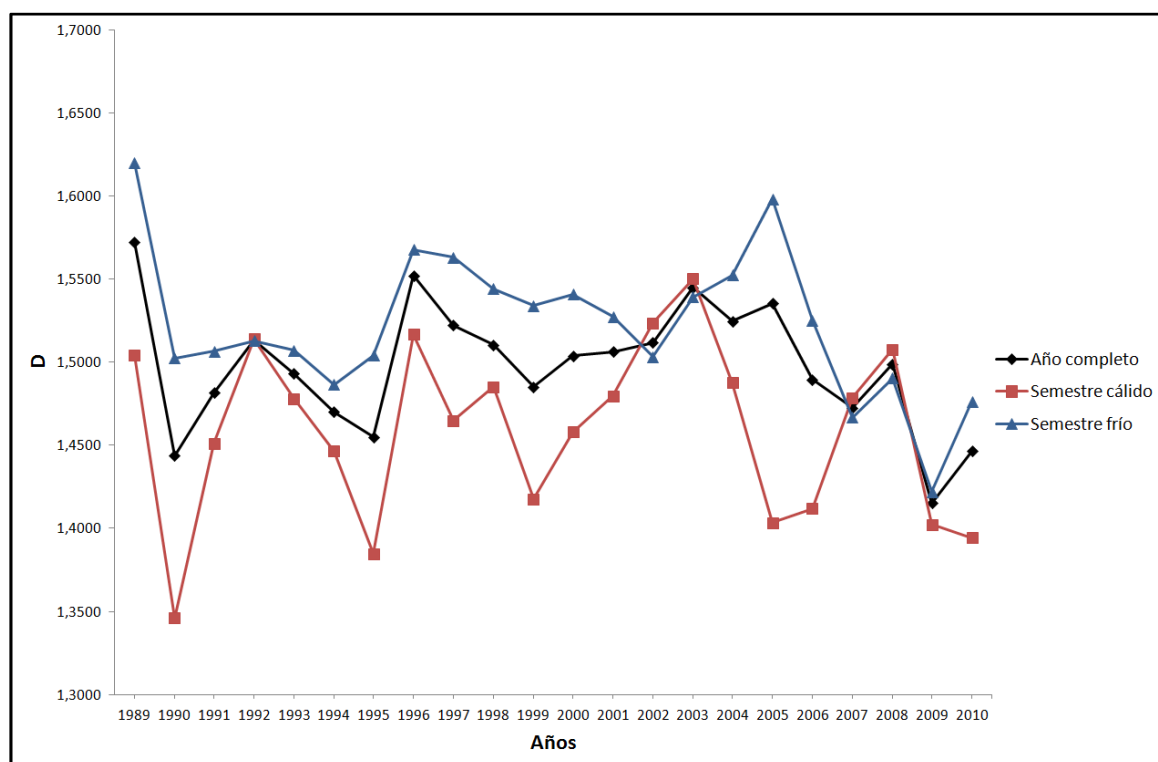


Figura 9.2. Evolución de los valores de D en Ávila (1989-2010) (Fuente: Elaboración propia)

Tabla 9.3. Valores de D para Castellón (1992-2010)

Años	D Anual	D Semestre Cálido	D Semestre Frío
1992	1,4576	1,4097	1,5108
1993	1,4408	1,3787	1,5085
1994	1,4937	1,5193	1,4639
1995	1,4190	1,3658	1,4547
1996	1,5259	1,4638	1,5631
1997	1,5055	1,4518	1,5456
1998	1,5117	1,4031	1,6011
1999	1,4649	1,3854	1,5243
2000	1,4826	1,4014	1,5352
2001	1,4982	1,4109	1,5373
2002	1,5321	1,5337	1,5302
2003	1,5254	1,5369	1,5177
2004	1,5626	1,5454	1,5807
2005	1,4847	1,3907	1,5423
2006	1,5346	1,4434	1,5885
2007	1,4969	1,4332	1,545
2008	1,5124	1,4554	1,5745
2009	1,4380	1,3346	1,5056
2010	1,5072	1,4458	1,5445



Figura 9.3. Evolución de los valores de D en Castellón (1992-2010) (Fuente: Elaboración propia)

Variación interanual de las dimensiones fractales.

Tabla 9.4. Valores de D para Jaén (1994-2010)

Años	D Anual	D Semestre Cálido	D Semestre Frío
1994	1,4850	1,5164	1,4698
1995	1,4917	1,3882	1,5245
1996	1,6065	1,5564	1,6242
1997	1,5506	1,4408	1,6149
1998	1,4718	1,4525	1,4944
1999	1,5251	1,4248	1,6279
2000	1,5564	1,5434	1,5659
2001	1,5539	1,4500	1,5778
2002	1,5425	1,5451	1,5402
2003	1,5672	1,4926	1,5795
2004	1,5648	1,4919	1,5980
2005	1,5330	1,4574	1,5498
2006	1,5450	1,4301	1,5914
2007	1,5054	1,4958	1,5138
2008	1,5660	1,554	1,5755
2009	1,5987	1,4506	1,6579
2010	1,6385	1,4739	1,6749

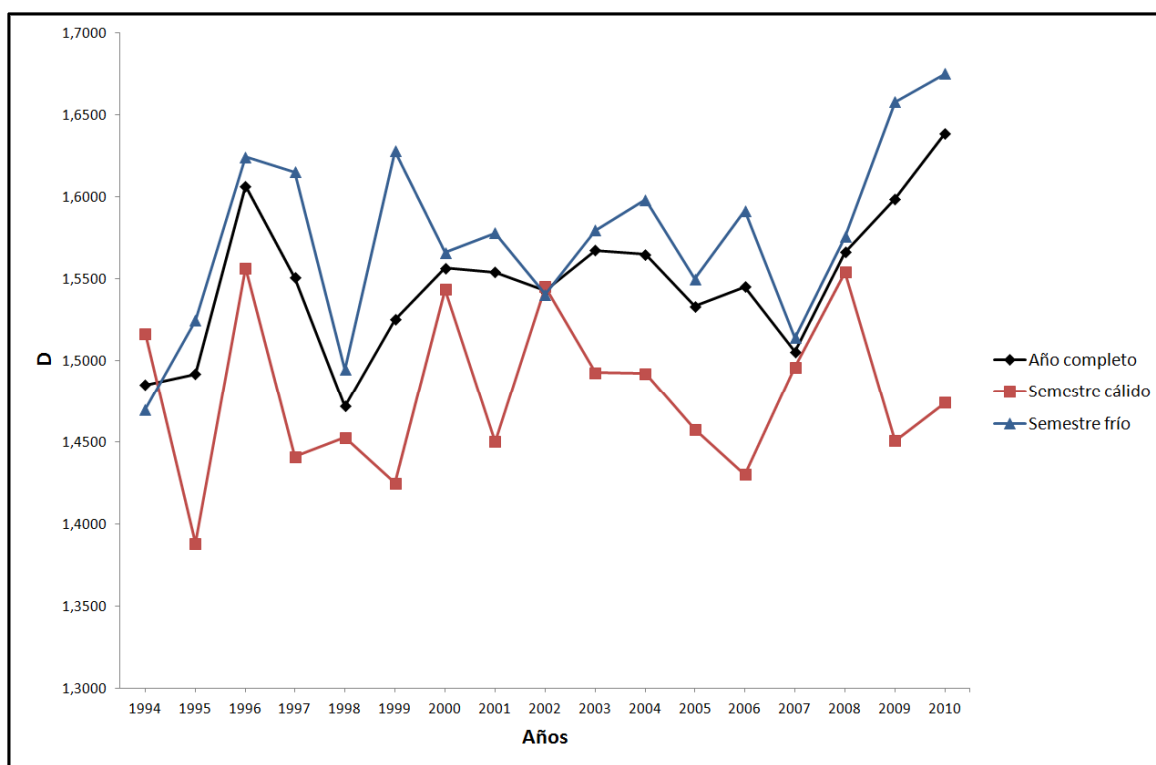


Figura 9.4. Evolución de los valores de D en Jaén (1994-2010) (Fuente: Elaboración propia)

Tabla 9.5. Valores de D para Logroño (1995-2010)

Años	D Anual	D Semestre cálido	D Semestre frío
1995	1,4952	1,4325	1,5325
1996	1,5469	1,5148	1,5595
1997	1,5304	1,5178	1,5466
1998	1,4506	1,3884	1,5057
1999	1,4559	1,3747	1,5224
2000	1,4828	1,4332	1,5257
2001	1,4840	1,4604	1,4991
2002	1,4972	1,5431	1,4696
2003	1,5284	1,4984	1,5469
2004	1,5326	1,4605	1,5718
2005	1,4901	1,4059	1,5461
2006	1,5127	1,4824	1,5354
2007	1,5213	1,4510	1,5706
2008	1,5142	1,4614	1,5567
2009	1,4955	1,3999	1,5551
2010	1,4267	1,4077	1,4404

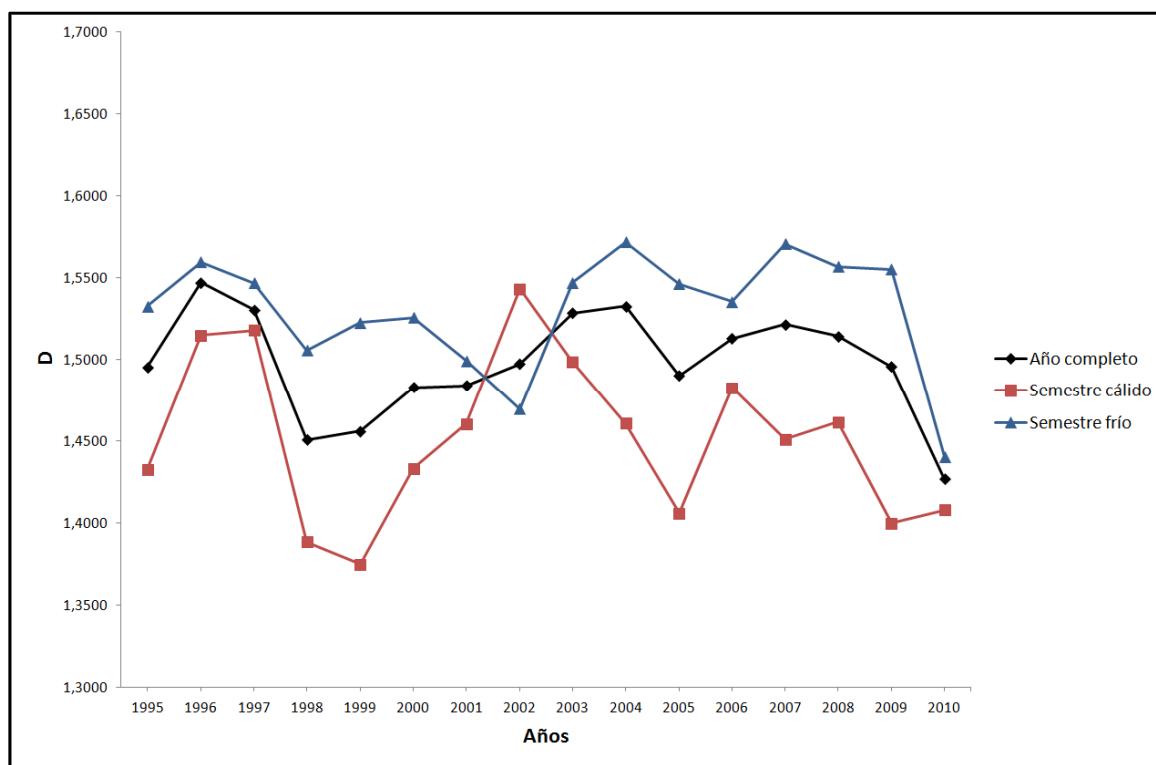


Figura 9.5. Evolución de los valores de D en Logroño (1995-2010) (Fuente: Elaboración propia)

Variación interanual de las dimensiones fractales.

Tabla 9.6. Valores de D para Málaga (1993-2010)

Años	D Anual	D Semestre cálido	D Semestre frío
1993	1,5275	1,4911	1,5452
1994	1,4998	1,4716	1,5254
1995	1,5306	1,4111	1,5520
1996	1,6287	1,5313	1,6540
1997	1,5776	1,4947	1,6180
1998	1,6131	1,5146	1,6677
1999	1,5003	1,4273	1,5211
2000	1,5511	1,5505	1,5516
2001	1,5300	1,5124	1,5347
2002	1,5208	1,4216	1,5673
2003	1,5867	1,4581	1,6051
2004	1,5609	1,5260	1,5759
2005	1,5560	1,3318	1,5821
2006	1,5583	1,4495	1,5873
2007	1,5195	1,5123	1,5244
2008	1,5163	1,4812	1,5326
2009	1,5644	1,4143	1,6046
2010	1,6181	1,5152	1,6366

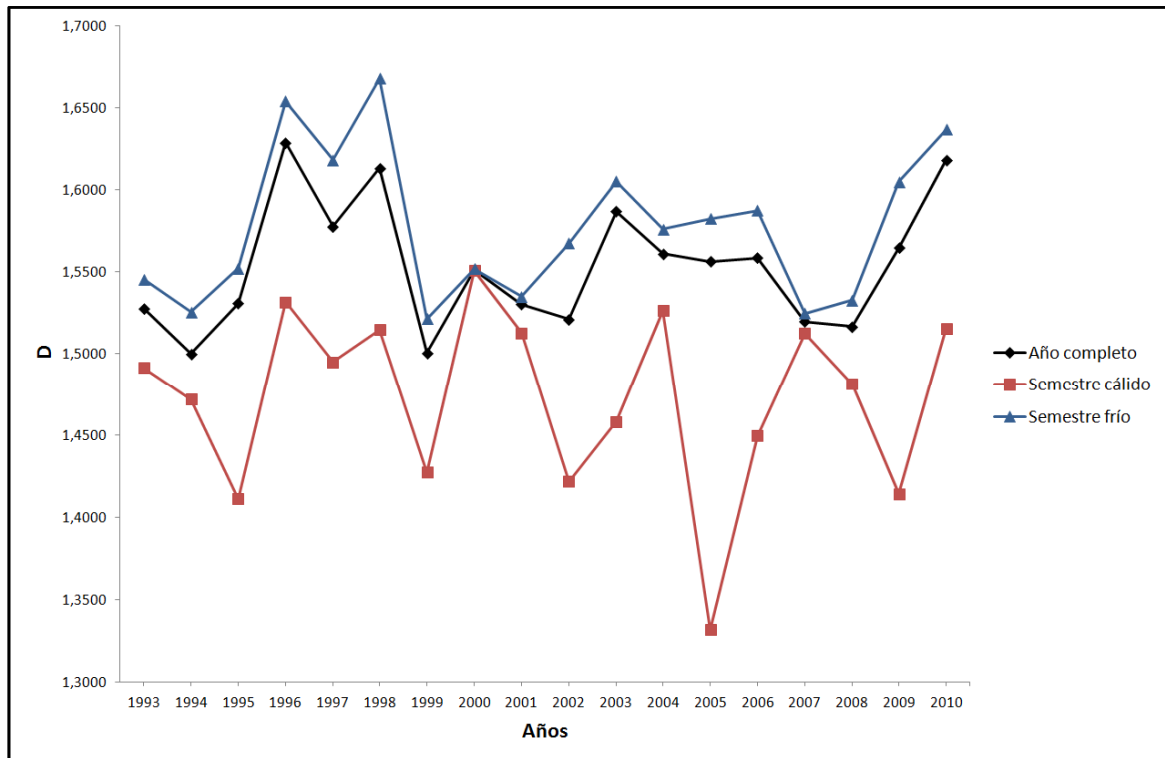


Figura 9.6. Evolución de los valores de D en Málaga (1993-2010) (Fuente: Elaboración propia)

Tabla 9.7. Valores de D para Palma (1993-2010)

Años	D Anual	D Semestre cálido	D Semestre frío
1993	1,4563	1,4212	1,4740
1994	1,5087	1,4669	1,5257
1995	1,3979	1,3440	1,4253
1996	1,5269	1,4964	1,5403
1997	1,4795	1,4136	1,5079
1998	1,5062	1,4576	1,5316
1999	1,4380	1,3999	1,4515
2000	1,4575	1,3222	1,5130
2001	1,5000	1,4236	1,5306
2002	1,5344	1,5259	1,5413
2003	1,4841	1,4334	1,5142
2004	1,4870	1,3936	1,5110
2005	1,4105	1,3963	1,4169
2006	1,5368	1,4273	1,5824
2007	1,5088	1,4918	1,5194
2008	1,5256	1,5395	1,5173
2009	1,5162	1,4823	1,5355
2010	1,5388	1,4850	1,5562

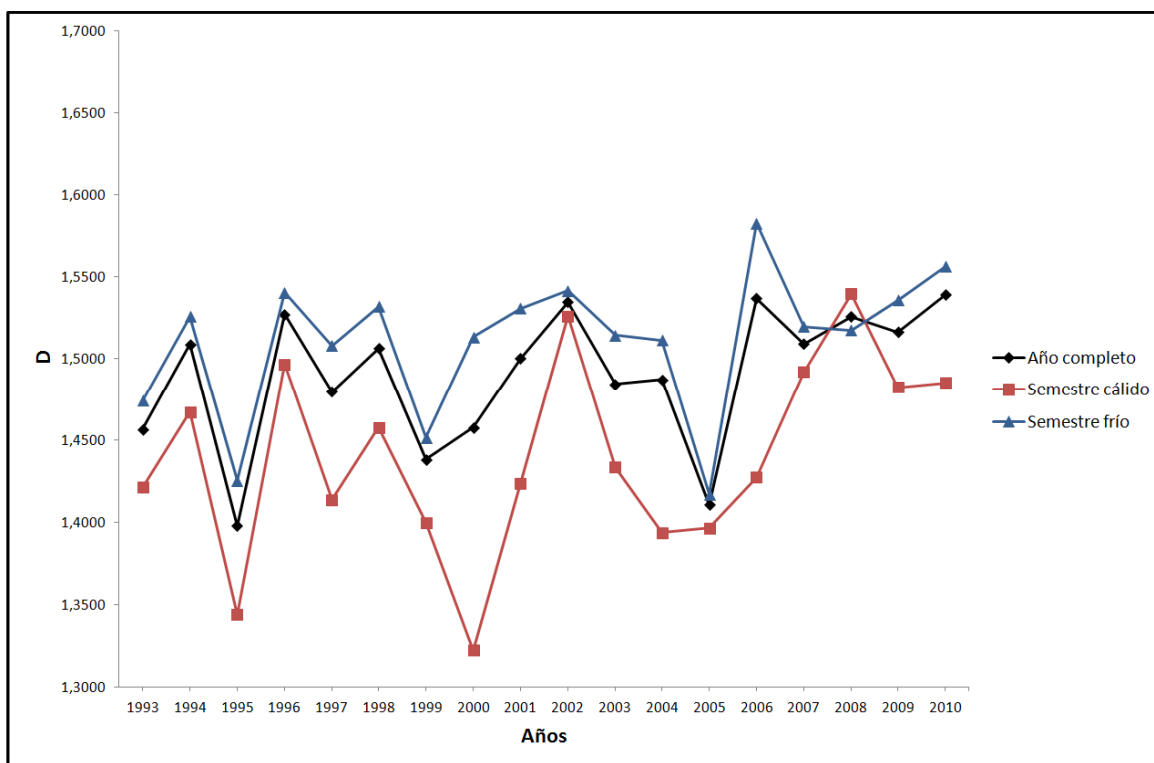


Figura 9.7. Evolución de los valores de D en Palma (1993-2010) (Fuente: Elaboración propia)

Variación interanual de las dimensiones fractales.

Tabla 9.8. Valores de D para Salamanca (1992-2010)

Años	D Anual	D Semestre cálido	D Semestre frío
1992	1,5037	1,4399	1,5499
1993	1,5200	1,4548	1,5625
1994	1,4792	1,5272	1,4523
1995	1,4803	1,4569	1,4935
1996	1,4956	1,5307	1,4797
1997	1,5138	1,4923	1,5270
1998	1,5026	1,4802	1,5356
1999	1,4682	1,4402	1,4909
2000	1,5115	1,4844	1,5339
2001	1,4862	1,3840	1,5276
2002	1,5091	1,5070	1,5101
2003	1,5226	1,4848	1,5376
2004	1,4936	1,4438	1,5225
2005	1,5408	1,4319	1,5891
2006	1,4996	1,4688	1,5157
2007	1,5314	1,5275	1,5355
2008	1,5062	1,4965	1,5147
2009	1,4678	1,4039	1,5021
2010	1,5369	1,4950	1,5540

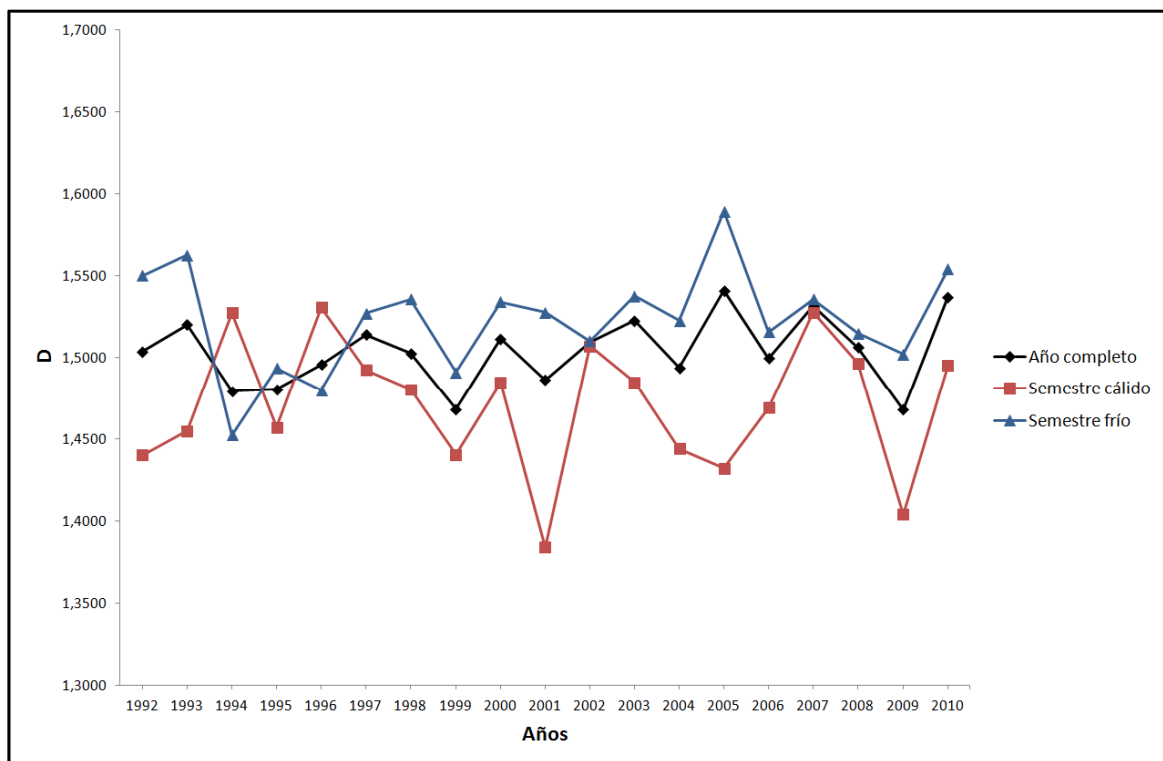


Figura 9.8. Evolución de los valores de D en Salamanca (1992-2010) (Fuente: Elaboración propia)

Tabla 9.9. Valores de D para Teruel (1993-2010)

Años	D Anual	D Semestre cálido	D Semestre frío
1993	1,4155	1,3542	1,4586
1994	1,4456	1,4944	1,4113
1995	1,4184	1,4420	1,3888
1996	1,4513	1,4288	1,4693
1997	1,5039	1,5134	1,4918
1998	1,5021	1,5004	1,5053
1999	1,4374	1,4197	1,4597
2000	1,4976	1,4747	1,5195
2001	1,4205	1,4247	1,4160
2002	1,5248	1,5754	1,4845
2003	1,5027	1,5337	1,4709
2004	1,4905	1,4821	1,4987
2005	1,4633	1,4636	1,4632
2006	1,4763	1,4282	1,5155
2007	1,5166	1,5054	1,5289
2008	1,4934	1,4846	1,5044
2009	1,4659	1,3735	1,5163
2010	1,4854	1,4990	1,4721

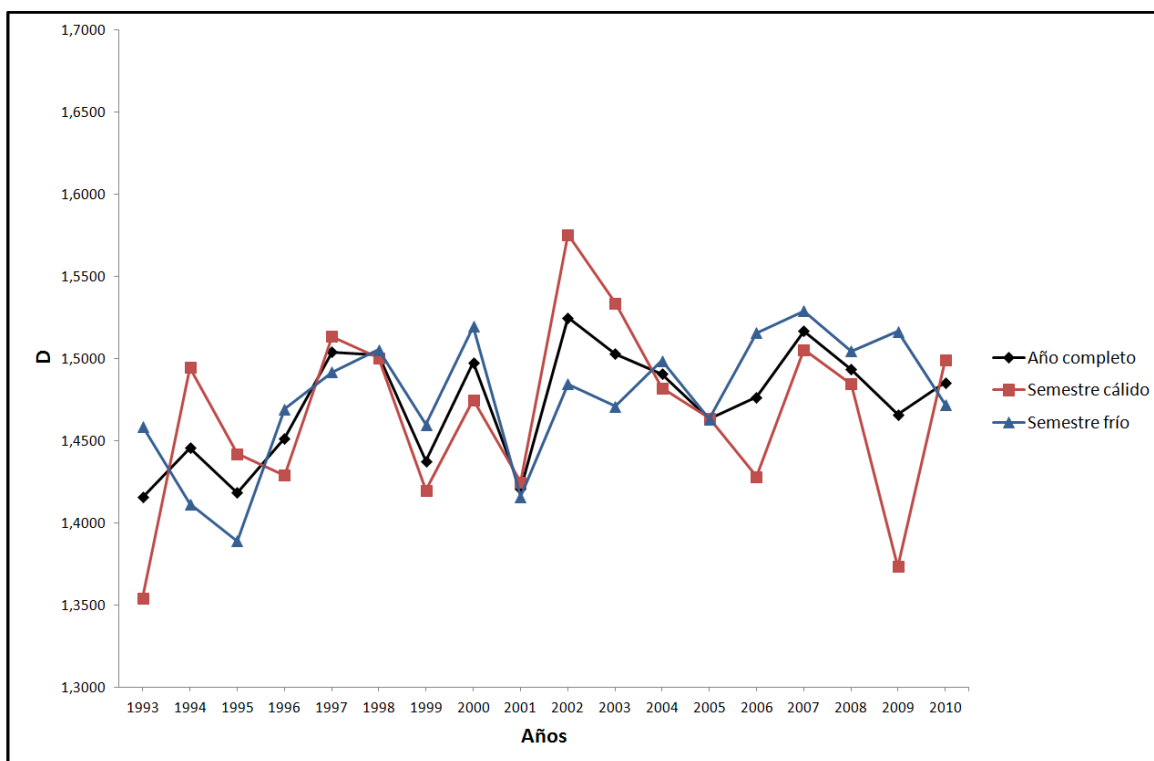


Figura 9.9. Evolución de los valores de D en Teruel (1993-2010) (Fuente: Elaboración propia)

Variación interanual de las dimensiones fractales.

Tabla 9.10. Valores de D para Valladolid (1993-2010)

Años	D Anual	D Semestre cálido	D Semestre frío
1993	1,5133	1,4962	1,5336
1994	1,5322	1,5230	1,5385
1995	1,5313	1,4256	1,5709
1996	1,5253	1,4690	1,5501
1997	1,5776	1,5170	1,6199
1998	1,4907	1,4482	1,5285
1999	1,4923	1,4468	1,5378
2000	1,5432	1,5095	1,5705
2001	1,5331	1,4676	1,5541
2002	1,5132	1,3732	1,5835
2003	1,5627	1,5167	1,5829
2004	1,5093	1,4330	1,5533
2005	1,5119	1,3820	1,5642
2006	1,5386	1,4853	1,5770
2007	1,5357	1,5220	1,5491
2008	1,5072	1,5027	1,5122
2009	1,4791	1,4158	1,5100
2010	1,5220	1,5100	1,5268

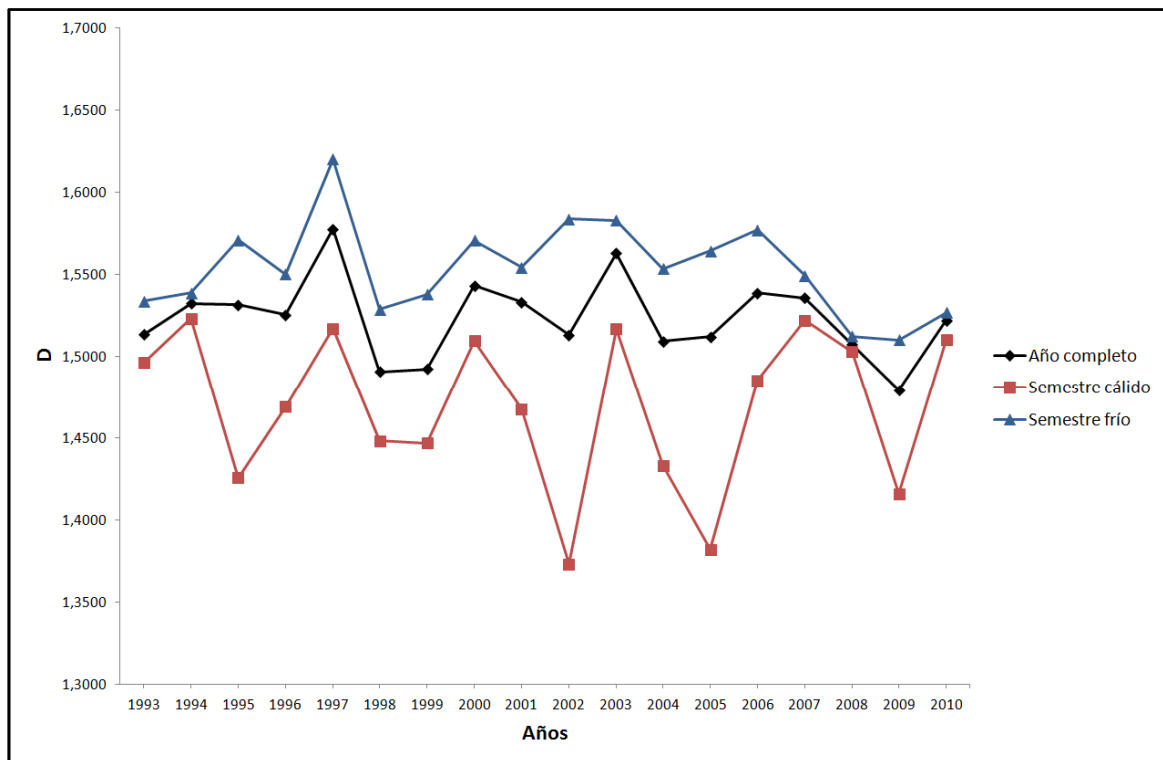


Figura 9.10. Evolución de los valores de D en Valladolid (1993-2010) (Fuente: Elaboración propia)

El comportamiento habitual de que la dimensión fractal durante el semestre frío es mayor que durante el semestre cálido únicamente se da en los observatorios de Málaga y Valladolid atendiendo a los valores que se obtienen al calcularla año a año. En el resto de observatorios, los casos en los que el valor de D es mayor en el semestre cálido van de solo un año (A Coruña, Logroño o Palma), hasta varios (diez en el caso de Teruel). Esto ocurre cuando se registra un semestre cálido más húmedo que el semestre frío (como en A Coruña en 1998, Ávila en 2007 o en Castellón en 2002), o bien cuando las precipitaciones del semestre frío se han concentrado en el tiempo de manera más marcada que en el semestre cálido (Jaén en 2002, Palma en 2008 o Teruel en 2010).

Los valores extremos obtenidos son los que se presentan en la Tabla 9.11, así como el año en el que se dieron esos valores (entre paréntesis).

Tabla 9.11. Valores máximos y mínimos anuales y semestrales de cada observatorio

Observatorios	Anual		Semestre cálido		Semestre frío	
	Máximo	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo	Mínimo
A Coruña	1,6160 (2000)	1,4930 (2007)	1,5921 (2000)	1,4532 (2007)	1,6495 (2006)	1,5198 (2007)
Ávila	1,5722 (1989)	1,4152 (2009)	1,5502 (2003)	1,3461 (1990)	1,6199 (1989)	1,4222 (2009)
Castellón	1,5626 (2004)	1,4190 (1995)	1,5454 (2004)	1,3346 (2009)	1,6011 (1998)	1,4547 (1995)
Jaén	1,6385 (2010)	1,4718 (1998)	1,5564 (1996)	1,3882 (1995)	1,6749 (2010)	1,4698 (1994)
Logroño	1,5469 (1996)	1,4267 (2010)	1,5431 (2002)	1,3747 (1999)	1,5718 (2004)	1,4404 (2010)
Málaga	1,6287 (1996)	1,4998 (1994)	1,5505 (2000)	1,3318 (2005)	1,6677 (1998)	1,5211 (1999)
Palma	1,5388 (2010)	1,3979 (1995)	1,5395 (2008)	1,3222 (2010)	1,5824 (2006)	1,4169 (2005)
Salamanca	1,5408 (2005)	1,4678 (2009)	1,5307 (1996)	1,3840 (2001)	1,5891 (2005)	1,4523 (1994)
Teruel	1,5248 (2002)	1,4155 (1993)	1,5754 (2002)	1,3542 (1993)	1,5289 (2007)	1,3888 (1995)
Valladolid	1,5776 (1997)	1,4791 (2009)	1,5230 (2003)	1,3732 (2002)	1,6199 (1997)	1,5100 (2009)

Tal y como puede observarse, los valores de la dimensión fractal tienen un relativamente amplio rango de variación de un año a otro, pudiendo incluso registrarse el valor mínimo y el valor máximo en años consecutivos (semestre cálido en Valladolid). Los años en los que se registran los valores máximos y mínimos varían de un año a otro, pudiendo darse el caso de que el año en el que se registren los valores máximos en algún observatorio (Jaén, Palma), sea el mismo en el que se registra el valor mínimo en otro (Logroño).

Variación interanual de las dimensiones fractales.

9.2. Tendencias en la variación interanual de las dimensiones fractales y su representación espacial

Es de gran interés conocer si en el transcurso de la serie se ha producido alguna tendencia en el comportamiento de la variable y si ésta es significativa (Tabla 9.12). La determinación de estas tendencias se ha conseguido siguiendo el test de Mann-Kendall. Asimismo, es importante determinar si existe algún patrón espacial en las tendencias de la variable D, tanto a nivel anual como semestral (Figuras 9.11, 9.12 y 9.13).

Los observatorios de A Coruña, Ávila, Logroño y Valladolid presentan una tendencia negativa de la dimensión fractal a nivel anual, así como durante el semestre cálido y el semestre frío, con la excepción de Logroño, cuya tendencia en el semestre frío es positiva. Los otros observatorios (Castellón, Jaén, Málaga, Palma, Salamanca y Teruel) presentan una tendencia positiva tanto a nivel anual como semestral, exceptuando el observatorio de Málaga, cuya tendencia de la dimensión fractal en el semestre cálido es negativa.

Las tendencias obtenidas que son estadísticamente significativas (<95%) son las positivas en Jaén y Palma a nivel anual, la negativa en A Coruña en el semestre cálido, y la positiva en Teruel en el semestre frío.

Tabla 9.12. Tendencias de los valores de D interanuales

Observatorios	Anual		Semestre Cálido		Semestre Frío	
	Tendencia	Significativa	Tendencia	Significativa	Tendencia	Significativa
A Coruña	-	No	-	Sí	-	No
Ávila	-	No	-	No	-	No
Castellón	+	No	+	No	+	No
Jaén	+	Sí	+	No	+	No
Logroño	-	No	-	No	+	No
Málaga	+	No	-	No	+	No
Palma	+	Sí	+	No	+	No
Salamanca	+	No	+	No	+	No
Teruel	+	No	+	No	+	Sí
Valladolid	-	No	-	No	-	No

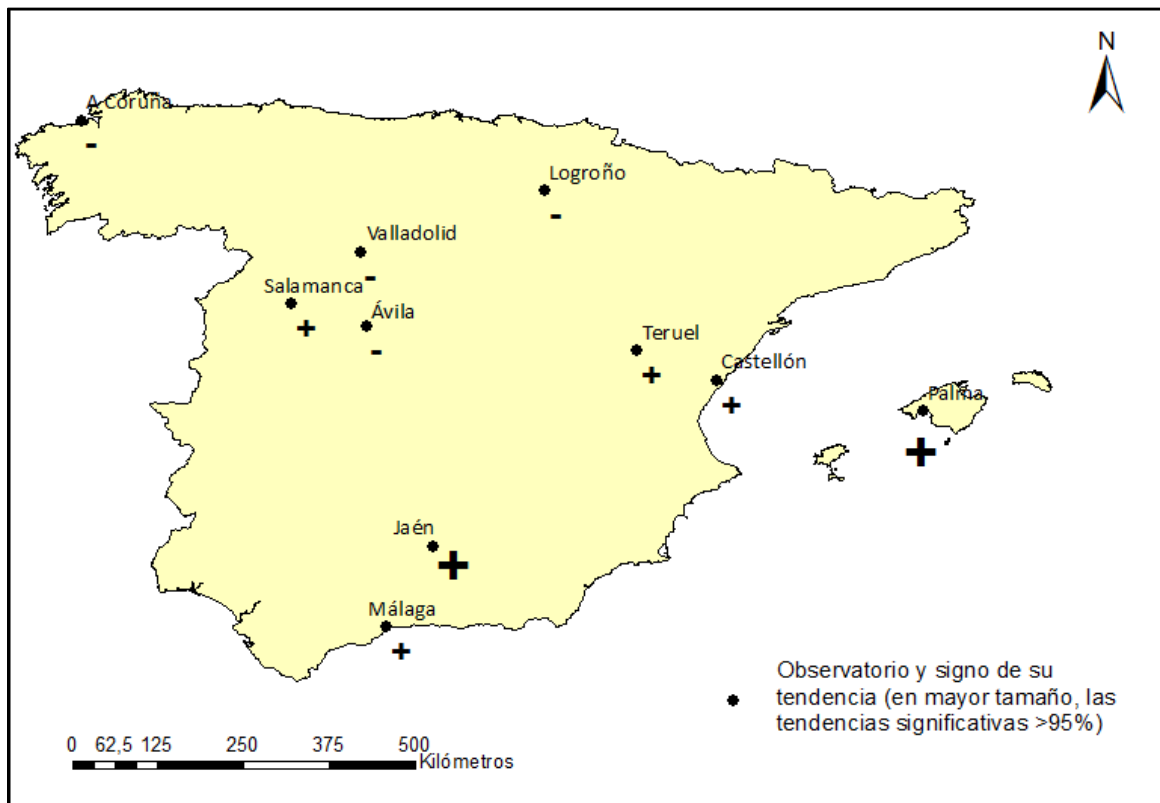


Figura 9.11. Tendencias de la dimensión fractal anual en los diferentes observatorios (Fuente: Elaboración propia)

Considerando el año completo, se pueden distinguir dos regiones bien diferenciadas, si se considera como divisoria una diagonal suroeste-noreste. Los observatorios de la parte sureste, costa mediterránea y valles del Ebro y Guadalquivir (Teruel, Castellón, Palma, Jaén y Málaga) presentan una tendencia hacia el aumento de las dimensiones fractales con el paso de los años, mientras que los observatorios de la otra mitad, vertiente cantábrica, submeseta norte y alto valle del Ebro (A Coruña, Logroño, Valladolid y Ávila), con la excepción de Salamanca, tienden a la reducción de la misma. De todos modos, solo en dos observatorios de la primera región, Jaén y Palma, la tendencia es estadísticamente significativa.

Variación interanual de las dimensiones fractales.

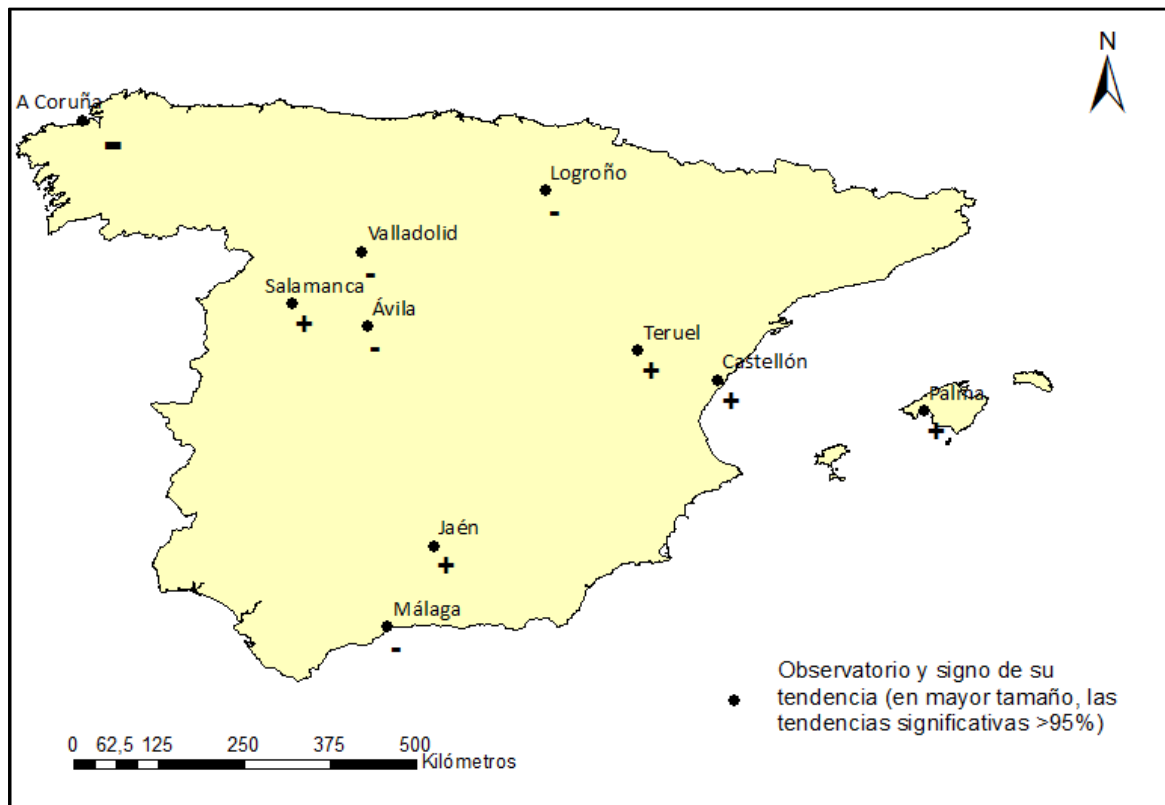


Figura 9.12. Tendencias de la dimensión fractal del semestre cálido en los diferentes observatorios (Fuente: Elaboración propia)

A nivel del semestre cálido, el patrón espacial es muy similar al que se da a nivel anual, con la excepción del caso de Málaga, donde la tendencia es negativa. Se trata del observatorio más meridional de los analizados, encarado al mar de Alborán.

En el semestre frío, todos los observatorios de la mitad suroriental presentan de nuevo tendencias positivas, tal y como ocurría en el caso del año completo. En la mitad noroccidental, las tendencias también coinciden, con la excepción de Logroño y Salamanca, que presenta en su lugar una tendencia positiva, diferente a las que se daban para el año completo o para el semestre cálido en el primer caso, e igual a las tendencias del año completo y del semestre cálido en el segundo.

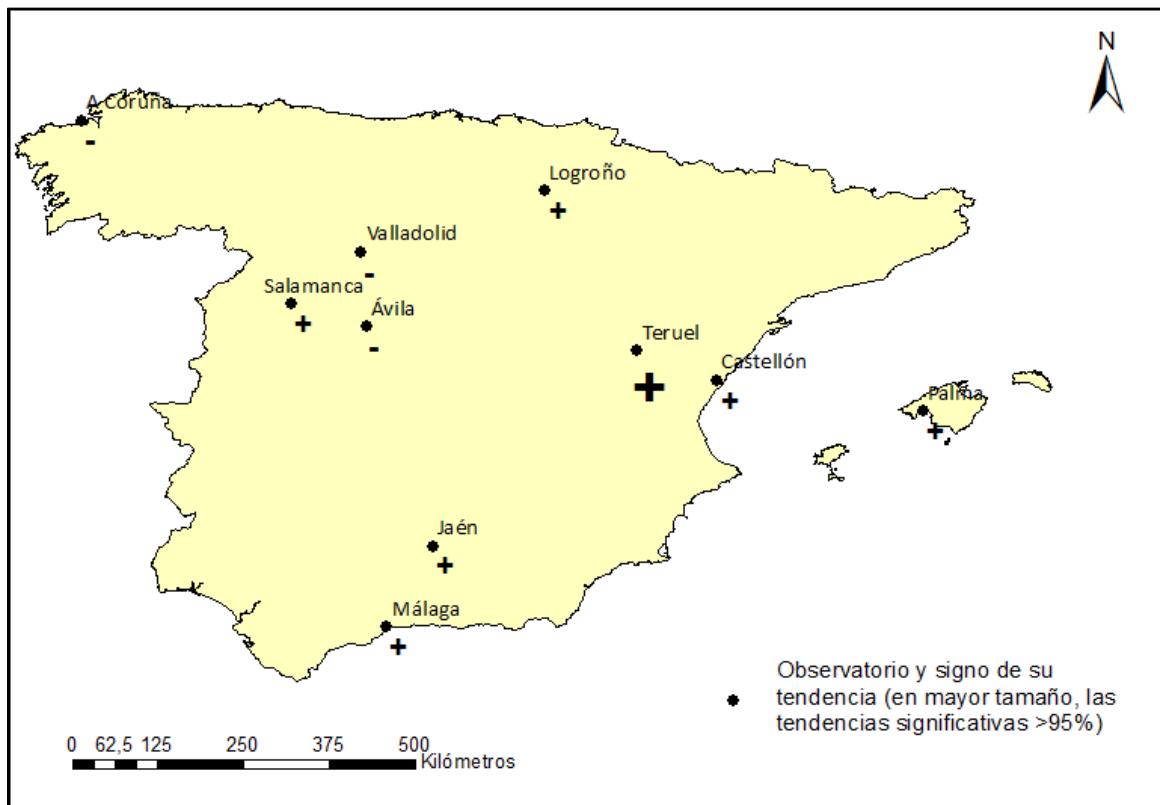


Figura 9.13. Tendencias de la dimensión fractal del semestre frío en los diferentes observatorios (Fuente: Elaboración propia)

9.3. Comparación de la variabilidad interanual entre los diferentes observatorios

Se han correlacionado linealmente los valores de las dimensiones fractales anuales de cada observatorio con las de los demás observatorios (Tabla 9.13), obteniéndose una r de Pearson que evalúa el grado de relación lineal entre la variable D de cada par de observatorios.

Variación interanual de las dimensiones fractales.

Tabla 9.13. Correlaciones lineales de las dimensiones fractales anuales de los diferentes observatorios (en negrita, aquellos valores que son significativos al 95%)

Observatorios	Valladolid	Teruel	Salamanca	Palma	Málaga	Logroño	Jaén	Castellón	Ávila
A Coruña	0,2974	-0,4916	-0,3268	-0,2315	-0,0093	-0,0723	0,1440	-0,1511	0,1529
Ávila	0,3550	0,2176	0,3327	-0,0841	0,2721	0,4682	-0,0069	0,5431	
Castellón	0,2307	0,6079	0,2639	0,5898	0,3334	0,3442	0,2249		
Jaén	0,0112	0,0935	0,1868	0,4018	0,4888	0,0694			
Logroño	0,4308	0,1657	-0,0048	0,0903	-0,0192				
Málaga	0,1018	0,2598	0,3014	0,2777					
Palma	-0,0434	0,4501	0,0281						
Salamanca	0,3554	0,4664							
Teruel	0,1883								

Se puede observar que existen correlaciones positivas significativas (superiores al nivel de confianza del 95%) entre algunos de los observatorios, lo que expresa un comportamiento similar de las dimensiones fractales interanualmente en esos mismos observatorios. Tal es el caso de Teruel con Castellón y Palma, observatorios relativamente cercanos entre sí, por lo que es, a priori, lógico, obtener estos resultados, y con Salamanca. También existen correlaciones positivas significativas entre los observatorios de Logroño y Valladolid, Palma con Castellón y Jaén, Málaga con Castellón y Jaén, Logroño con Ávila y Castellón también con Ávila.

Los casos de Castellón con Palma y de Jaén con Málaga son lógicos, ya que se trata, de nuevo, de observatorios relativamente próximos, con lo que es natural pensar que el comportamiento de la precipitación a nivel interanual va a ser parecido. Sin embargo, se dan casos de observatorios alejados en los que la correlación es elevada y significativa, tanto positiva, como entre Salamanca y Teruel (0,4664) o Castellón y Ávila (0,5431), como negativa, como entre A Coruña y Teruel (-0,4916).

Contrariamente, el valor de la r de Pearson resultante de correlacionar Teruel con A Coruña es negativo y significativo, lo que expresa un comportamiento contrario entre estos dos observatorios, muy alejados entre ellos y pertenecientes a regiones climáticas dentro de la Península Ibérica muy distintas.

9.4. Relación entre la dimensión fractal y el índice de concentración interanuales

Se ha desarrollado, a modo de ensayo, un análisis preliminar poniendo en relación los valores de D anuales con los valores del CI anuales obtenidos por Benhamrouche (2014), para los observatorios de Málaga Puerto y Palma, con datos desde 1993 hasta 2010 (Tabla 9.14).

Tabla 9.14. Valores de CI y D anuales en Málaga y Palma

Año	Málaga Puerto		Palma	
	CI	D	CI	D
1993	0,63	1,5275	0,59	1,4563
1994	0,71	1,4998	0,55	1,5087
1995	0,67	1,5306	0,68	1,3979
1996	0,55	1,6287	0,49	1,5269
1997	0,67	1,5776	0,58	1,4795
1998	0,65	1,6131	0,68	1,5062
1999	0,64	1,5003	0,70	1,4380
2000	0,60	1,5511	0,56	1,4575
2001	0,62	1,5300	0,70	1,5000
2002	0,65	1,5208	0,54	1,5344
2003	0,69	1,5867	0,77	1,4841
2004	0,73	1,5609	0,79	1,4870
2005	0,69	1,5560	0,67	1,4105
2006	0,71	1,5583	0,62	1,5368
2007	0,64	1,5195	0,69	1,5088
2008	0,66	1,5163	0,76	1,5256
2009	0,72	1,5644	0,68	1,5162
2010	0,65	1,6181	0,71	1,5388

Los valores de la r de Pearson obtenidos para las dos variables en los dos observatorios son de -0,18 para el caso de Málaga Puerto y de -0,10 para el caso de Palma, con un p -valor de 0.4476 y de 1, respectivamente. Se puede afirmar, por lo tanto, que las correlaciones no son significativas, no existe relación entre estas dos variables a nivel anual, al contrario de lo que ocurría si se consideraba toda la serie temporal analizada y un conjunto de observatorios.

CAPÍTULO 10:

IMPLICACIONES SINÓPTICAS DE LAS

DIMENSIONES FRACTALES

Implicaciones sinópticas de las dimensiones fractales.

IMPLICACIONES SINÓPTICAS DE LAS DIMENSIONES FRACTALES.

Se han seleccionado seis observatorios representativos de seis regiones climáticamente distintas de la Península Ibérica, es decir, cuyo comportamiento de la precipitación es y tiene un origen diferente. Estos observatorios son A Coruña, del norte peninsular, Ávila, en la Meseta norte, Castellón, en la costa mediterránea, Logroño, del valle del Ebro, Cáceres, de la España meridional atlántica, y Jaén, del sur peninsular (Figura 10.1).

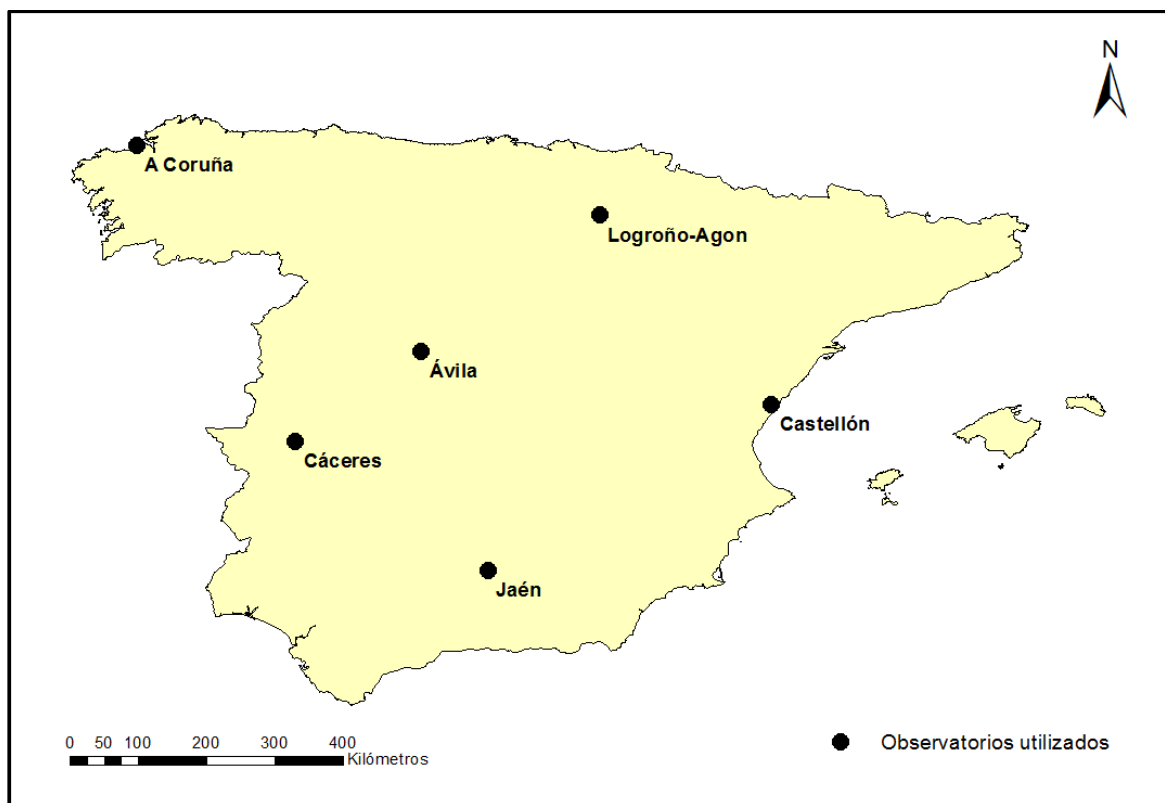


Figura 10.1. Localización de los observatorios utilizados para el análisis sinóptico (Fuente: Elaboración propia)

A partir de los datos interanuales de la dimensión fractal de estos observatorios, se pueden identificar cuáles han sido los años extremos y determinar cuál ha sido el comportamiento sinóptico del mismo, pudiendo así

identificar patrones sinópticos comunes que expliquen el significado climático de la dimensión fractal.

10.1. Las situaciones sinópticas del período de referencia 1981-2010

Se ha elaborado un catálogo de los tipos de tiempo de J&C (J&CWT) a nivel diario (12h) a partir de la clasificación automática de Jenkinson & Collison, tal y como se explica en el capítulo V, entre los años 1981 y 2010, que va a constituir el período de referencia para elaborar posteriormente las comparaciones con los años extremos.

Tal y como se observa en la Tabla 10.1, a lo largo de los 30 años estudiados, el tipo de tiempo de J&C más frecuente ha sido el A, correspondiente a un anticiclónico puro, con 2.079 días, un 18,97% de los 10.957 estudiados, y seguido por el C, ciclónico, con 1.223 días, un 11,16% de los casos.

Tabla 10.1. Número de casos y porcentaje respecto del total de los tipos del tiempo de J&C durante el período 1981-2010

J&CWT	Número de casos	Porcentaje	J&CWT	Número de casos	Porcentaje
A	2079	18,97	CS	47	0,43
AE	237	2,16	CSE	98	0,89
AN	186	1,70	CSW	98	0,89
ANE	196	1,79	CW	176	1,61
ANW	177	1,62	E	966	8,82
AS	85	0,78	N	619	5,65
ASE	145	1,32	NE	628	5,73
ASW	99	0,90	NW	588	5,37
AW	157	1,43	S	151	1,38
C	1223	11,16	SE	376	3,43
CE	273	2,49	SW	309	2,82
CN	260	2,37	W	543	4,96
CNE	210	1,92	U	788	7,19
CNW	243	2,22	Total	10957	100,00

A continuación, aquellos tipos que aparecen con mayor frecuencia son los advectivos del este (E) y los de tipo indefinido (U).

Implicaciones sinópticas de las dimensiones fractales.

A nivel mensual, la distribución de los tipos sinópticos (Figura 10.2) muestra cómo el tipo A, el más frecuente de todos los identificados, aparece más en los meses fríos del año (enero, febrero, noviembre y diciembre), mientras que ocurre lo contrario con los tipos C, E, N, NE y U, más frecuentes en los meses centrales del año (de mayo a septiembre). Téngase en cuenta que el mayor peso de los tipos C y U en la mitad cálida del año tiene que ver con las bajas presiones relativas, bajas térmicas, y los pantanos barométricos tan típicos de los mapas del tiempo de superficie de los meses cálidos.

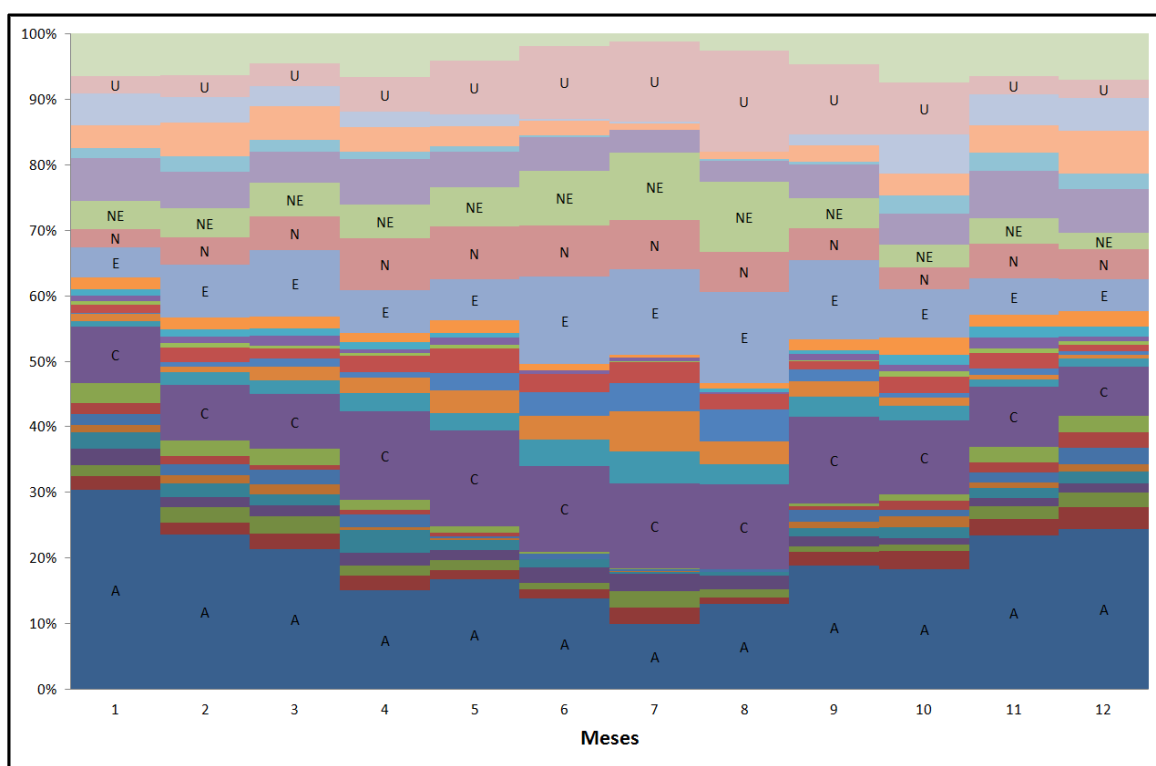


Figura 10.2. Distribución de los tipos de tiempo de J&C para el ámbito ibérico a nivel mensual del período 1981-2010 (Fuente: Elaboración propia)

A lo largo de los treinta años del período, estos tipos presentan unas tendencias que únicamente son significativas en los casos de ASE, que disminuye en 3,29 días por década, en los CN y CW, que aumentan 2,93 y 4,42 días por década, respectivamente, y en el advectivo puro del NE, que aumenta 4,46 días por década. Todos estos resultados de tendencias han sido realizados a través del

test de Mann-Kendall, y su nivel de significancia se ha establecido por encima del 95%.

Tabla 10.2. Tendencias de los diferentes tipos de tiempo de J&C para el ámbito ibérico en el período 1981-2010

Tipo	Tendencia (días/década)	Significativa (>95%)	Tipo	Tendencia (días/década)	Significativa (>95%)
A	-1,86	No	CS	0,73	No
AE	1,57	No	CSE	-0,25	No
AN	-0,53	No	CSW	-2,4	No
ANE	-1,22	No	CW	4,42	Sí
ANW	-1,43	No	E	0,63	No
AS	-0,5	No	N	-2,22	No
ASE	-3,29	Sí	NE	4,46	Sí
ASW	0,1	No	NW	1,37	No
AW	-0,22	No	S	-0,77	No
C	0,44	No	SE	-0,21	No
CE	0,55	No	SW	0,95	No
CN	2,93	Sí	W	-1,01	No
CNE	-0,89	No	U	-1,29	No
CNW	0,41	No			

Se han llevado a cabo agrupaciones de los tipos de tiempo considerando únicamente el signo de la vorticidad y sin tener en cuenta los tipos indeterminados. De esta manera, se identifican tres grupos, un primer grupo ANT en el que se incluyen los de tipo A junto con la mitad de todos los híbridos anticiclónicos, un grupo CIC, en el que se incluyen todos los del tipo C junto a la mitad de sus correspondientes híbridos, y un grupo ADV en el que se recogen todos los advectivos puros junto con las mitades restantes de los híbridos ciclónicos y anticiclónicos (Tabla 10.3).

Tabla 10.3. Número de casos y tendencia de los grupos de una agrupación en tres tipos en el período 1981-2010

Tipo	Casos	Porcentaje	Tendencia (días por década)	Significativa (>95%)
ANT	2720	26,75	-1,85	No
CIC	1925,5	18,93	0,88	No
ADV	5523,5	54,32	2,15	No

Se puede observar que las tendencias registradas siguiendo el test de Mann-Kendall no son significativas con un nivel de confianza superior al 95%, pero sí

Implicaciones sinópticas de las dimensiones fractales.

que se asiste a una disminución de los días anticiclónicos y a un aumento de los días ciclónicos y advectionales puros.

Del mismo modo, se han considerado agrupaciones en cinco grupos (Tabla 10.4), quedando el tipo A, el tipo C, los tipos híbridos anticiclónicos ADVA, los tipos híbridos ciclónicos ADVC, y los tipos advectionales puros ADV.

Tabla 10.4. Número de casos y tendencia de los grupos de una agrupación en cinco tipos en el período 1981-2010

Tipo	Casos	Porcentaje	Tendencia (días por década)	Significativa (>95%)
A	2079	20,44	-1,86	No
C	1223	12,03	0,44	No
ADVA	1282	12,61	-1,17	No
ADVC	1405	13,82	1,71	No
ADV	4180	41,11	1,82	No

Igual que ocurre en el caso de agrupar en cinco grupos, las tendencias obtenidas no son representativas con un nivel de confianza superior al 95%.

La frecuencia mensual de los grupos ANT, CIC y ADV puede verse en la Figura 10.3, y la frecuencia mensual de los grupos A, C, ADVA, ADVC y ADV en la Figura 10.4. Se puede observar cómo el grupo ANT sigue con la misma dinámica que lo hacía el tipo A, pese a haberle añadido parte de los híbridos anticiclónicos. Ocurre lo mismo con el grupo CIC, que aumenta en los meses centrales del año, igual que ocurría con el tipo C. Los tipos ADV se mantienen constantes a lo largo de todos los meses del año.

Al realizar una agrupación en cinco grupos, la frecuencia en el grupo ADV no cambia, si bien el número de casos es ligeramente menor. El tipo A presenta frecuencias mayores en los meses fríos del año (noviembre a marzo), mientras que el tipo C aparece más numerosamente representado en los meses centrales, de abril a septiembre. Los tipos híbridos anticiclónicos ADVA presentan una tendencia similar al A, más frecuentes en los meses invernales, mientras que los tipos híbridos ciclónicos ADVC presentan una diferenciación mucho más evidente que el tipo C, ya que son mucho más numerosos en los meses centrales del año que los tipos ciclónicos, y en el resto del año presentan frecuencias similares.

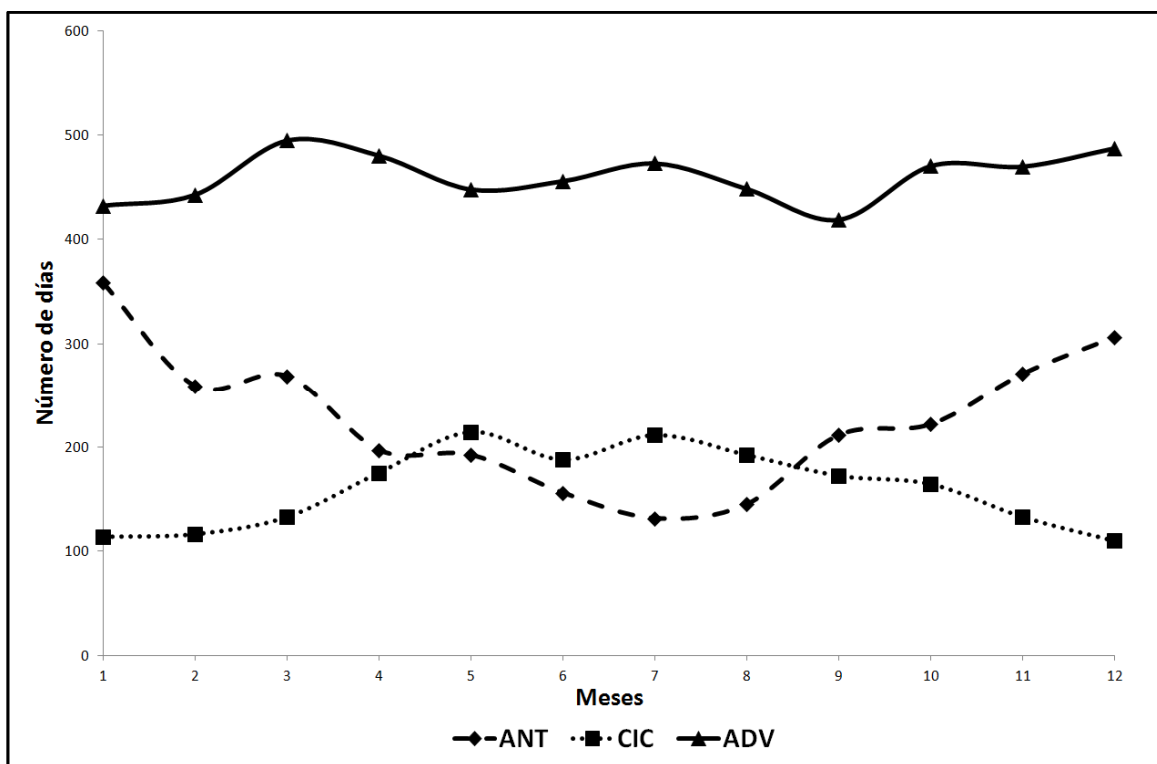


Figura 10.3. Frecuencia mensual de los grupos ANT, CIC y ADV para el período 1981-2010 (Fuente: Elaboración propia)

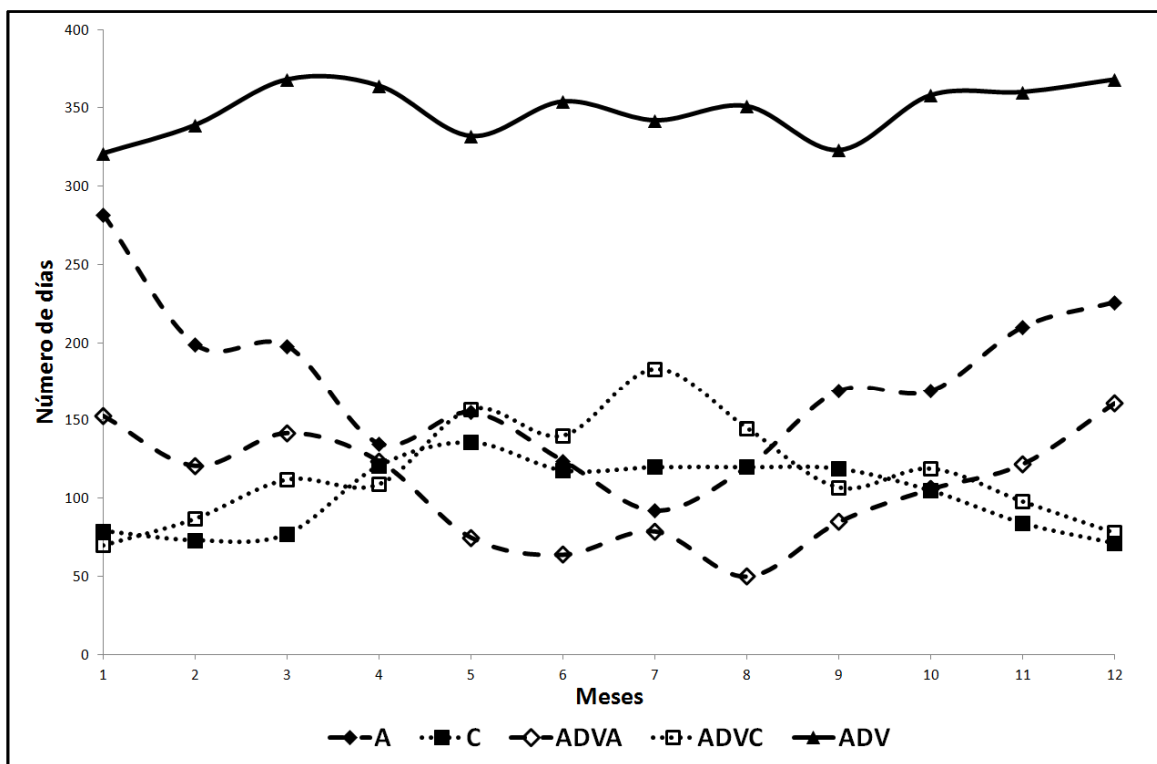


Figura 10.4. Frecuencia mensual de los grupos A, C, ADVA, ADVC y ADV para el período 1981-2010 (Fuente: Elaboración propia)

Implicaciones sinópticas de las dimensiones fractales.

Durante el semestre cálido, de abril a septiembre, la proporción que representan los diferentes tipos de tiempo de J&C son bien distintos a los que se obtienen considerando el año completo (Tabla 10.5).

Tabla 10.5. Número de casos y porcentaje respecto del total de los tipos de tiempo de J&C durante el semestre cálido del período 1981-2010 en el ámbito ibérico

J&CLWT	Número de casos	Porcentaje	J&CWT	Número de casos	Porcentaje
A	795	14,48	CS	13	0,24
AE	98	1,79	CSE	36	0,66
AN	80	1,46	CSW	26	0,47
ANE	111	2,02	CW	66	1,20
ANW	75	1,37	E	596	10,86
AS	16	0,29	N	389	7,09
ASE	49	0,89	NE	412	7,50
ASW	18	0,33	NW	267	4,86
AW	30	0,55	S	27	0,49
C	734	13,37	SE	123	2,24
CE	186	3,39	SW	59	1,07
CN	200	3,64	W	193	3,52
CNE	170	3,10	U	577	10,51
CNW	144	2,62	Total	5490	100,00

La proporción que ocupa el tipo A es hasta 4,5 puntos menor que cuando se consideraba el año completo, y el tipo C es 2 puntos más numeroso. Aumentan también en conjunto los híbridos ciclónicos, mientras que los híbridos anticiclónicos se mantienen en una proporción similar. Dentro de los tipos advectivos puros, merece una especial mención el tipo W, que pasa de un 4,96% a un 3,52%; en menor medida aumentan los advectivos del primer cuadrante (N, E y NE) dos puntos en promedio. Es significativo también el aumento en más de tres puntos del tipo indeterminado U, pasando de 7,19% a 10,51%.

También se dan cambios en las proporciones si se considera únicamente el semestre frío, de enero a marzo y de octubre a diciembre (Tabla 10.6). En este caso, la proporción que ocupan el tipo A es superior a la del año completo, ya que pasa a representar el 23,49% de los días frente al 18,97% que presenta en promedio a lo largo de todo el año, mientras que los tipos híbridos anticiclónicos no padecen cambios significativos. El tipo C aparece menos representado, perdiendo alrededor de un 2%, y los tipos híbridos ciclónicos siguen esta tendencia, reduciéndose a la mitad los CNW, CN, CNE y CE, mientras que los restantes se mantienen o aumentan muy ligeramente.

Tabla 10.6. Número de casos y porcentaje respecto del total de los tipos de tiempo de J&C durante el semestre frío del período 1981-2010 en el ámbito ibérico

J&CLWT	Número de casos	Porcentaje	J&CLWT	Número de casos	Porcentaje
A	1284	23,49	CS	34	0,62
AE	139	2,54	CSE	62	1,13
AN	106	1,94	CSW	72	1,32
ANE	85	1,55	CW	110	2,01
ANW	102	1,87	E	370	6,77
AS	69	1,26	N	230	4,21
ASE	96	1,76	NE	216	3,95
ASW	81	1,48	NW	321	5,87
AW	127	2,32	S	124	2,27
C	489	8,94	SE	253	4,63
CE	87	1,59	SW	250	4,57
CN	60	1,10	W	350	6,40
CNE	40	0,73	U	211	3,86
CNW	99	1,81	Total	5467	100,00

Los advectivos del primer cuadrante (N, NE y E) pierden todos alrededor de un 2%, mientras que los demás se mantienen estables. Por último, el tipo U pierde, pasando de un 7,19% a un 3,86%.

10.2. Particularidades sinópticas de los años con dimensiones fractales extremas

Se identifican cuáles son los tres años en los que se recogen los valores más altos y más bajos de las dimensiones fractales a nivel anual y en los semestres cálidos y fríos para cada uno de los seis observatorios propuestos y se señalan qué particularidades sinópticas presentan esos años respecto de los valores medios del período 1981-2010, con tal de que se pueda explicar qué significado sinóptico tienen las variaciones en el valor de D. Se considerarán estos años como aquellos con valores de D extremos para las series estudiadas. Va a procederse a una descripción detallada de las diferencias en la frecuencia de tipos sinópticos entre los años con valores de D altos y bajos en cada uno de los observatorios elegidos por su representatividad climática y geográfica.

Implicaciones sinópticas de las dimensiones fractales.

10.2.1. A Coruña

En el caso del observatorio de A Coruña aparecen como años extremos los que se presentan en la Tabla 10.7.

Tabla 10.7. Valores extremos de D en A Coruña

	Año completo		Semestre cálido		Semestre frío	
	Año	Valor	Año	Valor	Año	Valor
Valores máximos	2000	1,6160	1994	1,5579	2000	1,6326
	2001	1,5957	1999	1,5425	2001	1,6325
	2006	1,5968	2000	1,5921	2006	1,6495
Valores mínimos	1998	1,5359	2006	1,4589	1998	1,5379
	2004	1,5370	2007	1,4532	2007	1,5198
	2007	1,4930	2010	1,4663	2008	1,5649

Se puede observar que existen diferencias notables en la frecuencia de los diferentes tipos de tiempo de J&C entre los años que presentan valores máximos de D y aquellos que presentan valores mínimos (Tabla 10.8).

Para el caso de los años completos, las diferencias más evidentes que aparecen entre los años con dimensiones fractales más elevadas y aquellos con dimensiones fractales más bajas en el caso de A Coruña son aquellas que afectan, en primer lugar, a los tipos advectivos. Se puede ver cómo aumentan de manera clara aquellos tipos de componente septentrional y oriental, E (de un 9,67% a un 10,77%), N (de un 4,11% a un 5,29%), NE (de un 5,47% a un 7,57%) y NW (de un 4,84% a un 5,66%), y disminuyen los tipos de componente meridiana y occidental, S (de un 1,19% a un 0,73%), SE (de un 3,83% a un 2,19%), SW (de un 4,29% a un 1,28%) y W (de un 5,75% a un 3,56%). También los tipos A han experimentado un aumento, pasando de 18,34% a 19,80% de los días totales. Los tipos híbridos y los tipos C apenas se modifican entre los dos grupos de años extremos. Al comparar los años extremos con los porcentajes obtenidos para la serie completa de 30 años, lo más destacable es que los años en los que se alcanzan unos valores de D mayores presentan unos porcentajes similares entre sí, mientras que al compararlos con los valores de los años en los que se alcanzan los valores de D más bajos, se hace evidente cómo aumentan en porcentaje aquellos tipos con una componente del este, pasando al tipo E de un 8,82% a un 10,77%, el tipo NE de un 5,73% a un 7,57%, y el híbrido CE de un 2,49% a un 3,38%.

Tabla 10.8. Frecuencias de los tipos de tiempo de J&C en los años con D máximas y mínimas respectivamente para el observatorio de A Coruña

J&CWT	Valores de D máximos						Valores de D mínimos					
	Año completo		Semestre cálido		Semestre frío		Año completo		Semestre cálido		Semestre frío	
	Núm. casos	%	Núm. casos	%	Núm. casos	%	Núm. casos	%	Núm. casos	%	Núm. casos	%
A	201	18,34	87	15,85	112	20,48	217	19,80	81	14,75	142	25,96
AE	22	2,01	9	1,64	16	2,93	24	2,19	10	1,82	23	4,20
AN	25	2,28	9	1,64	15	2,74	18	1,64	6	1,09	15	2,74
ANE	18	1,64	13	2,37	3	0,55	20	1,82	8	1,46	12	2,19
ANW	11	1,00	8	1,46	4	0,73	17	1,55	4	0,73	11	2,01
AS	6	0,55	0	0,00	5	0,91	5	0,46	0	0,00	5	0,91
ASE	16	1,46	7	1,28	9	1,65	11	1,00	8	1,46	12	2,19
ASW	15	1,37	0	0,00	13	2,38	7	0,64	2	0,36	3	0,55
AW	24	2,19	7	1,28	20	3,66	16	1,46	2	0,36	10	1,83
C	119	10,86	75	13,66	46	8,41	120	10,95	64	11,66	41	7,50
CE	18	1,64	11	2,00	4	0,73	37	3,38	23	4,19	7	1,28
CN	25	2,28	16	2,91	3	0,55	32	2,92	22	4,01	10	1,83
CNE	15	1,37	14	2,55	5	0,91	26	2,37	23	4,19	5	0,91
CNW	27	2,46	15	2,73	11	2,01	17	1,55	11	2,00	9	1,65
CS	3	0,27	1	0,18	2	0,37	5	0,46	3	0,55	3	0,55
CSE	12	1,09	3	0,55	6	1,10	9	0,82	4	0,73	6	1,10
CSW	7	0,64	3	0,55	6	1,10	7	0,64	1	0,18	3	0,55
CW	26	2,37	11	2,00	14	2,56	20	1,82	10	1,82	9	1,65
E	106	9,67	40	7,29	43	7,86	118	10,77	73	13,30	45	8,23
N	45	4,11	35	6,38	18	3,29	58	5,29	28	5,10	26	4,75
NE	60	5,47	40	7,29	23	4,20	83	7,57	56	10,20	24	4,39
NW	53	4,84	30	5,46	33	6,03	62	5,66	18	3,28	29	5,30
S	13	1,19	3	0,55	10	1,83	8	0,73	2	0,36	10	1,83
SE	42	3,83	12	2,19	26	4,75	24	2,19	18	3,28	28	5,12
SW	47	4,29	9	1,64	38	6,95	14	1,28	8	1,46	10	1,83
W	63	5,75	34	6,19	41	7,50	39	3,56	13	2,37	22	4,02
U	77	7,03	57	10,38	21	3,84	82	7,48	51	9,29	27	4,94

Al comparar el semestre cálido de los valores de D máximos con los valores de D mínimos, se aprecia cómo el tipo A disminuye en un punto entre los primeros y los segundos (de 15,85% a 14,75%), mientras que el tipo C disminuye, pasando de un 13,66% a un 11,66%. Los tipos híbridos ciclónicos del primer cuadrante, sin embargo aumentan, pasando el CN de 2,91% a 4,01%, el CNE de 2,55% a 4,19% y el CE de 2,00% a 4,19%. Lo mismo ocurre con los adyectivos de componente este, el tipo NE pasa de un 7,29% a un 10,20%, el tipo E de un 7,29% a un 13,30% y el tipo SE de un 2,19% a un 3,28%. Los tipos adyectivos de componente oeste se reducen en general, pasando el NW de un 5,46% a un 3,28%, el tipo W de un 6,19% a un 2,37% y el tipo SW de un 1,64% a un 1,46%. El tipo U se reduce, pasando de 10,38% a 9,29%. Comparado con respecto a los

Implicaciones sinópticas de las dimensiones fractales.

valores medios del período 1981-2010, se aprecia que el valor del tipo A es superior en los años en los que se alcanza una D máxima (de 14,48% aumenta a 15,85%), mientras que en los años en los que la D es mínima, el valor es muy similar. Los tipos híbridos anticiclónicos apenas se modifican. El tipo C de los años con D mínima es inferior a la media (11,66% respecto a 13,37%), mientras que los híbridos del primer cuadrante aumentan respecto al período de referencia (CN pasa de 3,64% a 4,01%, CNE de 3,10% a 4,19% y CE de 3,39% a 4,19%). En cuanto a los tipos advectivos, aumentan los de componente oriental, pasando el tipo NE de 7,50% a 10,20%, el tipo E de 10,86% a 13,30% y el tipo SE de 2,24% a 3,28%, siempre en los años con D mínimas, mientras que en los años con D máximas se mantienen valores similares a la media. El tipo U tiene un valores inferiores a la media en los años con valores de D extremos.

El semestre frío se caracteriza por tener un mayor número de días de tipo A en los años cuyo valor de D es mínimo que en los que el valor de D es máximo, pasando de un 20,48% a un 25,96%, mientras que la media de este tipo para la serie completa es de 23,49%. También aumentan los tipos con componente del este en los meses con D baja con respecto a la media, como son los advectivos tipo E (de un 6,77% a un 8,23%), tipo NE (de un 3,95% a un 4,39%), tipo SE (de un 4,63% a un 5,12%), y los híbridos anticiclónicos tipo AE (de un 2,54% a un 4,20%), tipo ANE (de un 1,55% a un 2,19%) y el tipo ASE (de un 1,76% a un 2,19%). En los años en los que la D es máxima, las variaciones de los tipos advectivos del este y de los híbridos anticiclónicos con componente del este no sufren variaciones. Los tipos híbridos ciclónicos no sufren grandes variaciones entre los años de D extremas, pero sí que se ha notado una disminución del tipo C respecto al período 1981-2010, más acusado en los años con D mínima, pasando de un 8,94% a 7,50%.

10.2.2. Ávila

Los años con valores de D extremos para el caso de Ávila son los que se presentan en la tabla 10.9.

Tabla 10.9. Valores extremos de D en Ávila

	Año completo		Semestre cálido		Semestre frío	
	Año	Valor	Año	Valor	Año	Valor
Valores máximos	1989	1,5722	1996	1,5169	1989	1,6199
	1996	1,5522	2002	1,5236	1996	1,5678
	2003	1,5450	2003	1,5502	2005	1,5982
Valores mínimos	1990	1,4438	1990	1,3461	2007	1,4668
	2009	1,4152	1995	1,3847	2009	1,4222
	2010	1,4465	2010	1,3943	2010	1,4765

Existen diferencias en las frecuencias de los J&CWT entre los años con valores de D máximos y los años con valores de D mínimos y respecto a la serie de referencia (Tabla 10.10).

Tabla 10.10. Frecuencias de los tipos de tiempo de J&C en los años con D máximas y mínimas respectivamente para el observatorio de Ávila

J&CWT	Valores de D máximos						Valores de D mínimos					
	Año completo		Semestre cálido		Semestre frío		Año completo		Semestre cálido		Semestre frío	
	Núm. casos	%	Núm. casos	%	Núm. casos	%	Núm. casos	%	Núm. casos	%	Núm. casos	%
A	191	17,43	92	16,76	124	22,71	190	17,35	61	11,11	109	19,96
AE	15	1,37	6	1,09	11	2,01	28	2,56	17	3,10	21	3,85
AN	17	1,55	12	2,19	5	0,92	16	1,46	7	1,28	7	1,28
ANE	16	1,46	11	2,00	4	0,73	14	1,28	6	1,09	5	0,92
ANW	12	1,09	5	0,91	9	1,65	17	1,55	5	0,91	14	2,56
AS	7	0,64	4	0,73	16	2,93	16	1,46	1	0,18	10	1,83
ASE	8	0,73	7	1,28	7	1,28	12	1,10	7	1,28	6	1,10
ASW	15	1,37	4	0,73	7	1,28	6	0,55	1	0,18	9	1,65
AW	11	1,00	1	0,18	17	3,11	16	1,46	1	0,18	12	2,20
C	138	12,59	63	11,48	45	8,24	111	10,14	61	11,11	45	8,24
CE	27	2,46	17	3,10	5	0,92	28	2,56	22	4,01	7	1,28
CN	29	2,65	25	4,55	5	0,92	29	2,65	23	4,19	9	1,65
CNE	19	1,73	16	2,91	0	0,00	20	1,83	22	4,01	2	0,37
CNW	24	2,19	16	2,91	9	1,65	24	2,19	16	2,91	10	1,83
CS	11	1,00	1	0,18	3	0,55	4	0,37	1	0,18	2	0,37
CSE	16	1,46	2	0,36	4	0,73	7	0,64	5	0,91	6	1,10
CSW	18	1,64	2	0,36	4	0,73	8	0,73	3	0,55	6	1,10
CW	19	1,73	7	1,28	13	2,38	22	2,01	3	0,55	16	2,93
E	89	8,12	52	9,47	33	6,04	104	9,50	72	13,11	53	9,71
N	58	5,29	38	6,92	30	5,49	61	5,57	40	7,29	23	4,21
NE	57	5,20	44	8,01	24	4,40	75	6,85	52	9,47	28	5,13
NW	61	5,57	26	4,74	32	5,86	60	5,48	23	4,19	35	6,41
S	27	2,46	3	0,55	12	2,20	9	0,82	2	0,36	8	1,47
SE	40	3,65	9	1,64	23	4,21	49	4,47	24	4,37	22	4,03
SW	35	3,19	5	0,91	38	6,96	39	3,56	4	0,73	25	4,58
W	43	3,92	15	2,73	45	8,24	47	4,29	9	1,64	33	6,04
U	93	8,49	66	12,02	21	3,85	83	7,58	61	11,11	23	4,21

Implicaciones sinópticas de las dimensiones fractales.

No existen diferencias apreciables en la frecuencia de tipo A entre los años con valores de D máximos y los años con valores de D mínimos (17,43% y 17,35% respectivamente), sin embargo sí que se aprecia un descenso respecto a la frecuencia de este tipo en el período 1981-2010 (18,97%). El tipo AE sí que experimenta un cambio notable, ya que en los años en los que se dan valores de D máximos representan el 1,37% mientras que en el otro extremo, representan el 2,56%, prácticamente el doble. También se aprecia un descenso del tipo C en los años con valores mínimos de D con respecto a los años con máximos, pasando de representar un 12,59%, más de un punto por encima de la media del período de referencia, a representar un 10,14%, un punto por debajo. Los tipos híbridos ciclónicos con componente meridional también han experimentado una reducción del mismo modo, pasando el tipo CS de un 1,00% a un 0,37%, el tipo CSE de un 1,46% a un 0,64% y el tipo CSW de un 1,64% a un 0,73%, estando en los años con D máxima marcadamente por encima de lo habitual. El tipo S se comporta de la misma manera, pasando de un 2,46% a un 0,82%. Los tipos advectivos de componente este son más frecuentes en los años con D reducida, pasando a representar de un 8,12% a un 9,50% el tipo E, un de 5,20% a un 6,85 el tipo NE y de un 3,65% a un 4,47% el tipo SE. Por último, el tipo indeterminado U se reduce de los años con D baja respecto a los años con D elevada, pasando de un 8,49% a un 7,58%, mientras que lo habitual es que sea de un 7,19%.

Durante el semestre cálido, llama la atención el importante descenso del tipo A, que pasa de representar el 16,76% de los días en los años con D máxima a representar un 11,11% de los días en los años con dimensión fractal mínima, mientras que la media para el período estudiado es de 14,48%. Sin embargo, el tipo AE se comporta de manera diferente, representando un 1,09% en los años con D máxima y un 3,10% en los años con D mínima. Este aumento va de la mano con el que han experimentado los advectivos puros de componente este, ya que el tipo E pasa de representar un 9,47% en los años con D máxima a representar un 13,11% en los años con D mínima, del mismo modo ocurre con el tipo NE, que pasa de un 8,01% a un 9,47% y el tipo SE de un 1,64% a un 4,37%. En los años con D mínima, el porcentaje que representan el tipo advectivo del W es de 1,64%, mientras que en el otro grupo de años es de 2,73%, siendo, en ambos casos, inferior a la frecuencia media del período de referencia. El tipo C y sus híbridos correspondientes apenas sufren cambios entre ambos grupos de años. Por último, el tipo indefinido U es mayor (12,02%) en los años con mayor D que en los

años con menor D (11,11%), aunque en ambos casos es superior a la media (10,51%).

El semestre frío presenta como particularidades que el tipo A también disminuye en los años con D mínima respecto a los años con D máxima (19,96% respecto a 22,71%), igual que ocurría en el caso del semestre cálido, pero aquí ambos valores son inferiores al que arroja el período 1981-2010 (23,49%). Respecto a los tipos híbridos anticiclónicos, aquellos que sufren variaciones más notables son cuatro: el tipo AE y el tipo ANW, que son más frecuentes en los años con D mínima (3,85% y 2,56% frente a 2,01% y 1,65%, respectivamente, encontrándose por encima y por debajo del valor de frecuencia media, 2,54% y 1,87%); y el tipo AS y el tipo AW, que son más frecuentes en los años con D máxima (2,93% y 3,11% frente a 1,83% y 2,20% respectivamente). Los tipos ciclónicos y sus correspondientes híbridos, de la misma manera que ocurría en el caso del semestre cálido, no sufren cambios notables. En cuanto a los advectionivos puros, es claro el aumento que se da en el tipo E en los años con D mínima, pasando de un 6,04% a un 9,71%, siendo el valor de los años con D máxima similar al valor medio (6,77%). El tipo N es más frecuente en el primer grupo de años, donde representa un 5,49% respecto al 4,21% que representa en los años con D mínima, mismo valor que el medio. Lo mismo ocurre con el tipo SW, que pasa de representar un 6,96% a únicamente un 4,58%, siendo este mismo su valor para el período de referencia. El tipo W pasa de aparecer en un 8,24% de las veces a hacerlo únicamente un 6,04% en los años del segundo grupo. El tipo U representa un 3,85% en los años en los que D es máxima y un 4,21% en los años en los que D es mínima.

10.2.3. Cáceres

Cáceres presenta unos valores extremos de D en los años que aparecen en la tabla 10.11.

Las diferencias sinópticas existentes entre los años con valores de D máxima y los años con valores de D mínima para el caso del observatorio de Cáceres son las que aparecen en la tabla 10.12.

Implicaciones sinópticas de las dimensiones fractales.

Tabla 10.11. Valores extremos de D en Cáceres

	Año completo		Semestre cálido		Semestre frío	
	Año	Valor	Año	Valor	Año	Valor
Valores máximos	1996	1,5893	1996	1,5688	1996	1,6094
	1997	1,5742	2008	1,5530	1997	1,6089
	2010	1,5938	2010	1,5333	2010	1,6089
Valores mínimos	1995	1,4932	2005	1,3668	1994	1,5182
	2005	1,4961	2006	1,4089	2007	1,5184
	2007	1,5104	2009	1,4039	2008	1,4900

Tabla 10.12. Frecuencias de los tipos de tiempo de J&C en los años con D máximas y mínimas respectivamente para el observatorio de Cáceres

J&CWT	Valores de D máximos						Valores de D mínimos					
	Año completo		Semestre cálido		Semestre frío		Año completo		Semestre cálido		Semestre frío	
	Núm. casos	%	Núm. casos	%	Núm. casos	%	Núm. casos	%	Núm. casos	%	Núm. casos	%
A	209	19,07	86	15,66	118	21,57	184	16,80	81	14,75	131	23,95
AE	22	2,01	14	2,55	9	1,65	37	3,38	12	2,19	23	4,20
AN	14	1,28	9	1,64	8	1,46	13	1,19	10	1,82	13	2,38
ANE	14	1,28	7	1,28	6	1,10	18	1,64	14	2,55	9	1,65
ANW	16	1,46	6	1,09	9	1,65	21	1,92	9	1,64	14	2,56
AS	11	1,00	0	0,00	11	2,01	11	1,00	0	0,00	1	0,18
ASE	16	1,46	8	1,46	8	1,46	8	0,73	4	0,73	10	1,83
ASW	9	0,82	1	0,18	8	1,46	15	1,37	3	0,55	4	0,73
AW	11	1,00	0	0,00	10	1,83	16	1,46	1	0,18	14	2,56
C	119	10,86	73	13,30	57	10,42	103	9,41	72	13,11	44	8,04
CE	25	2,28	12	2,19	8	1,46	26	2,37	18	3,28	12	2,19
CN	26	2,37	23	4,19	2	0,37	29	2,65	21	3,83	10	1,83
CNE	19	1,73	17	3,10	3	0,55	21	1,92	15	2,73	4	0,73
CNW	26	2,37	21	3,83	9	1,65	22	2,01	10	1,82	9	1,65
CS	7	0,64	2	0,36	6	1,10	2	0,18	2	0,36	2	0,37
CSE	12	1,09	2	0,36	8	1,46	9	0,82	4	0,73	8	1,46
CSW	15	1,37	2	0,36	13	2,38	4	0,37	0	0,00	4	0,73
CW	24	2,19	8	1,46	18	3,29	14	1,28	11	2,00	8	1,46
E	85	7,76	66	12,02	22	4,02	144	13,15	71	12,93	40	7,31
N	52	4,74	33	6,01	24	4,39	68	6,21	35	6,38	23	4,20
NE	69	6,30	49	8,93	21	3,84	82	7,49	41	7,47	21	3,84
NW	65	5,93	26	4,74	40	7,31	52	4,75	25	4,55	32	5,85
S	18	1,64	3	0,55	14	2,56	13	1,19	2	0,36	15	2,74
SE	39	3,56	17	3,10	22	4,02	33	3,01	13	2,37	25	4,57
SW	44	4,01	6	1,09	35	6,40	31	2,83	6	1,09	11	2,01
W	50	4,56	11	2,00	40	7,31	48	4,38	13	2,37	35	6,40
U	79	7,21	47	8,56	18	3,29	71	6,48	56	10,20	25	4,57

Durante el año completo, el tipo A representa el 19,07% de los días de los años cuyo valor de la dimensión fractal es máximo, muy cercano a la media de la serie, de 18,97%, mientras que en los años en los que la dimensión fractal es

mínima la frecuencia de estos tipos desciende hasta un 16,80%. El tipo ASE se comporta de manera similar, pasando de un 1,46% a un 0,76%, mientras que la media es de 1,32%. Al contrario, aumenta de manera clara el tipo AE, pasando de un 2,01% a un 3,38%, de la misma manera que aumentan los tipos híbridos anticiclónicos con componente occidental (AW, ANW y ASW), que pasan de representar un 3,28% en los años con D máxima a tener una presencia de un 4,75% en los años con D mínima, situándose la media en 3,95%. El tipo C es inferior en los años con D mínima (9,41%), que en los años con D máxima (10,86%), situándose en ambos casos por debajo de la media (11,16%). En cuanto a los tipos híbridos ciclónicos, son los que tienen una componente del oeste (CW, CNW y CSW) los que sufren una mayor variación, ya que en el primer grupo de años representan el 5,93% y en el segundo grupo son el 3,66%, estando presentes para el período 1981-2010 en un 4,72% de los días. Dentro de los tipos advectivos, son los correspondientes al primer cuadrante los que experimentan un mayor cambio en sus frecuencias, siendo mucho más frecuentes en aquellos años con D mínima que en aquellos con D máxima: el tipo E pasa de un 7,76% a un 13,15%, cuando la media es de 8,82%, el tipo N de un 4,74% a un 6,21%, cuando la media es de un 5,65%, y el tipo NE de un 6,30% a un 7,49%, con una media de 5,73%. Sin embargo, los tipos advectivos con componente occidental se comportan de manera opuesta, siguiendo el mismo patrón que en el caso de los híbridos ciclónicos de componente del oeste, pasando el tipo NW de un 5,93% en los años del primer grupo a un 4,75% en los años del segundo grupo, el tipo W de un 4,56% a un 4,38% y el tipo SW de un 4,01% a un 2,83%.

En cuando al semestre cálido, el tipo A es menos frecuente en los años con valores de D mínimos con respecto a los años con valores de D máximos (14,75% frente a 15,66%), pero en ambos casos la frecuencia es mayor a la que se da en el período de referencia (14,48%). Los tipos híbridos anticiclónicos de componente boreal son más frecuentes en los años con D mínima que en los años con D máxima (6,01% frente a 4,01%), siendo lo habitual que representen el 4,85%. El tipo ciclónico y sus correspondientes híbridos apenas sufren cambios significativos, con la excepción del tipo CNW, que representa el 3,83% de los días en los años con D máxima, pero únicamente el 1,82% en los años con D mínima, siendo la media de referencia 2,62%. El tipo indefinido es más frecuente en los años con D mínima, donde representa el 10,20% de los días, siendo su frecuencia de 8,56% en los años con D máxima.

Implicaciones sinópticas de las dimensiones fractales.

El semestre frío presenta como particularidades una mayor frecuencia del tipo A en los años con D mínima que en los años con D máxima (23,95% frente a 21,57%). Los tipos híbridos anticiclónicos que se comportan de la misma manera son varios: el tipo AE, que pasa de un 1,65% a un 4,20%, el tipo ANE, de un 1,10% a un 1,65%, el tipo AN, de un 1,46% a un 2,38%, el tipo ANW, de un 1,65% a un 2,56%, y el tipo AW, de un 1,83% a un 2,56%. En total, pasan de representar un 7,69% de los días en los años con D máxima a representar un 13,35% de los días en los años con D mínima, mientras que lo habitual es que representen un 10,22%. Los híbridos anticiclónicos AS y ASW se comportan de manera contraria, pasando de 2,01% a 0,18% y de 1,46% a 0,73%, respectivamente. El tipo C representa el 10,42% de los días en los años con D máxima, y el 8,04% en los años con D mínima, siendo la media de 8,94%. Los híbridos ciclónicos que se comportan de la misma manera son el tipo CSW, que pasa de un 2,38% a un 0,73%, y el CW, que pasa de un 3,29% a un 1,46%. Los híbridos ciclónicos del primer cuadrante se comportan al contrario, el tipo CN pasa de un 0,37% a un 1,83%, el tipo CNE de un 0,55% a un 0,73% y el tipo CE de un 1,46% a un 2,19%. De entre los tipos advectivos, destaca el aumento que se da en el tipo E, que pasa de representar el 4,02% en los meses con D máxima a representar el 7,31% en los meses con D mínima, valor cercano al del período de referencia, de 6,77%. Los tipos advectivos de componente occidental se comportan a la inversa, ya que el tipo NW pasa de un 7,31% a un 5,85%, el tipo SW de un 6,40% a un 2,01% y el tipo W de un 7,31% a un 6,40% en los años con D máxima y mínima respectivamente para cada uno de los casos. El tipo indeterminado U es más frecuente en los años con D mínima (4,57%) que en los años con D máxima (3,29%).

10.2.4. Castellón

La tabla 10.13 presenta los años en los que se han dado valores extremos de la dimensión fractal en Castellón.

Los años con valores de D máximos y los años con valores de D mínimos presentan diferencias de frecuencias de los diferentes tipos de tiempo de J&C, tal y como aparece en la tabla 10.14.

Tabla 10.13. Valores extremos de D en Castellón

	Año completo		Semestre cálido		Semestre frío	
	Año	Valor	Año	Valor	Año	Valor
Valores máximos	2002	1,5321	2002	1,5337	1998	1,6011
	2004	1,5626	2003	1,5369	2004	1,5807
	2006	1,5346	2004	1,5454	2006	1,5885
Valores mínimos	1993	1,4408	1993	1,3787	1994	1,4639
	1995	1,4190	1995	1,3658	1995	1,4547
	2009	1,4380	2009	1,3346	2009	1,5056

Tabla 10.14. Frecuencias de los tipos de tiempo de J&C en los años con D máximas y mínimas respectivamente para el observatorio de Castellón

J&CWT	Valores de D máximos						Valores de D mínimos					
	Año completo		Semestre cálido		Semestre frío		Año completo		Semestre cálido		Semestre frío	
	Núm. casos	%	Núm. casos	%	Núm. casos	%	Núm. casos	%	Núm. casos	%	Núm. casos	%
A	226	20,62	88	16,03	143	26,14	187	17,08	74	13,48	123	22,53
AE	16	1,46	8	1,46	16	2,93	27	2,47	11	2,00	20	3,66
AN	16	1,46	7	1,28	12	2,19	15	1,37	9	1,64	8	1,47
ANE	20	1,82	12	2,19	9	1,65	14	1,28	9	1,64	4	0,73
ANW	16	1,46	5	0,91	7	1,28	20	1,83	8	1,46	14	2,56
AS	8	0,73	4	0,73	8	1,46	10	0,91	0	0,00	7	1,28
ASE	14	1,28	5	0,91	10	1,83	9	0,82	0	0,00	7	1,28
ASW	12	1,09	3	0,55	6	1,10	11	1,00	2	0,36	10	1,83
AW	14	1,28	1	0,18	13	2,38	19	1,74	1	0,18	21	3,85
C	128	11,68	65	11,84	57	10,42	117	10,68	73	13,30	41	7,51
CE	33	3,01	23	4,19	8	1,46	39	3,56	24	4,37	13	2,38
CN	31	2,83	28	5,10	7	1,28	26	2,37	20	3,64	4	0,73
CNE	23	2,10	20	3,64	3	0,55	19	1,74	15	2,73	4	0,73
CNW	18	1,64	11	2,00	7	1,28	21	1,92	14	2,55	7	1,28
CS	4	0,36	1	0,18	3	0,55	5	0,46	1	0,18	1	0,18
CSE	14	1,28	2	0,36	6	1,10	8	0,73	4	0,73	3	0,55
CSW	6	0,55	3	0,55	3	0,55	6	0,55	1	0,18	5	0,92
CW	23	2,10	10	1,82	13	2,38	22	2,01	6	1,09	16	2,93
E	90	8,21	54	9,84	33	6,03	114	10,41	66	12,02	32	5,86
N	47	4,29	35	6,38	22	4,02	75	6,85	49	8,93	22	4,03
NE	73	6,66	44	8,01	27	4,94	57	5,21	32	5,83	22	4,03
NW	51	4,65	26	4,74	32	5,85	61	5,57	33	6,01	35	6,41
S	12	1,09	1	0,18	7	1,28	9	0,82	3	0,55	11	2,01
SE	27	2,46	9	1,64	19	3,47	38	3,47	15	2,73	22	4,03
SW	33	3,01	3	0,55	20	3,66	36	3,29	7	1,28	29	5,31
W	57	5,20	19	3,46	23	4,20	60	5,48	20	3,64	48	8,79
U	84	7,66	62	11,29	33	6,03	70	6,39	52	9,47	17	3,11

El año completo presenta como primera particularidad que el tipo A representa el 20,62% de los días en los años con D máxima, mientras que únicamente representa el 17,08% en los años con D mínima, siendo la media del

Implicaciones sinópticas de las dimensiones fractales.

período de referencia 1981-2010 de 18,97%. El único tipo híbrido anticiclónico que varía entre los dos grupos de años es el AE, que en el primer grupo representa un 1,46% de los días, y en el segundo, un 2,47%. El tipo C es menos frecuente en los años con D mínima, donde representa el 10,68% de los días, respecto al 1,68% que representa en los años con D máxima. El tipo híbrido ciclónico del este CE se comporta igual que el tipo híbrido anticiclónico del este AE, aumentando en los años con D mínima, de un 3,01% a un 3,56%, mientras que la media es de 2,49%. El tipo advectivo del este E actúa de la misma manera, siendo más frecuente en el segundo grupo de años (10,41%) que en el primero (8,21%). También aumentan de la misma manera los tipos advectivos N (de 4,29% a 6,85%), NW (de 4,65% a 5,57%) y SE (de 2,46% a 3,47%), mientras que el advectivo NE disminuye, pasando de un 6,66% a un 5,21%, siendo su media de 5,73%. El tipo indefinido U pasa de representar un 7,66% en los años con D máxima a representar un 6,39% en los años con D mínima. Su frecuencia porcentual en el período de referencia es de 7,19%.

En el semestre cálido el tipo A representa un 16,03% en los años en los que los valores de D son máximos, mientras que en los años en los que los valores de D son mínimos representa un 13,48%, siendo la media para el período de referencia 14,48%. Los tipos híbridos anticiclónicos no experimentan cambios notables entre los semestres cálidos de los años extremos. El tipo C tiene una representación baja en los años con D máxima (11,84%), mientras que en los años con D mínima su frecuencia es muy similar a la habitual (13,30% y 13,37%, respectivamente). El único tipo híbrido ciclónico que modifica su comportamiento de un grupo de años a otro es el CN, cuya contribución en los años del primer grupo es del 5,10%, pero únicamente del 3,64% en los años con D mínima, mismo valor que arroja el período de referencia. Los tipos advectivos son aquellos cuyas variaciones son más evidentes, sufriendo 5 de ellos cambios notables. Cuatro de ellos aumentan en el semestre frío respecto al cálido: el tipo E (10,41% frente a 9,84%), el tipo N (8,93% frente a 6,38%), el tipo NW (6,01% frente a 4,74%) y el tipo SE (2,73% frente a 1,64%). El único tipo advectivo que está más representado en los años con D máximos que en los años con D mínimos es el tipo NE (8,01% respecto a 5,83%). El tipo indefinido U aparece más representado en los años cuyo semestre cálido presenta valores de dimensión fractal máximos (11,29%) que en los mínimos (9,47%), mientras que la media se sitúa en 10,51%.

Durante el semestre frío, se aprecia una marcada diferencia en la frecuencia del tipo A entre los dos grupos de años, ya que representan el 26,14% de los días del semestre frío de los años con valores de D máximos, pero descienden a 22,53% en el semestre frío de los años con valores de D mínimos, siendo la media de 23,49%. El tipo C se comporta de la misma manera, pasando de un 11,84% a un 7,51%. Sin embargo, son más frecuentes en el segundo grupo de años el tipo advectivo del oeste W (8,79% frente a 4,20%), y un híbrido asociado a la misma dirección, el tipo AW (3,85% frente a 2,38%). La representación del tipo U en el primer grupo de años es casi el doble que en el segundo grupo (6,03% frente a 3,11%, con una media en el período de referencia de 3,86%).

10.2.5. Jaén

En el caso del observatorio de Jaén aparecen como años extremos los que se representan en la tabla 10.15.

Tabla 10.15. Valores extremos de D en Jaén

	Año completo		Semestre cálido		Semestre frío	
	Año	Valor	Año	Valor	Año	Valor
Valores máximos	1996	1,6065	1996	1,5564	1999	1,6279
	2009	1,5987	2002	1,5451	2009	1,6579
	2010	1,6385	2008	1,5540	2010	1,6749
Valores mínimos	1994	1,4850	1995	1,3882	1994	1,4698
	1995	1,4917	1999	1,4248	1998	1,4944
	1998	1,4718	2006	1,4301	2007	1,5138

La tabla 10.16 representa la frecuencia con la que aparecen los diferentes J&CWT en los años en los que se dan valores extremos de la dimensión fractal para el observatorio de Jaén.

En el año completo, el mayor cambio entre los dos grupos es el que afecta al tipo A, ya que su frecuencia en los años con D máximas es de 16,79%, pero en los años con D mínimas su frecuencia aumenta hasta representar el 20,09% de los días, siendo la media del período de referencia de 18,97%. El tipo C, por el contrario, tiene un comportamiento opuesto, reduciendo su frecuencia en los años con D mínimas (9,50%), siendo el valor en los años con D máximas similar al

Implicaciones sinópticas de las dimensiones fractales.

promedio (11,59% y 11,16%, respectivamente). Ningún tipo híbrido sufre modificaciones notables, aunque sí que hay variaciones en los tipos advectivos y en el indeterminado. El tipo E y el tipo SW son más frecuentes en los años del primer grupo (9,22% y 3,92%) que en los años del segundo grupo (7,40% y 2,92%), siendo la media para estos tipos de 8,82% y 2,82%, respectivamente. Un comportamiento inverso se da en los advectivos N y W, representando un 5,47% y un 4,20%, respectivamente, en los años en los que el valor de D es máxima y un 6,76% y un 5,84%, respectivamente, en los años en los que la D es mínima. El tipo U también es más frecuente en los años del segundo grupo (7,12%) que en los del primero (6,30%).

Tabla 10.16. Frecuencias de los tipos de tiempo de J&C en los años con D máximas y mínimas respectivamente para el observatorio de Jaén

J&CWT	Valores de D máximos						Valores de D mínimos					
	Año completo		Semestre cálido		Semestre frío		Año completo		Semestre cálido		Semestre frío	
	Núm. casos	%	Núm. casos	%	Núm. casos	%	Núm. casos	%	Núm. casos	%	Núm. casos	%
A	184	16,79	93	16,94	105	19,23	220	20,09	82	14,94	156	28,57
AE	26	2,37	7	1,28	16	2,93	27	2,47	10	1,82	22	4,03
AN	20	1,82	12	2,19	11	2,01	21	1,92	8	1,46	14	2,56
ANE	16	1,46	10	1,82	8	1,47	13	1,19	7	1,28	8	1,47
ANW	17	1,55	4	0,73	13	2,38	15	1,37	6	1,09	14	2,56
AS	11	1,00	2	0,36	10	1,83	9	0,82	0	0,00	4	0,73
ASE	8	0,73	8	1,46	3	0,55	15	1,37	6	1,09	12	2,20
ASW	11	1,00	2	0,36	7	1,28	8	0,73	2	0,36	4	0,73
AW	11	1,00	1	0,18	11	2,01	23	2,10	2	0,36	16	2,93
C	127	11,59	79	14,39	54	9,89	104	9,50	68	12,39	39	7,14
CE	26	2,37	13	2,37	9	1,65	27	2,47	18	3,28	9	1,65
CN	25	2,28	23	4,19	5	0,92	20	1,83	20	3,64	8	1,47
CNE	19	1,73	15	2,73	5	0,92	24	2,19	19	3,46	5	0,92
CNW	28	2,55	21	3,83	13	2,38	21	1,92	17	3,10	6	1,10
CS	7	0,64	1	0,18	4	0,73	4	0,37	2	0,36	1	0,18
CSE	9	0,82	1	0,18	3	0,55	5	0,46	5	0,91	6	1,10
CSW	10	0,91	2	0,36	8	1,47	8	0,73	2	0,36	3	0,55
CW	24	2,19	8	1,46	13	2,38	18	1,64	11	2,00	10	1,83
E	101	9,22	57	10,38	46	8,42	81	7,40	66	12,02	42	7,69
N	60	5,47	39	7,10	22	4,03	74	6,76	38	6,92	20	3,66
NE	76	6,93	43	7,83	28	5,13	71	6,48	40	7,29	20	3,66
NW	72	6,57	29	5,28	41	7,51	67	6,12	22	4,01	28	5,13
S	11	1,00	2	0,36	6	1,10	16	1,46	3	0,55	12	2,20
SE	39	3,56	9	1,64	22	4,03	30	2,74	15	2,73	18	3,30
SW	43	3,92	5	0,91	29	5,31	32	2,92	4	0,73	12	2,20
W	46	4,20	12	2,19	36	6,59	64	5,84	23	4,19	27	4,95
U	69	6,30	51	9,29	18	3,30	78	7,12	53	9,65	30	5,49

En el semestre cálido, el tipo A representa el 16,94% de los días en los años con mayor valor de D, mientras que representan el 14,94% de los días en los años con menor valor de D, prácticamente la misma frecuencia que en el período de referencia (14,48%). Los tipos híbridos asociados al anticiclón no sufren cambios sustanciales. El tipo C también es menos frecuente en los años con D baja, donde representa el 12,39% de los días, frente al 14,39% de los años con D máxima. Los tipos ciclónicos híbridos con componente oriental (CNE, CE y CSE) son más frecuentes en los años del segundo grupo, donde representan un total de 7,65%, mientras que en los años del primer grupo son el 5,28%, siendo su media de 7,15%. En cuanto a los tipos advectivos, tres son los que sufren mayor variación entre ambos grupos de años: el tipo E tiene una frecuencia de 10,38% en el primer grupo, mientras que en el segundo es de 12,02, siendo su media de 10,86%; el tipo W se comporta de la misma manera, con valores de frecuencia de 2,19% y de 4,19% respectivamente; el tipo NW, sin embargo, lo hace al revés, con frecuencias de 5,28% y de 4,01%, siendo su media de 4,86%.

Durante el semestre frío, el tipo A pasa de tener una frecuencia de 19,23% en los años con D máximas a tener una frecuencia de 28,57% en los años con D mínimas, siendo la media para el semestre frío de 23,49%, siendo este un cambio sustancial, más teniendo en cuenta el gran número de casos. Los tipos híbridos AE y ASE son más frecuentes en el segundo grupo de años también, con frecuencias de 4,03% y de 2,20%, respectivamente, mientras que en el primer grupo de años tienen una frecuencia de 2,93% y de 0,55% respectivamente. El tipo C pierde frecuencia en los años con valores de D más bajo, donde representa el 7,14%, respecto al 9,89% que representa en los años con D mayores, siendo la media habitual de 8,94%. Los tipos híbridos ciclónicos de componente del oeste (CNW, CW, CSW) representan en los años con valores de D máximas un 6,23% de los días, mientras que en los años con D mínimas son sólo el 3,48% de los días, siendo la media de 5,14%. Los tipos advectivos que sufren cambios más representativos son también aquellos con una componente occidental, que se comportan de la misma manera que los híbridos ciclónicos mencionados anteriormente: el tipo NW pasa de tener una frecuencia de 7,51% los años con D máximas a tener un 5,13% en los años con D mínimas; el tipo W pasa de 6,59% a 4,95% de la misma manera, y el tipo W de 6,59% a 4,95%. En total, pasan de representar un 19,41% a un 12,28%, mientras que la media para los tres grupos durante los semestres fríos del período 1981-2010 es de 16,84%. El tipo U es más

Implicaciones sinópticas de las dimensiones fractales.

frecuente en los años del segundo grupo, con una frecuencia de 5,49%, mientras que en los años del primer grupo su frecuencia es de 3,30%, muy similar a la que se obtiene para el período de referencia de 3,86%.

10.2.6. Logroño

La tabla 10.17 presenta los años en los que se dan valores máximos y mínimos de D para el año completo y para los semestres cálido y frío para el observatorio de Logroño.

Tabla 10.17. Valores extremos de D en Logroño

	Año completo		Semestre cálido		Semestre frío	
	Año	Valor	Año	Valor	Año	Valor
Valores máximos	1996	1,5469	1996	1,5148	1996	1,5595
	1997	1,5304	1997	1,5178	2004	1,5718
	2004	1,5326	2002	1,5431	2007	1,5706
Valores mínimos	1998	1,4506	1998	1,3884	2001	1,4991
	1999	1,4559	1999	1,3747	2002	1,4696
	2010	1,4267	2009	1,3999	2010	1,4404

En la tabla 10.18 se presentan las frecuencias de los diferentes tipos de tiempo de J&C según los años en el observatorio de Logroño.

En el año completo, el tipo A representa el 20,33% de los días en los años en los que los valores de D son máximas, mientras que en los años en los que son mínimas su frecuencia se reduce a un 18,93%, valor similar al medio de 18,97%. Los tipos híbridos asociados al tiempo anticiclónico, así como el tipo C y todos sus híbridos ciclónicos, no sufren variaciones significativas. Sí que padecen cambios los tipos advectivos con componente boreal, siendo todos más frecuentes en los años del segundo grupo que en los del primero: el tipo N pasa de 4,38% a 5,84% (media de 5,65%), el tipo NE pasa de 5,47% a 7,85% (media de 5,73%) y el tipo NW pasa de 5,93% a 6,30% (media de 5,37%). El tipo indeterminado U es más frecuente en los años con D máximas, donde representa un 7,93%, mientras que en el otro grupo de años su frecuencia es de 6,30%, siendo su ocurrencia en el período de referencia de 7,19%.

Tabla 10.18. Frecuencias de los tipos de tiempo de J&C en los años con D máximas y mínimas respectivamente para el observatorio de Logroño

J&CWT	Valores de D máximos						Valores de D mínimos					
	Año completo		Semestre cálido		Semestre frío		Año completo		Semestre cálido		Semestre frío	
	Núm. casos	%	Núm. casos	%	Núm. casos	%	Núm. casos	%	Núm. casos	%	Núm. casos	%
A	223	20,33	98	17,85	120	21,90	204	18,63	76	13,84	123	22,53
AE	17	1,55	6	1,09	14	2,55	26	2,37	7	1,28	6	1,10
AN	15	1,37	9	1,64	12	2,19	22	2,01	12	2,19	8	1,47
ANE	19	1,73	11	2,00	10	1,82	18	1,64	11	2,00	6	1,10
ANW	17	1,55	5	0,91	13	2,37	18	1,64	9	1,64	11	2,01
AS	4	0,36	2	0,36	1	0,18	12	1,10	1	0,18	9	1,65
ASE	12	1,09	8	1,46	5	0,91	14	1,28	3	0,55	4	0,73
ASW	9	0,82	2	0,36	9	1,64	4	0,37	1	0,18	9	1,65
AW	12	1,09	2	0,36	10	1,82	14	1,28	5	0,91	18	3,30
C	130	11,85	68	12,39	64	11,68	122	11,14	75	13,66	40	7,33
CE	34	3,10	18	3,28	12	2,19	24	2,19	19	3,46	4	0,73
CN	29	2,64	24	4,37	12	2,19	25	2,28	19	3,46	4	0,73
CNE	19	1,73	14	2,55	3	0,55	27	2,47	15	2,73	4	0,73
CNW	21	1,91	17	3,10	8	1,46	28	2,56	16	2,91	10	1,83
CS	5	0,46	0	0,00	4	0,73	9	0,82	4	0,73	3	0,55
CSE	13	1,19	3	0,55	11	2,01	5	0,46	2	0,36	7	1,28
CSW	14	1,28	2	0,36	7	1,28	11	1,00	5	0,91	4	0,73
CW	26	2,37	6	1,09	13	2,37	17	1,55	9	1,64	11	2,01
E	94	8,57	54	9,84	47	8,58	86	7,85	49	8,93	34	6,23
N	48	4,38	34	6,19	26	4,74	64	5,84	44	8,01	20	3,66
NE	60	5,47	42	7,65	22	4,01	86	7,85	46	8,38	26	4,76
NW	65	5,93	28	5,10	37	6,75	69	6,30	36	6,56	26	4,76
S	13	1,19	3	0,55	7	1,28	12	1,10	3	0,55	14	2,56
SE	32	2,92	9	1,64	18	3,28	30	2,74	6	1,09	26	4,76
SW	30	2,73	8	1,46	15	2,74	30	2,74	5	0,91	43	7,88
W	49	4,47	11	2,00	24	4,38	49	4,47	25	4,55	59	10,81
U	87	7,93	65	11,84	24	4,38	69	6,30	46	8,38	17	3,11

Durante el semestre cálido los cambios más significativos afectan a los tipos anticiclónico y ciclónico puros, a dos tipos advectivos y al indeterminado. El tipo A es más frecuente en los años del primer grupo (17,85%) que en los del segundo (13,84%), siendo su media de 14,48%. El tipo C, por el contrario, es más frecuente en los meses del segundo grupo (13,66%) que en los del primero (12,39%), con una media en el período de referencia de 13,37%. Los tipos advectivos del oeste y del noroeste, W y NW, son también más frecuentes en los años cuyos valores de D son mínimos (4,55% y 6,56%, respectivamente) que en los años en los que los valores de D son máximos (2,00% y 5,10%, respectivamente), siendo sus medias de 3,52% y 4,86%, respectivamente. El tipo indeterminado U se comporta igual que el tipo A, con una frecuencia del 11,84%

Implicaciones sinópticas de las dimensiones fractales.

de los días en los años con los valores de D más elevados, mientras que en los años con los valores de D más bajos es de 8,38%, siendo su frecuencia en todo el período 1981-2010 de 10,51%.

Durante el semestre frío, el tipo A es ligeramente más frecuente en los años con D baja (22,53%) que en los años con D alta (21,90%). Los híbridos anticiclónicos del primer cuadrante (AN, ANE y AE) tienen un comportamiento contrario, ya que representan el 6,56% de los días en los años con D máximas, pero solo el 3,67% en los años con D mínimas, cuando lo habitual es que representen el 6,04% de los días. El tipo AS y el tipo AW son más frecuentes en los años del segundo grupo, donde representan el 4,95% de los días, que en el primer grupo, donde únicamente son el 2,00% de los días. El tipo C pasa de una frecuencia de 11,68% en los años de D máximas a 7,33% en los años de D mínimas, siendo lo habitual que presente una frecuencia de 8,94%. Al igual que ocurre con los híbridos anticiclónicos del primer cuadrante, los híbridos ciclónicos del primer cuadrante (CN, CNE y CE) también son menos frecuentes en los años en los que los valores de D son mínimas (2,19%) que en los años en los que los valores de D son máximas (4,93%), siendo su media de 3,64%. En lo que se refiere a los tipos advectivos, el tipo N es más frecuente en los años del primer grupo (4,74%) que en los del segundo (3,66%). Lo mismo ocurre con el tipo NW (6,75% frente a 4,76%) y con el tipo E (8,58% frente a 6,53%). Los tipos advectivos del tercer cuadrante (S, SW y W) se comportan de manera contraria (1,28% frente a 2,56%, 2,74% frente a 7,88% y 4,38% frente a 10,81%, respectivamente). EL tipo U está más representado en los años en los que los valores de D son máximos, con una frecuencia de 4,38% respecto al 3,11% de los años del segundo grupo.

CAPÍTULO 11:
DISCUSIÓN Y VERIFICACIÓN
DE LAS HIPÓTESIS

Discusión y verificación de las hipótesis.

DISCUSIÓN Y VERIFICACIÓN DE LAS HIPÓTESIS.

En este capítulo se presenta una discusión de los resultados obtenidos en los capítulos 6 a 10, así como la verificación de las hipótesis de trabajo presentadas en el capítulo 3, correspondientes a cada capítulo de resultados.

11.1. Discusión de los resultados del Capítulo 6

Los valores de la dimensión fractal D que se han obtenido para los 48 observatorios estudiados oscilan entre 1,4499 y 1,6039 a nivel anual, entre 1,4253 y 1,5404 para el semestre cálido y 1,4600 y 1,6388 para el semestre frío. En todos los observatorios estudiados, se da que el valor de D para el semestre cálido es inferior al obtenido para el año completo, y que el valor de D para el semestre frío es superior al del año completo.

Estos valores de D no son comparables con los de otros trabajos del autor publicados sobre áreas de estudio similares (Meseguer-Ruiz y Martín-Vide, 2012; Meseguer-Ruiz y Martín-Vide, 2014), ya que la resolución temporal de las series utilizadas es diferente. En el caso de los dos trabajos anteriores, la resolución es 30-minutal, y en el caso de este trabajo la resolución temporal es 10-minutal. Esto provoca que los valores de D de los primeros sean normalmente inferiores, ya que no existen valores de conteo para intervalos de 10 y de 20 minutos, con lo que, al obtener los correspondientes logaritmos naturales, y trazar la recta de regresión, el valor absoluto de la pendiente de la misma es inferior y, por lo tanto, también lo es el valor de D .

Breslin y Belward (1999) proponen un método alternativo al *box-counting* y al análisis R/S de Hurst para el cálculo de la dimensión fractal de una serie temporal de precipitación basada en la variación de los totales mensuales de precipitación. Al margen de que las escalas temporales de ese estudio y del presente son diferentes, lo que se afirma en ese estudio es la preferencia de la metodología basada en los totales mensuales a la hora de calcular la dimensión fractal. Sin embargo solo sirve en casos de datos mensuales, no a resolución 10-minutal, ya

que muchos de los valores de la serie son nulos y, además, se encuentran muy seguidos, lo que la variación en este tipo de series sería a menudo nula y, por lo tanto, no aplicable. En otros trabajos (Oñate Rubalcaba, 1997; Rehman, 2009) en los que se ha aplicado la metodología del exponente de Hurst, se concluye que valores superiores a 0,5 estarían asociados a una precipitación más persistente que aquellos que son inferiores. En comparación con los resultados obtenidos, se puede afirmar que aquellos valores de D superiores a 1,5 van asociados a una precipitación más persistente, ya que se recogen en observatorios donde se acumulan mayores cantidades de precipitación así como mayor número de días con lluvia.

Sin embargo, en otros estudios, con valores de la dimensión fractal inferiores a 1,5, se establece que la precipitación es persistente a largo plazo (Amaro *et al.*, 2004), lo que contradice lo mencionado por Oñate Rubalcaba (1997) y Rehman (2009).

Los valores de D obtenidos para Túnez en Ghanmi *et al.* (2013) son comparables a los que se han obtenido en este trabajo, ya que fueron calculados a partir de series de precipitación a resolución 5-minutal y siguiendo un método de *box-counting*. Estos valores se sitúan alrededor de 1,44, lo que los hace muy similares a los que se obtienen en las áreas con menor precipitación de la España peninsular (Levante, sureste ibérico y valle del Ebro) y Baleares (1,4499 en Ibiza).

Los valores de D siempre son inferiores en el semestre cálido respecto al semestre frío. Es sabido que la lluvia durante el segundo caso está más asociada a sistemas frontales, que, en invierno, dan lugar a una precipitación predominantemente de nubes estratiformes, más continuada en el tiempo, mientras que en el primer caso, la precipitación tiene un carácter más convectivo y concentrado. Así pues, unos valores de D bajos, inferiores a 1,5, parecen ir asociados a lluvias de carácter convectivo, mientras que valores de D elevados, se vincularían a una precipitación más continua y menos concentrada en el tiempo. Esto es así en un gran número de observatorios, el valor de D durante el semestre cálido sigue siendo elevado, pudiéndose vincular a precipitaciones frontales asociadas al paso de un frente cálido, como es el caso de muchos puntos de la Península Ibérica a lo largo de todo el año. Pueden aparecer en determinados puntos y con carácter esporádico durante el semestre cálido lluvias convectivas asociadas al paso de un frente frío. Estas diferencias entre semestres coinciden con

Discusión y verificación de las hipótesis.

las diferencias que se dan en cuanto a los totales pluviométricos acumulados por estaciones (Martín-Vide y Estrada Mateu, 1998), donde se demuestra que las cantidades acumuladas en los meses fríos del año son mayores que en los meses cálidos, coincidiendo con los valores de las dimensiones fractales.

Sería interesante poder disponer de series de datos más largas para evaluar si existen cambios que se pusieran de manifiesto a partir de la determinación de la dimensión fractal, para poder establecer la posibilidad de cambios a diferentes escalas, tal y como se ha dado en otros estudios (Pelletier, 1997; Valdez-Cepeda *et al.*, 2003; King, 2005; Raidl, 1996; Sahay y Sreenivasan, 1996), o a menor escala temporal (Mazzarella y Rapetti, 2004). Sin embargo, otros estudios sugieren una aproximación no solo fractal, si no también aleatoria, en el comportamiento temporal de la precipitación (Sivakumar, 2001; Pérez *et al.*, 2009).

Hipótesis 1: La dimensión fractal anual es un indicador del comportamiento caótico de la precipitación, que expresa de manera numérica la propiedad de auto-similitud en la distribución temporal de la precipitación a diferentes escalas.

Hipótesis confirmada: ha quedado demostrado que valores diferentes de D son representativos de un grado mayor o menor de autosimilitud.

Hipótesis 2: La dimensión fractal del semestre cálido y la dimensión fractal del semestre frío serán diferentes, siendo una mayor que la otra o al revés en función de la región en la que se encuentre.

Hipótesis confirmada parcialmente: siempre son diferentes los valores de D obtenidos para todo el período, independientemente del observatorio estudiado, tanto en verano como en invierno, pero en todos los casos, los valores obtenidos para el semestre cálido son inferiores, en mayor o menor medida, a los del semestre frío.

11.2. *Discusión de los resultados del Capítulo 7*

No se conocen trabajos que hayan presentado el comportamiento espacial de la dimensión fractal en la España peninsular y Baleares más allá de los presentados por Meseguer-Ruiz y Martín-Vide (2012; 2014), por lo que establecer una comparación sobre este indicador es complicado. Sí que se puede establecer, sin embargo, basándose en el conocimiento del comportamiento de la pluviometría en la España peninsular y Baleares, deducciones sobre las variaciones de D en el espacio y en función del período estudiado.

En base a los resultados obtenidos en el capítulo 7, se puede afirmar que, a nivel anual, las dimensiones fractales más elevadas se sitúan en el norte peninsular y en el valle del Guadalquivir, áreas en las que se recogen importantes cantidades de precipitación acumulada a nivel anual, sobre todo en la primera región. Los menores valores de D se dan en el litoral mediterráneo oriental y en el valle del Ebro, donde las precipitaciones suelen ser más escasas y de marcado carácter estacional. Estos resultados concuerdan con los que se presentan en otros trabajos aplicados a la Península Ibérica (García Marín, 2007; López Lambraño, 2012, Rodríguez *et al.*, 2013) o de la región mediterránea (Ghanmi *et al.*, 2013). Otros estudios aplicados a regiones en las que la lluvia tiene un marcado carácter persistente, como es el caso de la India en la época de lluvias, los valores de la dimensión fractal son muy elevados, de alrededor de 1,7895, lo que concuerda con que valores de la dimensión fractal más elevados se asocian a áreas en las que se registran más días o intervalos con precipitación (Selvi y Salvaraj, 2011).

Durante el semestre cálido, es posible ver cómo en la región norte se mantienen valores de D elevados respecto a los que se dan en el resto del área de estudio, mientras que en el valle del Guadalquivir los valores son inferiores. En esta época del año, al norte de la Península Ibérica continúan llegando, aunque con menor frecuencia, frentes polares provenientes del oeste, mientras que en el sur peninsular, el anticiclón de las Azores se ha desplazado hacia el norte respecto a su posición habitual y juega un papel de bloqueador de las borrascas atlánticas, con lo que disminuyen las precipitaciones. El litoral mediterráneo oriental sigue presentando valores bajos, ya que se trata de una región donde las precipitaciones en verano son generalmente moderadas, aunque en algún sector puede ser

Discusión y verificación de las hipótesis.

estimable. En el sector pirenaico occidental aparecen valores relativamente elevados, ya que se trata de áreas en las que se registran importantes precipitaciones en los meses estivales. En el centro de la península, los valores de D siguen siendo bajos, pero no tanto como en el área mediterránea.

Durante el semestre frío, se aprecia cómo la región norte sigue presentando los valores de D más elevados, y que la región mediterránea sigue presentando los más bajos. En el valle del Guadalquivir se da el segundo máximo del área de estudio. Los principales tipos de tiempo asociados a precipitaciones en la Península Ibérica y Baleares durante el semestre frío son aquellos asociados a frentes fríos vinculados a borrascas atlánticas. Estos frentes suelen golpear la península por el oeste, dejando importantes precipitaciones a su paso, y se suelen ir degradando a medida que avanzan hacia el este. Normalmente, apenas dejan precipitación cuando llegan a la vertiente mediterránea. En el valle del Guadalquivir, las precipitaciones de invierno se asocian a borrascas estancadas frente a las costas de Huelva que dejan grandes cantidades de agua. Sin embargo, el invierno es, en ciertas áreas de la vertiente oriental, el segundo mínimo pluviométrico anual, lo que explicaría los valores bajos de D , con lluvia poco persistente en el tiempo.

Las diferencias existentes entre los semestres frío y cálido son máximas en las áreas en las que los valores de D son más altos, independientemente de la época del año considerada, y son mínimas en las regiones donde la dimensión fractal es más baja. Esto implica que existen mayores diferencias entre ambos períodos en la frecuencia y persistencia de la lluvia en las regiones con valores de D elevados, que en las regiones con valores de D bajos. Esto es consistente con el hecho de que durante el semestre cálido la llegada de sistemas frontales a la Península Ibérica es mucho menos frecuente que en los meses del semestre frío.

En cuanto a las diferentes regionalizaciones llevadas a cabo, es la regionalización fisiográfica la que diferencia regiones cuya dimensión fractal es homogénea y que, además, presentan dinámicas en el origen de la precipitación similares, más que según el procedimiento del *cluster*.

Hipótesis 3: Es posible diferenciar, de manera clara y evidente, varias regiones dentro del área de estudio en función del valor de la dimensión fractal, y, en estas regiones, los mecanismos que están en el origen

del comportamiento de la precipitación son diferentes y variables en el tiempo.

Hipótesis confirmada: se han diferenciado cuatro regiones diferentes teniendo en cuenta los diferentes valores de las dimensiones fractales obtenidas, siguiendo un criterio fisiográfico en primer lugar, y por *cluster* en segundo lugar (Figura 11.1).

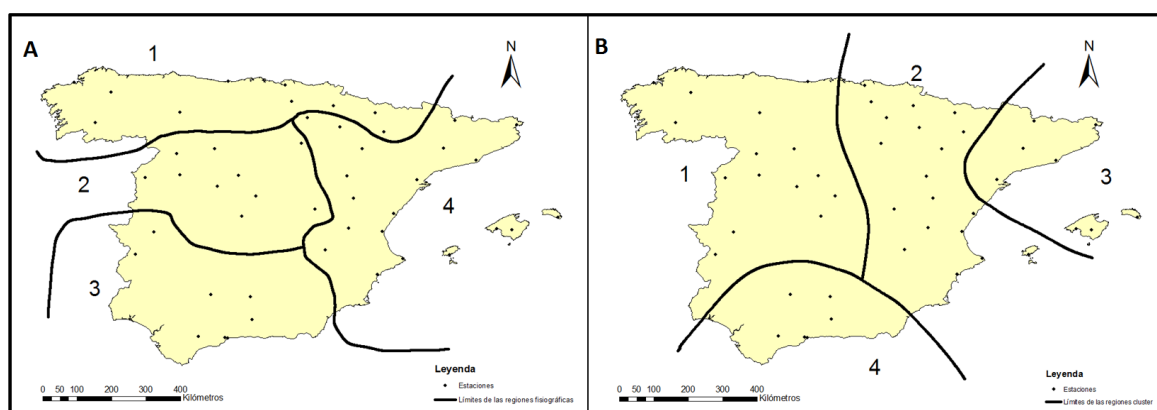


Figura 11.1. Diferente identificación de regiones según la dimensión fractal: A, según criterio fisiográfico, y B, según cluster (Elaboración propia)

11.3. Discusión de los resultados del Capítulo 8

La dimensión fractal D y el Índice de Concentración (Martín-Vide, 2004) guardan una buena correlación negativa ($-0,55$), significativa al 99%. El CI representa el peso de los días más lluviosos respecto al total de días lluviosos de una serie. Por lo tanto, afirmar que guarda una correlación negativa con la dimensión fractal implica que, a mayor dimensión fractal, menor CI, y, por lo tanto, la precipitación se encuentra más repartida en varios días lluviosos, antes que en unos pocos. Esto se visualiza bien en el hecho de que los mayores valores del CI en la Península Ibérica se dan en el Levante, donde es posible que se recojan más de 200 litros en menos de 24 horas, y también es donde los valores de D son más bajos. Así pues, a mayor dimensión fractal, la precipitación queda mejor repartida a lo largo de la serie.

Discusión y verificación de las hipótesis.

El índice de disparidad consecutiva S anual y la dimensión fractal D guardan una baja correlación negativa (-0,21) y no significativa, por lo que se puede afirmar que la relación entre ambos índices es casi inexistente. El índice de disparidad consecutiva considera el orden de los valores de una serie a partir de valores anuales. El cálculo de D se ha llevado a cabo a partir de valores 10-minutales, por lo que es difícil establecer una explicación de este indicador aparte de S , que no proporciona información sobre la persistencia, diaria o minuta, o no de la precipitación.

El coeficiente de variación CV anual y la dimensión fractal no guardan relación estadística entre sí, ya que el valor de la r de Pearson entre ambos es de -0,1. El coeficiente de variación se ha calculado a partir de los valores de precipitación acumulada a nivel anual. Podría haberse calculado también a nivel mensual, aunque los valores de la media próxima a cero milímetros en algunos observatorios del sur de España en julio y en otros meses de verano le hubiera quitado significado estadístico. Se puede afirmar por lo tanto que CV anual y D no están relacionados entre sí. El primero hace referencia a los montos anuales y el segundo a la distribución temporal de los intervalos 10-minutales y mayores con precipitación, independientemente de la cantidad acumulada.

La entropía y la dimensión fractal guardan una buena correlación positiva (valor de la r de Pearson de 0,67) y significativa al 99%, por lo tanto, a mayor entropía, mayor dimensión fractal. Esta realidad implicaría que la dimensión fractal explicaría una parte del desorden (o ruido) existente en una serie, al margen de su propia variabilidad natural. El cálculo de la dimensión fractal se lleva a cabo mediante el conteo de aquellos intervalos finos en los que se registra precipitación, independientemente de la cantidad que se recoja, así que es expresiva de alguna manera de la recurrencia de la precipitación en el tiempo, y es en este aspecto en el que coincidiría con la entropía. Los mayores valores de H se dan en los observatorios del norte peninsular, donde la precipitación es mayor y más continuada. Que el valor de H sea más elevado quiere decir que el desorden de una serie es mayor, y esto tiene sentido, ya que, al tratarse de series de datos 10-minutales, el número de intervalos con precipitación es mucho más cercano al número de intervalos sin precipitación, lo que hace que este desorden sea mayor. En los observatorios de la región mediterránea, donde las precipitaciones son más escasas y están más concentradas en el tiempo, y el valor de H es menor, el

desorden de las series también es menor, ya que se registran muchos más intervalos sin lluvia que intervalos con lluvia, y por lo tanto, el grado de desorden (o ruido) que pueden introducir los intervalos con lluvia será reducido.

La dimensión fractal y el índice de persistencia de los intervalos lluviosos no guardan relación entre sí (r de Pearson de 0,13), por lo que se puede deducir que la probabilidad de que acontezca un intervalo lluvioso tras otro lluvioso no influye en el valor de la dimensión fractal.

La elección de un modelo multivariante de dos variables responde a la realidad de que muchos de los indicadores que se han utilizado para intentar determinar qué características de la precipitación explica la dimensión fractal guardan relación entre sí y, por lo tanto, no deben ser incluidas al mismo tiempo en el modelo, ya que la información que aportarían sería redundante. Se establecen, pues, cuatro modelos de dos variables cada uno, siendo imposible establecer un modelo de más variables sin que éstas no estén altamente correlacionadas entre sí. El modelo a partir del CI y del CV, como variables independientes, y el modelo a partir de H y del CV, como variables independientes, presentan buenas correlaciones, de 0,62 y 0,63, con unos niveles de probabilidad de 0,020 y 0,017, respectivamente, con la D, como variable dependiente, lo que hace que se presenten como los mejores candidatos. Si bien el segundo presenta una mejor correlación, con lo que se asume que la dimensión fractal se explicaría de la mejor manera a partir de la entropía y del coeficiente de variación, conviene no dejar de lado el significado aportado por el índice de concentración.

La dimensión fractal D aparece por lo tanto como un indicador de la recurrencia regular de la precipitación, es decir, que los sucesos lluviosos se repitan con regularidad en el tiempo a diferentes escalas. Es la llamada autosimilitud, que se reflejaría con valores de D más elevados.

Hipótesis 4: La dimensión fractal guardará una buena correlación con otros indicadores característicos de la precipitación, en función, también de nuevo, de la región en la que se encuentre el observatorio

Hipótesis confirmada parcialmente: la característica de autosimilitud, que expresa la dimensión fractal, guarda una buena correlación con el índice de concentración

Discusión y verificación de las hipótesis.

y con la entropía, pero no con el coeficiente de variación, el índice de disparidad consecutiva o el índice de persistencia. Asimismo, los modelos multivariantes que intentan expresar la dimensión fractal en función de otros índices únicamente permiten la expresión de D en función de dos índices, ya que estos índices suelen guardar una buena correlación entre ellos y, por lo tanto, no deben incluirse todos en un mismo modelo multivariante.

11.4. Discusión de los resultados del Capítulo 9

Los valores de la dimensión fractal anuales para los diferentes observatorios presentan una notable variabilidad, independientemente de la estación considerada. Esto se explica por la gran variabilidad interanual que se da en cuestiones de precipitación en el área de estudio, como ya han confirmado varios autores (Moreno y Martín-Vide, 1986; Martín-Vide, 2008; García-Marín *et al.*, 2008), no únicamente en lo que se refiere a cantidades acumuladas a lo largo de los años o los meses, sino también en lo relativo a los mecanismos sinópticos que están en el origen de la lluvia. Conviene señalar que, en determinados observatorios, la variabilidad de D es mayor que en otros, tal y como debe corresponder con la variabilidad interanual de las cantidades de lluvia acumuladas, como por ejemplo, entre A Coruña y Castellón, donde las lluvias son más y menos abundantes, respectivamente.

En lo que se refiere a las tendencias de la dimensión fractal, únicamente dos son significativas si se considera el año completo (Jaén y Palma), una si se considera el semestre cálido (A Coruña), y una también si se considera el semestre frío (Teruel).

Las dos tendencias significativas para el período del año completo son positivas, lo que se traduce en un aumento paulatino de la dimensión fractal anual, lo que implica que cada año la lluvia tienda a mantener en mayor medida su característica de autosimilitud. Observando únicamente el signo de las tendencias, se aprecia que en los observatorios de la franja oriental del área de estudio la tendencia de la evolución de D es siempre positiva, por lo que se asumiría que en esta región la autosimilitud de la precipitación iría en aumento, no así para los

observatorios del resto de la Península Ibérica. Estos resultados son consistentes con los presentados en artículos similares que evalúan las tendencias de otros índices, como el Índice de Concentración para Europa o para el Mediterráneo, y, en concreto en la Península Ibérica y Baleares (Cortesi *et al.*, 2012; Reiser y Kutiel, 2010).

Durante el semestre cálido, el único observatorio en el que se da una tendencia significativa de la dimensión fractal es en A Coruña, donde esta tendencia es negativa, de lo que se deduce que la lluvia en verano tiende a ser más irregular en su comportamiento, menos recurrente en su repetición temporal a diferentes escalas. El comportamiento espacial de las tendencias durante la mitad cálida del año también es irregular, y no sigue ningún patrón concreto.

Durante el semestre frío, solo Teruel presenta una tendencia significativa en el valor de D , positiva. Únicamente en este observatorio se puede afirmar que la autosimilitud de la precipitación va en aumento durante la mitad fría del año. Espacialmente, durante el semestre frío se registran tendencias positivas en todos los observatorios de la mitad suroriental del área de estudio, además de en Logroño y Salamanca, por lo que se puede afirmar que es la tendencia mayoritaria en los meses fríos.

Es necesario mencionar que el observatorio de A Coruña siempre presenta tendencias negativas, en un ámbito donde la lluvia es abundante y relativamente constante, la tendencia es que el comportamiento temporal sea cada vez más irregular, mientras que en el ámbito mediterráneo, donde la lluvia se caracteriza por tener un carácter esporádico y concentrado, la tendencia sea la contraria. Esto puede interpretarse como que los sucesos que dan origen a este tipo de precipitación en el área mediterránea vayan a ir en aumento en los próximos años coincidiendo con los resultados que arrojan los estudios de cambio climático futuro (Rehman y Siddiqi, 2009; Gao y Hou, 2012; IPCC, 2013).

Se observa que los observatorios guardan correlaciones significativas positivas en la variabilidad interanual de la dimensión fractal con aquellos otros que se encuentran próximos o dentro de una misma región climática: Castellón y Teruel, Castellón y Palma, Palma y Teruel, Logroño y Valladolid, Jaén y Málaga... Llama la atención que A Coruña y Teruel guardan una correlación negativa significativa, cuando, a priori, no presentan relación pluviométrica clara entre sí.

Discusión y verificación de las hipótesis.

Como la existencia de correlación no implica causalidad, quizá esta correlación es casual.

Hipótesis 5: Los valores de las dimensiones fractales presentarán una marcada variabilidad interanual, que guardará una relación con los patrones sinópticos que la originen

Hipótesis confirmada parcialmente: los diferentes observatorios analizados presentan una notable variabilidad interanual de la dimensión fractal. La variabilidad es más o menos acusada dependiendo del observatorio en cuestión, por lo que parece tener una notable influencia de la región considerada. Esto quiere decir que, según donde esté localizado el observatorio, puede verse más o menos influenciado por determinadas situaciones a lo largo de una parte u otra del año. Esto provocaría una gran fluctuación de los valores de la dimensión fractal de los semestres cálido y frío, haciendo que en algunos años, los valores de D obtenidos sean mayores en el semestre cálido que en el semestre frío.

11.5. Discusión de los resultados del Capítulo 10

En un primer momento, se comparan los resultados obtenidos a partir del catálogo de los tipos de tiempo de Jenkinson & Collison a partir de la metodología de J&C llevada a cabo para este trabajo con aquellos obtenidos en otros trabajos que utilizan la misma metodología y coincidente área de estudio (Spellman, 2000; Grimalt *et al.*, 2013). Se obtienen diferencias notables en las frecuencias de los tipos de tiempo que más aparecen a lo largo del año (A, C, U, NE, E, W), además de en la distribución de dichos tipos a lo largo del año. El tipo A tiene una frecuencia del 23,37% en el trabajo de Spellman, del 21% en el de Grimalt *et al.*, y de un 18,97% en el presente estudio. También son diferentes las frecuencias del tipo C (14,58%, 19% y 11,16%), del tipo NE (6,73%, 3,1% y 5,73%), del tipo E (4,32%, 2,2% y 8,82%), del tipo W (4,33%, 3,4% y 4,96%), y sobre todo en el tipo U (18,14%, 27% y 7,19% respectivamente). Los resultados obtenidos por Rasilla Álvarez (2003) también difieren ligeramente con los obtenidos en este estudio, y es que al tratarse

de una clasificación de carácter híbrido (con características objetivas, con Análisis de Componentes Principales, junto con subjetivas) no hace completamente comparables los resultados. En otras áreas del mundo, las proporciones que se obtienen son similares en cuanto al predominio de los tipos anticiclónicos (Pepin *et al.*, 2011; Sarricolea *et al.*, 2014), pero no presentan apenas o incluso ningún tipo U. Este hecho se debe a la característica geográfica del área de estudio, que dispone de un mar interior al oriente, hecho que no se da en otras partes del mundo.

Las diferencias respecto al trabajo de Spellman se deben principalmente a dos motivos: en primer lugar, la malla utilizada en el trabajo del año 2000 es de 9 puntos, a diferencia de los 16 que se han utilizado en el presente trabajo, de tal manera que el área abarcada es mayor y, por lo tanto, ofrece gradientes de presión diferentes. Una segunda explicación es la que afectaría sobre todo al tipo U, y es que en el primer trabajo se utilizó el umbral de 6 en la fuerza y la vorticidad del flujo para definir por debajo del cual los tipos indefinidos. Otro trabajo (Goodess y Jones, 2002) afirma que el umbral de 6 es correcto para las Islas Británicas tal y como se proponía en la metodología original (1977), pero al tratarse del ámbito de la Península Ibérica hay que reducirlo a 4,8 y 4,2 respectivamente, ya que la circulación es menos vigorosa en este segundo caso. Ocurre lo mismo respecto al trabajo de Grimalt *et al.* (2013).

Además, la malla propuesta en este trabajo se encuentra desplazada hacia el este 5°, con lo que está más expuesta a registrar las situaciones de pantano barométrico que la que se presenta en el trabajo de Spellman. Además, cuanto más reducido sea el espacio en el que se aplique la metodología J&C, más difícil será identificar el gradiente barométrico, con lo que es habitual que el tipo U aumente su frecuencia. Por otro lado, la malla de 16 puntos recogerá de manera más fidedigna los flujos dominantes en el área de estudio.

La frecuencia mensual de los tipos agrupados tampoco coincide con los resultados que se presentan en el trabajo de Grimalt *et al.* (2013), ya que, a diferencia de lo que se obtiene en este trabajo, los tipos advectivos agrupados ADV no tienen un máximo o un mínimo marcados, sino que, con sus variaciones, son relativamente constantes a lo largo del año. Sí que se dan resultados similares en la frecuencia de los tipos CIC y ANT, los primeros con máximos en diciembre y enero y mínimos en verano, y los segundos con máximos en los meses centrales del año,

Discusión y verificación de las hipótesis.

de mayo a agosto, y mínimos en invierno, aunque la variación de este tipo a lo largo del año no es tan evidente como la de los tipos ciclónicos.

En el observatorio de A Coruña, como observatorio representativo de la región atlántica de la Península Ibérica, los años con valores de D más elevados están asociados a tipos advectivos y ciclónicos más frecuentes, mientras que los años con valores de D más bajos van asociados a valores del tipo A más frecuentes, sobre todo en la parte fría del año. En Ávila, los años con valores de dimensión fractal elevados tienen frecuencias del tipo ciclónico más altas que aquellos en los que el valor de D es menor. Por semestres, es muy marcado el descenso que sufre la frecuencia del tipo A en los años con valores de D máximos respecto a los mínimos. Para el caso del observatorio de Cáceres, en los años con valores de D más bajos, los tipos indeterminado y advectivos del este son más frecuentes, mientras que el tipo A es más frecuente en los años con D alta, con la excepción del semestre frío. En Castellón, los años con valores de dimensión fractal máximos se asocian a tipos anticiclónicos e indefinidos más frecuentes, y a tipos ciclónicos durante el semestre frío, mientras que valores mínimos de D se asocian a tipos advectivos del primer cuadrante más frecuentes, así como a tipos ciclónicos más frecuentes en el semestre cálido. En el observatorio de Jaén, los mayores valores de D aparecen en años en los que son más frecuentes los tipos sinópticos ciclónicos y los advectivos de componente meridional, mientras que en los años con menores valores de D son más abundantes los tipos anticiclónicos y los advectivos del oeste. Por último, para el caso de Logroño, no existen grandes diferencias en la frecuencia de los tipos A o C, sino más bien es la dirección del flujo la que parece afectar en mayor medida la variabilidad de D . Así, los años con valores de D más elevados presentan flujos del este más frecuentes, mientras que en los años con D bajos, son los tipos del oeste los que tienen más peso.

Así pues, considerando la muestra de años con la que se ha trabajado, muy alejada de ser óptima, se puede afirmar que el significado sinóptico de unos valores de la dimensión fractal mayores o menores depende en primer lugar de la región en la que se encuentra el observatorio determinado y, por lo tanto, de los mecanismos atmosféricos que den origen a la precipitación. A modo de síntesis, podría afirmarse que las dimensiones fractales más elevadas en la mitad atlántica de la Península van asociadas a tipos de tiempo donde han predominado más a menudo los tipos ciclónicos y advectivos, ya que son aquellos tipos de tiempo los

que dan lluvias en esta parte del área de estudio. La mayor frecuencia de este tipo de mecanismos implica que sea más frecuente la precipitación, y esté más cercana la característica de autosimilitud perfecta en la distribución temporal de la precipitación. Por el contrario, cuando dominan más los tipos anticiclónicos, las precipitaciones son más escasas, y, por lo tanto, su ocurrencia es más esporádica, y más concentrada, cumpliéndose en menor medida la autosimilitud y dándose menores valores de D . Sin embargo, en la parte mediterránea de la Península Ibérica, los valores de D elevados se asocian con una mayor frecuencia del tipo A, ya que, si se da una situación general de anticiclón, los flujos del oeste y las borrascas atlánticas no afectarán a la Península Ibérica. Sin embargo, en el Mediterráneo pueden operar flujos o mecanismos de escala local que originen la precipitación en esta área. Los años con valores de la dimensión fractal más bajos se asocian a flujos del primer cuadrante, que originan lluvias en el este peninsular, pero que no son muy frecuentes ni recurrentes a lo largo del año, por lo que la característica de autosimilitud es menos clara.

Hipótesis 6: Un mayor o menor valor de la dimensión fractal se explicará por unas situaciones sinópticas concretas y por unos valores determinados de dirección, velocidad y vorticidad del flujo existente a nivel superficial.

Hipótesis confirmada parcialmente: los valores anuales más elevados de dimensión fractal en los diferentes observatorios corresponden a unos tipos sinópticos determinados. Los valores más bajos de dimensión fractal no coinciden con situaciones sinópticas opuestas a aquellas que son más frecuentes con valores de D más elevados. Se dan en situaciones en las que la precipitación tiene un carácter opuesto, que cambian en función del observatorio considerado.

CAPÍTULO 12:
CONCLUSIONES Y LÍNEAS FUTURAS
DE INVESTIGACIÓN

Conclusiones y líneas futuras de investigación.

CONCLUSIONES Y LÍNEAS FUTURAS DE INVESTIGACIÓN.

12.1. Conclusiones finales

A lo largo del desarrollo de la tesis se ha cumplido mayoritariamente con los objetivos que se plantaron en el Capítulo 3, llegando a caracterizar desde un punto de vista climático y geográfico el concepto de dimensión fractal aplicado a la distribución temporal de la precipitación. Además, el estudio se ha llevado a cabo en una región, la Península Ibérica, en la cual la lluvia juega un papel de primer orden en la medida que los recursos hídricos son necesarios para el desarrollo de la práctica totalidad de las actividades económicas y en que se trata de un bien escaso. La consecución de los objetivos específicos ha permitido conocer en buena medida cuál es el significado que se desprende cuando se habla de dimensión fractal referida a la distribución temporal de la precipitación.

Los valores de la dimensión fractal son muy variables en función del observatorio. A nivel anual, el valor más alto se halla en el observatorio de Lugo Aeropuerto (1,6039), y el valor más bajo en Ibiza Aeropuerto (1,4499). En el semestre cálido, los valores que se obtuvieron fueron siempre inferiores a aquellos del año completo, variando entre 1,5405 en Jaca y 1,4253 de nuevo en Ibiza Aeropuerto. Por su parte, durante el semestre frío, los valores siempre fueron superiores a los obtenidos para el año completo, con índices que van desde 1,4600 en Ibiza Aeropuerto hasta 1,6388 en Lugo Aeropuerto. A mayores valores de D , en mayor medida se cumple la característica de autosimilitud en la distribución temporal de la precipitación, e, inversamente, a menor valor de D , menos se cumple.

A partir de la distribución espacial de la dimensión fractal se han podido identificar cuatro regiones dentro del área de estudio: una región norte, donde se dan los valores más elevados de D , tanto a nivel anual como en los diferentes semestres; una región sur, con valores también elevados en el año completo así como durante el semestre frío, pero que durante el semestre cálido presenta valores más bajos; una región central, correspondiente a la Meseta, con valores siempre relativamente bajos, tanto para el año completo como para ambos

semestres, pero con diferencias muy marcadas entre ellos (del orden de 0,6); y una franja oriental y del valle del Ebro, donde se dan los valores más bajos de D , independientemente de la época del año considerada.

La dimensión fractal guarda una buena correlación significativa negativa con el CI (r de Pearson de -0,55, con un p -valor de 0,012), de lo que se deduce que una alta (baja) concentración diaria de la precipitación hace disminuir (aumentar) la dimensión fractal. Al mismo tiempo, la D guarda una buena correlación significativa positiva con la entropía (r de Pearson de 0,67, con un p -valor inferior a 0,000), por lo que la cantidad de ruido o de desorden existente dentro de una serie influye en la fractalidad de la misma. La dimensión fractal parece, por lo tanto, ser un cierto indicador de la recurrencia regular de la precipitación, es decir, que los sucesos lluviosos se repitan con regularidad en el tiempo a diferentes escalas.

Los valores anuales de la dimensión fractal, tanto referida al año completo como al semestre cálido y frío, presentan una notable variabilidad. De manera general, aunque no en todos los casos, se sigue cumpliendo el hecho de que los valores obtenidos durante el semestre cálido son inferiores a los valores hallados para el semestre frío del año. Se han identificado dos observatorios (Jaén y Palma) en los que se da una tendencia positiva significativa en la evolución de la dimensión fractal para el año completo, así como para el semestre frío en Teruel. Esto significa que durante el semestre frío, y en promedio durante el año completo, parece existir una tendencia a que la precipitación cumpla más el principio de autosimilitud en su distribución temporal en los casos citados. En el semestre cálido, sin embargo, existe un observatorio con tendencia significativa negativa (A Coruña), lo que da lugar a que se tienda hacia una situación en la que los mecanismos que originan la lluvia durante el semestre cálido vayan a ser más variados y, por lo tanto, el principio de autosimilitud sea cada vez menos evidente. Por último, se comprueba cómo los valores de D a nivel anual tienen variaciones similares en observatorios cercanos entre sí, pero estas variaciones se diluyen a medida que aumenta la distancia que los separa.

La identificación de qué implicaciones sinópticas suponen valores más altos o más bajos de D está profundamente relacionado a la región del área de estudio que se considere. En la parte atlántica, los valores más altos de D parecen ir asociados a tipos sinópticos ciclónicos y advectivos, mientras que los valores más bajos de D se asocian a un predominio de tipos anticiclónicos. En la franja oriental

Conclusiones y líneas futuras de investigación.

mediterránea, por el contrario, los valores más altos de D se registran en años en los que los tipos de carácter anticiclónico son predominantes por encima de los demás. Los años con los valores de D más bajos presentan como particularidad un predominio de los tipos advectivos con flujos del primer cuadrante.

12.2. Aportaciones de la tesis y líneas futuras de investigación

Esta tesis de doctorado completa un estudio sobre un nuevo indicador del comportamiento temporal de la precipitación, la dimensión fractal, en un área de estudio donde la desigual distribución de los recursos hídricos juega un papel primordial a la hora de planificar y gestionar un gran número de actividades económicas. En este sentido, conviene señalar que el concepto de dimensión fractal no es un concepto nuevo, ya que data de mediados de la década de los 70 del siglo pasado, pero sí que lo es su aplicación a la distribución temporal de un fenómeno, idea mucho más abstracta de lo que en su fase primigenia se sugería. Así pues, haber llevado a cabo este trabajo ayuda a comprender y a dotar de significado geográfico y climático a este nuevo índice, más allá de su uso en modelización.

A partir de lo que se ha hecho, surgen numerosas posibilidades para futuros proyectos y trabajos que exploren en mayor profundidad estos datos:

- ampliar la cobertura espacial de observatorios en los cuales se ha calculado la dimensión fractal, tanto a nivel español como a nivel mundial
- ampliar las series de datos disponibles con datos actualizados para intentar llegar a series que completen una serie de, mínimo, 30 años
- determinar el comportamiento espacial de la dimensión fractal en ámbitos climáticos muy distintos al del Mediterráneo occidental, como puedan ser regiones con climas oceánicos o tropicales
- poner en relación la dimensión fractal con otras variables que inciden en el comportamiento de la precipitación, como, por ejemplo, la temperatura superficial del mar

- identificar qué configuraciones sinópticas se dan en años con valores de dimensión fractal extremos no únicamente en superficie, sino también a diferentes niveles geopotenciales (850 hPa, 700 hPa, 500 hPa), para identificar qué procesos en la vertical pueden tener como consecuencia valores mayores o menores de dimensión fractal
- realizar este estudio desde una perspectiva multifractal, en la medida que quedará mejor caracterizada la precipitación si se considera más allá de su mera ocurrencia o no, teniendo en cuenta las cantidades acumuladas por intervalos

CHAPTER 12:
CONCLUSIONS AND FUTURE LINES
OF RESEARCH

Conclusions and future lines of research.

CONCLUSIONS AND FUTURE LINES OF RESEARCH.

12.1. Final conclusions

Throughout the development of the thesis, most of the objectives put forward in Chapter 3 have been met, and from a climatic and geographic point of view, the concept of fractal dimension applied to the temporal distribution of rainfall has been characterised. Furthermore, the study was conducted in a region, the Iberian Peninsula, in which rainfall plays a vital role due to the fact that water resources are required for the development of virtually all economic activities and because it is a scarce resource. Achieving our specific objectives has enabled us to clarify to a great extent the meaning of applying the fractal dimension to temporal rainfall distribution.

The values of the fractal dimension are highly variable depending on the observatory involved. At the annual level, the highest value is found at Lugo Airport (1.6039), and the lowest value at Ibiza Airport (1.4499). In the warm six-month period, the values obtained were always lower than those for the whole year, ranging from 1.5405 in Jaca to 1.4253 once again at Ibiza Airport. Moreover, during the cold six-month period, the values were always higher than those obtained for the whole year, with indices ranging from 1.4600 at Ibiza Airport to 1.6388 at Lugo Airport. The greater the D values, greater is the compliance with the characteristic of self-similitude in the temporal distribution of rainfall, and inversely, the lower the value for D , the lower the level of compliance therewith.

Using the spatial distribution of the fractal dimension, we identified four regions within the study area: a northern region, presenting the highest values of D , both at annual level and in the different six-month periods; a southern region, with values that are also high for the whole year, as well as during the cold six-month period, but which exhibit lower values during the warm six-month period; a central region, corresponding to the Plateau, with values that are always relatively low, both for the whole year and for the two six-month periods, but with marked differences between them (approximately 0.6); and an eastern region and

the Ebro Valley, showing the lowest D values, regardless of the time of year considered.

The fractal dimension presents a good significant negative correlation with CI (Pearson's r of -0.55, with a p -value of 0.012), which would appear to indicate that a high (low) daily concentration of rainfall would cause a decrease (increase) in the fractal dimension. At the same time, D shows a good significant positive correlation with entropy (Pearson's r of 0.67, with a p -value lower than 0.000), and the amount of noise or disorder within a series influences the fractality thereof. The fractal dimension therefore appears to constitute a certain indicator of regular rainfall, which is to say that rainfall events are regularly repeated over time at different scales.

The annual values of the fractal dimension, referring both to the whole year and to the warm and cold six-month periods, present noteworthy annual variability. In general terms, although not in all cases, the values obtained during the warm six-month period are lower than the values found for the cold six-month period of the year. Two observatories have been identified (Jaen and Palma) that show a significant positive tendency in the evolution of the fractal dimension for the whole year, as well as for the cold six-month period in Teruel. This means that during the cold six-month period, and on average during the whole year, rainfall appears to reveal a tendency to adhere more to the principal of self-similitude in its temporal distribution in the cases mentioned. In the warm six-month period, however, one observatory shows a significant negative tendency (A Coruña), which means that there is a tendency towards a situation in which the mechanisms originating the rainfall during the warm six-month period will be more varied and the principal of self-similitude will become increasingly less evident. Lastly, we established that the values of D at annual level have similar variations in the observatories close to each other, but that these variations become diluted as the distance between them increases.

Identification of the synoptic factors giving rise to higher or lower values of D is very closely related to the region of the study area considered. In the Atlantic zone, the highest D values appear to be associated with cyclonic and advective weather types, whereas the lowest ones are associated with a predominance of anticyclonic types. On the contrary, on the eastern Mediterranean fringe, the highest values for D are recorded in years in which the anticyclonic types

Conclusions and future lines of research.

predominate over the other ones. The years exhibiting the lowest D values reveal the particularity of a predominance of advective types with flows from the first quadrant.

12.2. Contributions of the thesis and future lines of research

This doctoral thesis completes a study on a new indicator of the temporal behaviour of rainfall, the fractal dimension, within a study area in which the unequal distribution of hydric resources plays a fundamental role in the planning and management of a large number of economic activities. In this sense, it should be pointed out that the concept of fractal dimension is not a new one, as it dates from half-way through the 1970s, but application thereof to the temporal distribution of a phenomenon constitutes an innovative approach, involving a much more abstract idea than what was considered in its original phase. Thus, the present research contributes to an understanding of this new index, providing it with geographic and climatic significance beyond its mere use in modelling.

What has been achieved provides numerous possibilities for future projects and studies involving the following aspects:

- Increasing the spatial cover of observatories in which the fractal dimension has been calculated, both for Spain and at global level.
- Increasing the available series of updated data in an attempt to achieve series covering a minimum of 30 years.
- Determining the spatial behaviour of the fractal dimension in climatic environments that are very different from the western Mediterranean, such as regions with oceanic or tropical climates.
- Relating the fractal dimension with other variables affecting the behaviour of rainfall, such as, for instance, sea surface temperature.
- Identifying what synoptic configurations are occurring in years with high fractal dimension values, not only on the surface, but also at different geopotential levels (850 hPa, 700 hPa, 500 hPa), in order to identify what vertical processes can result in higher or lower fractal dimension values.

- Conducting the present study from a multifractal perspective, due to the fact that rainfall will be better characterised if it is considered in terms encompassing more than its mere occurrence or non-occurrence, with consideration of amounts accumulated according to intervals.

CAPÍTULO 13:

BIBLIOGRAFÍA

Bibliografía

BIBLIOGRAFÍA

- Amaro I. R., Demey J. R., Macchiavelli R. (2004): *Aplicación del análisis R/S de Hurst para estudiar las propiedades fractales de la precipitación en Venezuela*, *Interciencia*, **29-11**: 617-620
- Atkinson P. M., Tate N.J. (2004): *Spatial Scale Problems and Geostatistical Solutions: A Review*, *The Professional Geographer*, **52 (4)**: 607-623
- Batty M., Longley P. (1994): *Fractal Cities: A Geometry of Form and Function*, Academic Press Ltd., London, San Diego, 394 pp.
- Benhamrouche A. (2014): *Análisis de la concentración diaria de la precipitación en la cuenca del Mediterráneo occidental*, Tesis doctoral, Departamento de Geografía Física y Análisis Geográfico Regional, Universidad de Barcelona, 155 pp.
- Bodri L. (1994): *Fractal Analysis of Climatic Data: Mean Annual Temperature Records in Hungary*, *Theoretical and Applied Climatology*, **49**: 53-57
- Bodri L., Cermak V. (2002): *High frequency variability in recent climate and the North Atlantic Oscillation*, *Theoretical and Applied Climatology*, **74**: 33-40
- Breslin M.C., Belward J.A. (1999): *Fractal dimensions for rainfall time series*, *Mathematics and Computers in Simulation*, **48**: 437-446
- Caviedes C.N. (2001): *El Niño in History. Storming Through the Ages*, University Press of Florida, Gainesville, 280 pp.
- Capel Molina J. J. (1981): *Los climas de España*, Oikos Tau, Barcelona, 429 pp.

- Cheng Q., Russel H., Sharpe D., Kenny F., Qin P. (2001): *GIS-based statistical and fractal/multifractal analysis of surface stream patterns in the Oak Ridges Moraine*, *Computers & Geosciences*, **27**: 513-526
- Chou C. M. (2011): *Wavelet-based Multi-scale Entropy Analysis of Complex Rainfall Time Series*, *Entropy* **13**: 241-253
- Chou C.M. (2012): *Applying Multiscale Entropy to the Complexity Analysis of Rainfall-Runoff Relationships*, *Entropy*, **14**: 945-957
- Chou C.M. (2014): *Complexity analysis of rainfall and runoff time series based on sample entropy in different temporal scales*, *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, **28**: 1401-1408
- Chou Y. (2003): *Short-term Rainfall Prediction using a Multifractal Model*, Massachusetts Institute of Technology, Master's Degree Thesis, 53 pp.
- Cortesi N., Gonzalez-Hidalgo J.C., Brunetti M., Martín-Vide J. (2012): *Daily precipitation concentration across Europe 1971-2010*, *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **12**: 2799-2810, doi: 10.5194/nhess-12-2799-2012
- de Lima M.I.P., Grasman J. (1999): *Multifractal analysis of 15-min and daily rainfall from a semi-arid región in Portugal*, *Journal of Hydrology*, **220**: 1-11
- de Luis M., Brunetti M., Gonzalez-Hidalgo J.C., Longares L.A., Martín-Vide J. (2010): *Changes in seasonal precipitation in the Iberian Peninsula during 1946-2005*, *Global and Planetary Change*, **74(1)**: 27-33
- Dee D. P., Uppala S. M., Simmons A. J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M. A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A. C. M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A. J., Haimberger L., Healy S. B., Hersbach H., Hólm E. V., Isaksen L., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A. P., Monge-Sanz B. M., Morcrette J. –J.,

Bibliografía

- Park B. -K., Peubey C., de Rosnay P., Tavalato C., Thépaut J. -N., Vitart F. (2011): *The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system*, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, **137**: 553–597
- Deidda R. (2000): *Rainfall downscaling in a space-time multifractal framework*, Water Resources Research, **36(7)**: 1779-1794
- Demuzere M., Werner M. (2006): *Jenkinson-Collison classifications as a method for analyzing GCM-scenario pressure fields, with respect to past and future climate change and European simulated mineral dust deposition*, Max Planck Institute for Biogeochemistry, Visit report, 12 pp.
- Diaz H.F., Markgraf V. (2000): *El Niño and the Southern Oscillation. Multiscale Variability and Global and Regional Impacts*, Cambridge University Press, Cambridge, 496 pp.
- Dunkerley D. (2008a): *Rain event properties in nature and in rainfall simulation experiments: a comparative review with recommendations for increasingly systematic study and reporting*, Hydrological Processes, **22**: 4415-4435
- Dunkerley D. (2008b): *Identifying individual rain events from pluviograph records: a review with analysis of data from an Australian dryland site*, Hydrological Processes, **22**: 5024-5036
- Dunkerley D.L. (2010): *How do the rain rates of sub-events intervals such as the maximum 5- and 15-min rates (I_5 or I_{30}) relate to the properties of the enclosing rainfall event?*, Hydrological Processes, **24**: 2425-2439
- Dünkeloh A., Jacobeit J. (2003): *Circulation dynamics of Mediterranean precipitation variability 1948-98*, International Journal of Climatology, **23**: 1843-1866

El-Dessouky T.M., Jenkinson A.F. (1975): *An objective daily catalogue of surface pressure, flow and vorticity indices for Egypt and its use monthly rainfall forecasting*, Synoptic Climatology Branch Memorandum nº 46, Bracknell, Meteorological Office, London

Emile-Geay J. (2008): *El Niño and the Earth's Climate: from decades to Ice Ages*, Verlag Dr Müller, 155 pp.

Estrela M.J., Miró J., Pastor F., Millán M. (2009): *Tendencias en la precipitación, por distintos inputs, en el sector central de la Península Ibérica (1958-2008)*, Investigaciones Geográficas, **49**: 159-172

Font Tullot I. (1988): *Historia del clima de España. Cambios climáticos y sus causas*, Instituto Nacional de Meteorología, Madrid, 297 pp.

Fowler H.J., Kilsby C.G. (2002): *Precipitation and the North Atlantic Oscillation: a study of climatic variability in Northern England*, International Journal of Climatology, **22**: 843-866

Gao J., Xia Z. (1996): *Fractals in physical geography*, Progress in Physical Geography, **20(2)**: 178-191

Gao M., Hou X. (2012): *Trends and Multifractals Analyses of Precipitation Data from Shandong Peninsula, China*, American Journal of Environmental Sciences, **8(3)**: 271-279

García Marín A.P. (2007): *Análisis multifractal de series de datos pluviométricos en Andalucía*, Tesis doctoral, Departamento de Ingeniería Rural, Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos y Montes, Universidad de Córdoba, 162 pp.

García-Marín A.P., Jiménez-Hornero F.J., Ayuso-Muñoz J.L. (2008): *Universal multifractal description of an hourly rainfall time series from a location in southern Spain*, *Atmósfera*, **21(4)**: 347-355

Bibliografía

- Ghanmi H., Bargaoui Z, Mallet C. (2013): *Investigation of the fractal dimension of rainfall occurrence in a semi-arid Mediterranean climate*, Hydrological Sciences Journal, **58(3)**: 483-497
- Gil Olcina A. (2007): *Mediterraneidad y subtropicalidad climáticas*, Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles, **44**: 53-68
- Gil Olcina A. (2009): *Clima e hipótesis de cambio climático en la región geográfica del sureste ibérico*, Investigaciones Geográficas, **49**: 5-22
- Goodchild M.F. (1980): *Fractals and the accuracy of geographical measures*, Mathematical Geology, **12(2)**: 85-98
- Goodchild M.F., Mark D.M. (1987): *The Fractal Nature of Geographic Phenomena*, Annals of the Association of American Geographers, **77(2)**: 265-278
- Goodess C.M., Jones P.D. (2002): *Links between circulation and changes in the characteristics of Iberian rainfall*, International Journal of Climatology, **22**: 1593-1615
- Grimalt M., Laita M., Rosselló J., Caldentey J., Arrom J.M. (2006): *Distribución espacial y temporal de las precipitaciones intensas en Mallorca*, pp. 411-420; en Cuadrat Prats J.M., Saz Sánchez M.A., Vicente Serrano S.M., Lanjeri S., de Luis Arrillaga M., González-Hidalgo J.C. (Eds.): *Clima, Sociedad y Medio Ambiente*, Publicaciones de la Asociación Española de Climatología, Zaragoza, 837 pp.
- Grimalt M., Tomàs M., Alomar G., Martín-Vide J., Moreno-García M.C. (2013): *Determination of the Jenkinson and Collison's weather types for the western Mediterranean basin over the 1948-2009 period. Temporal analysis*, Atmósfera, **26(1)**: 75-94

Gritzner C.F. (2010): *Changing Climates*, Chelsea House, Infobase Publishing, New York, 120 pp.

Gusev A.A., Ponomoreva V.V., Braitseva O.A., Melekestsev I.V., Sulerzhitsky L.D. (2003): *Great explosive eruptions on Kamchatka during the last 10000 years: Self-similar irregularity of the output of volcanic products*, Journal of Geophysical Research-Solid Earth, **108**, Art. No. 2126

Harding A., Palutikof J., Holt T. (2009): *The Climate System*, pp. 69-88; en Woodward J. (Ed.): *The Physical Geography of the Mediterranean*, Oxford University Press, New York, 663 pp.

Hastings H.M., Sugihara G. (1994): *Fractals: A User's Guide for the Natural Sciences*, Oxford University Press, Oxford, 235 pp.

Hsui A.T., Rust K.A., Klein G.D. (1993): *A fractal analysis of Quaternary, Cenozoic-Mesozoic, and Late Pennsylvanian sea level changes*, Journal of Geophysical Research, **98**: 21963-21967

Huang J., Higuchi K., Shabbar A. (1998): *The relationship between the North Atlantic Oscillation and El Niño-Southern Oscillation*, Geophysical Research Letters, **25**: 2707-2710

Hurrell J.W. (1995): *Decadal trends in North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation*, Science, **269**: 676-679

IPCC (2013): *Climatic Change 2013: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker T.F., Qin D., Plattner G.K., Tignor M.M.B., Allen S.K., Boschung J., Nauels A., Xia Y., Bex V., Midgley P.M. (Eds)], Cambridge University Press, New York, USA, 1535 pp.

Bibliografía

- Izquierdo R., Alarcón M., Aguiillaume L., Àvila A. (2014): *Effects of teleconnection patterns on the atmospheric routes, precipitation and deposition amounts in the north-eastern Iberian Peninsula*, Atmospheric Environment, **89**: 482-490
- Jenkinson A.F., Collison P. (1977): *An initial climatology of gales over the North Sea*, Synoptic Climatology Branch Memorandum nº 62, Bracknell, Meteorological Office, London
- Jones P. D., Harpham C., Briffa K. R. (2012): *Lamb weather types derived from reanalysis products*, International Journal of Climatology, **33**: 1129-1139
- Kai S., Yamada T., Ikuta S., Müller S.C. (1989): *Fractal geometry of precipitation patterns*, Journal of the Physical Society of Japan, **58**: 3445-3448
- Kalauzi A., Cukic M., Millá, H., Bonafoni S., Biondi R. (2009): *Comparison of fractal dimension oscillations and trends of rainfall data from Pastaza Province, Ecuador and Veneto, Italy*, Atmospheric Research, **93**: 673-679
- Khan M.S., Siddiqui T.A. (2012): *Estimation of fractal dimension of a noisy time series*, International Journal of Computer Applications, **45(10)**: 1-6
- Kiely G., Ivanova K. (1999): *Multifractal Analysis of Hourly Precipitation*, Physics and Chemistry of the Earth, **24(7)**: 781-786
- King M.R. (2005): *Fractal analysis of eight glacial cycles from an Antarctic ice core*, Chaos, Solitons and Fractals, **25**: 5-10
- Kitchin R., Thrift N. (2009): *International Encyclopedia of Human Geography*, Elsevier Science, United Kingdom, 8250 pp.

- Klotzbach J.K. (2010): *The Influence of El Niño–Southern Oscillation and the Atlantic Multidecadal Oscillation on Caribbean Tropical Cyclone Activity*, *Journal of Climate*, **24**: 721-731
- Kutiel H., Trigo R.M. (2014): *The rainfall regime in Lisbon in the last 150 years*, *Theoretical and Applied Climatology*, DOI 10.1007/s00704-013-1066-y
- Lamb H.H. (1972): *British Isles weather types and a register of daily sequence of circulation patterns, 1861-1971*, *Geophysical Memoir 116*, HMSO, London, 85. pp.
- Langousis A., Veneziano D., Furcolo P., Lepore C. (2009): *Multifractal rainfall extremes: Theoretical analysis and practical estimation*, *Chaos, Solitons and Fractals*, **39**: 1182-1194
- Latif M., Anderson D., Barnett T., Cane M., Kleeman R., Leetman A., O'Brien J., Rosati A., Schneider E. (1998): *A review of the predictability and prediction of ENSO*, *Journal of Geophysical Research*, **103**: 14375-14393
- Licznar P., Deidda R. (2014): *A space-time multifractal analysis on radar rainfall sequences from central Poland*, *EGU General Assembly 2014, Geophysical Research Abstracts*, **16**: 10485
- Licznar P., De Michele C., Dzugaj D., Niesobska M. (2014): *Variability of multifractal parameters in an urban precipitation monitoring network*, *EGU General Assembly 2014, Geophysical Research Abstracts*, **16**: 4343
- Linderson M. (2001): *Objective classification of atmospheric circulation over southern Scandinavia*, *International Journal of Climatology*, **21**: 155–169
- Liu B., Chen X., Lian Y., Wu L. (2013): *Entropy-based assessment and zoning of rainfall distribution*, *Journal of Hydrology*, **490**: 32-40

Bibliografía

- López Díaz J.A. (1999): *Estudio de la distribución de precipitación en el año hidrológico a partir de un índice de concentración y el desfase*, pp. 281-288; en Raso Nadal J.M., Martín-Vide (Eds.): *La Climatología española en los albores del siglo XXI*, Publicaciones de la Asociación Española de Climatología, Barcelona, 587 pp.
- López Lambraño A.A. (2012): *Análisis multifractal y modelación de la precipitación*, Tesis doctoral, Facultad de Ingeniería, Universidad Autónoma de Querétaro, 189 pp.
- Lovejoy S., Mandelbrot B.B. (1985): *Fractal properties of rain, and a fractal model*, *Tellus*, **37A**: 209-232
- Lovejoy S., Schertzer D., Tsonis A.A. (1987): *Functional Box-Counting and Elliptical Dimensions in Rain*, *Science*, **235**: 1036-1038
- Lovejoy S., Schertzer D. (2006): *Multifractals, cloud radiances and rain*, *Journal of Hydrology*, **322**: 59-88
- Mandelbrot B.B. (1967): *How long is the coast of Britain? Statistical self-similarity and fractional dimension*, *Science*, **156**: 636-638
- Mandelbrot B.B. (1976): *The fractal Geometry of Nature*, W.H. Freeman and Company, New York, 469 pp.
- Mandelbrot B.B. (1989): *Multifractal Measures, especially for the Geophysicist*, *Pure and Applied Geophysics*, **131**: 5-42
- Martín-Vide J. (1991): *Fundamentos de Climatología Analítica*, Síntesis, Colección Espacios y Sociedades, Madrid, 157 pp.

Martín-Vide J. (1992): *Dimensión fractal de las costas gallega y catalana*, Notes de Geografía Física, **20-21**: 131-136

Martín-Vide J. (1996): *Decálogo de la pluviometría española*, pp. 15-24; en Marzol M.V., Dorta P. Valladares P. (Eds.): *Clima y agua: la gestión de un recurso climático*, Asociación de Geógrafos Españoles, Tenerife, 398 pp.

Martín-Vide J., Estrada Mateu J. (1998): *Una nueva propuesta metodológica de regímenes pluviométricos estacionales para la Península Ibérica*, Nimbus, **1-2**: 85-92

Martín-Vide J., Gómez L. (1999): *Regionalization of Peninsular Spain based on the length of dry spells*, International Journal of Climatology, **19**: 537-555

Martín-Vide J., Prohom M., Bohigas M., Peña J.C., Esteban P., Montserrat D. (2001): *Índices de irregularidad temporal y dimensión fractal de la precipitación anual en España*, pp. 157-166; en Pérez-Cueva A.J., López Baeza E., Tamayo Carmona J. (Eds.): *El Tiempo del Clima*, Publicaciones de la Asociación Española de Climatología, Valencia, 574 pp.

Martín-Vide J., Olcina Cantos J. (2001): *Climas y tiempos de España*, Alianza Editorial, Madrid, 258 pp.

Martín-Vide J. (2002): *Aplicación de la clasificación sinóptica automática de Jenkinson y Collison a días de precipitación torrencial en el este de España*, pp. 123-127; en Cuadrat, J.M., Vicente, S.M., y Saz, M.A. (Eds.), *La información climática como herramienta de gestión ambiental*, Universidad de Zaragoza, Zaragoza, 195 pp.

Martín-Vide J. (2004): *Spatial distribution of a daily precipitation concentration index in Peninsular Spain*, International Journal of Climatology, **24**: 959-971

Bibliografía

- Martín-Vide J., Lopez-Bustins J.A. (2006): *The Western Mediterranean Oscillation and Rainfall in the Iberian Peninsula*, International Journal of Climatology, **26** (11): 1455-1475
- Martín-Vide J. (2008): *La nueva realidad del calentamiento global. Un decálogo del cambio climático*, Scripta Nova, Vol. XII, 270 (23)
- Martín-Vide J. (2011): *Estructura temporal fina y patrones espaciales de la precipitación en la España peninsular*, Memorias de la Real Academia de Ciencias y Artes de Barcelona, 1030, LXV, **3**: 119-162
- Mazzarella A., Rapetti F. (2004): *Scale-invariance laws in the recurrence interval of extreme floods: an application to the upper Po river valley (northern Italy)*, Journal of Hydrology, **288**: 264-271
- Mehta V.M., Suarez M.J., Manganello J.V., Delworth T.L. (2000): *Oceanic influence on the North Atlantic Oscillation and associated Northern Hemisphere climate variations: 1959-1993*, Geophysical Research Letters, **27**: 121-124
- Meseguer-Ruiz O. (2011): *Precipitaciones intensas y riadas: un estudio climatológico de los riesgos que afectan al sureste ibérico. Lagunas en los planes y medidas de mitigación*, pp. 427-433; en Gozávez Pérez V., Marco Molina J.A. (Eds.): *Urbanismo expansivo: de la utopía a la realidad*, Asociación de Geógrafos Españoles, Alicante, 814 pp.
- Meseguer-Ruiz O., Martín-Vide J. (2012): *Análisis de la fractalidad temporal de la precipitación en Cataluña durante 2010 y 2011*, pp. 539-547; en Rodríguez Puebla C., Ceballos Barbancho A., González Reviriego N., Morán Tejada E., Hernández Encinas A. (Eds.): *Cambio climático. Extremos e impactos*, Publicaciones de la Asociación Española de Climatología, Salamanca, 997 pp.

Meseguer-Ruiz O., Martín-Vide J. (2014): *Análisis de la fractalidad temporal de la precipitación en Cataluña, España (2010)*, Investigaciones Geográficas, **47**: 41-52

Michaelides S., Schönhuber M., Günter L., Randeu W.L., Duchon C.E., Gultepe I., Glasl S., Anselm M., Einfalt T., Hou A.Y., Skofronick-Jackson G., Kummerow C.D., Shepherd J.M., Nauss T., Thies B., Turek A., Bendix J., Kokhanovsky A., Lensky I.M., Levizzani V., Grecu M., Anagnostou E.M., Thurai M., Bringi V.N., Russchenberg H., Spek L., Moiseev D., Unal C., Dufournet Y., Venkatachalam C., Anagnostou M.N., Amitai E., Nystuen J.A., Ahrens B., Jaun S., Haiden T., Steinheimer M., Rossa A., Nurmi P., Ebert E., Tartaglione N., Mariani S., Accadia C., Casaioli M., Cremonini R., Bechini R., Campana V., Tomasspne L., Gabella M., Perona G., Casale R. (2008): *Precipitations. Advances in Measurements, Estimation and Prediction* [Michaelidis S. (Ed.)], Springer-Verlag Berlin Heidelberg, Berlin, 540 pp.

Millán M.M., Estrela M.J., Miró J. (2005): *Rainfall Components: Variability and Spatial Distribution in a Mediterranean Area (Valencia Region)*, Journal of Climate, **18**: 2682-2705

Moreno M.C., Martín-Vide J. (1986): *Estudio preliminar sobre las tendencias de la precipitación anual en el sur de la Península Ibérica: el caso de Gibraltar*, pp. 37-44, en *II Simposio sobre el Agua en Andalucía*, Departamento de Hidrología, Universidad de Granada, 432 pp.

Muñoz Díaz D. (2006): *Variabilidad de las precipitaciones en la Península Ibérica: factores causales y caracterización estadística*, Tesis doctoral, Departamento de Física Aplicada, Universidad de Almería, 326 pp.

Ninyerola M., Pons X., Roure J. M. (2000): *A methodological approach of climatological modelling of air temperature and precipitation through GIS techniques*, International Journal of Climatology, **20**: 1823-1841

Bibliografía

- Ninyerola M., Pons X., Roure J. M. (2007): *Monthly precipitation mapping of the Iberian Peninsula using spatial interpolation tools implemented in a Geographic Information System*, *Theoretical and Applied Climatology*, **89**: 195-209
- Nunes S.A., Romani L.A.S., Avila A.M.H., Coltri P.P., Traina C., Cordeiro R.L.F., de Sousa E.P.M., Traina A.J.M. (2011): *Fractal-based Analysis to Identify Trend Changes in Multiple Climate Time Series*, *Journal of Information and Data Management*, **2**: 51-57
- Nunes S.A., Romani L.A.S., Avila A.M.H., Coltri P.P., Traina C., Cordeiro R.L.F., de Sousa E.P.M., Traina A.J.M. (2013): *Analysis of Large Scale Climate Data: How Well Climate Change Models and Data from Real Sensor Networks Agree?*, pp. 517-526; en Schwabe D., Almeida V., Glaser H., Baeza-Yates R., Moon S. (Eds): *Proceedings of the IW3C2 WWW 2013 Conference*, IW3C2 2013, Rio de Janeiro, 1591 pp.
- Olcina Cantos J. (2009): *Cambio climático y riesgos climáticos en España*, *Investigaciones Geográficas*, **49**: 197-220
- Olsson J., Niemczynowicz J. (1996): *Multifractal analysis of daily spatial rainfall distributions*, *Journal of Hydrology*, **187**: 29-43
- Oñate Rubalcaba J.J. (1997): *Fractal Analysis of Climatic Data: Annual Precipitation Records in Spain*, *Theoretical and Applied Climatology*, **56**: 83-87
- Osborn T.J., Conway D., Hulme M., Gregory J.M., Jones P.D. (1999): *Air flow influences on local climate: observed and simulated mean relationships for the United Kingdom*, *Climate Research*, **13**: 173-191
- Pathirana A. (2001): *Fractal modelling of rainfall: downscaling in time and space for hydrological applications*, Tesis doctoral, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Tokyo, 145 pp.

Pathirana A., Herath S., Yamada T. (2003): *Estimating rainfall distributions at high temporal resolutions using a multifractal model*, Hydrology and Earth System Sciences, **7(5)**: 668-679

Paulson K.S. (2004): *fractal interpolation of rain rate time series*, Journal of Geophysical Research, **109**: 22-27

Peitgen H.O., Jürgens H., Saupe D. (1992): *Chaos and Fractals: New Frontiers of Science*, Springer, New York, 984 pp.

Pelletier J.D. (1997): *Analysis and modelling of the natural variability of climate*, Journal of Climate, **10**: 1331-1342

Pepin N.C., Daly C., Lundquist J. (2011): *The influence of surface versus free air decoupling on temperature trend patterns in the western United States*, Journal of Geophysical Research, **116**: D10109-16 pp.

Pérez S.P., Sierra E.M., Massobrio M.J., Momo F.R. (2009): *Análisis fractal de la precipitación anual en el este de la Provincia de la Pampa, Argentina*, Revista de Climatología, **9**: 25-31

Philander S.G. (1990): *El Niño, la Niña and the Southern Oscillation* [Philander S.G., Holton J.R., Dmowska R. (Eds)], Academic Press, San Diego, 293 pp.

Polonsky A. (2013): *Large-scale ocean-atmosphere interaction and its impact on global and regional climate variability*, Akadempriodyka, Kyiv, 124 pp.

Post P., Truija V., Tuulik J. (2002): *Circulation weather types and their influence on temperature and precipitation in Estonia*, Boreal Environment Research, **7**: 281– 289

Bibliografía

- Raidl A. (1996): *Estimating the fractal dimension, K-2-entropy, and the predictability of the atmosphere*, Czechoslovak Journal of Physics, **46**: 296-328
- Rangarajan G., Sant D.A. (1997): *A climate predictability index and its applications*, Geophysical Research Letters, **24**: 1239-1242
- Rangarajan G., Sant D.A. (2004): *Fractal dimensional analysis of Indian climatic dynamics*, Chaos, Solitons and Fractals, **19**: 285-291
- Rehman S. (2009): *Study of Saudi Arabian climatic conditions using Hurst exponent and climatic predictability index*, Chaos, Solitons and Fractals, **39**: 499-509
- Rehman S., Siddiqi A.H. (2009): *Wavelet based Hurst exponent and fractal dimensional analysis of Saudi climatic dynamics*, Chaos, Solitons and Fractals, **40**: 1081-1090
- Reid H. M. (2014): *Introduction to Statistics. Fundamental Concepts and Procedures of Data Analysis*, SAGE Publications, Thousand Oaks, California, 632 pp.
- Reiser H., Kutiel H. (2010): *Rainfall uncertainty in the Mediterranean: Intraseasonal rainfall distribution*, Theoretical and Applied Climatology, **100**: 105-121
- Rodríguez R., Llasat M.C., Wheeler D. (1999): *Analysis of the Barcelona precipitation series 1850-1991*, International Journal of Climatology, **19**: 787-801
- Rodríguez R., Casas M.C., Redaño A. (2013): *Multifractal analysis of the rainfall time distribution on the metropolitan area of Barcelona (Spain)*, Meteorology and Atmospheric Physics, **121**: 181-187
- Rodríguez-Puebla C., Encinas A.H., Nieto S., Frías M.D. (2006): *Comparación de la tendencia de índices de precipitación en la Península Ibérica*, pp. 465-474; en

Cuadrat Prats J.M., Saz Sánchez M.A., Vicente Serrano S.M., Lanjeri S., de Luis Arrillaga M., González-Hidalgo J.C. (Eds.): *Clima, Sociedad y Medio Ambiente*, Publicaciones de la Asociación Española de Climatología, Zaragoza, 837 pp.

Sahay J.D., Sreenivasan K.R. (1996): *The search for a low-dimensional characterization of a local climate system*, Philosophical Transactions of the Royal Society, **354**: 1715-1750

Saladié O., Brunet M., Aguilar E., Sigró J., López D. (2006): *Análisis de la tendencia de la precipitación de primavera en la cuenca del Pirineo Oriental durante el período 1896-2003*, pp. 475-485; en Cuadrat Prats J.M., Saz Sánchez M.A., Vicente Serrano S.M., Lanjeri S., de Luis Arrillaga M., González-Hidalgo J.C. (Eds.): *Clima, Sociedad y Medio Ambiente*, Publicaciones de la Asociación Española de Climatología, Zaragoza, 837 pp.

Sánchez-Lorenzo A., Martín-Vide J. (2006): *Distribución espacial de la concentración pluviométrica diaria en la Península Ibérica*, 5ª Asamblea Hispano-portuguesa de Geodesia y Geofísica, Sevilla

Sang Y.F., Wang D., Wu J.C., Zhu Q.P., Wang L. (2011): *Wavelet-based Analysis on the Complexity of Hydrologic Series Data under Multi-temporal Scales*, Entropy, **13**: 195-210

Santer B.D., Sausen R., Wigley T.M.L., Boyle J.S., Achutarao K., Doutriaux C., Hansen J.E., Meehl G.A., Roeckner E., Ruedy R., Schmidt G., Taylor K.E. (2003): *Behaviour of tropopause height and atmospheric temperature in models, reanalyses and observations. Part I: decadal changes*, Journal of Geophysical Research, **108**: DOI 10.1029/2002JD002258

Sarachick E.S., Cane M.A. (2010): *The El Niño-Southern Oscillation Phenomenon*, Cambridge University Press, New York, 369 pp.

Bibliografía

- Sarricolea Espinoza P., Meseguer-Ruiz O., Martín-Vide J. (2011): *Aplicación de la clasificación automática de Jenkinson y Collison a Chile Central*, Conferencia Geográfica Regional de la Unión Geográfica Internacional (UGI), Santiago, 10 pp.
- Sarricolea Espinoza P., Meseguer-Ruiz O., Martín-Vide J. (2014): *Variabilidad y tendencias climáticas en Chile central en el período 1950-2012 mediante la determinación de los tipos sinópticos de Jenkinson y Collison*, Boletín de la Asociación de Geógrafos Españoles, **64**: 227-247
- Schroeder K., García-Lafuente J., Josey S.A., Artale V., Buongiorno Nardelli B., Carrillo A., Gačić M., Gasparini G.P., Herrman M., Lionello P., Ludwig W., Millot C., Özsoy E., Pisacane G., Sánchez-Garrido J.C., Sannino G., Santoleri R., Somot S., Struglia M., Stanev E., Taupier-Letage I., Tsimplis M.N., Vargas-Yáñez M., Zervakis V., Zodiatis G. (2012): *Circulation of the Mediterranean Sea and its Variability*, pp. 187-256; en Pilonello P. (Ed.): *The Climate of the Mediterranean Region. From the Past to the Future*, Elsevier Insights, London, 502 pp.
- Schuurmans C. (2005): *Climate: Mean State, Variability and Change*, pp. 287-308; en Koster E. A. (Ed.): *The Physical Geography of Western Europe*, Oxford University Press, New York, 438 pp.
- Selvi T., Selvaraj S. (2011): *Fractal dimension analysis of Northeast monsoon of Tamil Nadu*, Universal Journal of Environmental Research and Technology, **1(2)**: 219-221
- Shannon C. E. (1948): *A Mathematical Theory of Communication*, The Bell System Technical Journal, **27**: 623-656
- Sigró Rodríguez, F. J. (2004): *Variabilidad espacio-temporal de la temperatura del aire en Cataluña*, Tesis Doctoral, Departament d'Història, Història de l'Art i Geografia, Universidad Rovira i Virgili, Tarragona, 287 pp.

Simard S.W., Austin M.E., Charpentier Ljungqvist F., Nicolay S., Mabile G., Fettweis X., Erpicum M., Gu G., Liu L., Chou C., Tu J.Y., Chu P.S., Hole L.R., Mohanty B.P., Mohanty S., Sahoo J.K., Sharma A.P., Sipkay C., Drégelyi-Kiss Á., Horváth L., Garamvölgyi Á., Tihamér Kiss K., Hufnagel L., Gaxiola-Castro G., Lavaniegos B.E., Martínez A., Castro R., Espinosa-Carreón T.L., Gren I.M., Gómez-Mendoza L., Galicia L., Vukelić J., Vojniković S., Ugarković D., Bakšić D., Mikac S., Vennetier M., Ripert C., Carvalho A., Chertov O., Bhatti J.S., Komarov A., Takeshi I., Dunn A.L., Wofsy S.C., Moorcroft P.R., Shahbazi F., de la Rosa D., Saue T., Kadaja J., Shanmuganathan S., Sallis P., Teräväinen T., Yevdokimov Y., Takeshita T., Rodríguez-Morales A.J., Risquez A., Echezuria L. (2010): *Climate Change and Variability* [Simard S.W., Austin M.E. (Eds)], Sciyo, Rijeka, 486 pp.

Sivakumar B. (2000a): *A preliminary investigation on the scaling behavior of rainfall observed in two different climates*, Hydrological Sciences Journal, **45(2)**: 203-219

Sivakumar B. (2000b): *Fractal analysis of rainfall observed in two different climatic regions*, Hydrological Sciences Journal, **45(5)**: 727-738

Sivakumar B. (2001): *Is a chaotic multi-fractal approach for rainfall possible?*, Hydrological Processes, **15**: 943-955

Spellman G. (2000): *The application of an objective weather-typing system to the Iberian Peninsula*, Weather, **55**: 375-385

Stehlík J. (2001): *Weather to weather links: relationships between Czech circulation pattern classification and other European regional classification schemes*, Acta Universitatis Carolinae. Geographica, **2**: 155– 167

Strahler A.N. (1977) : *Geografía Física*, Ediciones Omega, Barcelona, 767 pp.

Strangeways I. (2007): *Precipitation. Theory, Measurement and Distribution*, Cambridge University Press, Cambridge, 290 pp.

Tang L., Chen D., Karlsson P., Gu Y., Ou T. (2009) : *Synoptic circulation and its influence on spring and summer surface ozone concentration in southern Sweden*, Boreal Environment Research, **14**: 889– 902

Bibliografía

- Taouti M.B., Chettih M. (2014): *Fractal and multifractal analyses of the temporal structure of daily rainfall in a Mediterranean climate in northern Algeria*, Tethys, **11**: 3-12
- Taylor A.H., Stephens J.A. (1998): *The North Atlantic Oscillation and the latitude of the Gulf-Stream*, Tellus, **A50**: 134-142
- Tchiguirinskaia I., Schertzer D., Hoang, C.T., Lovejoy S. (2012): *Multifractal study of three storms with different dynamics over the Paris region*, Weather Radar and Hydrology, **351**: 1-7
- Telesca L., Lapenna V., Scalcione E., Summa D. (2007): *Searching for time-scaling features in rainfall sequences*, Chaos, Solitons & Fractals, **32**: 35-41
- Trigo R., DaCamara C. (2000): *Circulation weather types and their influence on the precipitation regime in Portugal*, International Journal of Climatology, **20**: 1559–1581
- Tuček P., Marek L. Paszto V., Janoška Z., Dančák M. (2011): *Fractal perspectives of GIScience based on the leaf shape analysis*, GeoComputation Conference Proceedings, University College London, pp. 169-176
- Ulbrich U. Lionello P., Belušić D., Jaobeit J., Knippertz P., Kuglitsch F.G., Leckebusch C., Luterbacher J., Maugeri M., Maheras P., Nissen K.M., Pavan V., Pinto J.G., Saaroni H., Seubert S., Toreti A., Xoplaki E., Ziv B. (2012): *Climate of the Mediterranean: Synoptic Patterns, Temperature, Precipitation, Winds, and their Extremes*, pp. 301-346; en Pilonello P. (Ed.): *The Climate of the Mediterranean Region. From the Past to the Future*, Elsevier Insights, London, 502 pp.
- Valdez-Cepeda R.D., Hernandez-Ramirez D., Mendoza B., Valdes-Galicia J., Maravilla D. (2003): *Fractality of monthly extreme minimum temperature*, Fractals, **11**: 137-144

van Hateren J.H. (2013): *A fractal climate response function can simulate global average temperature trends of the modern era and the past millennium*, *Climate Dynamics*, **40**: 2651-2670

Veneziano D., Furcolo P. (2002): *Multifractality of rainfall and scaling of intensity-duration-frequency curves*, *Water Resources Research*, **38(12)**, 1306, doi: 10.1029/2001WR000372

Veneziano D., Langousis A., Furcolo P. (2006): *Multifractality and rainfall extremes: A review*, *Water Resources Research*, **42**, W06D15, doi: 10.1029/2005WR004716

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

Wheeler D., Martín-Vide J. (1992): *Rainfall Characteristics of Mainland Europe's most Southerly Stations*, *International Journal of Climatology*, **12**: 96-76

Xoplaki E. (2002): *Climate Variability over the Mediterranean*, Tesis Doctoral, Universidad de Berna, 287 pp.

Yeh H.C., Chen Y.C., Wei C., Chen R.H. (2011): *Entropy and krigging approach to rainfall network design*, *Paddy Water Environment*, **9**: 343-355

Zhou X. (2004): *Fractal and Multifractal Analysis of Runoff Time Series and Stream Networks in Agricultural Watersheds*, Tesis doctoral, Virginia Polytechnic Institute and State University, 135 pp.

Zhu X., Wang J. (2002): *On Fractal Mechanism of Coastline – A Case Study of China*, *Chinese Geographical Science*, **12(2)**: 142-145

