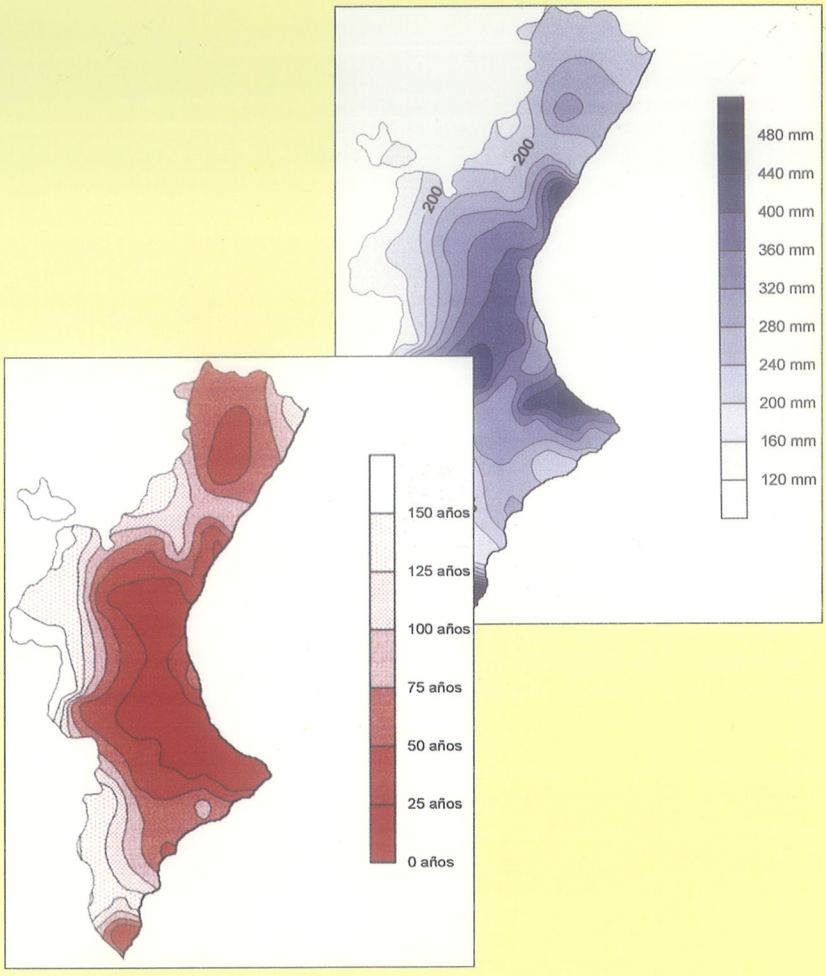
MARTÍN DE LUÍS ARRILLAGA



ESTUDIO ESPACIAL Y TEMPORAL DE LAS TENDENCIAS DE LLUVIA EN LA COMUNIDAD VALENCIANA (1961-1990)

Geoforma Ediciones
e
Instituto Alicantino de Cultura Juan Gil-Albert

MARTÍN DE LUÍS ARRILLAGA

ESTUDIO ESPACIAL Y TEMPORAL DE LAS TENDENCIAS DE LLUVIA EN LA COMUNIDAD VALENCIANA (1961-1990)

Este trabajo se ha realizado en el marco de los proyectos de Investigación: Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología (CICYT) (*CLI95-1947-CO3-O3* y *CLI99-0957*) y Generalitat Valenciana, Direcció General D'Ensenyaments Universitaris i Investigació (*GV97-3N-14-2*), dirigidos por: Dr. José Raventós Bonheví[a] y Dr. José Carlos González-Hidalgo[b], en colaboración con: Dr. Jordi Cortina i Segarra[a] y Dr. Juan Rafael Sánchez Montahud[a].

[a] Departamento de Ecología. Universidad de Alicante
[b] Departamento de Geografía. Universidad de Zaragoza

Geoforma Ediciones, Logroño
e
Instituto Alicantino de Cultura Juan Gil-Albert, Diputación Provincial de Alicante
2000

Primera edición, Julio, 2000

Reservados todos los derechos. Ninguna parte de este libro puede ser reproducida, almacenada en un sistema informático o transmitida de cualquier forma o por cualquier medio electrónico, mecánico, fotocopia, grabación u otros medios sin previo permiso del propietario del copyright.

© M. de Luís Arrillaga
© GEOFORMA Ediciones, S.L. e Instituto Alicantino de Cultura Juan Gil Albert
Apartado de Correos, 1293
26080 LOGROÑO España

ISBN:84-87779-39-5
Depósito legal: Z-2.066–2000

Maqueta e Imprime:
Sdad. Coop. Librería General
Pedro Cerbuna, 23
50009 Zaragoza

ÍNDICE

1. Introducción 7

2. Materiales y métodos 15
2.1 Base de datos y variables consideradas 15
2.1.1 Base de datos 15
2.1.2 Objetivos de la investigación 15
2.1.3 Escalas temporales de análisis 17
2.2 Valores promedio y variables analizadas 18
2.2.1 Volúmenes de precipitación 18
2.2.2 Variabilidad interanual 19
2.3 Precipitaciones extremas 19
2.4 Análisis de tendencias 22
2.4.1 Variables consideradas 22
2.4.2 Procedimiento estadístico 23
2.5 Análisis espacial 25
2.5.1 Cartografía general 25
2.5.2 Análisis espacial de las tendencias de lluvia 25

3. Resultados 31
3.1 Registros anuales 31
3.1.1 Distribución de los valores promedio anuales 31
3.1.2 Tendencias de la precipitación anual 32
3.1.3 La variabilidad interanual de la precipitación 34
3.2 Precipitaciones estacionales y mensuales 36
3.2.1 Valores estacionales y variabilidad asociada 36
3.2.2 Régimen de precipitaciones mensual y variabilidad asociada 37
3.2.3 Indice de Concentración de las Precipitaciones (PCI) 37
3.2.4 Análisis de tendencias 38
A) Invierno 38
B) Primavera 41
C) Verano 44
D) Otoño 47
E) Indice de Concentración de las Precipitaciones 50
3.3 Registros diarios 52
3.3.1 Distribución de los valores máximos anuales 53

3.3.2 Precipitaciones extremas: volúmenes máximos diarios probables 54
Precipitaciones extremas: Comparación de métodos 54
3.3.3 Análisis de tendencias de los máximos anuales 56
Contribución del evento máximo al total anual 56
Contribución de los 10 eventos máximos al total anual 57

4. Discusión y conclusiones 61

5. Bibliografía 97

1. INTRODUCCIÓN

La idea de que el clima es un elemento frágil y vulnerable, y que las posibles alteraciones de su comportamiento pueden afectar tanto a los sistemas naturales como a las actividades humanas, ha generado una gran expectación en los últimos años tanto en la opinión pública como en la comunidad científica internacional.

El comportamiento del clima en los últimos años ha sido calificado de excepcional. Este calificativo deriva de un aparente incremento de la frecuencia de fenómenos extremos, y como consecuencia se ha puesto en entredicho algunos conceptos asumidos como inmutables, particularmente la propia definición climática basada en el concepto de estabilidad. La reiteración de fenómenos tales como las prolongadas sequías seguidas de dramáticas inundaciones, las predicciones de elevación del nivel marino a partir de la constatación del deshielo glaciar, los profundos ciclones tropicales (de reciente y trágico recuerdo en Centro América) o los tifones del extremo oriente, la reiteración del fenómenos ENSO, el calentamiento de las aguas oceánicas, o la recurrencia de los incendios forestales, caracterizan el clima mundial del período más reciente (Quereda, 1994).

Todos estos hechos reafirman la idea de que el clima y su dinámica temporal no es algo constante, sino todo lo contrario. Y por ello su propia esencia, el carácter más propio del fenómeno climático en sí, es precisamente su variabilidad. Así, esta variabilidad se ha convertido en el objetivo principal en torno al cual se centran los estudios climáticos de primera línea, abandonándose progresivamente el análisis descriptivo clásico de los valores normales por su escasa y muy discutida representatividad ante los hechos descritos.

Son numerosos los estudios que demuestran que en los últimos 60 años se ha producido un incremento en torno al 20% de la concentración de gases con efecto «invernadero» en la atmósfera (IPCC, 1990, 1992, 1996), y existe cada vez un mayor consenso en la comunidad científica internacional de la relación entre este incremento y los cambios climáticos observados (Pittock, 1988; Bretherton y col., 1992; Gates y col., 1992; Hulme y col., 1994; Barrow y col., 1996; Hegerl y Cubasch, 1996; IPCC, 1990, 1992, 1996; New y col., 1999).

En la última década destacan dos principales líneas de investigación en el estudio de la variabilidad climática. En primer lugar aquellos estudios que se han enfocado a establecer modelos físico-matemáticos para discernir el efecto de las actividades humanas en la dinámica observada de los elementos del clima (Bretherton y col., 1992; Gates y col., 1992; Hulme y col., 1994, etc.). En segundo lugar, y de modo paralelo a esta línea de investiga-

ción, otros investigadores se han centrado en la detección del posible cambio en la escala planetarias (Folly y col., 1984; Jones y col., 1986; Karl y col., 1995, etc.), regionales o locales (Hulme 1992; Yu y Neil, 1993; Kutiel y col., 1996, etc.). En todos ellos además se ha tratado de cuantificar las magnitudes de dicho cambio mediante el empleo de sofisticados modelos de simulación, los llamados Modelos de Circulación General (GCMs), aplicados a diferentes escenarios e hipótesis de cambio (Palutikof y col., 1994; Hulme y col., 1995; Barrow y col., 1996; Palutikof y col., 1996; Osborn y Hulme, 1998; Goodess y Palutikof, 1998; New y col., 1999; Wilks, 1999).

En términos globales, y en relación a cambios en las temperaturas, los resultados de estos modelos coinciden y sugieren un progresivo y generalizado calentamiento global del planeta (Folly y col., 1984; Jones y col., 1986; Gates y col., 1992, Easterling y col., 1997). Sin embargo, los resultados relativos a las tendencias de las precipitaciones son menos evidentes.

Teóricamente, existen razones para suponer que a causa del calentamiento global los volúmenes promedio de precipitación sufrirán incrementos significativos. En un mundo más cálido, la evaporación se vería incrementada, aumentando a su vez la capacidad de la atmósfera de retener agua (Stephens, 1990). Así, la mayoría de los GCMs predicen a escala planetaria un incremento de la humedad atmosférica, cuya consecuencia más inmediata sería un incremento generalizado de los volúmenes de precipitación (Whetton y col., 1993; Fowler y Hennessy, 1995; Dai y col., 1998). Estos incrementos han sido a su vez constatados por el análisis de las series históricas de precipitación (Bradley y col., 1987; Diaz y col., 1989; Lugina y col., 1990; Vinnikov y col., 1990; Nichols y Lavery, 1992; Groisman y Easterling, 1994; Dai y col., 1997).

Sin embargo, a diferencia de los resultados obtenidos con los registros de temperaturas, la evolución temporal de las precipitaciones muestra considerables variaciones entre diferentes áreas del planeta (Bradley y col., 1987; Maheras, 1988; Diaz y col., 1989; Hulme, 1992, Yu y Neil, 1993; Rodríguez-Puebla y col., 1998).

Es más, esta variabilidad temporal se presenta como un fenómeno complejo pues puede afectar de manera diferente a los volúmenes anuales de precipitación, a su distribución mensual o diaria, o bien a la variabilidad interanual asociada a los mismos (Mitchell y col., 1990; Gordon y col., 1992; Katz y Brown, 1992; Whetton y col., 1993; Fowler y Hennessy, 1995; Gregory y Mitchell, 1995; Cubasch y col., 1995; Nicholls, 1995; Hennessy y col., 1997; Hulme y New, 1997; Mearns y col., 1997; McGuffie y col.,1999).

Si bien los GCMs poseen una gran fiabilidad en sus predicciones para valores anuales y escala planetaria, su capacidad disminuye progresivamente cuando nos movemos hacia escalas espaciales de detalle (resoluciones regionales o locales), o hacia escalas temporales mensuales o diarias (Carter y Parry, 1984; Parry, 1985, 1986; Folly y col., 1990; Palutikof y col., 1994; Mearns y col., 1995; Sulzman y col., 1995; Barrow y col., 1996; Palutikof y col., 1996; Dubrousky, 1997; Ciret y Henderson-Sellers, 1998, Noguer y col., 1998; Osborn y Hulme, 1998).

En conclusión, los GCMs aportan una valiosa información sobre la posible evolución climática, pero, dada la complejidad de estos sistemas, representan únicamente una visión simplificada de la realidad y su escala de resolución es poco precisa tanto en el espacio como en el tiempo (Reed, 1986; Wilson y Mitchell, 1987; Rind y col., 1989; Gregory y Mitchell, 1995; Mearns y col., 1995; Palutikof y col., 1996).

Por tales razones, las estimaciones de los escenarios futuros de las precipitaciones deben considerarse con extremada cautela, sobre todo cuyo estos resultados pretendan referirse a escalas regionales o locales. Esta situación explica que una de la necesidades más urgentes de los estudios del cambio climático sea la validación de los resultados de los modelos con datos empíricos (IPCC., 1990; Salinger y col., 1995; Suppiah y Hennessy, 1998; McGuffie y col., 1999).

Si bien esta aproximación estadística no permite determinar una relación causa efecto, y en consecuencia tampoco determinar si los cambios detectados son debidos a la influencia humana (particularmente el calentamiento global) o a la propia variabilidad natural, la coincidencia de ambos tipos de resultados (GCMs y estudios basados en registros históricos) podría sugerir que las tendencias observadas se debiesen al calentamiento global (Palutikof, 1996). Como mínimo, se indica que los registros históricos para estos contrastes deberían ser de al menos de 30 años de duración (Hulme y col., 1995; Moron y col., 1995; Stott y Tett, 1998).

Metodológicamente, el análisis de la variabilidad espacial de las precipitaciones a partir de registros históricos, implica la utilización de una red densa de estaciones meteorológicas si se pretende obtener unas conclusiones generales para una determinada área (Groisman y Legates, 1995). Esta necesidad choca por un lado con la disposición de los observatorios oficiales, pero también con la ausencia de comportamientos homogéneos en el tiempo de las propias variables. Numerosos autores han demostrado que los estudios sobre los cambios de los regímenes de precipitación necesitan un número de observatorios de, al menos, 5 a 10 veces mayor que para otros elementos climáticos menos variables en el espacio y el tiempo, como las temperaturas o las presiones (Bradley y Groisman, 1989; Groisman y Easterling, 1994; Groisman y Legates, 1994; Hulme, 1995; Vinnikov y col., 1990). De la misma manera, la variabilidad de las precipitaciones se pone de manifiesto también según la escala de resolución temporal que se emplee en el estudio. Así, los cambios en los totales anuales no tienen por que ser paralelos a las tendencias de las estaciones, los meses o los días (Yu y Neil, 1991, 1993). Tales cambios pueden diferir tanto en la dirección como en la intensidad del propio cambio y por ello afectar de manera distinta a la sociedad, a sus actividades industriales y económicas, y a los distintos procesos ecológicos (Waylen y col., 1996). Las implicaciones de estos cambios en el régimen pluviométrico resultan particularmente relevantes en los ambientes en los que los recursos hídricos son escasos y las lluvias extremadamente variables en el espacio y el tiempo (Bigg, 1991; Palutikof, 1996).

La conclusión más contrastada que se puede extraer del conjunto de trabajos consultados es el diferente comportamiento de las tendencias de lluvia en diferentes áreas del planeta. En

los sectores más septentrionales parece confirmarse un patrón general de incremento de los volúmenes de precipitación. Este incremento se ha detectado en tanto en Rusia (Groisman y Easterling, 1994 a y b, Fallot y col., 1997) como en las zonas más septentrionales de EEUU y Canadá (Mekis y Hogg, 1999) y el Norte de Europa (Weigl, 1996; Hanssen-Bauer y col., 1997; Hanssen-Bauer y Folly, 1998), aunque algunos trabajos muestran también resultados contradictorios (Gan, 1998; Curtis y col., 1998)

En EEUU las tendencias observadas sugieren un incremento generalizado de los volúmenes de precipitación a lo largo del último siglo, asociado al cual se ha detectado el incremento de la frecuencia e intensidad de los eventos extremos (Angel y Huff, 1988; Keim y Muller, 1992; Karl y col., 1993, 1995; Karl y Knight, 1998; Hu y col., 1998). De la misma manera se han detectado aumentos significativos en los volúmenes anuales en algunos sectores de Sudamérica, aunque en este caso sin incrementos paralelos en sus intensidades (Lucero, 1998).

Resultados similares se han descrito en Australia, con incrementos en los totales anuales acompañados de importantes cambios en los regímenes estacionales e incrementos en la frecuencia y magnitud de los eventos extremos (Yu y Neil, 1991, 1993; Allan y Haylock, 1993; Hennessy y col., 1997; Nichols y col., 1997; Power y col., 1998; Suppiah y Hennessy, 1998; Hennessy y col., 1999; Power y col., 1999).

En Asia, por el contrario las tendencias son menos evidentes. Frente a trabajos que muestran un incremento en los volúmenes de lluvia (Parthasaraty y Dhar, 1975), otros muestran un descenso de los mismos (Kothyari y Sing, 1996; Aizen y col., 1997), y los mas recientes muestran una gran variabilidad espacial de los resultados, con regiones en las que se observan incrementos y otras en las que se observan descensos significativos (Mirza y col., 1998).

Africa, destaca como el continente en el que los descensos en los volúmenes anuales parecen más contrastados (Winstanley, 1985; Nicholson, 1993; Alvi, 1994). La causa estriba posiblemente en el acortamiento del periodo de lluvias (Demaree y Chadilly, 1988) parejo al incremento de las intensidades de las mismas (Olaniran y Sumner, 1989; Mason y col., 1999). A pesar de estas coincidencias en los resultados, las discrepancias regionales se muestran también muy evidentes (Hulme, 1992; Tarhule y Woo, 1998).

Por lo que se refiere a la zonma Sur de Europa y al conjunto de la cuenca Mediterránea, las cosas parecen ser algo más complejas, siendo a su vez reconocido desde distintos puntos de vista como una de las regiones sobre las cuales el cambio climático pudiera tener mayores consecuencias, pues sobre ella se sitúan las tierras de mayor aptitud agrícola, se encuentran densamente pobladas y sus ecosistemas representan en muchos casos ecotonos de transición climática entre los desiertos y los bosques templados (Rosenberg, 1982; Quereda, 1994; Lavorel y col., 1998).

Si bien diversos autores han observado la existencia de un incremento significativo de las temperaturas (Esteban-Parra y col., 1995; Cubasch y col., 1996; Oñate y Pou, 1996; Kutiel y Maheras, 1998; Maheras y Kutiel, 1999), las previsiones sobre la evolución de las

precipitaciones son muy diversas, y varían sustancialmente entre unos modelos y otros (IPCC, 1996). Así, las predicciones varían desde incrementos del 15% en la precipitación anual, debidos al incremento en la humedad de la atmósfera, hasta descensos superiores al 21% originados por el supuesto incremento del albedo, posible generador a su vez de descensos en la actividad convectiva (ver revisiones de Rowntree, 1988; Mitchell, 1989; Rowntree y col., 1993).

Por posición latitudinal y la gran cantidad de procesos atmosféricos implicados, la naturaleza de estos cambios no se conoce en detalle. Una de las hipótesis más contrastadas sugiere que como consecuencia del calentamiento global, el Frente Polar sufrirá un retroceso de unos 5° latitudinales, el cual a su vez arrastraría al cinturón de altas presiones subtropicales y a la Célula de Hadley de bajas presiones intertropicales. En nuestras latitudes, tales movimientos provocarían el desplazamiento de las altas presiones subtropicales de las Azores desde los 37° N actuales hasta los 41-41° N (Quereda, 1994).

En paralelo, el calentamiento global del planeta afectaría también de una manera muy importante al estado térmico del mar Mediterráneo. Como consecuencia, el régimen de precipitaciones, altamente influenciado por las perturbaciones convectivas de origen Mediterráneo (Millán y col., 1995; Romero y col., 1998), se vería también especialmente afectado.

Si a estos elementos se le suma el conocimiento cada vez más detallado de la influencia de los fenómenos ENSO, NAO, SOI, Oscilaciones Atlántica y Mediterránea, etc., sobre las precipitaciones Mediterráneas (Ropelewski y Halpert, 1987; Kiladis y Diaz, 1989; Fraedrich y Muller, 1992; Peixoto y Oort, 1992; Rodo y col., 1997; Corte-Real y col., 1998; Rodriguez-Puebla y col., 1998), y la incertidumbre en la dinámica futura de estas oscilaciones climáticas (IPCC, 1996), cualquier intento de previsión del cambio en estas áreas se convierte en un proceso extremadamente complejo, sobre todo si tenemos en cuenta la gran variabilidad espacial con que las influencias descritas se ponen de manifiesto, y las distintas escalas temporales sobre las que pueden afectar.

De esta manera, los estudios sobre la caracterización del clima de la región mediterránea se presentan como una de las líneas prioritarias de investigación y en especial aquellos basados en registros históricos, pues permitirán delimitar desde distintas escalas temporales y con el mayor detalle espacial la significación y magnitud con que estos cambios puedan estar produciéndose.

Sin embargo, para el conjunto de la Península Ibérica y en especial para la franja Mediterránea española, pese a la existencia de abundantes trabajos dirigidos a la caracterización pluviométrica de la región (Laita y Grimald, 1997; Llasat y Puigcerver, 1997; Goodess y Palutikof, 1998; Martín-Vide y Gómez, 1999), son escasos los trabajos encaminados a la detección de tendencias del régimen pluvial.

En este sentido destacan los estudios llevados a cabo por Rodriguez-Puebla y col., (1998), Esteban-Parra y col., (1998) y Romero y col., (1998),los cuales cubren gran parte del territorio peninsular, así como los realizados por Wheeler y Martín-Vide, (1992), Loureiro y

Couthinho, (1995), Piñol y col., (1998) y Rambal y Hoff, (1998), en localidades concretas. Todos ellos ponen de manifiesto una característica principal de la dinámica pluvial de nuestro territorio: su gran variabilidad tanto en el espacio como en el tiempo.

Tanto por su por su posición latitudinal como por la orografía, la variabilidad en el espacio y el tiempo es especialmente notable en el este de la Península Ibérica, y más concretamente en su sector central donde se localiza la Comunidad Valenciana, (Martín-Vide, 1984; Camarasa, 1993; Quereda, 1994; De Luís y col., 1996, 1997; 2000a; Romero y col., 1998, 1999 a, b, c).

En la Comunidad Valenciana la disposición del relieve se resuelve en una serie de alineaciones montañosas en bandas paralelas a la costa que aíslan el territorio de las perturbaciones occidentales generadas en el Atlántico; como consecuencia el régimen de precipitaciones de la Comunidad Valenciana está particularmente influenciado por las perturbaciones convectivas de origen Mediterráneo (Millán y col., 1995). Por otro lado, las barreras montañosas ofrecen valles abiertos al mediterráneo en forma de «fondo de saco» (dirección E-W) que favorecen el encauzamiento y ascenso de las masas de aire húmedas de origen mediterráneo que aceleran el mecanismo de disparo y producción de precipitaciones (Camarasa, 1993).

Los efectos de la disposición del relieve afectan también a la variabilidad y concentración de las precipitaciones y han sido estudiados por Martín-Vide (1984) y De Luís y col., (1996). En ambos trabajos se observó la existencia de una gradación S-N y N-S convergente en el centro de la Comunidad Valenciana (Cap de San Antoni) que pareciera señalar el límite geográfico de la influencia de las entradas atlánticas vía estrecho de Gibraltar.

Otros trabajos han permitido diferenciar sectores dentro de la Comunidad con distintos regímenes pluviales. En general la división separa las zonas de interior, con eventos de lluvia más numerosos y persistentes pero de baja intensidad, y la zona de costa en la que las intensidades y concentración son máximas (Camarasa, 1993; De Luís y col., 1996; 1997). En resumen, la conjunción de diversos factores y procesos genera una extremada variabilidad de las precipitaciones en la Comunidad Valenciana tanto en el espacio como en el tiempo.

Pero a pesar de que la variabilidad pluvial es un fenómeno cotidiano en la Comunidad Valenciana, el comportamiento de las precipitaciones ha sido calificado de excepcional en los últimos años (Quereda, 1994). Esta situación anormal pareciera estar producida por el aumento de la frecuencia de fenómenos extremos, lo cual ha alarmado a la opinión pública (véase las numerosas noticias sobre este asunto en prensa escrita, radiada, etc.) y ha atraído la atención de la comunidad científica. La citada anomalía climática se registra además de forma paralela a las observaciones mundiales relacionadas con procesos climáticos ya comentados.

El objetivo de este trabajo es realizar un análisis de la evolución del régimen de precipitaciones de la Comunidad Valenciana durante el último periodo normal WMO, 1961-

1990. Para cubrir las diferentes escalas temporales de los descriptivos utilizados (valores medios, su variabilidad, su evolución en el tiempo y la evolución de su variabilidad asociada) esta caracterización se ha realizado a diferentes escalas temporales (anual, estacional-mensual y diaria). Posteriormente, mediante diversas técnicas de análisis espacial se ha intentado la identificación de sectores con evoluciones semejantes, para evitar que la posible variabilidad en los resultados a escala regional oscureciera áreas de cambio a una menor escala espacial.

2. MATERIALES Y MÉTODOS

2.1 Base de datos y variables consideradas

2.1.1 Base de datos

El presente estudio emplea la base de datos originales del Atlas Climatic de la Comunitat Valenciana (Pérez-Cueva, 1994), compuesta de más de 300 estaciones meteorológicas. De este conjunto, al objeto de que los resultados fuesen homologables según las normas establecidas, se seleccionaron todas aquellas que contenían al menos el período normal WMO 1961-1990

El total de observatorios seleccionados fue de 97, cuya distribución espacial, coordenadas geográficas y altitud se ofrecen respectivamente en la Figura 1 y Tabla 1. La selección de observatorios tuvo en cuenta la duración de los registros y la homogeneidad de los mismos. El dato original de cada observatorio es la precipitación diaria caída durante el citado período. El grado de cubrimiento de los observatorios sobre el territorio es aceptable, con alguna salvedad en el interior de la zona norte, provincia de Castellón.

La información ha sido analizada a distintas escalas de resolución temporal, tratando de investigar las pautas de cambio que han actuado durante el citado período sobre las precipitaciones.

Tiempo y espacio han sido las coordenadas que han dirigido el análisis de la información. El tiempo porque en los momentos actuales el debate sobre el cambio del clima (el llamado Cambio Climático) es un asunto de máxima actualidad sobre el que las informaciones no son definitivas. El espacio porque precisamente cuando las predicciones globales de los modelos del cambio del clima se tratan de aplicar a diferentes partes del planeta, la variación de la escala espacial (del planeta a un cinturón climático, de éste a una región concreta, a una comarca) invalida sus resultados. Más aún, porque los primeros resultados del análisis de datos empíricos de series temporales con uno, dos o incluso tres y más periodos normales, demuestran la enorme variabilidad espacial que dentro de una zona con las mismas características climáticas, se atribuye a fenómenos locales y espacio dependientes.

2.1.2 Objetivos de la investigación

La investigación sigue dos líneas: el estudio de las tendencias de lluvia durante el período normal 1961-1990 en la Comunidad Valenciana, y en segundo lugar el análisis espacial de dichas tendencias.

Cod.	Localidad	Lat.	Long.	Alt.
1	Agres, San Vicent	38° 47'N	0° 31'W	722
2	Alacant, Ciutat Jardí	38° 21'N	0° 30'W	82
3	Alcoi	38° 42'N	0° 28'W	562
4	Alcublas	39° 48'N	0° 42'W	774
5	Algemesí	39° 13'N	0° 26'W	18
6	Aliaguilla	39° 45'N	1° 19'W	1010
7	Almudaina	38° 46'N	0° 21'W	586
8	Altea, Chj	38° 36'N	0° 02'W	61
9	Altura, Cueva Santa	39° 51'N	0° 33'W	564
10	Alzira, Inst. Lab.	39° 09'N	0° 26'W	20
11	Arcos	39° 59'N	1° 02'W	1078
12	Arroyo Cerezo	40° 07'N	1° 25'W	1344
13	Atzeneta	40° 13'N	0° 10'W	400
14	Ayora, Chj	39° 04'N	1° 03'W	641
15	Ayora, La Hunde	39° 05'N	1° 03'W	1193
16	Banyeres	38° 43'N	0° 39'W	816
17	Beneixama	38° 42'N	0° 46'W	592
18	Beniatjar, Les Plan.	38° 51'N	0° 25'W	396
19	Benifairó De Vall.	39° 03'N	0° 17'W	35
20	Betxí	39° 56'N	0° 12'W	102
21	Biar, Casa Porcel	38° 38'N	0° 46'W	754
22	Bocairent	38° 46'N	0° 36'W	641
23	Bolulla	38° 41'N	0° 06'W	214
24	Bugarra	39° 36'N	0° 46'W	178
25	Cálig	40° 28'N	0° 27'E	122
26	Canals	38° 58'N	0° 33'W	157
27	Castelnovo	39° 52'N	0° 27'W	347
28	Catí	40° 28'N	0° 02'E	661
29	Cortes de Arenoso	40° 11'N	0° 32'E	985
30	El Verger, Racons	38° 51'N	0° 01'E	21
31	El Villar del Arz.	39° 44'N	0° 49'W	518
32	Elx, Chs	38° 16'N	0° 42'W	86
33	Emb. de Benagéber	39° 44'N	1° 06'W	461
34	Emb. de Buseo	39° 36'N	0° 56'W	569
35	Emb. de Mª Cristina	40° 02'N	0° 10'W	130
36	Enguera, Chj	38° 59'N	0° 41'W	318
37	Fontilles	38° 47'N	0° 05'W	437
38	Fredes	40° 42'N	0° 10'E	1090
39	Gaibiel	39° 56'N	0° 30'W	617
40	Gilet, Sant Esperit	39° 40'N	0° 21'W	180
41	Gorga	38° 43'N	0° 21'W	545
42	Granja Campalbo	39° 54'N	1° 16'W	1097
43	Guadassuar	39° 11'N	0° 28'W	24
44	Guardamar del Seg.	38° 06'N	0° 40'W	5
45	Jarafuel, Campillo	39° 09'N	1° 06'W	586
46	La Font de la Figuera	38° 48'N	0° 53'W	536
47	L'Alcora	40° 04'N	0° 12'W	279
48	Les Useres	40° 09'N	0° 09'W	407
49	Llucena	40° 08'N	0° 16'W	568
50	L'Olleria	38° 55'N	0° 33'W	285
51	Massalfassar	39° 34'N	0° 19'W	12
52	Minglanilla	39° 32'N	1° 36'W	827
53	Mira	39° 43'N	1° 26'W	834
54	Montroi	39° 20'N	0° 37'W	140
55	Novelda	38° 23'N	0° 46'W	241
56	Nules, Hs	39° 51'N	0° 09'W	13
57	Ontinyent	38° 49'N	0° 36'W	350
58	Orihuela, Chs	38° 05'N	0° 56'W	23
59	Pego, Convent	38° 51'N	0° 07'W	82
60	Puerto Mingalvo	40° 16'N	0° 27'W	1444
61	Relleu, Chj	38° 35'N	0° 18'W	429
62	Requena	39° 29'N	1° 06'W	392
63	Rubielos de Mora	40° 11'N	0° 39'W	943
64	S. Miguel de Salinas, Chs	37° 59'N	0° 47'W	85
65	Sagunt, Castell	39° 41'N	0° 14'W	139
66	Salt de Millares	39° 13'N	0° 43'W	318
67	Salvacañete	40° 06'N	1° 30'W	1209
68	San Agustín	40° 04'N	0° 41'W	959
69	San Javier	37° 48'N	0° 51'W	27
70	Sant Jordi	40° 31'N	0° 20'W	175
71	Santa Cruz de Moya	39° 57'N	1° 15'W	763
72	Sarrión	40° 08'N	0° 45'W	981
73	Segorbe, Hs	39° 51'N	0° 29'W	364
74	Sella	38° 36'N	0° 16'W	419
75	Serra	39° 41'N	0° 25'W	330
76	Simat de Valldigna	39° 03'N	0° 19'W	59
77	Sinarcas	39° 44'N	1° 13'W	899
78	Sueca	39° 12'N	0° 18'W	7
79	Talayuelas	39° 45'N	1° 17'W	991
80	Tàrbena, Chj	38° 42'N	0° 06'W	560
81	Teresa De Cofrentes	39° 06'N	1° 02'W	561
82	Tibi, Chj	38° 30'N	0° 34'W	590
83	Titaguas	39° 52'N	1° 05'W	832
84	Torrent	39° 26'N	0° 28'W	47
85	Torrevieja	38° 02'N	0° 41'W	5
86	Torrijas	40° 01'N	0° 57'W	1359
87	Tramacastiel	40° 11'N	1° 14'W	931
88	Tuejar	39° 46'N	1° 02'W	603
89	Utiel	39° 34'N	1° 12'W	735
90	València, Els Vivers	39° 29'N	0° 23'W	11
91	Vila-Real	39° 56'N	0° 06'W	42
92	Villar De Olmos	39° 36'N	1° 03'W	970
93	Villena	38° 38'N	0° 52'W	505
94	Xaló	38° 44'N	0° 00'W	189
95	Xàtiva, El Realenc	39° 05'N	0° 28'W	29
96	Xert	40° 31'N	0° 10'W	515
97	Yecla	38° 36'N	1° 06'W	605

Tabla 1. Estaciones meteorológicas empleadas (ver localización espacial en Figura 1) y variables de localización

A su vez, el análisis de tendencias se desarrolla con dos objetivos. En primer lugar conocer la evolución de los valores absolutos de precipitación y en segundo lugar estudiar la evolución de la variabilidad interanual expresada por medio de las anomalías asociadas a los valores de precipitación en diferentes escalas temporales

2.1.3 Escalas temporales de análisis

En cada observatorio se han analizado las tendencias de las series de la lluvia anual, estacional, mensual y diaria.

Los meses de cada estación climática han sido los utilizados habitualmente por las diferentes agencias meteorológicas. Así, el invierno se compone de Diciembre, Enero y Febrero, la primavera de Marzo, Abril y Mayo, en el verano participan Junio, Julio y Agosto, y en el otoño los meses de Septiembre, Octubre y Noviembre.

Como elemento de síntesis para el estudio del régimen mensual de precipitaciones se ha utilizado el Indice de Concentración de las Precipitaciones (PCI), descrito por Oliver en 1980 y modificado por Gabriels en 1992 al sugerir su posible aplicación como índice de agresividad pluvial.

Su cálculo se realiza según:

$$PCI = 100 * \frac{\sum_{i=1}^{12} p_i^2}{(\sum_{i=1}^{12} p_i)^2}$$

en donde p_i es el volumen de lluvia recogido en el mes i^{th}.

Debido a su estructura de cálculo, el valor resultante expresa la distribución mensual de las precipitaciones desde el punto de vista de su heterogeneidad en su reparto anual. Tal como ha sido descrito por sus autores, los valores del índice *PCI*, inferiores a 10 indican uniformidad en el reparto mensual de las precipitaciones anuales, mientras que valores entre 11 y 20 indican cierta estacionalidad. Cuando los valores son superiores a 20 el régimen de precipitaciones se califica de elevada heterogeneidad, y posiblemente con acusada concentración mensual o bimensual.

Finalmente los datos diarios se han empleado para analizar la torrencialidad. Recientes estudios han puesto de manifiesto cambios en dicho atributo de las precipitaciones en diversas partes del mundo (Iwashima y Yamamoto, 1993; Karl y col., 1995; Yu y Neil, 1991, 1993; Suppiah y Hennessy, 1998). Sin embargo, existen notables discrepancias en la definición objetiva de lo que podrían considerarse eventos de gran torrencialidad, lo cual dificulta la comparación de los citados trabajos y sus resultados.

Karl y col., (1995) así como Yu y Neil (1991) consideran «eventos torrenciales» aquellos que superan los umbrales de 50.8 y 40 mm día^{-1} respectivamente. Desde otra perspectiva,

Iwashima y Yamamoto, (1993) o Suppiah y Hennessy (1998), en vez de considerar umbrales volumétricos, consideran eventos torrenciales los correspondientes a los eventos máximos, segundos o terceros, en su caso, de cada serie. Este último criterio ha sido el elegido en el presente estudio. Con este fin, los datos diarios de cada año y observatorio fueron ordenados de mayor a menor. De esta manera, se generaron las series correspondientes a los máximos anuales (un dato por año), las series de los 10 máximos acumulados y su complementaria, esto es, las series correspondientes a los volúmenes anuales menos los aportes de los diez máximos de cada año.

Una consideración final. El dato diario se refiere a 24 horas con una imprecisión evidente que dificulta su relación con fenómenos asociados a dicha torrencialidad (erosión, avenidas, etc.). No obstante los organismos meteorológicos nacionales asumen tradicionalmente que la distribución de los datos diarios en la zona de estudio oscila entre las 2 y 6 horas.

2.2 VALORES PROMEDIO Y VARIABLES ANALIZADAS.

2.2.1 Volúmenes de precipitación

Como valor de referencia previo al análisis temporal de los registros de precipitación, en todos los observatorios se han calculado los valores promedio durante el período normal 1961-1990 de las variables sobre las que posteriormente se realizará el análisis temporal. Estas variables han sido:

- Volumen promedio de lluvia anual ($\bar{R}$)
- Volumen promedio de lluvia de invierno ($\overline{INV}$)
- Volumen promedio de lluvia de primavera ($\overline{PRI}$)
- Volumen promedio de lluvia de verano ($\overline{VER}$)
- Volumen promedio de lluvia de otoño ($\overline{OTO}$)
- Volumen promedio de lluvia mensual($\overline{MESES}$)
- Concentración mensual promedio de la lluvia ($\overline{PCI}$)
- Promedio de los máximos anuales ($\overline{MAX}$)
- Promedio de los 10 eventos máximos anuales ($\overline{10MAX}$)

En los valores estacionales, mensuales y diarios, además se ha calculado el porcentaje de su contribución al total anual, con notación:

- Porcentaje de contribución de las lluvias de invierno al total anual ($\overline{\%INV}$)
- Porcentaje de contribución de las lluvias de primavera al total anual($\overline{\%PRI}$)
- Porcentaje de contribución de las lluvias de verano al total anual ($\overline{\%VER}$)
- Porcentaje de contribución de las lluvias de otoño al total anual ($\overline{\%OTO}$)
- Porcentaje de contribución de las lluvias de cada mes al total anual ($\overline{\%MESES}$)
- Porcentaje de contribución del máximo diario al total anual ($\overline{\%MAX}$)
- Porcentaje de contribución de los 10 máximos diarios al total anual ($\overline{\%10MAX}$)

2.2.2 Variabilidad interanual

En ambientes como el estudiado, en los que se conoce la extremada variabilidad de sus precipitaciones, los valores promedio no son capaces de describir las condiciones en que se producen los aportes de la precipitación de forma precisa. Por esta razón, cualquier valor promedio debe venir acompañado de la variabilidad asociada.

La variabilidad de las precipitaciones de un período puede ser descrita globalmente por medio de su coeficiente de variación (véase Ananthakrishnan y Soman, 1989, Hulme, 1992, Türkes, 1996, Rodríguez-Puebla y col., 1998) ya que, al representar una medida relativa de la serie, permite una representación de la variabilidad con independencia de los valores promedios. Con este objetivo se han calculado los diferentes valores del coeficiente de variación de las variables posteriormente sometidas a análisis de sus tendencias, con notación:

- Coeficiente de Variación de la lluvia anual (*CVR*)
- Coeficiente de Variación de la lluvia de invierno (*CVINV*)
- Coeficiente de Variación de la lluvia de primavera (*CVPRI*)
- Coeficiente de Variación de la lluvia de verano (*CVVER*)
- Coeficiente de Variación de la lluvia de otoño (CVOTO)
- Coeficiente de Variación de la lluvia mensual (CVMES)
- Coeficiente de Variación de la concentración mensual de la lluvia (CVPCI)
- Coeficiente de Variación de los máximos anuales (CVMAX)
- Coeficiente de Variación de los 10 eventos máximos anuales (CV10MAX)

2.3 Precipitaciones extremas

El estudio de eventos extremos, tanto en la identificación de su frecuencia como de su magnitud, son aspectos ampliamente tratados desde diferentes disciplinas y con diferentes objetivos, incluyendo el estudio de riesgos sísmicos (Cornell, 1968; Shakal y Willis, 1972; Lomnitz, 1974; Yegulad y Kuo, 1974; Roca y Udías, 1976) ó hidrológicos (Chow, 1951, 1956; Benjamin, 1970; Reich, 1970, 1973; Al-Mashidani y col., 1978; Ahnert, 1986; De Ploey y col., 1991; Lewis, 1992). Por lo que respecta al clima, el análisis se han centrado principalmente en el análisis de eventos de precipitación extrema (Hershfield, 1961, 1965, 1979, Goyal y Kathuria, 1984).

En el contexto del «Cambio Global», el estudio de la frecuencia o recurrencia de los eventos extremos es uno de los aspectos más debatidos. Buena prueba de ello es el número de estudios y publicaciones tanto desde el punto de vista de su caracterización (Gajic-Capka, 1991; Miroslava, 1991; Capka y Gajic-Capka, 1992, Nobilis y col., 1991; Svensson y Berndtsson, 1996; Loukas y Quick, 1996; Kieffer y Bois, 1997; White y col., 1997; Bradley, 1998; Pagliara y col., 1998, McGuffie y col., 1999; Abbs, 1999), como desde los intentos de la evaluación de sus consecuencias (Gallart, 1995; Wainwright, 1996; Mulligan, 1998; Pagliara y col., 1998; Puigdefábregas y col., 1998; Nyberg y Rapp, 1998; De Luís y col., 2000b).

En el arco Mediterráneo Español diversos trabajos se han centrado en el estudio de las precipitaciones máximas. La escasez de registros pluviométricos cubriendo convenientemente amplios territorios, impide una caracterización detallada en intervalos horarios o de minutos, por lo que la escala de trabajo comúnmente empleada es la diaria. Destacaremos el trabajo de Romero y col., (1998), y en escalas de más detalle los llevados a cabo por Vilar y col., (1988), y Lana y Burgueño, (1995) sobre sucesos de precipitación extrema, así como el realizado por Lana y Burgueño, (1998) sobre la frecuencia de periodos secos, todos ellos en la Comunidad Catalana. En la Región de Murcia análisis similares han sido llevado a cabo por Erena y Rincón, (1997), y en la Comunidad Valenciana por Martín-Vide, (1994) y Gil-Olcina, (1986).

Uno de los aspectos más debatidos en la actualidad en el análisis de los sucesos extraordinarios es la adecuación de los métodos empleados, pues de su aplicación surgen las correspondientes predicciones. Existen diversos métodos recomendados por distintos autores (Llamas y col., 1987; Slimani y Lebel., 1987; Lewis, 1992; Arnbjergnielsen y col., 1994; Escalante-Sandoval, 1998; Chu y Wang, 1998), cuyas principales diferencias estriban en el tipo de serie a emplear, bien las series de los máximos anuales (Lana y Burgueño, 1995; Yu y Cheng, 1998) o las llamadas series parciales (Ahnert, 1986; De Ploy y col., 1991; Dupuis, 1997; Madsen y col., 1998).

Otra diferencia notable, que además cuenta con numerosas variantes, radica en la elección del tipo de distribución teórica a la que aproximar los registros empíricos. Así, en la bibliografía, aparecen empleadas diversas distribuciones teóricas a las que ajustar los datos empíricos (Gumbel I, III, Fisher y Tipett tipo II; distribuciones Beta, Pearson III, Log-Pearson III, Normal, Log-Normal; Log-Normal II, Log-Normal III, Gamma II, Gamma III, Weibull, etc.)

A pesar de esta gran variedad de métodos existentes, sin lugar a dudas el más empleado se basa en uno de los modelos generales de Jenkinson, 1969, asumiendo una curvatura cero en su parámetro asintótico. Bajo esta asunción, la distribución se aproxima a una distribución de Gumbel tipo I (Gumbel, 1958) de acuerdo con las siguientes consideraciones:

Sea $P_1,...,P_n$ una secuencia temporal aleatoria de variables y P_{max} otra variable aleatoria definida como:

$$P_{max} = max(P_1,...,P_n).$$

Asumiendo que P_i $(i=1,...,n)$ son independientes y distribuidos según la función

$$F(p) = Prob(P_i<p),\ (i=1,...,n),$$

entonces, la función de distribución de los máximos P_{max} queda representada por:

$$Prob(P_{max} < p) = F^n(p)$$

Si n y p son lo suficientemente grandes, la distribución de P_{max} queda determinada por la pendiente de la cola derecha de $F(p)$, la cual puede ser aproximada por una distribución exponencial. Para valores elevados de p:

$$Prob(P_{max}) \approx G(p) = \exp\{-\exp[-\alpha(p-u)]\}$$

que es una distribución de Gumbel tipo I con parámetros u y α.

A partir de los valores extremos empíricos, se pueden calcular su media (mp) y su desviación estándar (σp), que permitirán conocer los parámetros de la ecuación según las expresiones:

$$mp \approx u + \beta/\alpha$$
$$\sigma p \approx \delta/\alpha$$

en las cuales β y δ son coeficientes dependientes del número de valores de las series empíricas (Gumbel, 1958). Finalmente, la probabilidad de superar un valor de precipitación dado (p), queda expresado como:

$$Prob(P_{max} > p) = 1 - G(p)$$

y el correspondiente periodo de retorno para un determinado valor de precipitación será:

$$T = 1/(1 - G(p))$$

Como alternativa a los modelos propuestos, Ahnert (1986) ha sugerido un nuevo método empírico caracterizado por su sencillez, la facilidad para interpretar sus parámetros en términos de magnitud y frecuencia, y la posibilidad de emplear también series parciales, de modo que permite integrar en el análisis los segundos, terceros, etc. máximos anuales que en algunos años pueden ser superiores a los máximos de otros años.

La aproximación de Ahnert se diferencia de la aproximación de Gumbel en dos aspectos fundamentales: en primer lugar en la naturaleza de las propias series analizadas (series parciales) y en segundo lugar segunda en la función de distribución empleada.

El cálculo de los volúmenes máximos de lluvia esperados para un determinado periodo de retorno, o su inversa, el periodo de retorno de un determinado volumen de lluvia, se calcularía según notación de De Ploey y col., 1991

$$P_{24} = P_1 + P_0 \log_{10}(T_i)$$

con P_{24} el volumen de lluvia esperado en 24 horas, P_1 y P_0 los parámetros de ajuste y T_i el valor de retorno en años, a su vez obtenido tras ordenar la serie parcial, según:

$$T_i = n + 1 \,/\, rango$$

donde n, representará la longitud total de la serie (en años).

La interpretación de la función es sencilla. Convirtiendo a logaritmos los valores de retorno elegidos en el segundo término de la función, el valor de P_1 representa el retorno de 1 año, $P_1 + P_0$ es el valor de retorno de 10 años; y $P_1 + 2P_0$ el retorno de 100 años. De este modo los valores P_1 y P_0 son una aproximación a la magnitud y frecuencia de los eventos de cada localidad. De Ploey y col. (1991) han demostrado que el valor del coeficiente de la ecuación P_0 representa la magnitud del día de lluvia dominante.

En el presente estudio, tras un análisis previo (De Luís y col., 1998) y al objeto de evitar no-normalidades en la distribución de los residuos (véase más adelante), la función de ajuste semilogarítmica propuesta por Ahnert ha sido sustituida por una función doble logarítmica, quedando:

$$\log P_{24} = P_1 + P_0 \log_{10}(T_i)$$

A su vez, dado que el objeto del estudio es la caracterización en términos de magnitud-frecuencia de las precipitaciones extremas, las series parciales estudiadas han sido las constituidas por los 10 eventos de precipitación máxima de cada una de las localidades en el período de estudio. Así, y dado que la longitud de las series originales varía entre los 30 y los 41 años, los registros empíricos incluidos cubrirían desde el retorno de 4 años hasta el retorno de 40 años.

Finalmente, para precisar la fiabilidad del método, en cada una de las 97 localidades, se han calculado mediante ambos métodos los volúmenes máximos diarios esperados para periodos de retorno de 2, 20 y 40 años, comparando gráficamente los resultados obtenidos en ambos casos y a su vez con los registros reales observados.

De esta manera, y mediante el contraste de los dos métodos, hemos podido obtener una cartografía detallada de la probabilidad de ocurrencia de eventos diarios de precipitaciones extremas en la Comunidad Valenciana, y verificar el modelo de ajuste en un régimen pluviométrico peculiar como el que caracteriza al Mediterráneo Español.

2.4 Análisis de tendencias

2.4.1 Variables consideradas

En cada una de las 97 localidades estudiadas y para cada una de las series de datos se ha realizado un análisis de tendencias mediante la metodología posteriormente descritas. De esta manera, las series utilizadas en el análisis de tendencias son:

- Volumen de lluvia anual (*R*)
- Volumen de lluvia de invierno (*INV*)
- Volumen de lluvia de primavera (*PRI*)
- Volumen de lluvia de verano (*VER*)
- Volumen de lluvia de otoño (*OTO*)
- Volumen de lluvia mensual (*MESES*)
- Concentración mensual de la lluvia (*PCI*)
- Máximos anuales (*MAX*)
- 10 máximos anuales (10*MAX*)

El estudio de los cambios de la variabilidad entre años se ha realizado utilizando las series de las anomalías de precipitación (Kraus, 1977; Srikanthan y Stewart, 1991; Salinger y col., 1995; Türkes, 1996).

Cada anomalía anual se ha calculado como el valor de desviación entre el valor observado en un determinado año y la media de su serie.

$$AR_{sy} = \frac{R_{sy} - \overline{R_s}}{\overline{R_s}}$$

siendo R_{sy} el volumen de lluvia observado en la localidad s en el año y; la lluvia media de dicha localidad. Para poder comparar los resultados obtenidos en las diferentes localidades, las anomalías se han dividido en cada caso por el valor promedio de cada serie.

Finalmente, con el objetivo de eliminar los signos negativos, y puesto que el análisis de la tendencia de la variabilidad trata de detectar simplemente cambios en la regularidad de la lluvia con independencia de su tendencia en volumen, los valores de las series de anomalías se han convertido a sus valores absolutos. Las anomalías estudiadas son las siguientes:

- Anomalías de lluvia anual, ($|AR|$)
- Anomalías de lluvia de invierno ($|AINV|$)
- Anomalías de lluvia de primavera ($|APRI|$)
- Anomalías de lluvia de verano ($|AVER|$)
- Anomalías de lluvia de otoño ($|AOTO|$)
- Anomalías de lluvia mensual ($|AMESES|$)
- Anomalías del índice *PCI* ($|APCI|$)
- Anomalías de los eventos máximos anuales ($|AMAX|$)
- Anomalías de los 10 eventos máximos anuales ($|A10MAX|$)
- Complementario del anterior (eventos de menor magnitud) ($|AMIN|$)

2.4.2 Procedimiento estadístico

El análisis de tendencias se ha realizado aplicando previamente el suavizado de las series mediante medias móviles. Esta técnica es ampliamente reconocida como reductora de la variabilidad natural de las series (Sneyers, 1992). Además, el procedimiento permite el filtrado de parte de la variabilidad entre años, estabiliza las series y posibilita la detección de señales débiles y tendencias de larga duración (Wheeler y Martín-Vide, 1992; Salinger y col., 1995). La técnica ha sido empleada recientemente con excelentes resultados en análisis similares realizados en diversas partes del mundo (Loureiro y Coutinho, 1995; Keim y col., 1995; Suppiah y Hennessy, 1998). En el presente estudio las series de todas las variables analizadas en las 97 localidades fueron suavizados por medio de medias móviles con intervalos de 9 años.

Pero la detección de cambios en el tiempo requiere el uso de técnicas más complejas que el simple suavizado y eliminación de cambios aleatorios. En este sentido, los modelos estadísticos lineales son probablemente el método más empleado para buscar relaciones entre dos variables (Gregory, 1978; Lanzante, 1996), que en este caso serán el tiempo y el valor de la lluvia o su variabilidad. Sin embargo, las tendencias en series climáticas raramente son lineales (Clark y Hosking, 1986), y además los modelos lineales presentan importantes limitaciones, pues asumen la normalidad y homogeneidad de varianza a lo largo de las series y con mucha frecuencia están muy afectados por la presencia de valores extremos u otras formas de no normalidad (Lanzante, 1996).

Una solución a estos problemas consiste en emplear técnicas no paramétricas, en menor grado afectadas por sucesos no normales en la distribución de las series y que además per-

miten el análisis de la dependencia entre variables, sea esta lineal o no (Davis, 1986; Rossi y col., 1992). Estos procedimientos no-paramétricos, a pesar de ser ampliamente recomendados (Sneyers, 1990, 1992; Keim y Cruise, 1998), tienen algunas limitaciones pues, por su propia naturaleza basada en análisis de rangos, no permiten conocer la magnitud con se producen los cambios.

Estas razones contrapuestas en la elección de la metodología de análisis han llevado a sugerir el uso conjunto de ambos métodos (Yu y Neil, 1993; Suppiah y Hennessy, 1998). Así, por un lado los modelos no-paramétricos permitirían establecer la «importancia o significación» del cambio, es decir el signo de la tendencia, y por otra parte los modelos lineales informarían sobre la «intensidad o magnitud» con la que tales cambios se estarían produciendo.

En el presente estudio el análisis del signo de la tendencia se realiza mediante la prueba de rangos de Spearman, la cual cuenta con abundantes precedentes que la avalan (Keim y col., 1995; Loureiro y Coutinho, 1995; Mendonça-Leite y Peixoto, 1996; Türkes, 1996; Labajo y col., 1998; Suppiah y Hennessy, 1998).

En el citado test, el rango y_i de los elementos x_i se debe determinar en la serie de datos ordenada en sentido creciente. El coeficiente r_s es el coeficiente de correlación de la regresión lineal entre la serie de tiempo (i) y la serie (y_i). Este coeficiente puede ser obtenido a partir de la expresión:

$$r_s = 1 - \left(\frac{6\Sigma(y_i - i)^2}{n(n^2 - 1)} \right)$$

en donde n es el número de registros de la serie (su longitud o duración en años), e i es la posición de cada elemento en la serie original. La distribución de r_s se aproxima a una distribución normal con media cero. Para determinar cuando la hipótesis nula (no existe tendencia) puede ser rechazada o no, es necesaria calcular el valor de probabilidad según:

$\alpha = P(|u| > |u(r_s)|)$, con $u(r_s) = r_s(n-1)^{1/2}$

Si $\alpha < \alpha_0$, la hipótesis nula se puede rechazar con un nivel de significación α_0. Si se detecta una tendencia significativa podrá ser positiva o negativa, dependiendo de si $r_s > 0$ o $r_s < 0$. En nuestro caso el nivel de significación establecido es el 95%.

En segundo lugar, las estimaciones del cambio de la tendencia se han evaluado mediante los valores de pendiente de la regresión lineal obtenida por el método de mínimos cuadrados.

En la Figura 2, se muestran, a modo de ejemplo, los resultados obtenidos en tres localidades seleccionadas al objeto de mostrar gráficamente los procedimientos anteriormente descritos.

2.5 Análisis espacial

2.5.1 Cartografía general

La distribución espacial de las variables estudiadas ha sido representada mediante técnicas de interpolación espacial y cartografías de isolíneas.

Estos métodos han sido aplicados con éxito en análisis muy diversos, como el estudio de la variación geográfica de riesgos de erosión (Van Beirden y Riezebos, 1988), hidrología (Samper y Carreira, 1990), o minería (Matheron, 1962; Journel y Huijbregts, 1978). En el campo de la climatología, su aplicación se haya también suficientemente contrastada (Delfinner y Delhomme, 1975; Streit, 1981; Bigg, 1991; Martínez-Cob, 1996; Romero y col., 1998).

Singh y Chowdhury (1986), utilizaron registros diarios, mensuales y anuales de precipitación para demostrar que las diferencias encontradas entre diferentes técnicas de interpolación variaban menos del 10% entre unas y otras. Lebel y col. (1987), también con registros de precipitación, encontraron que, de los diferentes métodos contrastados, la técnica Kriging ofrecía mejores estimaciones que las restantes. La razón podría ser que la interpolación espacial realizada con el Kriging es óptima en el sentido estadístico (Alfaro, 1975; Journel y Huijbregts, 1978) ya que la media de las diferencias entre los valores obtenidos por Kriging y los reales en un área dada es cero, y por otro lado su varianza es mínima (Ponte y Bosque, 1997).

En este estudio se emplea dicha técnica tanto para la descripción espacial de los valores promedio y los coeficientes de variación de las diferentes variables empleadas, como para el análisis y representación gráfica de las intensidades o magnitudes de cambio (pendientes obtenidas mediante regresiones lineales).

2.5.2 Análisis espacial de las tendencias de lluvia

Los métodos recomendados para la identificar la significación de las tendencias están basados en técnicas no-paramétricas. Por ello, lo habitual es que los resultados se presenten de modo descriptivo mediante mapas de signos de tendencias, como los señalados en apartados posteriores. A nuestro entender, la principal razón de este hecho se debe a las dificultades del análisis espacial de datos categóricos (el signo de la tendencia) obtenidos por la aplicación de las citadas técnicas no paramétricas como el test de Spearman de rangos.

En suma, existe un problema en el proceso de investigación para identificar los patrones regionales de la distribución espacial de tendencias de lluvia, y la cuestión que se plantea es ¿cómo determinar si la distribución espacial de los signos de una tendencia dada (positiva, p.e.) difieren significativamente de la distribución de los de las demás tendencias (nula o negativa)?

Una solución a este problema es la aplicación de pruebas del tipo Cramér-von Mises (Conover, 1980; Syrjala, 1996) basada en la diferencia entre dos distribuciones normalizadas acumuladas. De esta manera, la prueba está específicamente diseñada para no ser sensi-

ble a la abundancia de cada una de los signos observados y únicamente detectar las diferencias de su distribución.

En nuestro caso, la prueba se desarrolla bajo los siguientes supuestos generales a partir de las tres posibles evoluciones temporales (positiva, negativa o nula):

En el test la hipótesis nula es que existen diferencias en la distribución espacial de los signos de tendencias. Esto es, que los diferentes signos de tendencia observados se encuentran distribuidos aleatoriamente a lo largo del espacio considerado. Por su parte, la hipótesis alternativa sugeriría la existencia de algún tipo de agrupamiento entre las localidades con el mismos signo, lo cual permitiría a su vez definir patrones subregionales o áreas de tendencias comunes.

Al aplicar el test las estaciones analizadas deben ser escogidas al azar a lo largo del área de estudio, de modo que en su formulación original la variable aleatoria sería la localización en el espacio de las estaciones analizadas. Pero este no es el caso, pues cuando las localidades no pueden ser seleccionadas al azar (como es el caso de las distintas estaciones meteorológicas), el test debe ser modificado (Syrjala, 1996). Por esta razón, en nuestro caso la variable aleatoria será el valor de la tendencia observado en cada estación (positivo, neutro o negativo) y no la localización de cada una de ellas.

En el desarrollo de la prueba, la secuencia de acumulación escogida (el criterio a lo largo del cual se realiza la distribución acumulada) define la dirección o el gradiente a lo largo del cual se comprobará el agrupamiento o desagregación de cada población de signos. Por ello la interpretación de los resultados dependerá de l criterio escogido en este proceso.

Cuando la acumulación se realiza a lo largo de criterios unidimensionales, como puede ser la precipitación media anual, la altitud, los índices de riesgos o de erosividad, etc., el estadístico final indicará si a lo largo del mismo existen agregaciones de las poblaciones de signos comparadas («+» *vs* «–»; «+» *vs* «*o*»; «–» *vs* «*o*»).

En este modelo unidimensional el estadístico obtenido es independiente del punto inicial de acumulación. Esto significa que, si el gradiente utilizado es la altitud de las estaciones, obtendremos el mismo estadístico si el proceso de acumulación lo comenzamos por las estaciones mas elevadas o por las de menor altitud. Finalmente, la interpretación de los resultados debe hacerse con la cartografía de distribución de las tendencias y con la cartografía de la variable utilizada como criterio de acumulación.

Pero además la acumulación puede realizarse de un modo bidimensional empleando cualquier sistema de coordenadas, según la solución propuesta por Zimmerman (1993). En su caso, Zimmerman inscribió el área de estudio en un rectángulo y definió un sistema de coordenadas arbitrario. Puesto que ninguno de los vértices de dicho rectángulo podía ser definido objetivamente como un origen de coordenadas, su propuesta consistió en obtener el promedio de cuatro estadísticos calculados con cuatro distribuciones acumuladas obtenidas a través de las diagonales de dicho rectángulo. Esta aproximación ofrece una descripción general de la distribución de las tendencias en el espacio midiendo su agregación, pero cuando el sistema de coordenadas coincide con direcciones o gradientes geográficos aún podría realizarse una caracterización más detallada, e interpretar los resultados acorde dicho sistema de localización.

Por ejemplo, si el sistema de coordenadas coincide con la latitud y longitud, se podrán calcular (al menos) cuatro estadísticos diferentes (Ψ_1, Ψ_2, Ψ_3 y Ψ_4), cada uno de los cuales nos informará de la distribución de la tendencia de los signos a lo largo de cuatro direcciones geográficas (Figura 3).

Dos de ellos (Ψ_1, Ψ_2) nos informarán de la distribución en el gradiente longitudinal (realizando el proceso de acumulación en la dirección Este-Oeste y Oeste-Este), y los otros dos (Ψ_3, Ψ_4) a lo largo del gradiente latitudinal (realizando el proceso de acumulación en la dirección Norte-Sur y Sur-Norte). En consecuencia, los resultados de los cuatro estadísticos univariados permiten realizar una interpretación bidimensional de la distribución de tendencias en el espacio, y en segundo lugar facilitan la delimitación de áreas con distribución homogénea de las tendencias analizadas.

Volvemos a señalar finalmente que la prueba, mas que una comparación entre dos distribuciones, lo que permite identificar es la existencia de agregaciones o rechazos entre cada pareja de signos en el área de estudio (Upton y Fingleton, 1985), y por ello es necesario el contraste de sus resultados con las cartografías de localización de signos.

La aproximación requiere que todas las poblaciones de signos sean analizadas en todas las localidades. Así, cada observatorio se caracterizará por la presencia o ausencia de las tres posibles tendencias. Como consecuencia en cada localidad, la población de signos («+», «–» o «o») tomara valor 1 ó 0. Por ejemplo, si una estación determinada tiene una tendencia positiva, la población de («+») tomará valor 1, mientras que las poblaciones de negativos («–») y neutros («o») tomarán valor 0.

Como ya hemos comentado, al desarrollar la prueba, y con el objeto de que sea independiente del número de estaciones con signos diferentes, en cada localidad, se debe normalizar las observaciones dividiéndolas en cada caso por el número de observatorios que presentan el mismo signo. Así,

$$\Phi_i(x_k) = \frac{d_i(x_k)}{D_i}$$

define la observación normalizada en cada observatorio, siendo D_i el total de observatorios con la misma tendencia

$$D_i = \sum_{k=1}^{k} d_i(x_k)$$

El valor de la distribución acumulada en una localidad (x_k) para una población de signos i_{th}, llamada $\Gamma_i(x_k)$, es la suma de todas las observaciones normalizadas, $\Phi_i(x_k)$, cuya localización (x) sea $x \leq x_k$. Así, la distribución acumulada para la población i^{th} en la k^{th} estación queda definida como:

$$\Gamma_i(x_k) = \sum_{\forall x \leq x_k} \Phi(x)$$

El estadístico a comprobar se obtendrá mediante el sumatorio del cuadrado de las diferencias entre cada par de distribuciones acumuladas de signos, considerando todos los observatorios. Esto es:

$$\Psi_{(+\,vs\,o)} = \sum_{k=1}^{K}\left[\Gamma_{(+)}(x_k) - \Gamma_{(o)}(x_k)\right]^2$$

$$\Psi_{(+\,vs\,-)} = \sum_{k=1}^{K}\left[\Gamma_{(+)}(x_k) - \Gamma_{(-)}(x_k)\right]^2$$

$$\Psi_{(o\,vs\,-)} = \sum_{k=1}^{K}\left[\Gamma_{(o)}(x_k) - \Gamma_{(-)}(x_k)\right]^2$$

Dado que el test se construye con distribuciones empíricas no se necesita hacer ningún tipo de asunción sobre su distribución, y la significación de Ψ puede se puede determinar mediante un proceso de aleatoriedad (Edgington, 1980; Underwood, 1997).

Para un conjunto de K estaciones meteorológicas, en las que p, o y n son el número de observatorios con tendencias positivas, neutras o negativas ($p + o + n = K$), la distribución libre del estadístico con el cual comparar los valores obtenidos se podrá construir mediante el cálculo de todas las combinaciones posibles, y el nivel de significación estará determinado por la posición que éste ocupe en el conjunto, según:

$$\frac{K!}{p! * o! * n!}$$

Cuando el número de localidades empleadas sea lo suficientemente elevado (en el caso de este estudio, con 97 observatorios, pueden obtenerse más de 1.5E+44 combinaciones), el grado de significación se puede estimar mediante un número elevado de combinaciones (Syrjala, 1996); en nuestro caso hemos usado 999 combinaciones libres de datos, de modo que el nivel de significación está determinado por la proporción de los 1000 (el observado más los 999 obtenidos) estadísticos que sean mayores o iguales al observado.

El proceso de aleatoriedad se ha desarrollado aplicando un programa escrito en lenguaje QuickBasic elaborado en el Departamento de Ecología de la Universidad de Alicante. En todos los casos el nivel de significación prefijado fue $P < 0.05$.

Con el objeto de exponer el proceso, en la Tabla 2 se muestra un ejemplo detallado del cálculo. En este caso las tendencias estudiadas son las de los volúmenes de precipitación anual (R) y el criterio de acumulación ha sido la precipitación media anual ($\bar{R}$) durante el periodo 1961-1990.

Al contrastar la distribución espacial de las tendencias positivas y nulas, 100 de los estadísticos obtenidos mediante pseudocombinaciones fueron mayores o iguales al estadístico observado $\Psi = 4.14$, obteniéndose así un valor de $P = 0.101$. El resultado indica que la distribución de los signos analizados a lo largo del criterio elegido no presenta diferencias significativas.

Al comparar las distribuciones de los positivos y negativos (+ vs –) y neutros y negativos (o vs –), respectivamente ninguno y ocho de los estadísticos obtenidos igualaron o fueron superiores a los estadísticos observados ($\Psi = 11.18$ y $\Psi = 3.43$); los valores de significación fueron respectivamente 0.001 y 0.009 lo que indica que existen diferencias significa-

Localidad	K	$\bar{R}$	*Tend.*	d_i			Φ_i			Γ_i			Comparación por pares		
				$D_{(+)}=11$ $d_{(+)}$	$D_{(o)}=42$ $d_{(o)}$	$D_{(-)}=44$ $d_{(-)}$	$\Phi_{(+)}$	$\Phi_{(o)}$	$\Phi_{(-)}$	$\Gamma_{(+)}$	$\Gamma_{(o)}$	$\Gamma_{(-)}$	(+ vs o) $[\Gamma_{(+)}-\Gamma_{(o)}]^2$	(+ vs -) $[\Gamma_{(+)}-\Gamma_{(-)}]^2$	(o vs -) $[\Gamma_{(o)}-\Gamma_{(-)}]^2$
Tárbena	1	828	—	0	0	1	0/11	0/42	1/44	0/11	0/42	1/44	0	0.0005	0.0005
Fontilles	2	819	—	0	0	1	0/11	0/42	1/44	0/11	0/42	2/44	0	0.0021	0.0021
Pego	3	796	—	0	0	1	0/11	0/42	1/44	0/11	0/42	3/44	0	0.0046	0.0046
...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...
Mira	48	516	o	0	1	0	0/11	1/42	0/44	3/11	18/42	27/44	0.0243	0.1162	0.0342
Villar del Arz.	49	515	—	0	0	1	0/11	0/42	1/44	3/11	18/42	28/44	0.0243	0.1322	0.0432
Càlig	50	511	o	0	1	0	0/11	1/42	0/44	3/11	19/42	28/44	0.0323	0.1322	0.0338
...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...
Orihuela	95	293	o	0	1	0	0/11	1/42	0/44	10/11	41/42	44/44	0.0045	0.0083	0.0006
Elche	96	236	o	0	1	0	0/11	1/42	0/44	10/11	42/42	44/44	0.0083	0.0083	0
Torrevieja	97	233	+	1	0	0	1/11	0/42	0/44	11/11	42/42	44/44	0	0	0
Ψ													$\Psi_{(+ \text{ vs } o)}$ 4.14	$\Psi_{(+ \text{ vs } -)}$ 11.18	$\Psi_{(o \text{ vs } -)}$ 3.43

Tabla 2. Ejemplo de aplicación del test de Cramér-von Mises a las tendencias de la lluvia anual en el gradiente de las precipitaciones medias anuales

tivas entre las distribuciones espaciales de los signos de tendencia positivos y negativos (+ vs –) y entre las distribuciones de tenencia de los signos neutros y negativos (o vs –), y que tales diferencias se establecen a lo largo del gradiente que define la precipitación promedio anual. En apartados posteriores se explica la naturaleza de estas diferencias.

3. RESULTADOS

3.1 Registros anuales

3.1.1 Distribución de los valores promedio anuales

La precipitación media anual ($\bar{R}$) correspondiente al periodo normal 1961-1990 registrada en el territorio de la Comunidad Valenciana se muestra en la Figura 4. La principal característica es su gran variabilidad espacial. En pocos kilómetros los valores varían desde precipitaciones medias anuales inferiores a los 300 mm en las zonas semiáridas de la Provincia de Alicante, hasta registros superiores a los 800 mm anuales en las proximidades del Cap de Sant Antoni (aproximadamente 125 km. de distancia).

El valor mínimo observado corresponde a la localidad de Torrevieja con un promedio anual de 232.7 mm, y el máximo corresponde a la localidad, también alicantina, de Tàrbena con un promedio de 828 mm anuales. En este reparto espacial se observa la gran influencia ejercida por el relieve en el régimen de precipitaciones de la Comunidad Valenciana, aspecto señalado por numerosos autores con anterioridad (véase Camarasa, 1993). Las cadenas montañosas paralelas al mar Mediterráneo y su incurvación hacia la costa en las proximidades del Cap de Sant Antoni (ver Figura 1) no solamente definen dos ambientes en sentido latitudinal, sino que suponen una barrera decisiva en la migración de los frentes cálidos y húmedos provenientes del Mediterráneo o sirven de freno a las últimas influencias de las borrascas de origen Atlántico vía estrecho de Gibraltar, como ha señalado Martín-Vide (1983). Las implicaciones de esta situación originada por la orografía son evidentes en el reparto de los totales anuales, en el régimen mensual y en la clara incidencia sobre los repartos de la intensidad diaria y horaria con que se producen los aportes.

La variabilidad interanual asociada al promedio anual es muy elevada. La distribución espacial de los coeficientes de variación (CVR) se muestra en la Figura 5. Los altos valores indican que entre años, y en cada observatorio, la disparidad de la precipitación anual ha sido muy alta. Las variaciones oscilan entre el mínimo del 20% en la estación meteorológica de Granja Campalbo y valores que superan el 46% (con un máximo del 51.2% en la localidad de Villar de Olmos).

A pesar de que el estadístico empleado es estático, pues ofrece un valor para el conjunto de cada una de las series analizadas, dado que prácticamente en toda la Comunidad Valenciana se supera el 30%, es lícito interpretar estos resultados como la primera indicación de que el durante el periodo analizado la frecuencia de sequías o inundaciones ha sido frecuente en todo el territorio, hecho confirmado con los episodios descritos en la bibliografía

(Pérez-Cueva y Escrivá, 1982; Pérez-Cueva y Armengot, 1983; Quereda, 1983; Pérez-Cueva, 1983; Gil-Olcina, 1983; Martín-Vide, 1985; Chiner y López-García, 1987; Mateu, 1988,1990; Gil-Olcina, 1989; Olcina, 1994; etc.). Más aún, estos resultados ponen de manifiesto, tal y como han señalado ya previamente otros autores (Türkes, 1996), la escasa representatividad de los valores anuales promedio para caracterizar un régimen de precipitaciones en áreas como la estudiada.

La distribución espacial indica además el gran efecto que tienen los factores topográficos locales en la distribución de las precipitaciones y su variabilidad entre años. Debe recordarse que en la Comunidad Valenciana la frecuencia de procesos convectivos generadores de fuertes aguaceros es muy elevada y que sobre ellos la oposición del relieve acentúa el mecanismo de disparo (Camarasa, 1993; Martín-Vide, 1994); además, dichos aguaceros son capaces de modificar el total de lluvia anual de modo substancial (véase más adelante). La Comunidad se encuentra en uno de los sectores con mayor densidad de ciclogénesis del mundo (Petterssen, 1956), y la dinámica de estas células convectivas puede resultar determinante en el origen y tipo del régimen pluviométrico local, pues son extremadamente móviles en el espacio y muy dinámicas en su desarrollo interno (Sharon, 1972; Yair y Lavee, 1985) así como se manifiestan sobre extensiones «pequeñas» que oscilan entre los 10 y los 50 km^2 (Camarasa, 1993). El resultado de esta situación es la extrema variabilidad espacial y temporal de las precipitaciones.

3.1.2 Tendencias de la precipitación anual

En el conjunto de las 97 localidades estudiadas once presentan una tendencia de lluvia anual positiva; 44 localidades tienen tendencia negativa y en 42 de ellas no se han detectado tendencia significativa. La distribución en el territorio de los signos de tendencia se muestra en la Figura 6.

El aparente solape de estaciones con tendencias positivas, negativas y neutras dificulta establecer conclusiones globales acerca de la evolución de las precipitaciones en la escala regional. No obstante, el análisis espacial define sectores con tendencias de lluvia anual diferenciadas. Los resultados obtenidos al aplicar el test en los dos supuestos y sus niveles de significación, se muestran en la Tabla 3.

En el modelo unidimensional, con la distribución de lluvia anual como criterio de clasificación, las localidades con signos negativos se desagregan de las localidades con tendencia positiva ($p = 0.001$) y neutra ($p = 0.001$). Este resultado sugiere que existe una distribución espacial diferente entre las localidades con tendencia de lluvia anual negativa y el resto de las localidades estudiadas, y que tales diferencias se producen a lo largo del gradiente de precipitaciones anuales. Por su parte, las estaciones con tendencias positivas y neutras se encuentran solapadas a lo largo de dicho gradiente. El contraste de la cartografía de signos de tendencias mostrados en la Figura 6 y la precipitación media anual ($\bar{R}$) presentada en la Figura 4 permite apreciar esta conclusión.

En el sector más húmedo de la Comunidad Valenciana se ha producido un significativo descenso de los volúmenes anuales de precipitación. Este sector se localiza al norte del Cap

(R) Comparación por pares	*Modelo Bivariado* Costa-Interior				Norte-Sur				*Modelo Univariado* ( )	
	Ψ1	P	Ψ2	P	Ψ3	P	Ψ4	P		P
+ vs o	1.81	ns	3.10	ns	3.72	ns	3.34	ns	4.14	ns
+ vs –	2.75	ns	2.91	ns	5.88	*	5.77	*	11.2	***
o vs –	0.53	ns	0.47	ns	0.48	ns	0.54	ns	3.43	**

Tabla 3. Análisis espacial de las tendencias de lluvia anual (R). Estadísticos obtenidos mediante la aplicación de test de Cramér-von Mises y sus niveles de significación obtenidos mediante proceso de randomización (*P < 0.05; **P < 0.01; ***P < 0.001; ns = no significativo P > 0.05).

de Sant Antoni y en él se concentran gran número de observatorios con tendencias de lluvia anual negativas.

Por el contrario, en los sectores más áridos de la Comunidad situados al sur de la provincia de Alicante prácticamente no existen observatorios en los que se hayan detectado tendencias negativas significativas, y es prácticamente el único sector de la Comunidad donde se encuentran observatorios con tendencias positivas significativas de la precipitación anual.

El modelo bidimensional solamente ha detectado desagregaciones a lo largo del criterio de acumulación norte-sur entre los signos de tendencia positivos y negativos (p = 0.014 y 0.030). De nuevo estas diferencias se deben principalmente a la concentración de observatorios con signos positivos en el sector sur (el sector semiárido) de la Comunidad. Conviene recordar, no obstante, que el test es independiente del número de estaciones con un determinado signo, de modo que la concentración de signos positivos en el sur no implica necesariamente un predominio de este signo en dicho sector, sino más bien indica que, sobre el total de estaciones en las que se ha detectado una tendencia positiva, la mayoría de ellas se encuentran situadas al sur de la región.

Como conclusión, el análisis de la distribución espacial de los signos de tendencia de la lluvia anual, pese a la gran variabilidad observada, permite definir diferentes comarcas en las que la evolución de los valores de precipitación anual durante el período analizado difiere de modo significativo. Tales sectores se identifican con claridad a lo largo del gradiente de precipitaciones medias anuales (Tabla 4).

En los sectores más húmedos de la Comunidad se ha producido un claro y significativo descenso de los volúmenes de la precipitación anual durante el periodo normal 1961-1990. En 21 observatorios, el 66% de un total de 32 en el sector, presentan una tendencia de la lluvia significativa de signo negativo, y únicamente se han detectado tendencias positivas en 2 observatorios de la zona (el 6%). La tendencia resultó ser nula en 9 localidades (el 28%).

En los sectores con precipitación media anual entre 470 y 550 mm se mantiene el mismo predominio de localidades con tendencias de lluvia anual negativas. En este caso el número de observatorios con descenso de la precipitación anual fue de 15 (el 45%), frente a 1 solo observatorio de tendencia positiva (3%). Las localidades con tendencia nula fueron 9.

(R)	Número de estaciones	% Positivos (número)	% Nulas (número)	% Negativas (número)
Conjunto de la CV	97 11	(11) 43	(42) 45	(44)
< 470 mm	32 25	(8) 50	(16) 25	(8)
470 ≤ ≥ 550 mm	33 3	(1) 52	(17) 45	(15)
> 550 mm	32 6	(2) 28	(9) 66	(21)

Tabla 4. Distribución espacial de las tendencias de lluvia anual en diferentes sectores definidos por sus valores promedio de precipitación anual.

Finalmente en el sector más árido ($\bar{R}$ < 470 mm) el número total de observatorios con tendencia negativa y positiva fue de ocho en ambos casos (sobre un total de 32). Las localidades con tendencia nula fueron 16.

La magnitud de los cambios observados se puede evaluar por medio del estudio y la cartografía de los valores de las pendientes obtenidas de los modelos de regresión lineales (Figura 7). En los sectores en los que se ha detectado un descenso significativo en los volúmenes anuales (sectores subhúmedos) el descenso se ha venido produciendo con una tasa entre 4 y 10 mm anuales. En los sectores secos, donde la significación de estos cambios es menos acusada por el mayor número de observatorios con tendencias neutras, este descenso cuando se ha producido se ha dado con una tasa entre 2 y 4 mm anuales. Por último, en los sectores semiáridos las tasas de cambio varían entre –2 y +4 mm al año y son muy variables entre si.

3.1.3 La variabilidad interanual de la precipitación

Los cambios observados en los volúmenes anuales de precipitación han estado acompañados por cambios dados en su variabilidad interanual, esto es: por cambios en la magnitud de las anomalías pluviométricas. En las 97 localidades analizadas se han observado incrementos en 39 casos, las localidades con descensos significativos resultaron ser solamente 6, y en 52 observatorios no se han detectados cambios significativos. La localización espacial de las tendencias de las anomalías de la precipitación anual se muestra en la Figura 8.

Los cambios implican que en numerosos observatorios de la Comunidad el régimen de precipitaciones es cada vez más contrastado, en los que las diferencias entre años extremadamente secos o extremadamente húmedos parecen haberse acentuado. Sin embargo, el análisis espacial de las tendencias de estas anomalías demuestra que estos patrones generales no son homogéneos en todo el territorio Valenciano. El análisis espacial permite descubrir las pautas de la distribución de los signos de tendencia. En la Tabla 5, se muestran los estadístico obtenidos y sus valores de significación para los diferentes gradientes considerados.

Al igual que ocurre con las tendencias de los volúmenes anuales de precipitación, el principal gradiente en el que se agrupan las tendencias de las anomalías se corresponde con el gradiente de la precipitación media anual ($\bar{R}$). En este caso son las estaciones positivas las que se desagregan significativamente en el espacio de las localidades con tendencias negati-

(AR) Comparación por pares	*Modelo Bivariado* Costa-Interior				Norte-Sur				*Modelo Univariado* ( )	
	Ψ1	P	Ψ2	P	Ψ3	P	Ψ4	P		P
+ vs o	3.08	*	2.55	**	1.00	ns	0.87	ns	13.6	**
+ vs –	0.77	ns	0.91	ns	1.74	ns	1.08	ns	19.8	**
o vs –	2.00	ns	3.77	ns	2.30	ns	1.22	ns	7.90	ns

Tabla 5. Análisis espacial de las tendencias del valor absoluto de las anomalías de lluvia anual (AR). Estadísticos obtenidos mediante la aplicación de test de Cramér-von Mises y sus niveles de significación obtenidos mediante proceso de randomización (*P < 0.05; **P < 0.01; ***P < 0.001; ns = no significativo P > 0.05)

vas (p = 0.008) y neutras (p = 0.002). En el modelo bivariado las únicas desagregaciones significativas que se han encontrado se refieren al cruce entre signos positivos y neutros (p = 0.014 y 0.030).

El estudio de las cartografías de tendencias (Figura 8) y del gradiente considerado (Figura 4) permite realizar una nueva zonificación de la Comunidad Valenciana según la distribución de las tendencias de las anomalías pluviométricas (Tabla 6).

Los valores positivos de la variabilidad interanual de la lluvia se concentran en los sectores más húmedos de la Comunidad. Del total de 32 observatorios, 18 resultaron tener tendencia positiva, 14 neutra y ninguno negativa.

En los sectores secos el predominio de localidades con tendencias positivas frente a las negativas es menor. El rasgo más característico es el predominio de la tendencia neutra (21 observatorios). Por su parte, el número de observatorios con tendencia positiva fue de 11 y uno solamente tuvo valor negativo.

Finalmente, el sector semiárido con lluvias entre 470 y 550 mm resulto ser el más heterogéneo: de 32 observatorios totales, en 17 no se detecta tendencia, en 10 la tendencia de la anomalía es positiva y solamente en 5 resultó negativa.

La magnitud de los cambios de la variabilidad interanual se produjo con unas tasas entre el 2% y el 4% anual en las zonas más húmedas de la región (Figura 9).

(|AR|)	*Número de estaciones*	*% Positivos (número)*	*% Nulas (número)*	*% Negativas (número)*
Conjunto de la CV	97 40	(39) 54	(52) 6	(6)
< 470 mm	32 31	(10) 53	(17) 16	(5)
470 ≤ ≥ 550 mm	33 33	(11) 64	(21) 3	(1)
> 550 mm	32 56	(18) 44	(14) 0	(0)

Tabla 6. Distribución espacial de las tendencias del valor absoluto de las anomalías de lluvia anual (|AR|) en diferentes sectores definidos por los valores promedio de precipitación anual

3.2 Precipitaciones estacionales y mensuales

3.2.1 Valores estacionales y variabilidad asociada

Como ya hemos comentado, la peculiar posición latitudinal que ocupa la Comunidad Valenciana y la disposición del relieve son los factores principales que determinan la distribución irregular de los aportes de lluvia tanto en sus totales como en las distintas épocas del año.

Durante el invierno (Figura 10a) y la primavera (Figura 10b) las perturbaciones atmosféricas generadas en el Atlántico o en latitudes más altas alcanzan la Comunidad Valenciana desde el oeste, una vez han cruzado la Península Ibérica. Por esta razón, las masas de aire que llegan al territorio Valenciano únicamente son capaces de producir unas condiciones de relativa humedad en las áreas interiores. Durante estos meses la influencia del mar Mediterráneo en el régimen de precipitaciones es muy escasa.

Con la llegada del verano la región se ve persistentemente afectada por el Anticiclón de las Azores (Font Tullot, 1983) lo que es causa del aumento notable de las temperaturas y la escasa cuantía de la precipitación. La situación tiene un claro componente latitudinal, y la sequía estival se manifiesta de modo más acusado en los sectores situados más al sur de la Comunidad (Figura 10c). Paralelamente, durante el verano se produce un progresivo calentamiento del mar que alcanza unos máximos de 22-23ºC entre los meses de Agosto-Septiembre-Octubre (Quereda, 1985; López, 1991). Por esta razón a finales de la estación veraniega, y sobre todo durante el otoño, se produce un elevado número de eventos torrenciales de origen convectivo cuya distribución espacial es muy aleatoria (Martín-Vide, 1985; Mateu, 1988, 1990; Gil-Olcina, 1989).

La distancia a la costa y la altitud son los factores determinantes en el reparto espacial de los volúmenes e intensidades de la precipitación de otoño (Figura 10d) ya que ambos intensifican los mecanismos productores de lluvia (Camarasa, 1993). En general durante el otoño las precipitaciones tienen especial intensidad y virulencia sobre todo en comarcas costeras y prelitorales (Fernández-Mills y Lana, 1991).

El resultado de estos procesos es la importancia que tienen las precipitaciones de otoño en el total anual (Figura 11d). En prácticamente toda la Comunidad Valenciana las lluvias de otoño suponen porcentajes superiores al 32% de la lluvia anual, con valores superiores al 40% en los sectores más costeros.

A la inversa, el período que contribuye menos a los totales anuales es el verano (Figura 11c). Su aporte es mínimo en toda la franja costera (< 12%) y especialmente en las proximidades del Cap de Sant Antoni (< 8%). Unicamente en los sectores montañosos del norte de la provincia de Castellón las precipitaciones estivales tienen cierta importancia, y sus valores superan en ocasiones el 20% del total anual.

La contribución de las precipitaciones invernales al total anual (Figura 11a) varia entre menos del 20% en las comarcas interiores del Norte de Castellón, y porcentajes superiores al 28% en la zona del Cap de Sant Antoni. Valores semejantes alcanzan las precipitaciones de primavera, pero con una diferente distribución espacial (Figura 11b). En primavera los

máximos se obtienen en el interior de la Comunidad (> 28%) y los mínimos (en torno al 24%) en los sectores costeros.

La variabilidad interanual asociada la precipitación anual promedio se muestra en la Figura 12, cuya principal característica es su elevado valor en todas las estaciones climatológicas.

En el invierno la variabilidad supera el 60% prácticamente en toda la Comunidad (Figura 12a). Destacan los valores por encima del 70% de la provincia de Castellón. En las lluvias de primavera la variabilidad es también muy elevada en los sectores más costeros (superior al 60%) pero disminuye en las zonas del interior (Figura 12b).

Los más altos valores de variabilidad se producen en el verano en la zona sur de la Comunidad, con coeficientes de variación superiores incluso al 100% (Figura 12c). En cuanto a la variabilidad de las precipitaciones de otoño (Figura 12d), al igual que en el resto de las estaciones, es también alta con dos sectores donde es particularmente elevada: el sur de Valencia y el norte de Alicante, donde se alcanzan valores superiores al 70%.

3.2.2 Régimen de precipitaciones mensual y variabilidad asociada

La distribución de los volúmenes de precipitación mensuales así como la variabilidad asociada a los mismos, se muestran en la Figura 13 (meses de invierno), Figura 14 (meses de primavera), Figura 15 (meses de verano) y Figura 16 (meses de otoño).

Entre los meses invernales el mes de mayor aporte de precipitación es Diciembre. El reparto espacial de estas lluvias tiene un patrón espacial semejante en los tres meses y a su vez es semejante al observado para los volúmenes de lluvia anual.

En los meses de primavera el patrón de distribución espacial también es semejante al observado para los meses invernales y totales anuales. Durante el mes de Mayo (próximo ya al verano) se constata un incremento de los volúmenes en los sectores interiores de la provincia de Castellón.

Esta gradación norte-sur de las lluvias de los meses de invierno y primavera se acentúa durante los meses de verano (especialmente en el mes de Junio). Así, los aportes de lluvia en los sectores más al sur de la Comunidad son escasos y extremadamente variables.

Finalmente, durante el otoño destaca el mes de Octubre pues es el mes durante el que se producen las mayores precipitaciones en todo el territorio Valenciano. En el mes de Septiembre, los eventos de lluvia se producen principalmente en los sectores más costeros de la Comunidad, siendo estos a su vez extremadamente variables en el tiempo.

3.2.3 Indice de Concentración de las Precipitaciones (PCI)

La distribución mensual de las lluvias se ha estimado mediante el Indice de Concentración de las Precipitaciones (PCI) propuesto por Oliver (1980), el cual ofrece una buena aproximación al modo en cómo se ha producido el total de precipitación anual. Cuando los valores del

índice son inferiores a 10 el índice indica una distribución mensual de la precipitación uniforme; si el índice toma valores entre 11 y 20 la distribución de la lluvia anual es estacional. Los valores por encima de 20 corresponden a climas con grandes variaciones intermensuales de la precipitación. El índice ofrece así una visión integradora de la distribución mensual de la lluvia y de su concentración, y su autor lo propuso para superar las dificultades que ofrecían otros índices al valorar la concentración de la lluvia mensual como factor de erosión.

La distribución espacial del valor del índice PCI durante el periodo 1961-1990 se muestra en la Figura 17. Los valores más elevados se localizan en las zonas costeras de la Comunidad (valores superiores a 22), mientras que en las comarcas más interiores los valores inferiores del PCI indican que la lluvia se reparte de una manera más homogénea a lo largo de los meses.

La distribución de estos valores se debe a que los sectores costeros se encuentran directamente expuestos a las perturbaciones de origen mediterráneo y a eventos de lluvia de gran intensidad y magnitud (Camarasa, 1993; Lana y col., 1995; Millán y col., 1995). Como ya indicamos, estos eventos se producen principalmente entre los meses de septiembre y diciembre, y en su origen se conjuga el enfriamiento de la masa de tierra emergida, el calor almacenado en el mar Mediterráneo y la frecuente irrupción de frentes fríos (Riosalido, 1990, Camarasa, 1993). Lo abrupto del relieve y su cercanía al mar explica la mayor frecuencia e intensidad de estos procesos en el área costera cercana al Cap de Sant Antoni con una correspondencia directa con los valores mas elevados del PCI. Por el contrario, en las zonas interiores el reparto más homogéneo de las precipitaciones mensuales se debe a que se encuentran más protegidas de estos eventos y a la atenuada influencia de los frentes de origen Atlántico procedentes del oeste principalmente en invierno y primavera. Tal situación se describe en los menores valores del PCI encontrados.

Los valores anuales de estacionalidad y concentración mensual del período 1961-1990 muestran también una extraordinaria variabilidad interanual. Los coeficientes de variación del índice PCI, obtenidos a partir de los valores anuales de PCI de cada observatorio, son muy elevados en todo el territorio, y varían entre el 40% y valores superiores al 85% (Figura 18).

De nuevo la variabilidad interanual es mayor en los sectores costeros, donde los totales anuales están fuertemente afectados por la ocurrencia o no de eventos extremos (Martín-Vide y Wheeler, 1988; Wheeler, 1991). En estos sectores, es normal que años consecutivos sean calificados de extremadamente secos y muy húmedos por efecto de las precipitaciones de un solo mes, incluso por efecto de un escaso número de días (véase capítulo de análisis diario).

3.2.4 Análisis de tendencias

A) Invierno

Del total de 97 localidades analizadas, en 53 no se ha detectado ninguna tendencia significativa de los aportes invernales a lo largo del periodo normal 1961-1990. En 34 de ellas el volumen han disminuido significativamente durante dicho periodo, y únicamente en 10

localidades se ha detectado un incremento significativo de la precipitación de invierno. La distribución espacial de estas tendencias se muestra en la Figura 19.

El análisis espacial no detecta agrupamientos significativos de estos signos en los diferentes criterios de acumulación empleados (Tabla 7).

En toda la Comunidad Valenciana se pueden encontrar localidades con evoluciones positivas, negativas o neutras cercanas entre sí. La ausencia de agrupamientos significativos indica que las tendencias de los diferentes observatorios se distribuyen de manera solapada tanto en sentido latitudinal y longitudinal (norte-sur: $\Psi 1$, $\Psi 2$, $\Psi 3$, $\Psi 4$) como en el gradiente de precipitaciones medias de invierno ($\overline{INV}$). En consecuencia, estos cambios parecen producirse a escalas de muy baja resolución espacial, y no es posible definir objetivamente áreas con evoluciones significativamente distintas.

En resumen, el general común para todo el territorio de las lluvias invernales sugiere que estas precipitaciones se han mantenido constantes (55% de las estaciones) o en todo caso han descendido (35% de las localidades) (Tabla 8).

(INV) Comparación por pares	*Modelo Bivariado* Costa-Interior				Norte-Sur				*Modelo Univariado* ( )	
	$\Psi 1$	P	$\Psi 2$	P	$\Psi 3$	P	$\Psi 4$	P		P
+ vs o	0.75	ns	1.10	ns	1.00	ns	1.17	ns	0.43	ns
+ vs –	2.11	ns	2.47	ns	2.38	ns	2.23	ns	1.06	ns
o vs –	0.88	ns	0.69	ns	0.57	ns	0.73	ns	0.68	ns

Tabla 7. Análisis espacial de las tendencias de lluvia de invierno (INV). Estadísticos obtenidos mediante la aplicación de test de Cramér-von Mises y sus niveles de significación obtenidos mediante proceso de randomización (*P < 0.05; **P < 0.01; ***P < 0.001; ns = no significativo P > 0.05)

(INV)	*Número de localidades*	*% Positivas (número)*	*% Nulas (número)*	*% Negativas (número)*
Conjunto de la CV	97	10 (10)	55 (53)	35 (34)

Tabla 8. Tendencias de las lluvias de invierno

La variabilidad interanual asociada a las precipitaciones de invierno muestra un predominio de observatorios en los que la variabilidad ha aumentado (43 localidades) durante el periodo 1961-1990. En 36 localidades no se han detectado cambios significativos, y en 18 la variabilidad interanual ha descendido. Sin embargo el aumento o mantenimiento de la variabilidad se ha producido de una manera diferenciada en el territorio. En la Figura 20, se muestran los signos de tendencia en las localidades observadas, así como la delimitación de los diferentes sectores obtenidos a través del análisis espacial de estas tendencias. Los resultados del análisis espacial y su nivel de significación se muestran en la Tabla 9.

(|AINV|) Comparación por pares	Modelo Bivariado								Modelo Univariado	
	Costa-Interior				Norte-Sur				( )	
	Ψ1	P	Ψ2	P	Ψ3	P	Ψ4	P		P
+ vs o	2.62	*	2.78	**	1.98	ns	2.55	ns	0.78	ns
+ vs –	3.28	*	4.73	**	1.47	ns	1.08	ns	0.60	ns
o vs –	0.41	ns	1.01	ns	1.20	ns	1.54	ns	1.45	ns

Tabla 9. Análisis espacial de las tendencias de las anomalías de lluvia de invierno (|AINV|). Estadísticos obtenidos mediante la aplicación de test de Cramér-von Mises y sus niveles de significación obtenidos mediante proceso de randomización (*P < 0.05; **P < 0.01; ***P < 0.001; ns = no significativo P > 0.05)

En primer lugar existe un desagrupamiento significativo en la dirección costa-interior entre los observatorios con signo positivo y los de signo negativo o neutro. Según la distribución espacial de los signos de tendencia (Figura 20), puede apreciarse el dominio de estaciones positivas en los sectores costeros y cómo estos se separan notoriamente de las localidades con tendencias negativas o neutras, ubicadas en sectores del interior. En segundo lugar se observan diferencias significativas, aunque más débiles, en la distribución espacial de las localidades con tendencias positivas y neutras en sentido norte-sur. La cartografía de signos permite apreciar cómo se produce esta interacción en los sectores interiores de la Comunidad, debido a la coexistencia de ambos signos en los sectores interiores del norte y el predominio de estaciones neutras en los sectores interiores del sur. La ausencia de diferencias significativas entre los signos neutros y los negativos nos indica la existencia de ambas tendencias en las mismas áreas geográficas.

Con los resultados obtenidos se pueden definir tres sectores en el área de estudio, en los que la evolución de la variabilidad interanual de las precipitaciones de invierno ha sido significativamente distinta (Tabla 10).

En los sectores costeros de la Comunidad se puede hablar de un incremento generalizado de la variabilidad invernal (el 64% de las localidades muestran esa tendencia). Esta homogeneidad observada en los sectores costeros no se observa en las zonas interiores: mientras en la mitad norte de la Comunidad, (en menor medida que en la costa) se mantiene el predominio de estaciones con tendencia positiva (48% de las localidades), los sectores interiores situa-

(|AINV|)		Número de localidades	% Positivas (número)	% Nulas (número)	% Negativas (número)
Conjunto de la CV		97	44 (43)	37 (36)	19 (18)
Costa		36	64 (23)	28 (10)	8 (3)
Interior	Norte	40	48 (19)	33 (13)	20 (8)
	Sur	21	5 (1)	62 (13)	33 (7)

Tabla 10. Reparto espacial de las tendencias de las anomalías de lluvia de invierno en diferentes sectores de la Comunidad Valenciana

dos más al sur presentan un predominio de estaciones con evoluciones neutras (62%) e incluso se constata una importante presencia de estaciones con tendencias negativas (33%).

Las magnitudes con que estos cambios se han producido, tanto en sus volúmenes como su variabilidad, se muestra en la Figura 21. En el caso de los volúmenes (Figura 21a), las tasas de cambio varían entre +2 y –2 mm anuales prácticamente en todo el conjunto del área de estudio; las variaciones son muy localizadas, como la observada en el Cap de Sant Antoni o en algún punto de Castellón o Valencia en donde se observan descensos de hasta –4 mm anuales. Por su parte, en los sectores de costa con variabilidad interanual positiva las tasas de variación oscilan entre el 1 y el 2% anual (Figura 21b).

Si observamos las tendencias mes a mes durante el invierno, predominan las tendencias negativas en diciembre (54 observatorios), en enero las tendencias positivas (42 observatorios) aunque con numerosos casos de tendencias neutras (38 observatorios), y en febrero la tendencia es predominantemente neutra (62 observatorios). La variabilidad asociada a estas tendencias es predominantemente nula en diciembre (52 casos), claramente positiva en enero (71 observatorios) y nula o negativa en febrero (42 y 39 casos) (Figura 22) (Tabla 11).

En consecuencia, es difícil establecer una relación entre los valores de tendencia del volumen y variabilidad mensual con el valor de la estación. No obstante, el incremento de la variabilidad interanual de la lluvia de invierno parece deberse principalmente al incremento de la magnitud de las anomalías del mes de enero.

Invierno		*Volumen*				*Variabilidad*		
		DIC	*ENE*	*FEB*		*|ADIC|*	*|AENE|*	*|AFEB|*
Positivas (+)	(10)	3	42	22	(43)	25	71	16
Neutras (o)	(53)	40	38	62	(36)	52	21	42
Negativas (–)	(34)	54	17	13	(18)	20	5	39

Tabla 11. Tendencias de los volúmenes y de las anomalías de precipitación en los meses de invierno. Los datos corresponden al número de localidades con dicho signo. Entre paréntesis, el numero de localidades con tendencia estacional.

B) Primavera

Los resultados obtenidos en el análisis de las tendencias de los volúmenes de la primavera muestran, al igual que los encontrados para la estación invernal, una gran variabilidad local. Nuevamente predominan las localidades sin tendencia significativa (51 localidades), en 32 casos la evolución fue y en 14 observatorios la tendencia resultó positiva. La disposición de estas tendencias en el territorio se muestra en la Figura 23.

La disparidad en los resultados impide extraer conclusiones generalizables en el conjunto del territorio, aunque a menor escala pueden distinguirse áreas con diferente evolución temporal.

El análisis estadístico nuestra la existencia de desagregaciones espaciales de los signos en el espacio (Tabla 12).

(PRI) Comparación por pares	*Modelo Bivariado* Costa-Interior				Norte-Sur				*Modelo Univariado* ( )	
	Ψ1	P	Ψ2	P	Ψ3	P	Ψ4	P		P
+ vs o	2.44	*	3.40	*	3.78	*	3.35	*	0.58	ns
+ vs –	2.75	ns	3.05	ns	4.75	*	3.91	ns	4.69	*
o vs –	0.19	ns	0.44	ns	0.39	ns	0.65	ns	2.70	ns

Tabla 12. Análisis espacial de las tendencias de lluvia de primavera (PRI). Estadísticos obtenidos mediante la aplicación de test de Cramér-von Mises y sus niveles de significación obtenidos mediante proceso de randomización (*P < 0.05; **P < 0.01; ***P < 0.001; ns = no significativo P > 0.05)

Destaca en primer lugar la diferente distribución de los signos positivos frente a los neutros tanto en sentido norte-sur como costa-interior. La cartografía de signos (Figura 23) permite observar el predominio de localidades con signo positivo tanto en los sectores más al norte como en los más al sur, mientras las localidades con tendencia neutra son dominantes en el sector central de la Comunidad. La desagregación comentada pero en la dirección costa interior se debe a que el predominio de localidades positivas en los dos extremos latitudinales de la Comunidad no se cumple por igual entre la costa y el interior. En este caso se puede observar que en los sectores más interiores del norte, la presencia de localidades con signo positivo se solapa con las de signo neutro. Las escasas localidades en las que han sido detectadas tendencias negativas coinciden en el espacio con las de signo neutro, y se separan a su vez de las positivas en el gradiente norte-sur. Esto indica que donde más abundantes sean los signos neutros (centro de la Comunidad), más probabilidad existirá de encontrar también signos negativos.

Tal y como indica el análisis espacial, a lo largo del gradiente de precipitaciones medias de primavera ($\overline{PRI}$) las localidades con signos negativos se encuentran principalmente en los sectores en los que llueve más durante la estación, mientras que los observatorios con tendencias positivas se sitúan principalmente donde los aportes son menores.

A partir de estos resultados podemos distinguir cuatro sectores en los que los volúmenes de precipitación de la primavera han tenido evoluciones diferentes durante el periodo 1961-1990 (Tabla 13).

El primero de ellos se situaría en las costas de Castellón y el norte de la provincia de Valencia; en este sector la precipitación de primavera ha aumentado significativamente. De la misma manera, aunque con algunas anomalías, en el sur de la Comunidad las precipitaciones de primavera han incrementado sus aportes significativamente. En los sectores del interior de la provincia de Castellón y en el norte de la provincia de Valencia los volúmenes se han mantenido mayoritariamente constantes (60%) pero existen observatorios con ten-

(PRI)		*Número de localidades*	*% Positivas (número)*	*% Nulas (número)*	*% Negativas (número)*
Conjunto de la CV		97	33 (32)	53 (51)	14 (14)
Norte	Costa	18	83 (15)	17 (3)	0 (0)
	Interior	25	24 (6)	60 (15)	16 (4)
Centro		37	0 (0)	76 (28)	24 (9)
Sur		17	65 (11)	29 (5)	6 (1)

Tabla 13. Reparto espacial de las tendencias de las anomalías de lluvia de invierno en diferentes sectores de la Comunidad Valenciana

dencias positivas y negativas. Por último, en el sector central de la Comunidad es donde menos cambios se han observado (76% de localidades con tendencia neutra), y en todo caso si se han producido son de signo negativo.

El análisis de tendencias realizado sobre las anomalías de precipitación de la estación considerada muestra que la variabilidad de estas precipitaciones se ha incrementado en 23 localidades, se mantenido constante en 48, y ha descendido significativamente en 26 (Figura 24). Ninguno de los gradientes y criterios de acumulación espacial utilizados para estudiar su reparto en el espacio señala diferencias entre los distintos signos (Tabla 14).

Los resultados de este análisis espacial de la variabilidad interanual de las precipitaciones de primavera hacen muy difícil extraer conclusiones de escala regional o subregional; por ello los factores locales parecen determinar esta gran disparidad de los resultados (Tabla 15).

Las magnitudes de los cambios observados tanto de los volúmenes como de su variabilidad se muestran en la Figura 25. El dato que más destaca es el incremento en más de 4 mm anuales

(|APRI|) Comparación por pares	*Modelo Bivariado* Costa-Interior				Norte-Sur				*Modelo Univariado* ( )	
	Ψ1	P	Ψ2	P	Ψ3	P	Ψ4	P		P
+ vs o	1.45	ns	1.91	ns	1.78	ns	1.50	ns	1.95	ns
+ vs –	2.69	ns	3.73	ns	2.45	ns	1.30	ns	2.80	ns
o vs –	0.45	ns	0.59	ns	0.23	ns	0.26	ns	0.29	ns

Tabla 14. Análisis espacial de las tendencias de las anomalías de lluvia de primavera (|APRI|). Estadísticos obtenidos mediante la aplicación de test de Cramér-von Mises y sus niveles de significación obtenidos mediante proceso de randomización (*P < 0.05; **P < 0.01; ***P < 0.001; ns = no significativo P > 0.05)

(|AINV|)	*Número de localidades*	*% Positivas (número)*	*% Nulas (número)*	*% Negativas (número)*
Conjunto de la CV	97	24 (23)	49 (48)	27 (26)

Tabla 10. Reparto espacial de las tendencias de las anomalías de lluvia de invierno en diferentes sectores de la Comunidad Valenciana

de la precipitación de primavera en la zona norte de la provincia de Castellón (Figura 25a). En cuanto a la tasa de cambio de la variabilidad interanual oscila en torno a 1% anual (Figura 25b).

El análisis mensual parece sugerir que el incremento de las lluvias de abril es el principal responsable de los incrementos de las lluvias de la estación, sobre todo en los sectores costeros del norte (provincia de Castellón); en el resto de la Comunidad Valenciana este aumento parece haber sido compensado por los descensos ocurridos durante el mes de marzo (Figura 26). La variabilidad interanual de los aportes de estos meses muestra también el predominio de la tendencia positiva en el mes de abril. Los incrementos de la variabilidad mensual parecen compensarse de año en año entre los diferentes meses de primavera, de modo que el cómputo general de la estación se obtienen predominantemente valores sin tendencia (Tabla 16).

Primavera		*Volumen*				*Variabilidad*		
		MAR	*ABR*	*MAY*		*|AMAR|*	*|AABR|*	*|AMAY|*
Positivas (+)	(32)	8	55	26	(23)	39	43	22
Neutras (o)	(51)	56	37	56	(48)	50	42	43
Negativas (–)	(14)	33	5	15	(26)	8	12	32

Tabla 16. Tendencias de los volúmenes y de las anomalías de precipitación en los meses de primavera. Los datos corresponden al número de localidades con dicho signo. Entre paréntesis, el número de localidades con tendencia estacional

C) Verano

Durante el verano se ha detectado también un predominio de localidades sin tendencia significativa de la precipitación (44 observatorios). En 32 localidades se han detectado descensos significativos en los volúmenes estivales y en 21 las tendencias detectadas fueron positivas. Su disposición en el espacio se muestra en la Figura 27.

La evolución de estas precipitaciones estivales muestra de nuevo una gran variabilidad territorial. Sin embargo, el análisis de estas tendencias refleja la existencia de importantes desagrupamientos entre los diferentes signos (Tabla 17).

(VER) Comparación por pares	*Modelo Bivariado* Costa-Interior				Norte-Sur				*Modelo Univariado* ( )	
	Ψ1	P	Ψ2	P	Ψ3	P	Ψ4	P		P
+ vs o	4.28	*	3.04	*	3.61	*	3.19	*	1.19	ns
+ vs –	2.48	ns	2.26	ns	9.92	***	6.63	**	1.16	ns
o vs –	0.80	ns	0.54	ns	2.31	ns	1.09	ns	1.46	ns

Tabla 17. Análisis espacial de las tendencias de lluvia de verano (VER). Estadísticos obtenidos mediante la aplicación de test de Cramér-von Mises y sus niveles de significación obtenidos mediante proceso de randomización (*P < 0.05; **P < 0.01; ***P < 0.001; ns = no significativo P > 0.05)

En primer lugar destaca el significativo desagrupamiento entre las localidades con evoluciones positivas, neutras y negativas en sentido norte-sur.

En la Figura 27 se puede identificar la naturaleza de estas diferencias. Las localidades con tendencia positiva se localizan mayoritariamente en los extremos norte y sur de la Comunidad, mientras que las localidades negativas se encuentran principalmente en el sector central. Este predominio de las estaciones positivas es más evidente en el sector norte, pues en el sur y en centro existe una mayor densidad de signos neutros. Una segunda acotación se debe realizar en el sentido costa-interior, y se refiere a la distribución de los signos positivo y neutro. Como puede observarse, los observatorios de tendencias positivas del sector norte se sitúan principalmente en áreas costeras, mientras que hacia el interior aumentan los observatorios con evoluciones neutras.

En consecuencia, dentro del territorio Valenciano podemos distinguir 4 sectores diferenciados según la evolución experimentada por las precipitaciones estivales (Tabla 18).

En primer lugar se pueden diferenciar con claridad las comarcas costeras del norte de la Comunidad, en donde los volúmenes han experimentado un claro incremento (75% de sus localidades muestran tendencias positivas). Por su parte, en los sectores centrales (costa e interior de la provincia de Valencia) se ha producido un significativo descenso de la lluvia estival, mientras en el interior de la zona norte como en el sur de la región predominan las precipitaciones sin tendencias.

La variabilidad asociada a las lluvias de verano durante el periodo 1961-1990 se caracteriza principalmente por el incremento (Figura 28), pero sin embargo no ha ocurrido de manera homogénea en el territorio (Tabla 19).

(|AINV|)		*Número de localidades*	*% Positivas (número)*	*% Nulas (número)*	*% Negativas (número)*
Conjunto de la CV		97	22 (21)	45 (44)	33 (32)
Norte	Costa	16	75 (12)	19 (3)	6 (1)
	Interior	18	11 (2)	67 (12)	22 (4)
Centro		41	2 (1)	41 (17)	56 (23)
Sur		22	27 (6)	55 (12)	18 (4)

Tabla 18. Reparto espacial de las tendencias de lluvia de verano en diferentes sectores de la Comunidad Valenciana

(|AVER|) Comparación por pares	*Modelo Bivariado* Costa-Interior				Norte-Sur				*Modelo Univariado* ( )	
	Ψ1	P	Ψ2	P	Ψ3	P	Ψ4	P		P
+ vs o	3.31	*	2.48	*	5.02	**	4.72	**	4.96	**
+ vs –	15.4	***	18.8	***	11.0	***	8.23	**	8.77	**
o vs –	5.56	*	8.75	**	2.04	ns	1.28	ns	1.34	ns

Tabla 19. Análisis espacial de las tendencias de las anomalías de lluvia de verano (|AVER|). Estadísticos obtenidos mediante la aplicación de test de Cramér-von Mises y sus niveles de significación obtenidos mediante proceso de randomización (*P < 0.05; **P < 0.01; ***P < 0.001; ns = no significativo P > 0.05)

Las localidades con tendencias positivas se distribuyen de modo separado de aquellas con tendencias negativas o nulas, tanto en sentido costa-interior como norte-sur. Esta doble gradación indica la existencia de algún tipo de interacción en la distribución de los signos en ambos gradientes.

En la Figura 28 se observa claramente la naturaleza de dicha interacción. Mientras que las localidades con evoluciones positivas dominan en el norte de la Comunidad, en el sur este predominio solamente se hace patente en los sectores más interiores. En esta zona sur de la Comunidad los tres signos aparecen en el espacio en bandas paralelas a la línea de costa desagrupados significativamente entre si. Así, en los sectores costeros predominan las evoluciones negativas, las neutras son mayoritarias en la banda central y las positivas son dominantes en los sectores que se encuentran más interiores.

La distribución comentada de los signos de tendencia de la variabilidad de la precipitación de verano permite realizar la siguiente clasificación (Tabla 20).

(|AINV|)		Número de localidades	% Positivas (número)	% Nulas (número)	% Negativas (número)
Conjunto de la CV		97	52 (50)	33 (32)	15 (15)
Norte		51	71 (36)	25 (13)	4 (2)
Sur	Costa	15	0 (0)	20 (3)	80 (12)
	Centro	16	6 (1)	88 (14)	6 (1)
	Interior	15	87 (13)	13 (2)	0 (0)

Tabla 20. Reparto espacial de las tendencias de las anomalías de lluvia de verano en diferentes sectores de la Comunidad Valenciana

Tanto en el norte como en los sectores interiores del sur de la Comunidad Valenciana, la variabilidad de las precipitaciones estivales ha aumentado significativamente a lo largo del periodo 1961-1990. Por el contrario, en la franja costera del sur de la Comunidad la variabilidad interanual ha experimentado un significativo descenso. Entre ambas franjas se localiza una tercera en la que predominan las evoluciones neutras.

La distribución de las tendencias coincide también con el gradiente de precipitaciones medias estivales, por lo que puede inferirse que los incrementos de la variabilidad de las precipitaciones se han producido de una manera más notable en aquellos sectores en los que durante el verano llueve más, localizándose a su vez las evoluciones neutras y negativas en los sectores que menores aportes estivales reciben.

La magnitud de estos cambios se muestran en la Figura 29. Los incrementos y descensos detectados en los volúmenes estivales se han producido con unas tasas inferiores a los 2 mm. anuales (Figura 29a).

En cuanto a la variabilidad interanual (Figura 29b), los incrementos más destacados en la magnitud se observan en el norte de Castellón, con tasas de cambio superiores al 1% anual. Por el contrario, en las proximidades del Cap de Sant Antoni los descensos de la variabilidad de las precipitaciones estivales se ha producido con tasas que superan el 2% anual.

La evolución de las precipitaciones de verano difiere también entre meses. Durante el mes de junio, el mes más importante cuantitativamente, predominan las tendencias negativas; durante los meses de julio y agosto predominan las tendencias positivas o neutras (Figura 30). La variabilidad asociada a estos eventos veraniegos parece también haberse incrementado significativamente en los meses de julio y agosto, y existe un predominio de tendencias neutras en las precipitaciones del mes de junio (Tabla 21). Con las salvedades precisas, se sugiere que el comportamiento de la estación esté controlado por el mes de junio.

Verano		*Volumen*				*Variabilidad*		
		JUN	*JUL*	*AGO*		*|AJUN|*	*|AJUL|*	*|AAGO|*
Positivas (+)	(21)	9	41	39	(50)	22	56	42
Neutras (o)	(44)	36	38	47	(32)	49	29	47
Negativas (-)	(32)	52	18	11	(15)	26	12	8

Tabla 21. Tendencias de los volúmenes y de las anomalías de precipitación en los meses de verano. Los datos corresponden al número de localidades con dicho signo. Entre paréntesis, el numero de localidades con tendencia estacional.

D) Otoño

Los resultados del análisis de tendencias de los volúmenes de la precipitación de otoño destacan por la homogeneidad de los resultados obtenidos, la cual contrasta con la variabilidad detectada en las otras tres estaciones. Unicamente en 2 observatorios, de los 97 incluidos en el estudio, se han detectado tendencias positivas en las lluvias de otoño, mientras que en 48 casos se han detectado descensos significativos y en 47 se han detectado evoluciones neutras (Figura 31).

Pese a esta aparente homogeneidad en las tendencias observadas, la distribución de los signos en el territorio Valenciano ofrece algunas diferencias, pues existe una desagregación significativa en sentido norte-sur entre las tendencias negativas y las neutras (Tabla 22).

(OTO) Comparación por pares	*Modelo Bivariado* Costa-Interior				Norte-Sur				*Modelo Univariado* ( )
	Ψ1	P	Ψ2	P	Ψ3	P	Ψ4	P	P
+ vs o	13.2	ns	13.0	ns	3.02	ns	7.11	ns	13.6 ns
+ vs –	11.8	ns	11.1	ns	12.2	ns	18.4	ns	18.2 ns
o vs –	1.17	ns	0.77	ns	5.22	**	5.46	**	0.68 ns

Tabla 22. Análisis espacial de las tendencias de lluvia de otoño (OTO). Estadísticos obtenidos mediante la aplicación de test de Cramér-von Mises y sus niveles de significación obtenidos mediante proceso de randomización (*P < 0.05; **P < 0.01; ***P < 0.001; ns = no significativo P > 0.05)

La desagregación permite diferenciar, dentro del territorio Valenciano, dos grandes sectores en función de la evolución diferenciada de su régimen de precipitaciones otoñales (Tabla 23).

La mitad norte de la Comunidad se caracteriza por el descenso significativo de los aportes durante el otoño (el 62% de las localidades muestra este signo). Por otro lado, en la mitad sur el descenso es menos evidente, y el sector se caracterizaría por una evolución mayoritariamente neutra (78% de las localidades sin tendencia significativa).

La variabilidad interanual asociada a estas precipitaciones muestra sin embargo un patrón de distribución espacial más complejo (Figura 32). La distribución de los diferentes signos de tendencia en el espacio, esta afectada por diversas interacciones tanto en sentido norte-sur como costa-interior (Tabla 24).

(OTO)	*Número de localidades*	*% Positivas (número)*	*% Nulas (número)*	*% Negativas (número)*
Conjunto de la CV	97	2 (2)	48 (47)	49 (48)
Norte	69	1 (1)	36 (25)	62 (43)
Sur	28	4 (1)	78 (22)	18 (5)

Tabla 23. Reparto espacial de las tendencias de las lluvia de otoño en diferentes sectores de la Comunidad Valenciana.

(|AOTO|) Comparación por pares	*Modelo Bivariado* Costa-Interior				Norte-Sur				*Modelo Univariado* ( )	
	Ψ1	P	Ψ2	P	Ψ3	P	Ψ4	P		P
+ vs o	9.28	***	8.69	***	2.22	ns	3.54	*	2.50	ns
+ vs –	5.24	*	4.13	ns	11.0	***	11.8	***	2.13	ns
o vs –	2.75	ns	2.23	ns	4.02	ns	3.06	ns	0.55	ns

Tabla 24. Análisis espacial de las tendencias de las anomalías de lluvia de otoño (|AOTO|). Estadísticos obtenidos mediante la aplicación de test de Cramér-von Mises y sus niveles de significación obtenidos mediante proceso de randomización (*P < 0.05; **P < 0.01; ***P < 0.001; ns = no significativo P > 0.05).

En primer lugar destaca la diferente distribución de las estaciones con tendencias positivas frente a las negativas en sentido norte-sur, y, en segundo lugar, frente a las neutras en sentido costa-interior. Estas diferencias quedan sin embargo matizadas por las interacciones encontradas con ambos signos (con las negativas en el costa-interior y con las neutras en el norte-sur).

En la Figura 32 se puede observarse la naturaleza de dichas interacciones. Las localidades con signo positivo se localizan en el interior de la Comunidad, y este gradiente es más acusado en la zona norte. A su vez, los sectores costeros se encuentran dominados por localidades con tendencias neutras, que se solapan con las de tendencia negativa en las comarcas situadas más al norte. Estos resultados, con interacciones significativas entre diferentes gradientes, permiten caracterizar el territorio Valenciano en 3 grandes subregiones (Tabla 25).

(|AOTO|)		Número de localidades	% Positivas (número)	% Nulas (número)	% Negativas (número)
Conjunto de la CV		97	41 (40)	45 (44)	13 (13)
Norte		37	5 (2)	68 (25)	27 (10)
Centro-Sur	Costa	23	17 (4)	74 (17)	9 (2)
	Interior	37	92 (34)	5 (2)	3 (1)

Tabla 25. Reparto espacial de las tendencias de las anomalías de lluvia de otoño en diferentes sectores de la Comunidad Valenciana

En la franja norte de la Comunidad la característica más notable sería el predominio de localidades con una variabilidad de las precipitaciones de otoño que no ha variado significativamente durante el período de estudio; en total el 68 % de observatorios reflejan esta situación en la zona. En este sector además, pueden observarse incluso descensos significativos de esta variabilidad interanual en 27% de localidades. A excepción de los sectores más próximos a la costa (con un claro predominio de evoluciones neutras), el resto de la Comunidad está caracterizado por incrementos significativos de la variabilidad de las precipitaciones de otoño.

La magnitud de estos cambios se muestra en la Figura 33. Como puede apreciarse, la magnitud con que se ha producido el descenso de la precipitación de otoño en la mitad norte de la Comunidad difiere entre la costa y el interior (Figura 33a). Mientras en la costa el descenso se ha efectuado con tasas de incluso 6 mm anuales, en las zonas interiores la variación es menor y las tasas se sitúan en torno a 2 mm al año Por el contrario, las tasas de cambio de la variabilidad interanual más elevadas se localizan principalmente en los sectores interiores de la provincia de Valencia, con incrementos superiores incluso al 3% anual (Figura 33b).

Durante el otoño destaca notablemente el significativo y generalizado descenso de los aportes del mes de octubre (72 observatorios), y en menor medida de septiembre (49 observatorios). En el mes de noviembre la mayoría de los observatorios no presenta tendencia (59 localidades) (Figura 34). La variabilidad asociada a estas precipitaciones es muy elevada durante noviembre, mes en el que 49 observatorios tienen signo positivo. Durante octubre predominan las tendencias neutras o negativas, y en septiembre las de signo neutro (Tabla 26). Parece evidente ante estos resultados mensuales que el comportamiento del mes de octubre es el que define de manera preferente el comportamiento de la estación de otoño y por lo tanto del total anual.

Otoño		Volumen				Variabilidad		
		SEP	OCT	NOV		|ASEP|	|AOCT|	|ANOV|
Positivas (+)	(2)	6	2	27	(40)	16	13	49
Neutras (o)	(47)	42	23	59	(44)	60	41	41
Negativas (-)	(48)	49	72	11	(13)	21	43	7

Tabla 26. Tendencias de los volúmenes y de las anomalías de precipitación en los meses de otoño. Los datos corresponden al número de localidades con dicho signo. Entre paréntesis, el numero de localidades con tendencia estacional

E) Indice de Concentración de las Precipitaciones

De las 97 localidades analizadas solamente en 16 casos se han detectado descensos significativos en la concentración mensual durante el periodo 1961-1990. En 40 localidades no se ha detectado tendencias significativas, y en 42 la tendencia resultó ser positiva. Este comportamiento generalizado o bien de incremento o de mantenimiento de los valores de concentración mensual de las precipitaciones no parece ser homogéneo a lo largo del territorio Valenciano. La evolución del índice indica diferencias a lo largo del gradiente definido por el valor promedio del propio índice ($\overline{PCI}$), y a lo largo de las direcciones de análisis norte-sur y costa-interior (Tabla 27).

El modelo univariado de análisis espacial desarrollado con el valor promedio del propio PCI, demuestra la existencia de desagregaciones significativas entre las tendencias positivas, neutras y negativas (Figura 35). Este hecho permite clasificar el territorio de la Comunidad en diferentes sectores según haya sido la evolución de la concentración mensual de las precipitaciones (Tabla 28), que indica a su vez modificaciones en el régimen de precipitación.

(PCI) Comparación por pares	*Modelo Bivariado* Costa-Interior				Norte-Sur				*Modelo Univariado* ( )	
	Ψ1	P	Ψ2	P	Ψ3	P	Ψ4	P		P
+ vs o	6.82	***	9.20	***	1.48	ns	1.14	ns	4.84	***
+ vs –	16.3	***	15.3	***	6.41	**	6.98	**	22.3	***
o vs –	3.21	ns	1.60	ns	6.30	**	7.90	**	7.72	**

Tabla 27. Análisis espacial de las tendencias del índice PCI. Estadísticos obtenidos mediante la aplicación de test de Cramér-von Mises y sus niveles de significación obtenidos mediante proceso de randomización (*P < 0.05; **P < 0.01; ***P < 0.001; ns = no significativo P > 0.05)

(PCI)	*Número de localidades*	*% Positivas (número)*	*% Nulas (número)*	*% Negativas (número)*
Conjunto de la CV	97	41 (40)	42 (41)	16 (16)
< 18.4	32	75 (24)	25 (8)	0 (0)
18.4 ≤ ≥ 20.5	33	27 (9)	64 (21)	9 (3)
(> 20.5)	32	22 (7)	37 (12)	41 (13)

Tabla 28. Reparto espacial de las tendencias del índice PCI en diferentes sectores de la Comunidad Valenciana definidos a partir del valor promedio de dicho índice ( ).

En aquellas áreas caracterizadas por un valor bajo del índice ($\overline{PCI}$ < 18.4) predominan localidades en las que la concentración mensual de las precipitaciones se ha incrementado significativamente. Por el contrario, en los sectores en los que la concentración mensual es elevada en sus valores promedio ($\overline{PCI}$ > 20.5), esta dinámica se invierte y en este caso pre-

dominan las tendencias negativas. Los sectores con valores promedio del índice coinciden con el predominio de tendencias neutras.

En el análisis espacial con el modelo bivariado se obtienen unos patrones de distribución de las tendencias más complejos. Una primera distinción se debe realizar entre los sectores costeros y los interiores de la Comunidad ($\Psi_{(1-2)}$). A lo largo de esta dirección las localidades con tendencia positiva se distribuyen de modo distinto a las tendencias nulas y negativas, mientras que estas dos últimas se solapan entre si.

En la Figura 36 se observa que los signos positivos se sitúan principalmente en los sectores más interiores, mientras los signos negativos y neutros están localizados principalmente en las áreas de costa. En la dirección norte-sur ($\Psi_{(3-4)}$) los resultados obtenidos matizan los previos: las localidades negativas se distribuyen de manera diferenciada a las positivas y las neutras, y estas a su vez se agrupan en el espacio.

Esta doble direccionalidad de la distribución espacial de los signos de tendencia, sugiere la presencia de patrones complejos de distribución de las tendencias y de la existencia de interacciones a lo largo de los dos gradientes geográficos empleados.

Así, en los sectores interiores predominan los observatorios con evoluciones positivas (incrementos de la concentración mensual de las precipitaciones), pero su importancia relativa varía a su vez en la dirección norte-sur.

De la misma manera las localidades con evoluciones negativas o neutras predominan en los sectores costeros, pero con diferencias a lo largo del gradiente norte-sur.

Los diferentes subsectores que se sugieren a partir de estos resultados según el régimen de concentración mensual de las precipitaciones son los siguientes (Tabla 29).

El patrón general descrito para los sectores interiores (tendencia positiva) es especialmente significativo en los sectores centrales de la Comunidad (94% de las localidades muestran una evolución positiva), mientras que en el norte (65%) y sobre todo en el sur (33%) su importancia disminuye. De la misma manera, el predominio de evoluciones negativas y neutras en los sectores costeros no ocurre por igual en toda la Comunidad. Así, en los sectores costeros del norte predominan las localidades con evoluciones neutras (88%).

En la Figura 37 se muestran las tasas anuales de cambio observadas para este índice a lo largo del periodo 1961-1990. Los incrementos ocurridos en los sectores interiores de la

(|AINV|)		*Número de localidades*	*% Positivas (número)*	*% Nulas (número)*	*% Negativas (número)*
Conjunto de la CV		97	41 (40)	42 (41)	16 (16)
Interior	Norte	17	65 (11)	35 (6)	0 (0)
	Centro	18	94 (17)	6 (1)	0 (0)
	Sur	18	33 (6)	33 (6)	33 (6)
Costa	Norte	17	0 (0)	88 (15)	12 (2)
	Centro	11	36 (4)	55 (6)	9 (1)
	Sur	16	12 (2)	44 (7)	44 (7)

Tabla 29. Reparto espacial de las tendencias del índice PCI en diferentes sectores de la Comunidad Valenciana

Comunidad se han venido produciendo a una tasa de entre 0 y 0.4 unidades PCI. Por el contrario, en los sectores más costeros las tasas de cambio negativas se han producido con valores de entre 0 y –0.3 unidades anuales.

Los resultados son menos claros en cuanto a la variabilidad asociada a estos valores de concentración mensual de las precipitaciones (|APCI|). De las 97 localidades estudiadas, 56 tienen tendencias neutras, 25 positivas y en 16 casos la tendencia ha sido negativa (Figura 38). El análisis espacial no permite detectar ningún patrón espacial significativo de agrupamiento (Tabla 30).

Esta ausencia de agrupamientos de los signos impide definir subregiones con evoluciones diferenciadas (Tabla 31), por lo que los valores de la tendencia de la variabilidad del índice PCI deben deberse a factores locales.

Esta característica se muestra también en la distribución espacial de la magnitud de los cambios, cuyas tasas varían en todo el territorio de la Comunidad entre 0.2 y –0.2% anual, y no tienen un patrón claro de distribución espacial (Figura 39).

(|APCI|) Comparación por pares	*Modelo Bivariado* Costa-Interior				Norte-Sur				*Modelo Univariado* ( )	
	Ψ1	P	Ψ2	P	Ψ3	P	Ψ4	P		P
+ vs o	0.42	ns	0.37	ns	0.66	ns	1.07	ns	1.11	ns
+ vs –	1.02	ns	2.73	ns	3.44	ns	3.77	ns	0.43	ns
o vs –	1.22	ns	2.62	ns	1.90	ns	1.92	ns	0.58	ns

Tabla 30. Análisis espacial de las tendencias de las anomalías del índice PCI. Estadísticos obtenidos mediante la aplicación de test de Cramér-von Mises y sus niveles de significación obtenidos mediante proceso de randomización (*P < 0.05; **P < 0.01; ***P < 0.001; ns = no significativo P > 0.05)

(|APCI|)	*Número de localidades*	*% Positivas (número)*	*% Nulas (número)*	*% Negativas (número)*
Conjunto de la CV	97	26 (25)	58 (56)	16 (16)

Tabla 31. Tendencias de las anomalías del índice PCI

3.3 Registros diarios

En los estudios realizados en el conjunto de la península ibérica, el litoral mediterráneo español se muestra como el área de mayor disparidad consecutiva en los aportes diarios (Martín-Vide, 1984, 1987). Por ello no es casual que una de las características más destacadas del régimen de precipitaciones de la Comunidad Valenciana sea su elevada concentración, con elevados aportes en un escaso número de días que representan altos

porcentajes sobre los totales anuales (Martín-Vide y Wheeler, 1988; Peñarrocha-Ferrer, 1994; Olcina, 1994).

Entre las diversas hipótesis explicativas destacamos la enunciada por Martín-Vide (1984), sugiriendo que, dentro del arco mediterráneo español, se produce una doble gradación (Sur-Norte desde Cádiz, y Norte-Sur desde Girona) en los valores de concentración diaria de lluvia, cuyo punto de encuentro en el límite de las provincias de Alicante y Valencia (alrededores del Cap de S. Antoni), donde se localizaría una zona de máxima concentración. De Luís y col. (1996) en un estudio global de la Comunidad Valenciana han confirmado estos resultados, y a su vez han encontrado una fuerte gradación costa interior en dicha concentración, acorde a los resultados para la provincia de Valencia hallados por Camarasa (1993).

3.3.1 Distribución de los valores máximos anuales

Los máximos anuales alcanzan valores promedio superiores a 120 mm día^{-1} en el sector central (Cap de Sant Antoni), y descienden hacia el interior en bandas paralelas a la costa. En el sur, provincia de Alicante, donde los totales anuales son los más bajos del territorio analizado, el máximo diario tiene un promedio de 50 mm de precipitación (Figura 40).

La importancia relativa de estos eventos se refleja en el alto porcentaje que representan sobre el valor anual: el promedio oscila entre el 15 y 17% de la precipitación total anual en una estrecha banda costera de norte a sur, y disminuye progresivamente en los sectores del interior de la Comunidad donde aún supone un valor en torno al 9% en el Rincón de Ademuz (Figura 41).

Si se consideran los diez eventos máximos anuales (Figura 42) se observa que mantienen el mismo patrón espacial que el encontrado en los máximos absolutos. Sin embargo, el porcentaje de contribución de estos 10 eventos máximos anuales se eleva notablemente. En los sectores costeros del centro de la Comunidad los 10 máximos eventos diarios de precipitación superan el 60 % del total de la lluvia anual. En las zonas del interior su importancia relativa disminuye, pero representa valores en torno al 50% de la precipitación anual (Figura 43).

La variabilidad interanual asociada a estos registros diarios se muestra también extraordinariamente elevada y variable en el espacio. Los máximos anuales tienen coeficientes de variación en sus series que superan en algunos sectores el 75% (Figura 44). La conclusión es que estos aportes máximos diarios pueden ser de escasa importancia unos años, y en otros aportar ingentes cantidades de precipitación.

La variabilidad interanual asociada a los 10 eventos máximos anuales en general ofrece un patrón de distribución espacial costa-interior, y el área de máxima contribución (en torno al 50%) se localiza en el sector central de la provincia de Valencia (Figura 45).

La variabilidad interanual asociada a los eventos de menor magnitud también muestra valores elevados en prácticamente todo el territorio, mostrándose a su vez extremadamente variable en su distribución espacial (Figura 46).

3.3.2 Precipitaciones extremas: volúmenes máximos diarios probables

A partir de cualquiera de las dos aproximaciones estadísticas empleadas, destaca sobre el resto de la Comunidad Valenciana, por lo elevado de los valores esperados, las comarcas situadas en las proximidades del Cap de Sant Antoni. En este sector, los eventos de lluvia superiores a los 100 mm diarios se muestran extremadamente recurrentes, superándose incluso los 140 mm cada dos años en algunos sectores (Figura 47 a y b). En el resto de la Comunidad, destaca el fuerte gradiente costa-interior en la magnitud de estas precipitaciones máximas esperadas.

Para periodos de recurrencia intermedios (20 años), los volúmenes máximos esperados en 24h superan los 100 mm en prácticamente todo el territorio Valenciano (Figura 48). Unicamente en los sectores más interiores de la Comunidad, estos máximos esperados quedan por debajo de esta cifra con valores en torno a los 70-80 mm.

Nuevamente en los sectores costeros, y en especial en las proximidades de Cap de Sant Antoni, es donde los máximos diarios de precipitación esperados muestran una mayor magnitud, superándose incluso en algunos puntos los 250 mm diarios y manteniendose en prácticamente todo el sector costero en valores superiores a los 140 mm.

Al extender el estudio a periodos de retorno más elevados (40 años), se observa un cada vez más acusado gradiente costa-interior (Figura 49). Si bien en los sectores interiores de la Comunidad la magnitud de los volúmenes máximos esperados parece haber alcanzado ya su máximo absoluto (en torno a los 100 mm diarios), en los sectores costeros la magnitud esperada de estos eventos sigue aumentando.

En todo el sector costero de la provincia de Valencia, estos valores superan con claridad los 200 mm. (alcanzándose incluso valores superiores a los 300 mm). En los sectores mas costeros de las provincias de Castellón y Alicante.

Precipitaciones extremas: Comparación de métodos

Como cabe esperar por el elevado número de datos empleados en el cálculo de los diferentes coeficientes, y por la propia naturaleza estadística de las metodologías empleadas, con ambas metodologías (Gumbel y Ahnert) se obtienen valores elevados de significación en todas y cada una de las 97 localidades estudiadas.

El otro elemento imprescindible a tener en cuenta a la hora de valorar la bondad de un ajuste, viene representado por la normalidad de los residuos generados. Este hecho es especialmente importante si, como es el caso, el objeto del trabajo es el de utilizar estos ajustes para la realización de previsiones a más largo plazo.

A este objeto, y con el objetivo de obtener un resultado general para el conjunto del territorio Valenciano, se ha realizado la cartografía de los residuos (expresados como porcentaje) de ambos métodos en tres puntos concretos del dominio de la función (2, 20 y 40 años).

Las primeras de estas cartografías resultantes, se muestran en la Figura 50. En ella, se presenta la distribución espacial de las diferencias (como % de desviación) entre las previsiones efectuadas por las dos metodologías empleadas (Gumbel y Ahnert) y los valores observados para un periodo de retorno de 2 años. En una primera observación de ambas car-

tografías, dos aspectos llaman principalmente la atención. La notable diferencia entre ambas aproximaciones se produce tanto por la diferente distribución espacial de las mismas y en segundo por las diferencias en cuanto a la magnitud de dichas anomalías.

Lo mas destacado en este sentido, es la generalizada subestimación de las magnitudes de lluvia a partir del método de Gumbel (Figura 50a). En gran parte del territorio Valenciano, esta subestimación es incluso superior al 15% y en prácticamente la totalidad, superior al 5%.

Por el contrario, las previsiones a partir de el método de Ahnert (Figura 50b) parecen mostrarse mucho más precisas en relación a los valores observados. Pese a la existencia de discrepancias locales entre los valores observados y los predichos, estas en ningún caso ocupan amplias extensiones, quedando la mayor parte del territorio dentro de un intervalo entre el ±5%

Al contrario de lo observado anteriormente, para periodos de retorno intermedios (20 años), ambos métodos parecen tener un comportamiento muy similar (Figura 51). En ambos casos, las discrepancias, muestran un patrón de distribución espacial muy semejante mostrando a su vez magnitudes semejantes. Así, para un periodo de retorno de 20 años, la diferencia entre magnitudes predichas y observadas, con independencia del método empleado se mantiene en unos valores en torno al ±5% en buena parte del territorio, mostrando únicamente discrepancias mayores a escalas espaciales locales.

Al igual que ocurriera en la comparación de los métodos para periodos de retorno pequeños (2 años), para periodos de retorno elevados (40 años), también se observan grandes discrepancias entre ambos y con los valores empíricos observados (Figura 52).

Nuevamente, es en las predicciones generadas a partir de la metodología de Gumbel en las que estas discrepancias son más acusadas. Las previsiones de Gumbel vuelven a mostrar en gran parte del territorio Valenciano graves subestimaciones de los valores observados de los eventos máximos de lluvia diaria, alcanzándose en algunos sectores subestimaciones incluso superiores al 25%.

De la misma manera que para el resto de periodos estudiados, los ajustes obtenidos mediante la metodología de Ahnert parece ofrecer una mejor distribución de los residuos en esta región del dominio. La distribución espacial de los residuos de las diferentes series muestran también un comportamiento más homogéneos con un mayor predominio de sectores en el que las discrepancias varían en el intervalo de ±5%.

Pese a la prudencia que debe presidir en todos los casos cualquier intento de predicción futura basada en registros históricos, la metodología de Ahnert parece recoger de una manera mas homogénea y efectiva lo peculiar del régimen pluviométrico de la Comunidad Valenciana.

Así, aplicando esta metodología desde su doble perspectiva de magnitud-frecuencia, la precipitación máxima esperada (24h) para un periodo de retorno de 100 años (Figura 53), superarían prácticamente en toda la Comunidad los 200 mm, alcanzándose valores muy superiores (>400 mm) en algunos sectores principalmente localizados en la provincia de Valencia.

Realizando la composición cartográfica desde la perspectiva contraria, puede observarse como eventos diarios superiores a los 200 mm (Figura 54), tendrían una recurrencia inferior a los 25 años en los sectores costeros de la provincia de Valencia e inferior a los 100 años en gran parte del territorio Valenciano.

3.3.3 Análisis de tendencias de los máximos anuales

El análisis de tendencias de los registros diarios se ha realizado a partir de las series de los porcentajes de contribución de estos eventos al total anual. Este análisis permitirá evaluar en qué medida estos eventos pueden ser responsables de los cambios observados en los totales anuales, estacionales o mensuales.

Contribución del evento máximo al total anual

Del total de 97 localidades analizadas, en 47, no se ha detectado ningún cambio significativo en la de contribución de los eventos máximos al total anual a lo largo del periodo normal 1961-1990. En 36 de ellas, la importancia relativa de estos eventos máximos ha aumentado significativamente y únicamente en 15 puede observarse un descenso significativo (Tabla 32). La distribución espacial de estas tendencias se muestra en la Figura 55.

En el análisis espacial realizado al objeto de detectar áreas geográficas o climáticas con evoluciones semejantes, en ninguno de los gradientes considerados (univariado y bivariado) se ha observado un agrupamiento significativo entre ninguno de los pares de signos comparados (Tabla 33). Las tasas de cambio anual de estos eventos varían entre ±0.2% (Figura 56).

(%MAX)	*Número de localidades*	*% Positivas (número)*	*% Nulas (número)*	*% Negativas (número)*
Conjunto de la CV	97	36 (35)	48 (47)	15 (15)

Tabla 32. Tendencias del porcentaje de contribución del evento diario máximo al total anual

(%MAX) Comparación por pares	*Modelo Bivariado* Costa-Interior				Norte-Sur				*Modelo Univariado* ( )	
	Ψ1	P	Ψ2	P	Ψ3	P	Ψ4	P		P
+ vs o	1.04	ns	1.50	ns	1.30	ns	1.71	ns	0.54	ns
+ vs –	1.81	ns	3.36	ns	1.38	ns	1.96	ns	1.39	ns
o vs –	0.53	ns	0.86	ns	0.71	ns	0.89	ns	2.97	ns

Tabla 33. Análisis espacial de las tendencias del porcentaje de contribución del evento máximo al total anual (%MAX). Estadísticos obtenidos mediante la aplicación de test de Cramér-von Mises y sus niveles de significación obtenidos mediante proceso de randomización (*P < 0.05; **P < 0.01; ***P < 0.001; ns = no significativo P > 0.05)

La variabilidad interanual asociada a estos eventos máximos se ha visto incrementada significativamente en 44 localidades. En 29 casos se han encontrado tendencias negativas y únicamente en 24 casos no se han detectado cambios significativos. Esta gran disparidad en los resultados obtenidos se aclara en cierta medida tras el análisis espacial (Tabla 34).

(|AMAX|) Comparación por pares	*Modelo Bivariado* Costa-Interior				Norte-Sur				*Modelo Univariado* ( )	
	Ψ1	P	Ψ2	P	Ψ3	P	Ψ4	P		P
+ vs o	1.58	ns	0.82	ns	2.62	ns	2.56	ns	0.71	ns
+ vs –	2.52	ns	1.76	ns	9.25	***	9.18	***	1.27	ns
o vs –	0.55	ns	0.37	ns	2.62	ns	2.50	ns	0.60	ns

Tabla 34. Análisis espacial del las tendencias de las anomalías de lluvia del máximo anual (|AMAX|). Estadísticos obtenidos mediante la aplicación de test de Cramér-von Mises y sus niveles de significación obtenidos mediante proceso de randomización (*P < 0.05; **P < 0.01; ***P < 0.001; ns = no significativo P > 0.05).

Las localidades con tendencias positivas se encuentran desagregadas significativamente de las de tendencia negativa en la dirección norte-sur (Ψ_3 y Ψ_4). En la Figura 57 que muestra la distribución espacial de los signos se pueden distinguir dos sectores en los que las evoluciones han sido distintas (Tabla 35).

En la mitad norte de la Comunidad la variabilidad interanual asociada a los eventos de máxima magnitud ha descendido significativamente en casi la mitad de las localidades (48%), mientras que se ha mantenido constante o ha aumentado en el resto (28 y 24% respectivamente).

Por el contrario, en la mitad sur de la Comunidad los sucesos extremos han mostrado ser cada vez más variables e impredecibles, lo que implica una ocurrencia de situaciones extremas cada vez menos predecible (bien por exceso o defecto).

Las tasas a que estos cambios se han venido produciendo se muestran en la Figura 58.

(|AMAX|)	*Número de localidades*	*% Positivas (número)*	*% Nulas (número)*	*% Negativas (número)*
Conjunto de la CV	97	45 (44)	25 (24)	30 (29)
Norte	50	24 (12)	28 (14)	48 (24)
Sur	47	68 (32)	21 (10)	11 (5)

Tabla 35. Reparto espacial de las tendencias de las anomalías de lluvia del máximo anual en diferentes sectores de la Comunidad Valenciana.

Contribución de los 10 eventos máximos al total anual

El porcentaje de contribución de los 10 eventos máximos al total anual se ha incrementado significativamente en 32 localidades, no ha variado en 52 casos y se han detectado descensos significativos en 13 observatorios. Sin embargo, el reparto no es homogéneo en el territorio Valenciano.

El análisis espacial de estos resultados (Tabla 36), muestra la existencia de desagrupaciones significativas entre los signos positivos y los neutros en el gradiente norte-sur.

Según la disposición espacial de los signos (Figura 59) y los resultados del análisis previo, se puede observar la naturaleza de esta desagrupación. La importancia relativa de estos eventos extremos se ha mantenido constante en los sectores más al norte y más al sur de la Comunidad (el 59% y 71% de las localidades muestran ausencia de tendencia significativa). Por el contrario, en el sector central que coincide con la provincia de Valencia, la importancia relativa de estos eventos se ha incrementado significativamente (el 65% de las localidades muestran este signo) (Tabla 37).

(%10MAX) Comparación por pares	*Modelo Bivariado* Costa-Interior				Norte-Sur				*Modelo Univariado* ( )	
	Ψ1	P	Ψ2	P	Ψ3	P	Ψ4	P		P
+ vs o	1.71	ns	2.08	ns	2.69	*	2.39	*	0.38	ns
+ vs –	0.92	ns	1.02	ns	2.04	ns	2.12	ns	0.36	ns
o vs –	1.72	ns	1.43	ns	0.69	ns	0.71	ns	0.69	ns

Tabla 36. Análisis espacial del las tendencias del porcentaje de contribución de los 10 eventos máximos al total anuales (%10MAX|). Estadísticos obtenidos mediante la aplicación de test de Cramér-von Mises y sus niveles de significación obtenidos mediante proceso de randomización (*P < 0.05; **P < 0.01; ***P < 0.001; ns = no significativo P > 0.05)

(|AINV|)	*Número de localidades*	*% Positivas (número)*	*% Nulas (número)*	*% Negativas (número)*
Conjunto de la CV	97	33 (32)	54 (52)	13 (13)
Norte	32	25 (8)	59 (19)	16 (5)
Centro	31	65 (20)	29 (9)	6 (2)
Sur	34	12 (4)	71 (24)	18 (6)

Tabla 37. Reparto espacial de las tendencias del porcentaje de contribución de los 10 eventos máximos al total anual en diferentes sectores de la Comunidad Valenciana.

Por supuesto, en las series complementarias a estas, esto es, en el análisis de tendencias del porcentaje de contribución de los eventos de menor intensidad al total anual, los resultados obtenidos son los contrarios. Su contribución relativa al total anual ha dismunido en 32 localidades, manteniéndose constante en 52 e incrementándose en 32. De la misma manera, los estadísticos obtenidos a partir del análisis espacial de estas tendencias mostrarían el patrón contrario al descrito anteriormente.

Las tasas de cambios asociadas a los cambios en los porcentajes de contribución de los 10 máximos anuales se muestran en la Figura 60. Nuevemente, su complementaria, representaría las tasas de cambio detectadas en los eventos de menor magnitud.

La variabilidad interanual asociada a estos dos grupos de eventos, muestra sin embargo evoluciones temporales semejantes.

Tanto para los eventos de mayor intensidad como para el resto de eventos anuales, se observa un predominio de localidades en las que la magnitud de las anomalías o impredectibilidad se ha incrementado significativamente a lo largo del último periodo normal. La distribución de estas tendencias en el espacio muestra sin embargo importantes discrepancias a lo largo del territorio Valenciano.

En el caso de la variabilidad asociada a los 10 máximos anuales, se observa una desagregación de los signos de tendencia positivos frente a los negativos y neutros a lo largo del gradiente norte-sur (Tabla 38).

(|A10MAX) Comparación por pares	*Modelo Bivariado* Costa-Interior				Norte-Sur				*Modelo Univariado* ( )	
	Ψ1	P	Ψ2	P	Ψ3	P	Ψ4	P		P
+ vs o	1.54	ns	0.78	ns	4.26	**	4.89	**	0.70	ns
+ vs –	2.64	ns	2.54	ns	5.28	*	6.23	*	2.71	ns
o vs –	1.02	ns	1.04	ns	0.33	ns	0.50	ns	0.27	ns

Tabla 38. Análisis espacial de las tendencias de las anomalías de lluvia de los 10 máximos anuales (|A10MAX|). Estadísticos obtenidos mediante la aplicación de test de Cramér-von Mises y sus niveles de significación obtenidos mediante proceso de randomización (*P < 0.05; **P < 0.01; ***P < 0.001; ns = no significativo P > 0.05).

Esta desagregación, permite así, distinguir dentro del territorio Valenciano dos grandes sectores (Figura 61). En la mitad norte de la Comunidad, se observa un predominio de localidades en las que no se han observado cambios significativos en las anomalías asociadas a estos eventos de mayor intensidad (53%), mientras que en la mitad sur, como patrón general, podría hablarse de un generalizado incremento en la variabilidad (Tabla 39).

(|A10MAX)	*Número de localidades*	*% Positivas (número)*	*% Nulas (número)*	*% Negativas (número)*
Conjunto de la CV	97	45 (44)	40 (39)	14 (14)
Norte	49	27 (13)	53 (26)	20 (10)
Sur	48	65 (31)	27 (13)	8 (4)

Tabla 39. Reparto espacial de las tendencias de las anomalías de lluvia de los 10 máximos anuales en diferentes sectores de la Comunidad Valenciana.

El análisis espacial de las tendencias observadas para las anomalías de precipitación de los eventos de menor magnitud muestra también una desagregación significativa entre los signos positivos y negativos en la dirección norte-sur (Tabla 40, Figura 62).

Así, mientras en los sectores situados más al sur de la Comunidad, la variabilidad asociada a estos eventos de escasa magnitud parece haberse mantenido constante, en los sectores norte y centro la impredectibilidad de estos aportes parece haberse incrementado significativamente a lo largo del último periodo normal (Tabla 41).

Las tasas de cambio anuales para ambos grupos de eventos se muestran en la Figura 63 (10 máximos) y Figura 64 (resto).

4. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La palabra que caracteriza el régimen de precipitaciones de la Comunidad Valenciana es su variabilidad tanto en el espacio como en el tiempo. De ello es buena prueba es el interés que las investigaciones sobre el clima de la Comunidad Valenciana suscitan en gran número de investigadores (véase revisión en Chiner y López-García, 1987 y Pérez-Cueva, 1994). En todos ellos uno de los temas más tratados ha sido el análisis de los sucesos calificados de «extraordinarios» ligados a la variabilidad temporal de la lluvia y su asociación a fenómenos colaterales como su torrencialidad, los períodos de sequía, las inundaciones etc. Por su interés destacan los trabajos de Pérez-Cueva y Armengot, (1983) quienes, tras analizar los temporales conocidos anteriores al del 1982 (la llamada pantanada), afirman que las lluvias torrenciales en el Levante español no son un fenómeno extraño, y que en contra de lo que anteriormente se había apuntado, además, los periodos de recurrencia de estos sucesos son relativamente cortos. En el lado inverso, Quereda (1983) y Pérez-Cueva (1983) llegan a la conclusión de que los períodos prolongados de sequía son normales, de modo que la ocurrida durante los años 1978-83, desde un punto de vista climático, no fue más grave que las anteriores y además sus efectos se vieron agravados por acciones humanas, particularmente por la deforestación y sobre explotación de acuíferos. Ambos autores concluyen afirmando el carácter inherente de este tipo de fenómenos en el litoral Mediterráneo Español.

Los resultados del presente trabajo confirman sin lugar a dudas dichas consideraciones, y ponen una vez más en entredicho la escasa representatividad de los valores promedio como caracterizadores climáticos.

En la Comunidad Valenciana la variabilidad de las series de precipitación anual alcanza prácticamente en todo el territorio valores en torno al 40%. Este dato sugiere que los volúmenes de precipitación de años consecutivos pueden manifestarse duplicando o dividiendo los valores promedio esperados. De manera aun más significativa si cabe, la variabilidad se manifiesta en las series de precipitación estacional (especialmente en otoño) y mensual, en las cuales los coeficientes de variación del período estudiado superan en muchas comarcas el 70%.

Finalmente, los valores máximos anuales diarios tienen valores promedio muy elevados (superiores incluso a los 100 mm), con una variabilidad interanual también muy elevada (superior al 50% en prácticamente todo el territorio). Unido a este hecho, el escaso número de días de lluvia en el área de estudio afecta de manera notoria a los totales anuales, los cuales dependen en gran medida de la magnitud de estos eventos. En prácticamente todo el territorio un único evento supone como promedio más del 12% del total anual, y los 10 máximos anuales superan el 60%. Debido a estas circunstancias, la gran variabilidad de los máximos

anuales facilita, en gran medida, la sucesión de años extremadamente secos y húmedos, a su vez asociados éstos a eventos de gran intensidad.

La magnitud y frecuencia con que los eventos extremos ocurren es otra de las líneas de interés. Pese a la existencia de una variada gama de metodologías encaminadas a la caracterización de la magnitud-frecuencia de estos eventos, su aplicación a las peculiares condiciones de nuestro clima se debe realizar con la máxima de las prudencias. El presente trabajo sugiere, que en el caso concreto del régimen de precipitaciones de la Comunidad Valenciana, la clásica aproximación de Gumbel pudiera no ser la más correcta, pues genera importantes subestimaciones en sus previsiones, que además no se distribuyen homogéneamente en el territorio . Resultados similares fueron encontrados por Lana y col., (1995) en algunos observatorios de Cataluña, por lo que los citados autores modificaron la aproximación estadística utilizando una distribución de Gumbel Tipo III (aún más compleja en su aplicación).

En este sentido, la metodología propuesta por Ahnert en 1986 modificada en el presente trabajo, parece mostrarse como una buena alternativa. Su sencillez matemática y la posibilidad de trabajar con series parciales seleccionadas en función de cuál sea el objetivo del estudio, la convierten en una herramienta de gran utilidad. En nuestro caso particular, sus resultados se manifestaron óptimos en las diferentes comarcas y sectores climáticos y en los diferentes periodos de retorno considerados. Dada la gran diversidad de condiciones pluviométricas que pueden encontrarse en nuestro territorio, esta homogeneidad en las predicciones parecen conferir a este método una gran aplicabilidad a otras regiones con regímenes semejantes.

A tenor e los resultados obtenidos en el presente estudio, los valores máximos esperados para un periodo de retorno de 100 años superan los 200 mm en prácticamente todo el territorio, y rebasan los 300 ó 400 mm en algunos sectores. Pese a lo elevado de estas predicciones, existen ejemplos recientes que demuestran esta posibilidad, como los 260 mm/24h, caídos en la ciudad de Alicante durante el 30 de septiembre de 1997, los más de 500 mm recogidos en algunos observatorios de la comarca de la Safor el mismo día, o los más de 800 registrados el 3 de Noviembre de 1987 (Armengot-Serrano, 1994). Tales resultados y predicciones concuerdan con hechos conocidos, como que en la Comunidad Valenciana no solo se registran los máximos del conjunto peninsular (Olcina, 1994; Romero y col., 1998), sino que sus valores se aproximan a los máximos mundiales (Armengot-Serrano, 1994).

Sin embargo, a pesar de esta aparente «normalidad» en la ocurrencia de estas anomalías, la frecuencia y magnitud de los sucesos extremos parece haberse incrementado en los últimos años. Más aún, prolongadas sequías, incendios forestales recurrentes y lluvias torrenciales han caracterizado la evolución de los sistemas naturales de la Comunidad en la última década.

Toda esta serie de circunstancias han llevado a plantear diferentes interrogantes que se resumen en conocer, por un lado, sus causas, y, por otro, las perspectivas futuras. El planteamiento supone un reto en el que todo lo que se pueda predecir hacia el futuro podría estar sujeto a graves errores si no se parte de nuestros actuales conocimientos de la climatología del pasado más reciente.

En el contexto del Cambio Global y el Cambio Climático asociado, y en paralelo al incremento de las temperaturas, existen evidencias de que en la cuenca mediterránea se han producido cambios en los regímenes de precipitación a lo largo el último siglo. En práctica-

mente todo el arco mediterráneo, este cambio ha estado dirigido hacia un descenso en los volúmenes de precipitación. Así lo confirman los estudios realizados por Giuffrida y Conte, (1989), Dragoni (1996), Piervitali y col., (1998), Pagliara y col. 1998) en Italia; los realizados por Repapis (1985), Maheras(1988 y 1989), Amanatidis y col. (1993 y 1997), y Maheras y Kolyva-Machera (1990) en Grecia y los Balcanes.

No obstante y dentro de esta zona el clima de la cuenca occidental del mediterráneo volvería a individualizarse por su genuina constitución geográfica y por la interacción entre numerosos factores astronómicos, atmosféricos y geográficos.

De igual manera que en los valores promedio de precipitación, sus tendencias en el se muestran extremadamente variables en el espacio y en el tiempo. En todas y cada una escalas temporales consideradas se han detectado tendencias positivas, negativas y neutras tanto en los volúmenes como su la variabilidad interanual.

Pero pese a esta aparente heterogeneidad de los resultados, se pueden extraer algunas consideraciones de carácter globales.

En general se puede afirmar que a lo largo del periodo 1961-1990 en la Comunidad Valenciana se ha producido un descenso de las precipitaciones anuales, y que este descenso ha venido asociado a un incremento de su variabilidad. En caso de persistir estas tendencias, ello supondría no solo aportes cada vez menores, sino, y lo que es más grave, una mayor impredectibilidad de los mismos. Como consecuencia, se acentuaría aún más si cabe la variabilidad del régimen de lluvias en el territorio de la Comunidad.

Los cambios detectados, sin embargo, se han producido de modo desigual en las diferentes estaciones. Por su particular influencia en total anual, destaca el descenso generalizado detectado en las lluvias de otoño. A su vez, la variabilidad interanual parece haberse incrementado de una manera significativa en los sectores interiores durante el otoño y verano, mientras el aumento de la variabilidad en los sectores costeros se ha producido principalmente durante la estación invernal.

A pesar de estas generalidades, las tendencias de cada uno de los meses implicados en las diferentes estaciones muestran discrepancias. En esta escala temporal destaca el incremento de la concentración de la lluvia, que sugiere un reparto cada vez más heterogéneo en los aporten mensuales y una cada vez mayor probabilidad de largas rachas secas o de meses especialmente húmedos.

El descenso observado el los volúmenes anuales no ha venido causado por un descenso por igual en la magnitud de los diferentes eventos de lluvia. La importancia relativa del evento máximo anual y de los 10 máximos anuales se ha incrementado y la variabilidad interanual asociada a ellos parece haberse incrementado también (principalmente en el sur de la Comunidad).

A pesar de la gran diversidad observada en las tendencias de la lluvia, los resultados coinciden con los descritos en otras áreas mediterráneas, con las predicciones de los modelos de circulación general más recientes (Palutikof y col., 1994, 1996; Palutikof, 1996; IPCC, 1996), y con los análisis de registros históricos de lluvia. En este sentido, Wheeler y Martín-Vide, (1992), han encontrado en las series de Gibraltar y Tarifa un acusado descenso de los volúmenes anuales. Por el contrario, Piñol y col., (1998), con datos de un observatorio cer-

cano (Roquetes) y estudiando un periodo similar , no encontraron tendencias significativas. De la misma manera, Rambal y Hoff, (1998) tampoco detectaron cambios significativos en la serie histórica de Montpellier (sur de Francia), pero sí encontraron tendencias negativas y significativas en la serie de Sevilla.

En un estudio más general sobre las tendencias de la lluvia en el mediterráneo occidental, Romero y col., 1998, han detectado en las Comunidades Andaluza y Catalana tendencias negativas en los totales anuales y como cambios en la distribución estacional de las precipitaciones.

El incremento de la irregularidad del régimen pluviométrico mediterráneo es una de la hipótesis mejor fundadas a partir del conocimiento actual de las interacciones atmósfera-mar en la climatología regional, en las que destacarían dos procesos aún no suficientemente confirmados. El primero sería el incremento de las situaciones de bloqueo asociadas al calentamiento del Atlántico, el cual acentuaría el papel decisivo que las perturbaciones de origen mediterráneo juegan en la actualidad. El segundo sería la alteración de la propia convectividad de la masa de agua mediterránea más cada vez más cálida. En estas condiciones el semestre invernal, aunque más cálido que el actual, sería más seco y los fenómenos convectivos y las violentas ciclogénesis asociadas características de los meses estivales y otoñales, serían cada vez más frecuentes (Quereda, 1994).

En consecuencia la primera consecuencia que cabría esperar en el territorio de la Comunidad Valenciana del cambio climático sería el aumento de la frecuencia de las rachas secas y de las lluvias torrenciales, y paralelamente el aumento de los incendios forestales. Un cambio climático responsable del agravamiento de los dos mayores peligros que caracterizan el régimen actual: inundaciones e incendios forestales, el agua y el fuego (Quereda, 1994).

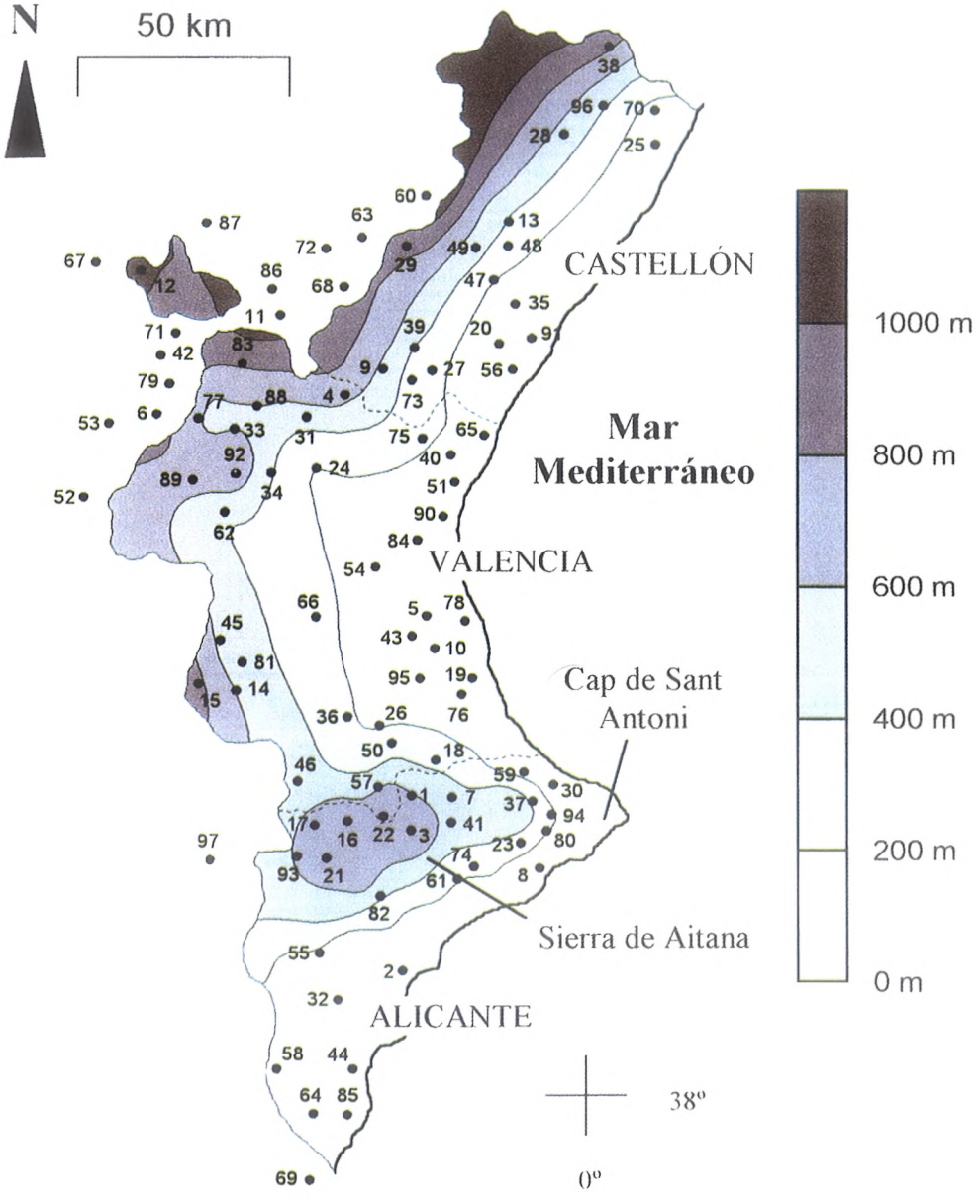


Figura 1. Localización de las 97 estaciones meteorológicas empleadas en el estudio y topografía simplificada

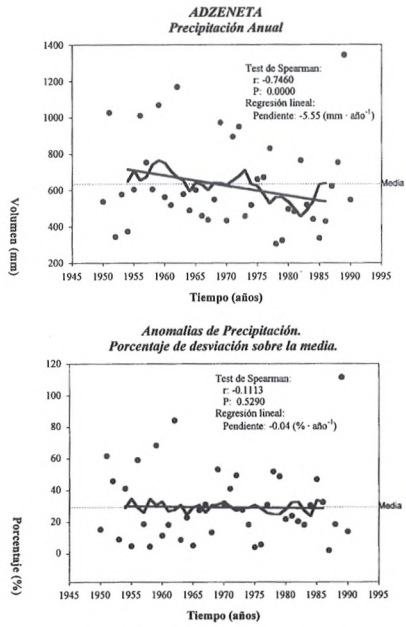


Figura 2a. Localidad de Adzeneta

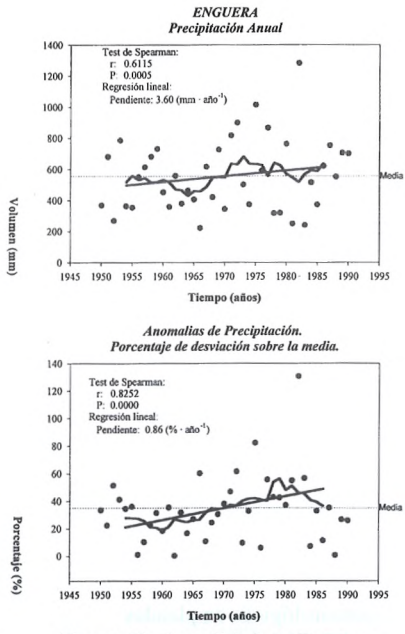


Figura 2b. Localidad de Enguera

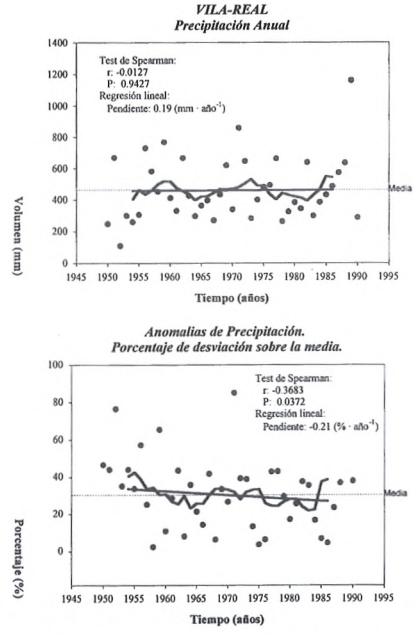


Figura 2c. Localidad de Vila-Real

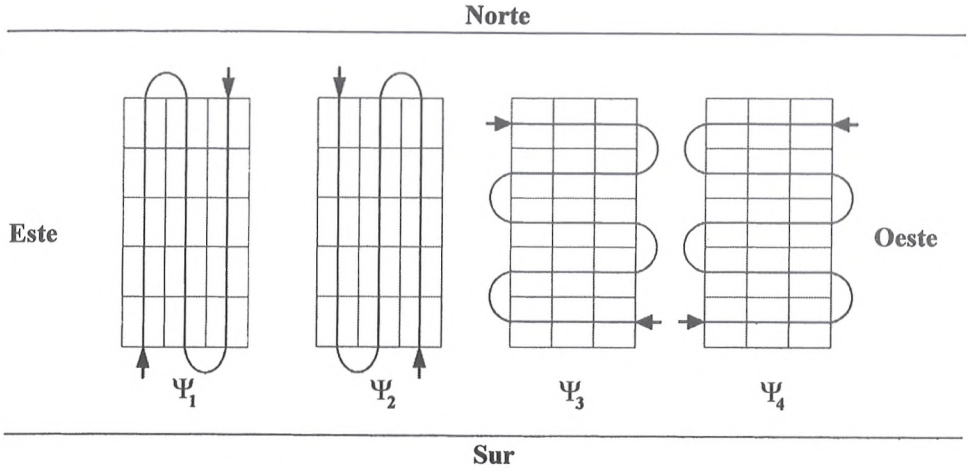


Figura 3. Criterios de acumulación utilizados en la caracterización geográfica de las tendencias de lluvia

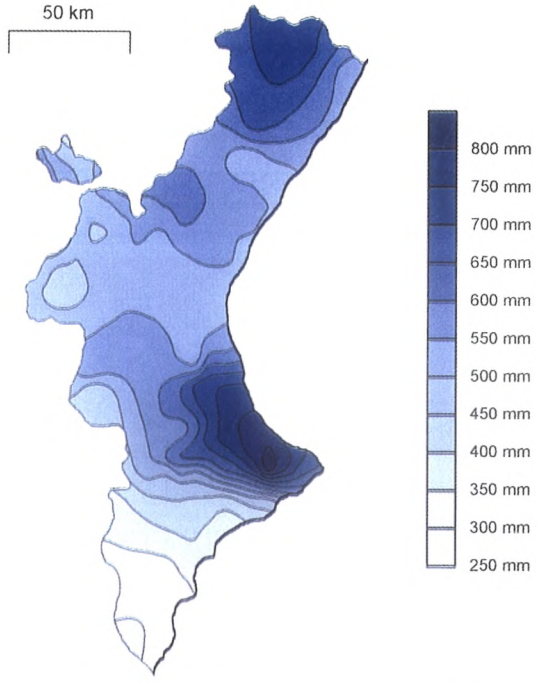


Figura 4. Precipitación media anual del periodo normal (WMO) 1961-1990 en el territorio de la Comunidad Valenciana

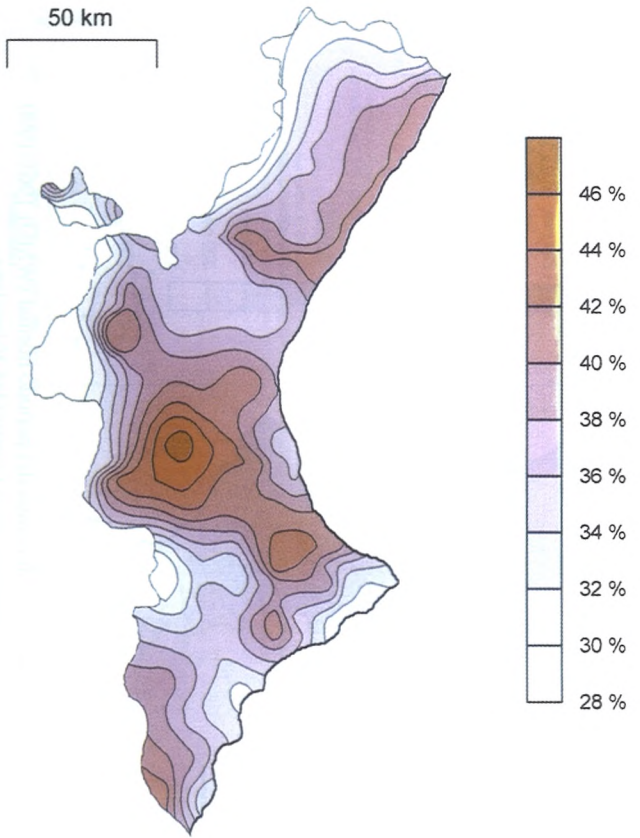


Figura 5. Coeficientes de variación de la precipitación anua en la Comunidad Valenciana (1961-1990)

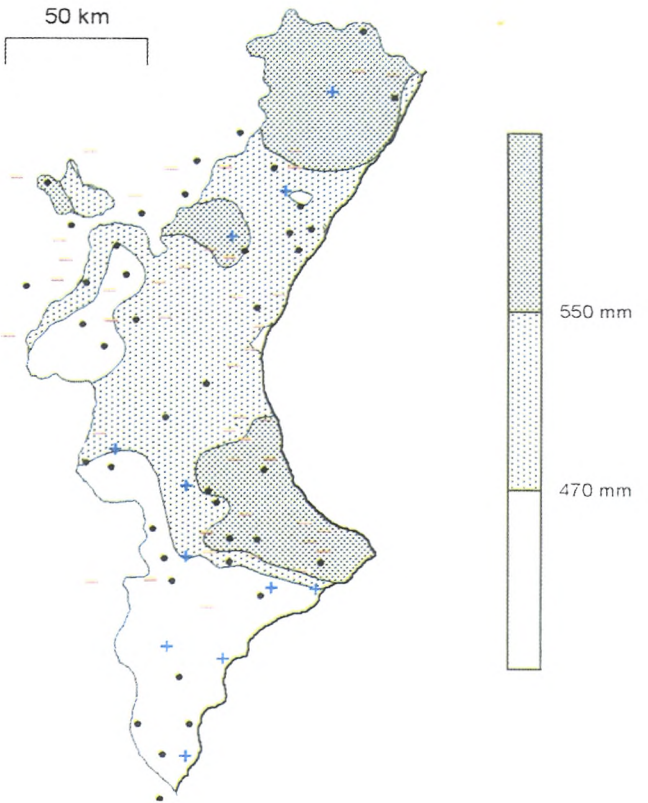


Figura 6. Tendencias de la precipitación anual (1961-1990)

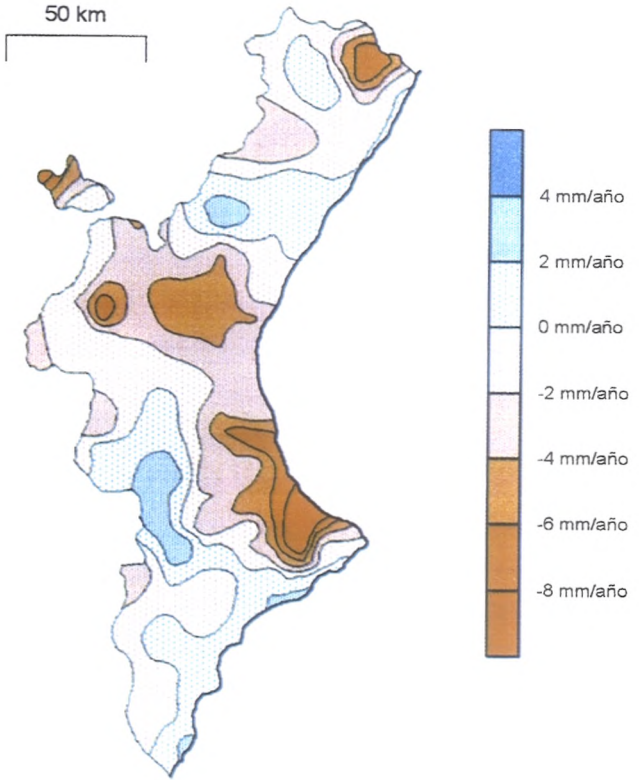


Figura 7. Tasas de cambio anual (1961-1990), expresadas como la pendiente de un modelo lineal, en los volúmenes de precipitación anual (*R*)

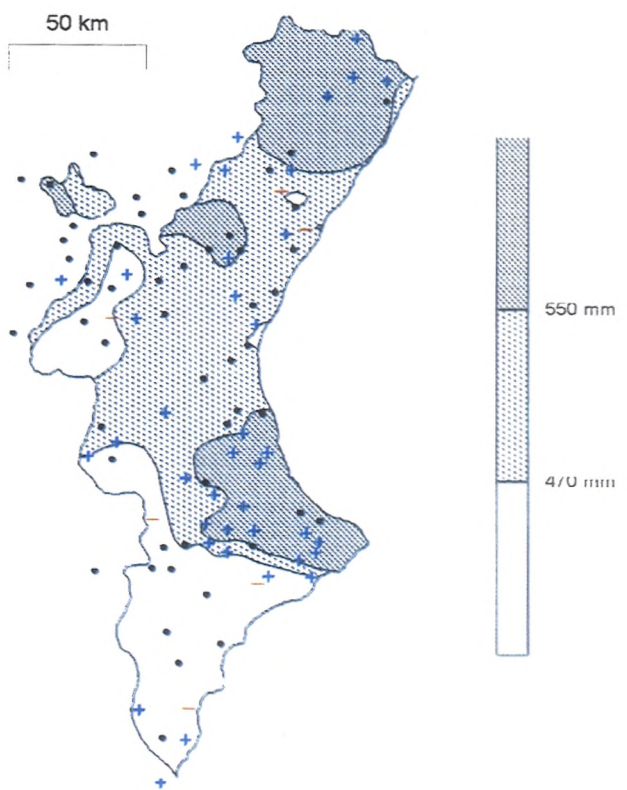


Figura 8. Tendencia del valor absoluto de las anomalías de precipitación anual (1961-1990)

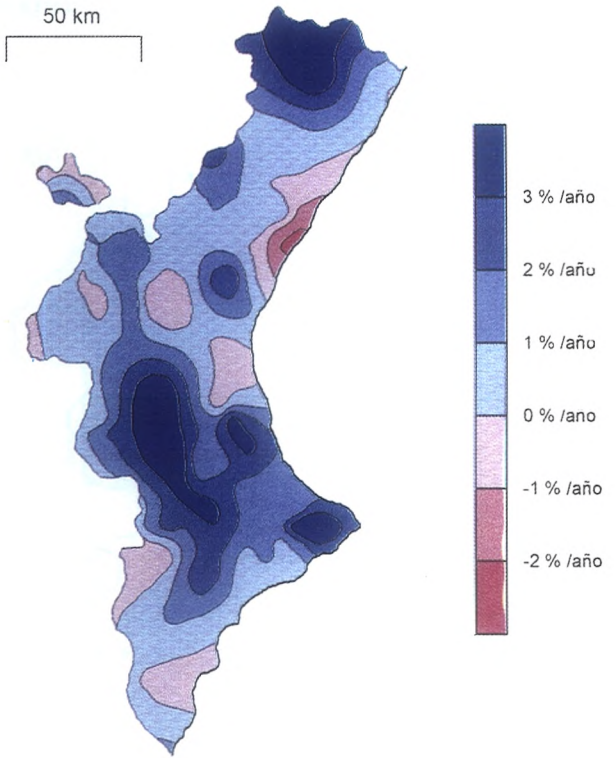


Figura 9. Tasa de cambio del valor absoluto de las anomalías de precipitación anual ($|AR|$) 1961-1990. Valores expresados como porcentajes de cambio anual

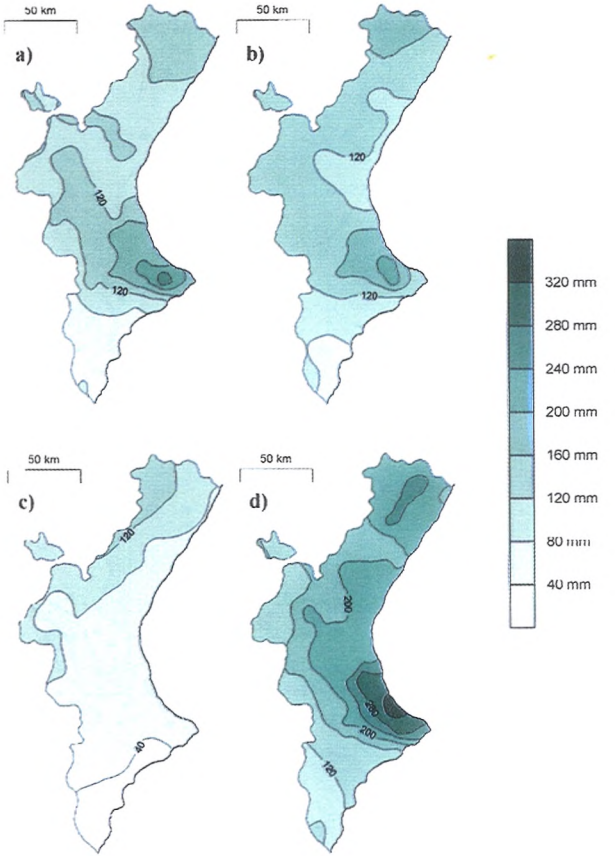


Figura 10. Volumen de precipitación estacional. a) Invierno (Dic., Ene., Feb.); b) Primavera (Mar., Abr., May.); c) Verano (Jun., Jul., Ago.); d) Otoño (Sep., Oct., Nov.)

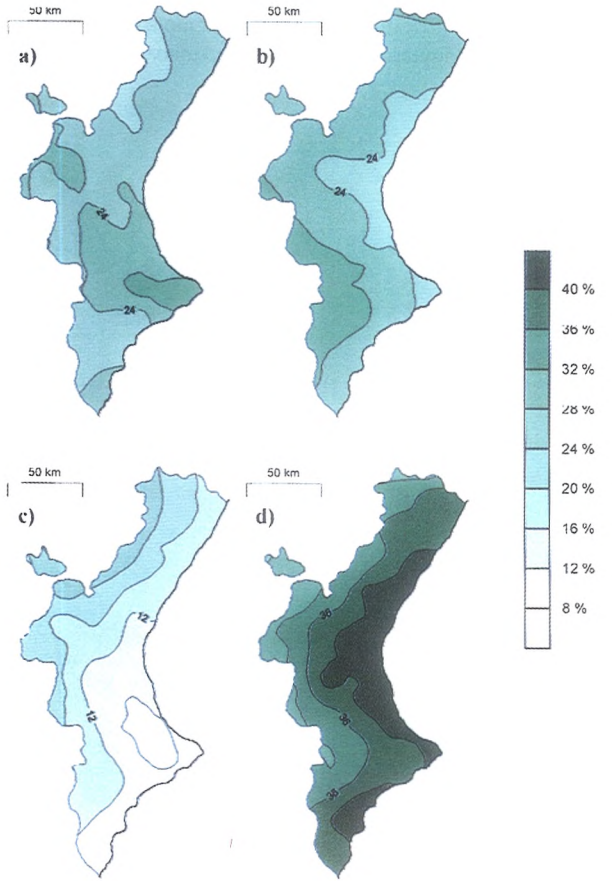


Figura 11. Porcentaje de contribución estacional al total anual. a) Invierno, b) Primavera, c) Verano, d) Otoño

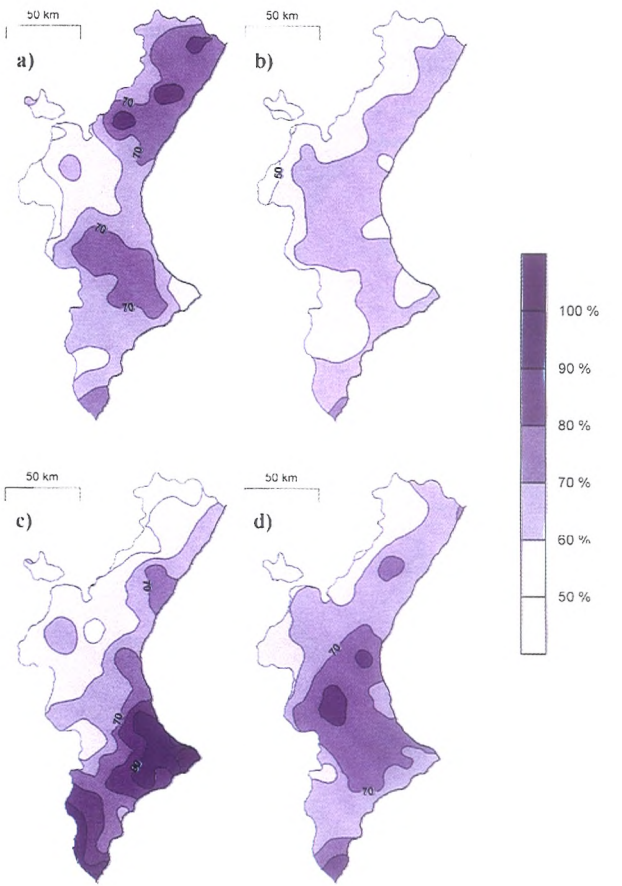


Figura 12. Coeficientes de variación de los volumenes de precipitación estacional. a) Invierno, b) Primavera, c) Verano, d) Otoño

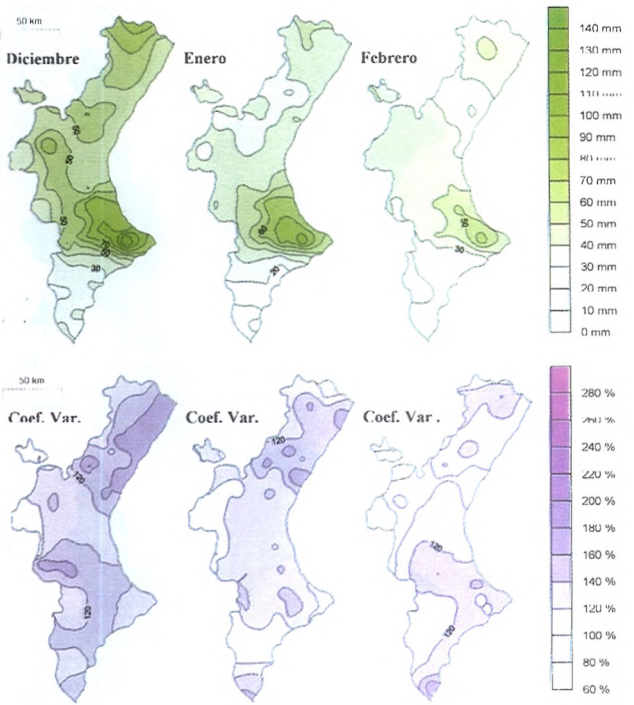


Figura 13. Volúmenes de lluvia y variabilidad interanual de los mismos durante los meses de Invierno en el territorio de la Comunidad Valenciana (1961-1990)

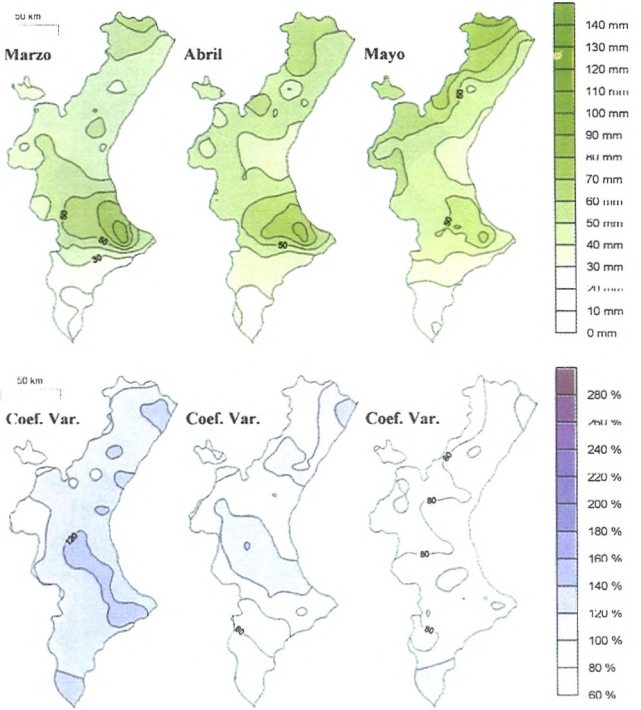


Figura 14. Volúmenes de lluvia y variabilidad interanual de los mismos durante los meses de Primavera en el territorio de la Comunidad Valenciana (1961-1990)

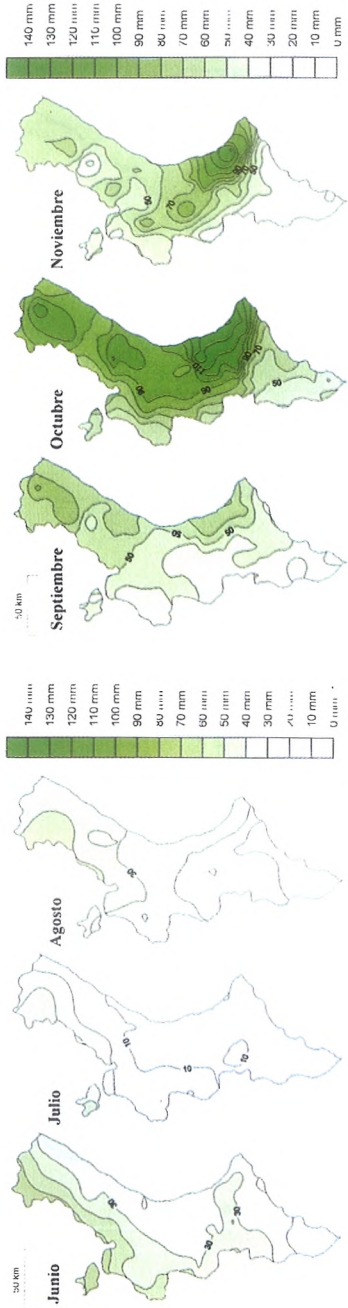


Figura 15. Volúmenes de lluvia y variabilidad interanual de los mismos durante los meses de Verano en el territorio de la Comunidad Valenciana (1961-1990)

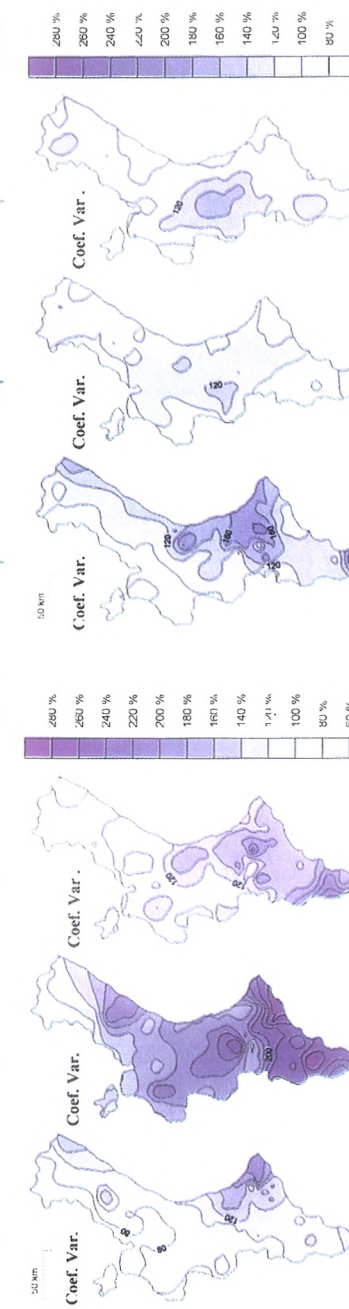


Figura 16. Volúmenes de lluvia y variabilidad interanual de los mismos durante los meses de Otoño en el territorio de la Comunidad Valenciana (1961-1990)

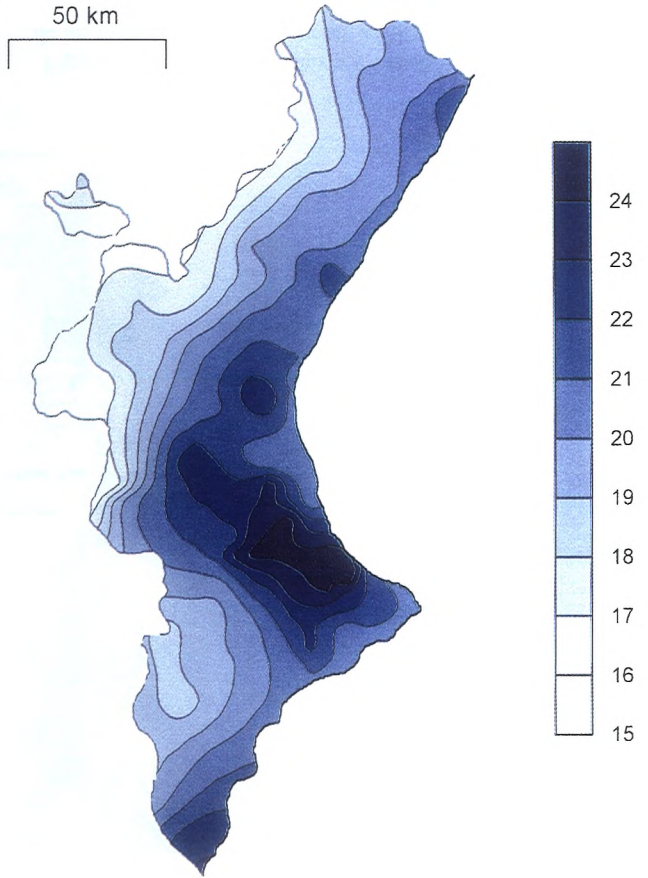


Figura 17. Valor promedio del Indice de Concentración de las Precipitaciones ($\overline{PCI}$) en la Comunidad Valenciana durante el periodo 1961-1990

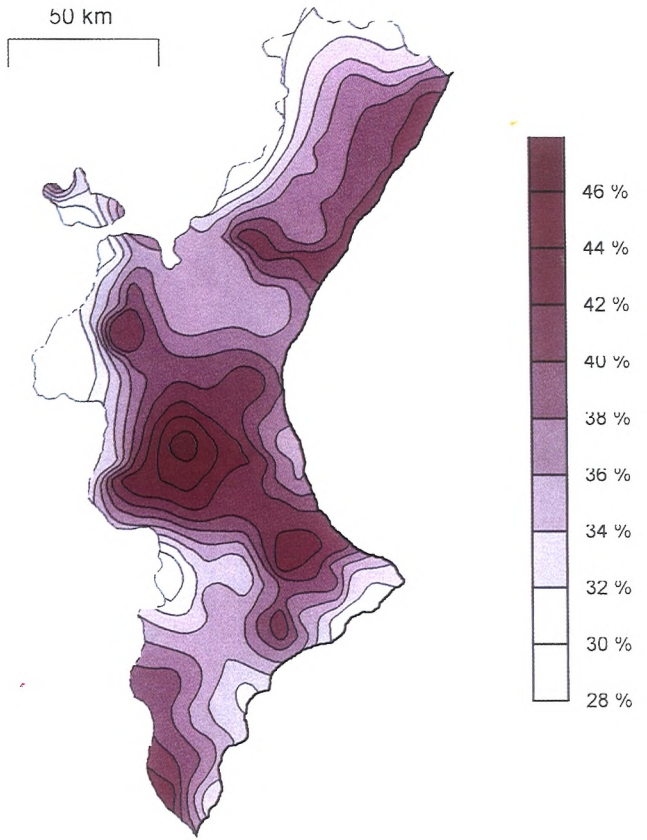


Figura 18. Coeficiente de variación del índice PCI durante el periodo 1961-1990

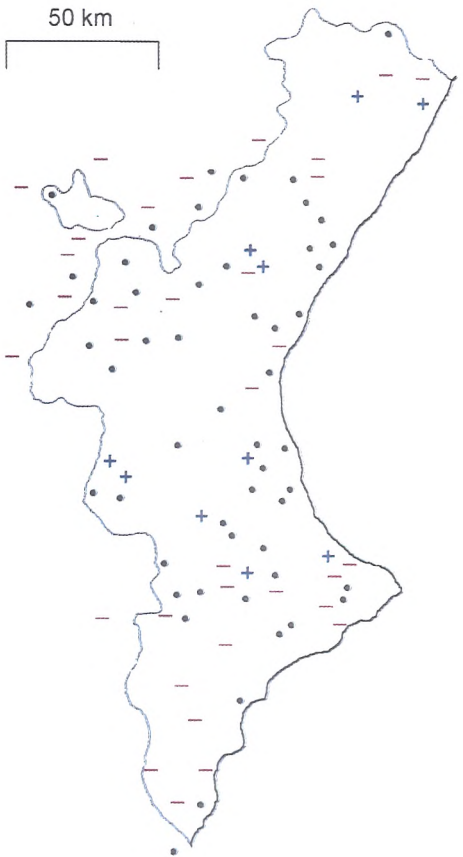


Figura 19. Tendencias de las lluvias de invierno (*INV*) en la Comunidad Valenciana (1961-1990). Las tendencias pueden ser positivas (+), negativas (-) o nulas (•)

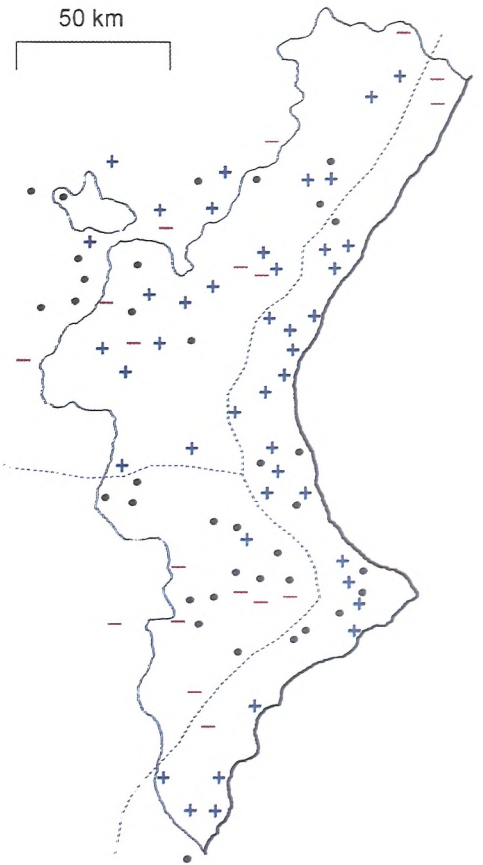


Figura 20. Tendencias de las anomalías de lluvia de invierno (|*AINV*|) en la Comunidad Valenciana (1961-1990). Las tendencias pueden ser positivas (+), negativas (-) o nulas (•)

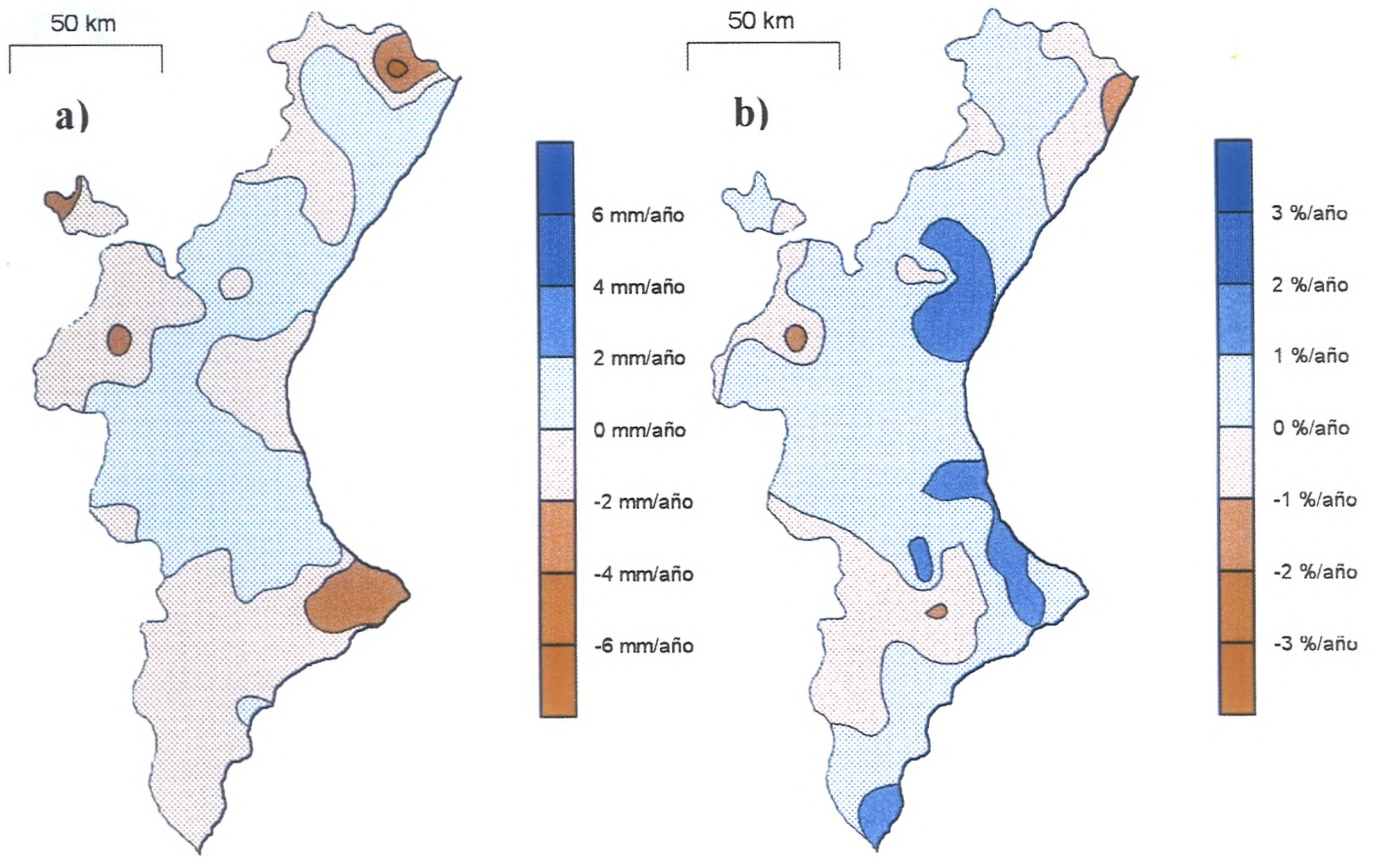


Figura 21. Tasas de cambio anual (1961-1990), expresadas como la pendiente de un modelo lineal. a) Volúmenes de precipitación de invierno (*INV*). b) Anomalías de precipitación de invierno (|*AINV*|)

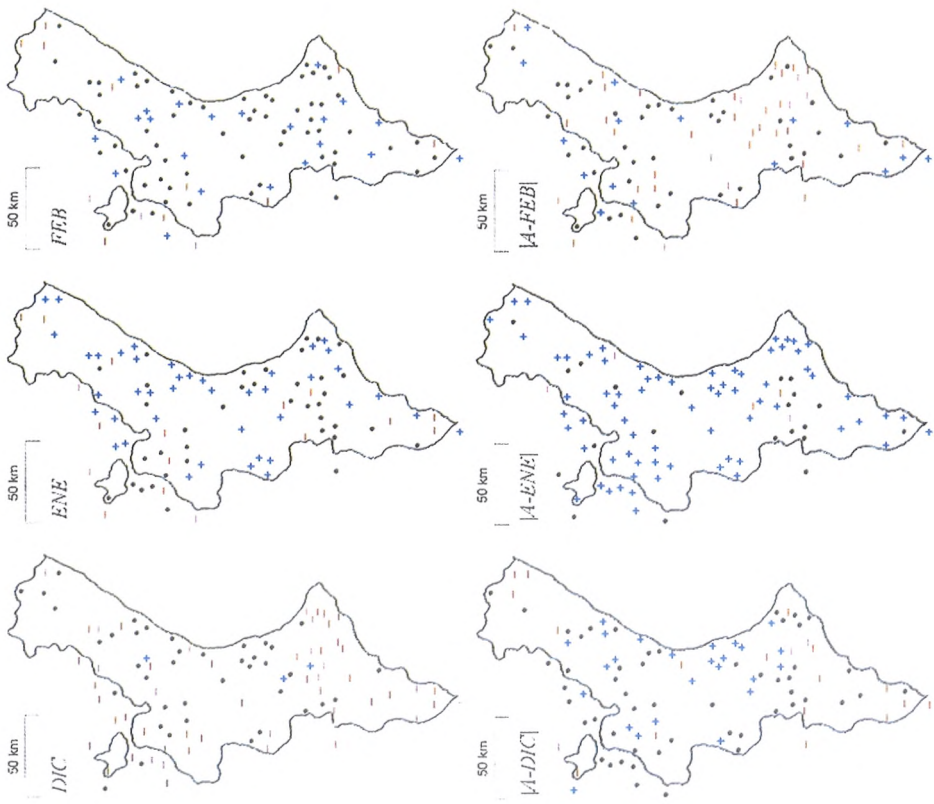


Figura 22. Tendencias en los volúmenes y anomalías de lluvia en los meses incluidos en la estación de invierno

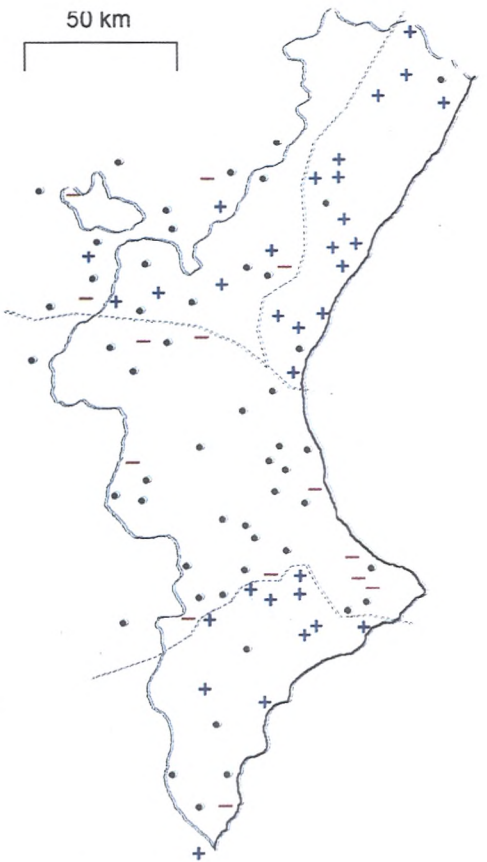


Figura 23. Tendencias de las lluvias de primavera (*PRI*) en la Comunidad Valenciana (1961-1990). Las tendencias pueden ser positivas (+), negativas (-) o nulas (•)

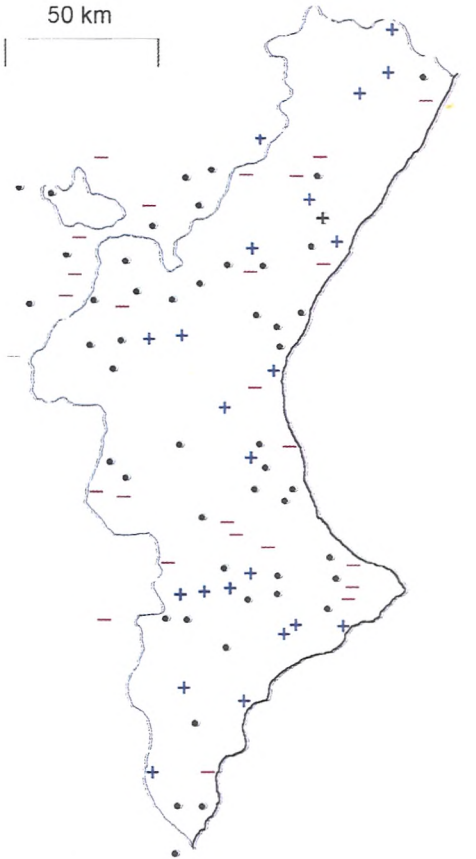


Figura 24. Tendencias de las anomalías de lluvia de primavera (|*APRI*|) en la Comunidad Valenciana (1961-1990). Las tendencias pueden ser positivas (+), negativas (-) o nulas (•)

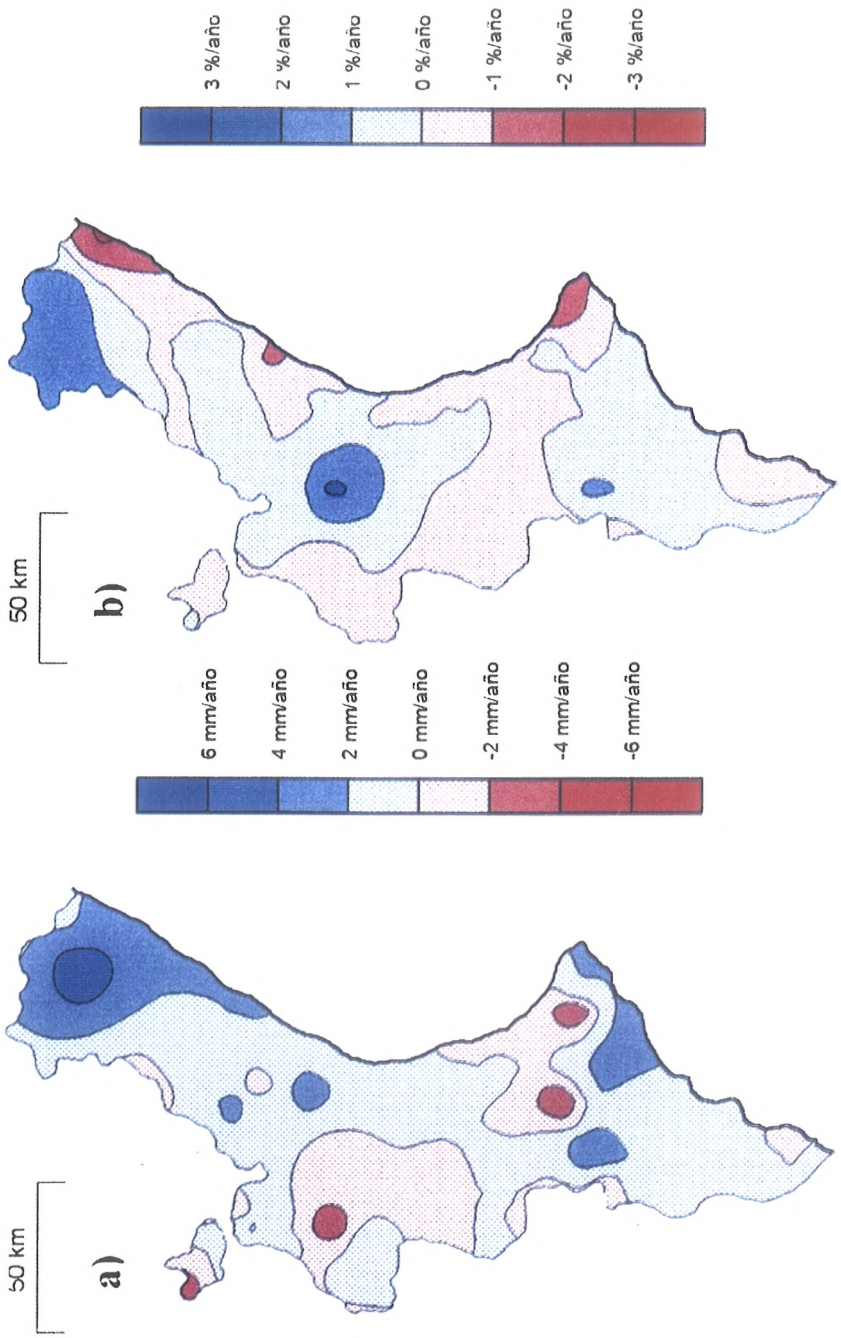


Figura 25. Tasas de cambio anual (1961-1990), expresadas como la pendiente de un modelo lineal. a) Volúmenes de precipitación de primavera (*PRI*). b) Anomalías de precipitación de primavera (|*APRI*|)

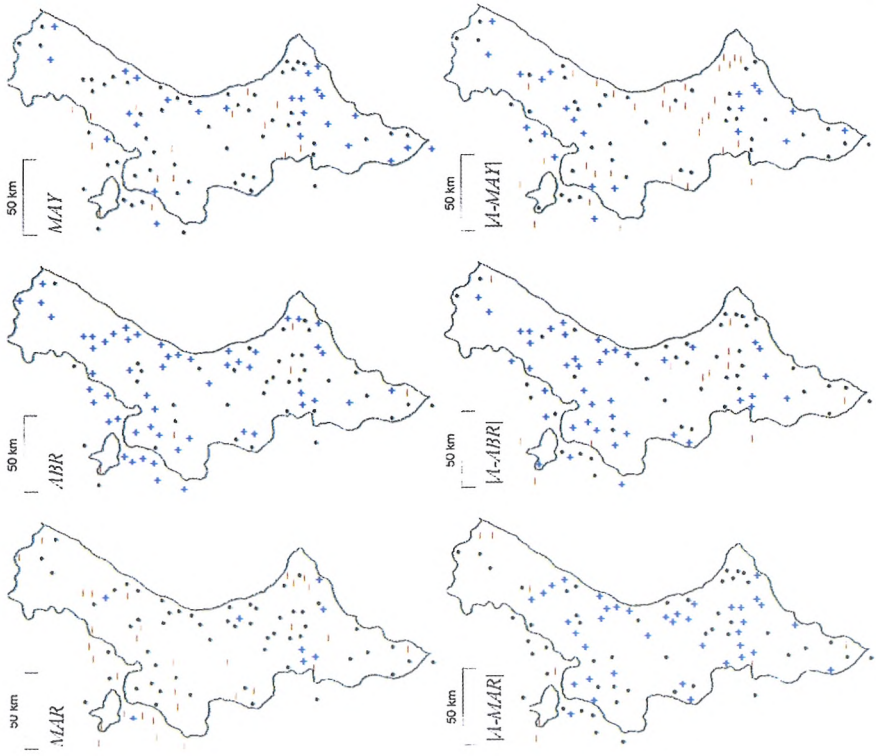


Figura 26. Tendencias en los volúmenes y anomalías de lluvia en los meses incluidos en la estación de primavera

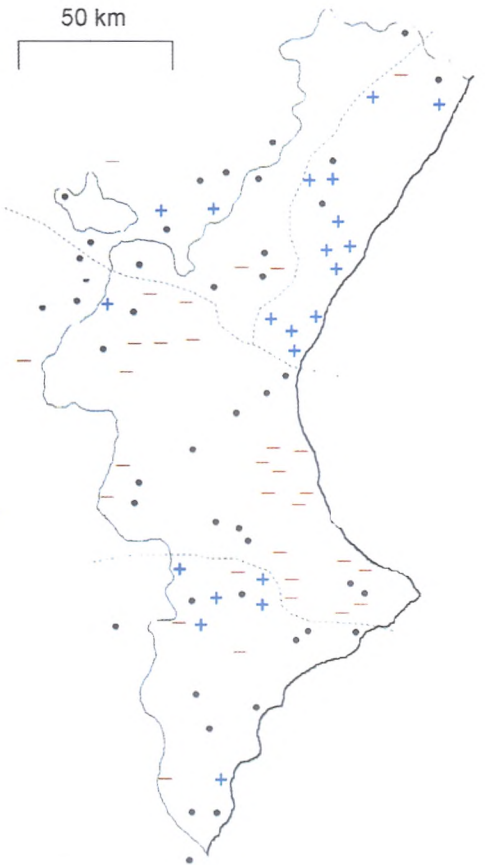


Figura 27. Tendencias de las lluvias de verano (*VER*) en la Comunidad Valenciana (1961-1990). Las tendencias pueden ser positivas (+), negativas (-) o nulas (•)

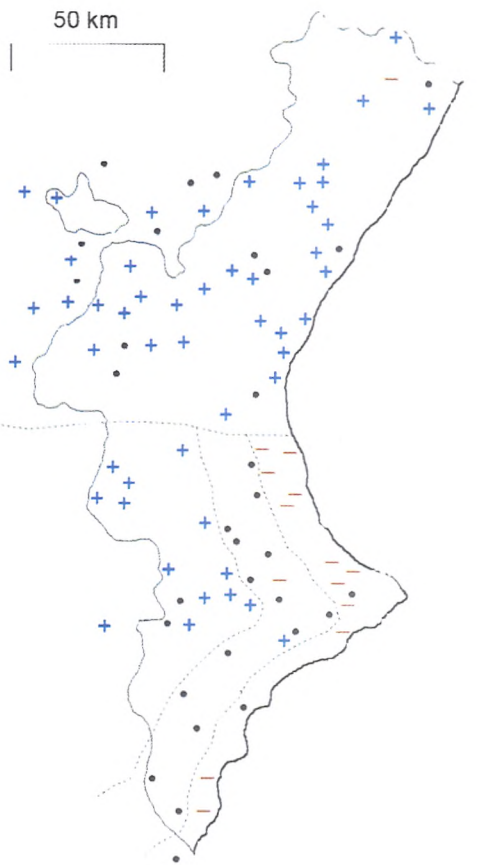


Figura 28. Tendencias de las anomalías de lluvia de verano (|*AVER*|) en la Comunidad Valenciana (1961-1990). Las tendencias pueden ser positivas (+), negativas (-) o nulas (•)

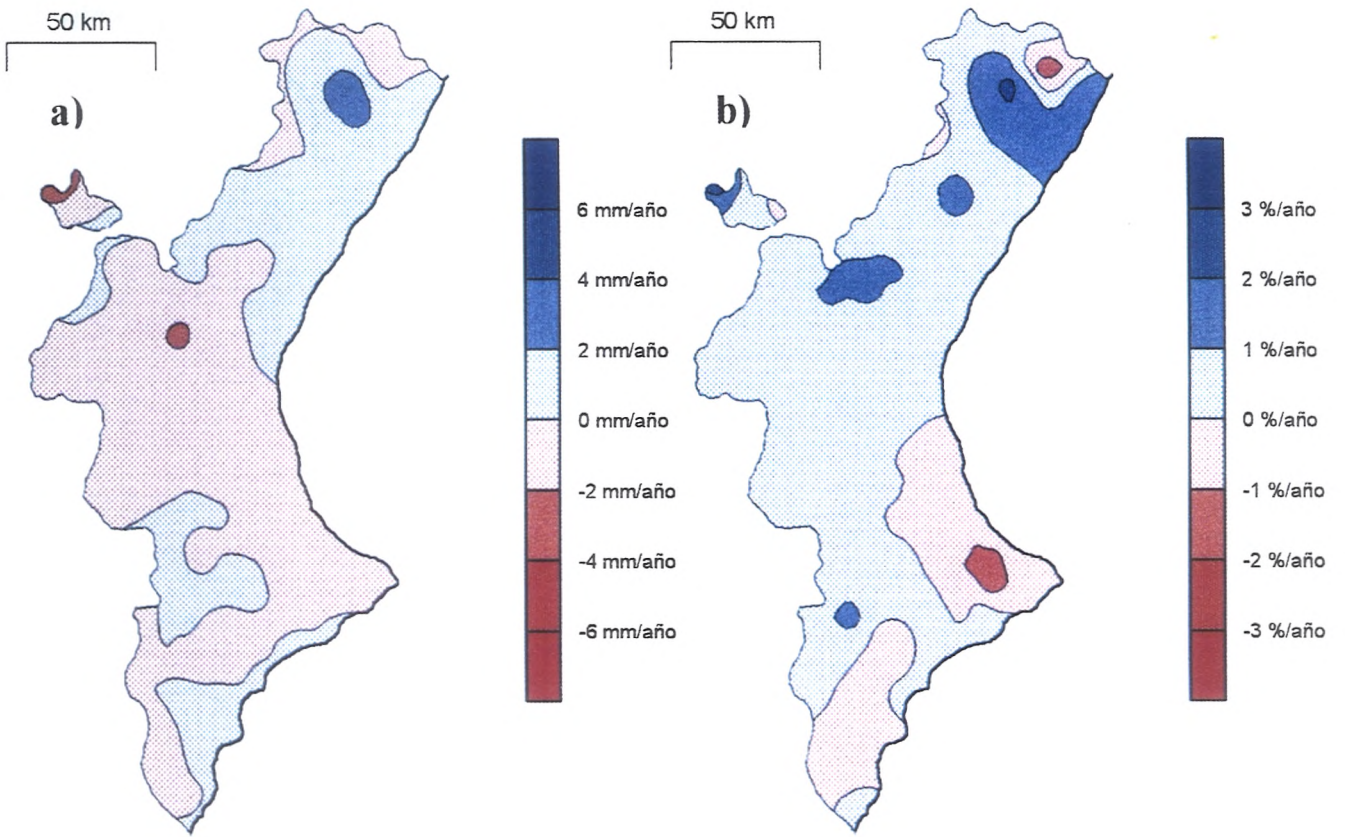


Figura 29. Tasas de cambio anual (1961-1990), expresadas como la pendiente de un modelo lineal. a) Volúmenes de precipitación de verano (*VER*). b) Anomalías de precipitación de verano (|*AVER*|)

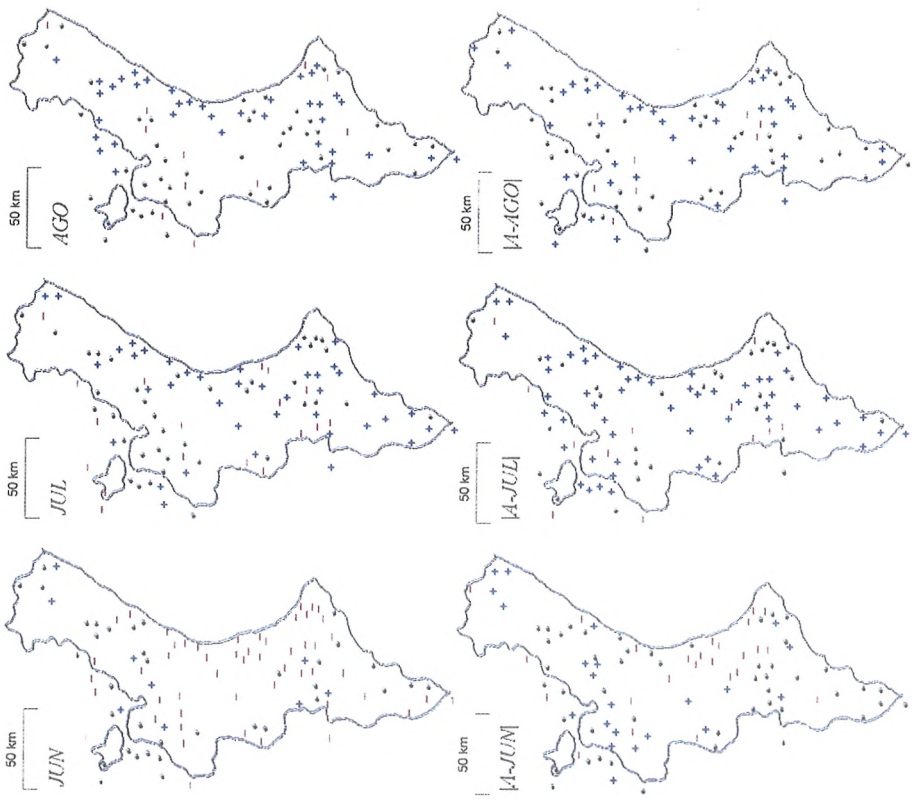


Figura 30. Tendencias en los volúmenes y anomalías de lluvia en los meses incluidos en la estación de verano

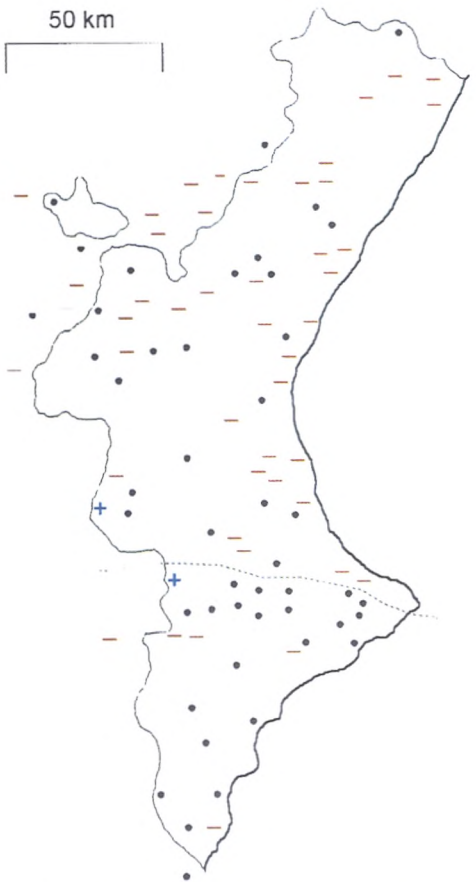


Figura 31. Tendencias de las lluvias de otoño (*OTO*) en la Comunidad Valenciana (1961-1990). Las tendencias pueden ser positivas (+), negativas (-) o nulas (•)

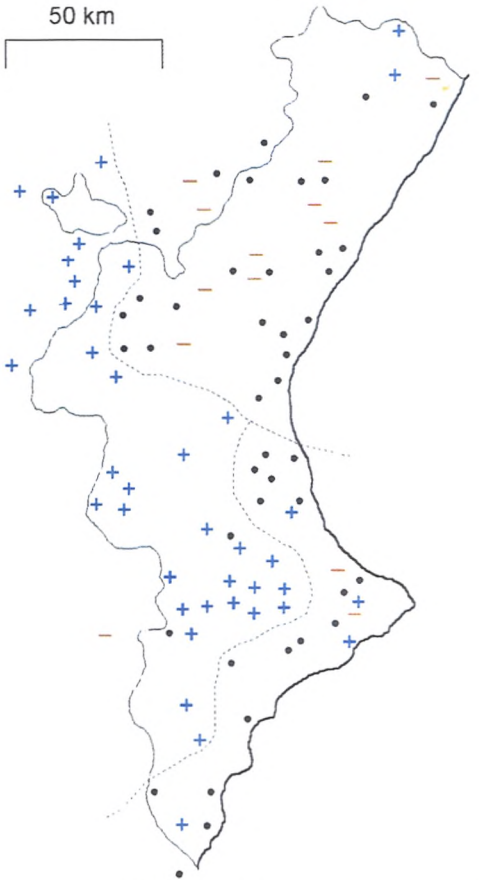


Figura 32. Tendencias de las anomalías de lluvia de otoño (|*AOTO*|) en la Comunidad Valenciana (1961-1990). Las tendencias pueden ser positivas (+), negativas (-) o nulas (•)

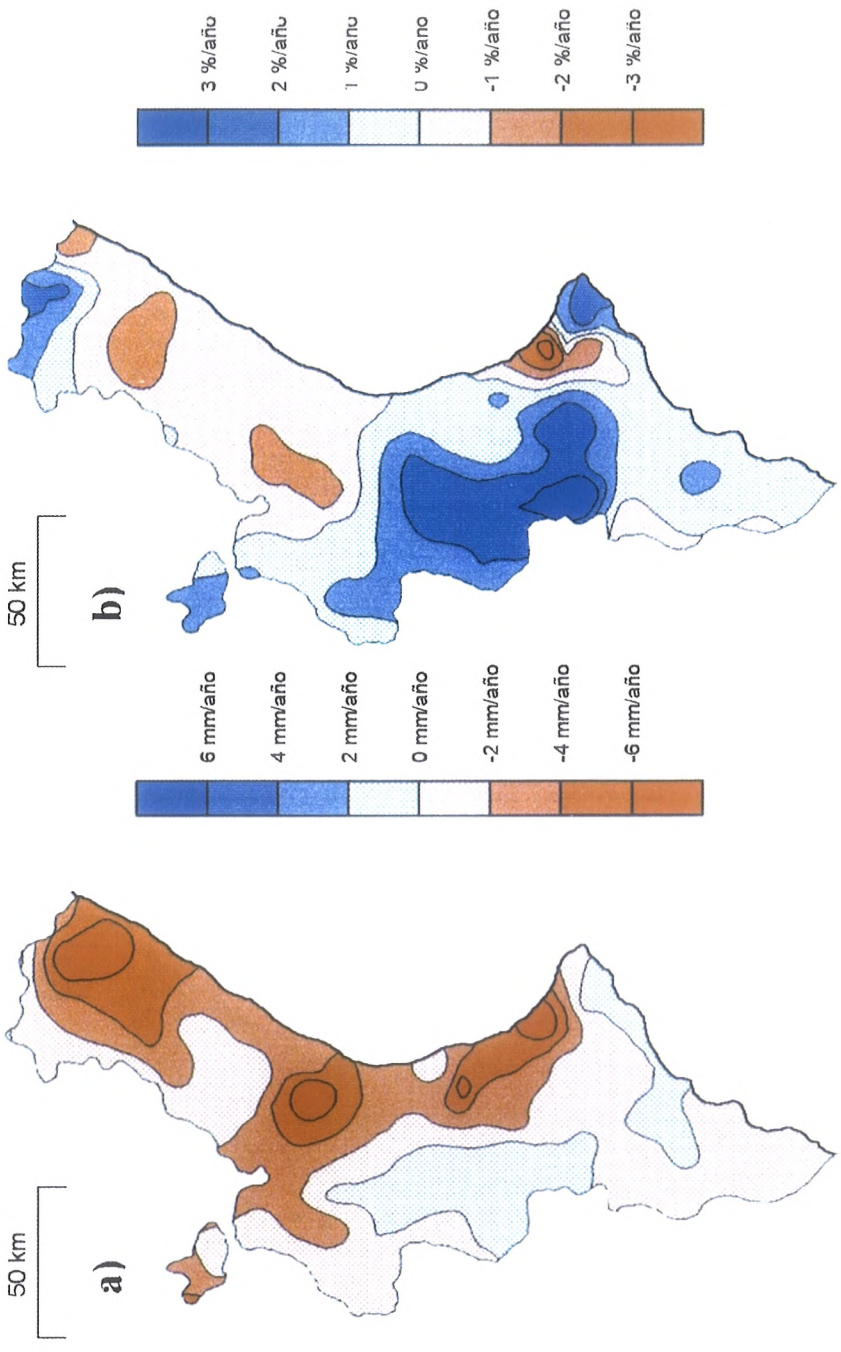


Figura 33. Tasas de cambio anual (1961-1990), expresadas como la pendiente de un modelo lineal. a) Volúmenes de precipitación de otoño (*OTO*). b) Anomalías de precipitación de otoño (|*AOTO*|)

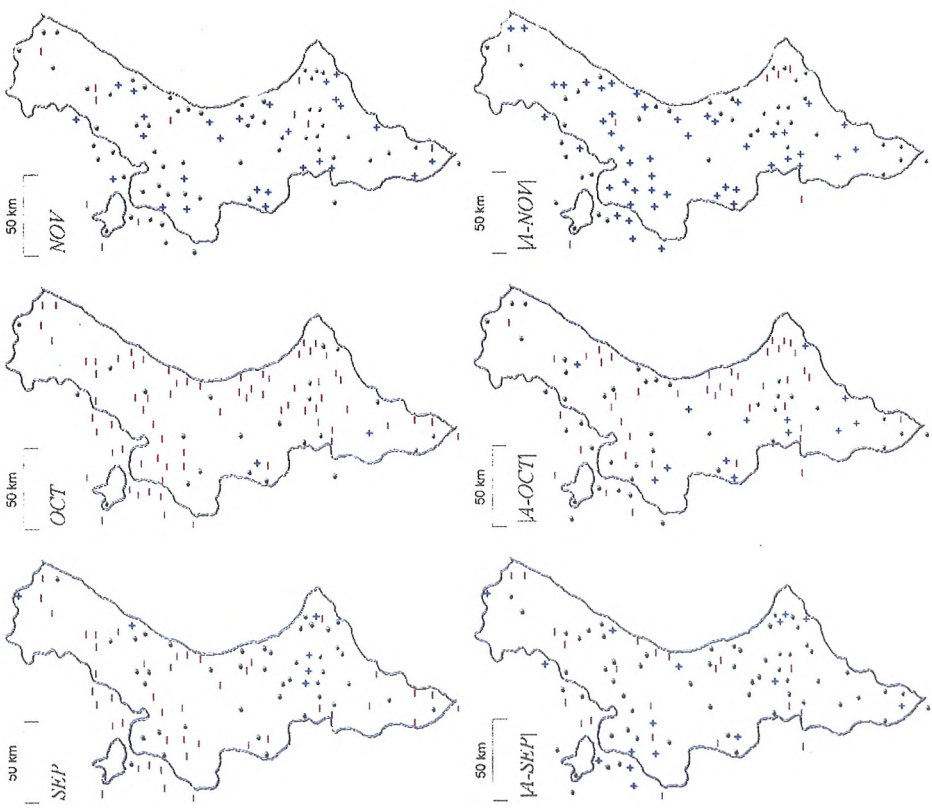


Figura 34. Tendencias en los volúmenes y anomalías de lluvia en los meses incluidos en la estación de otoño

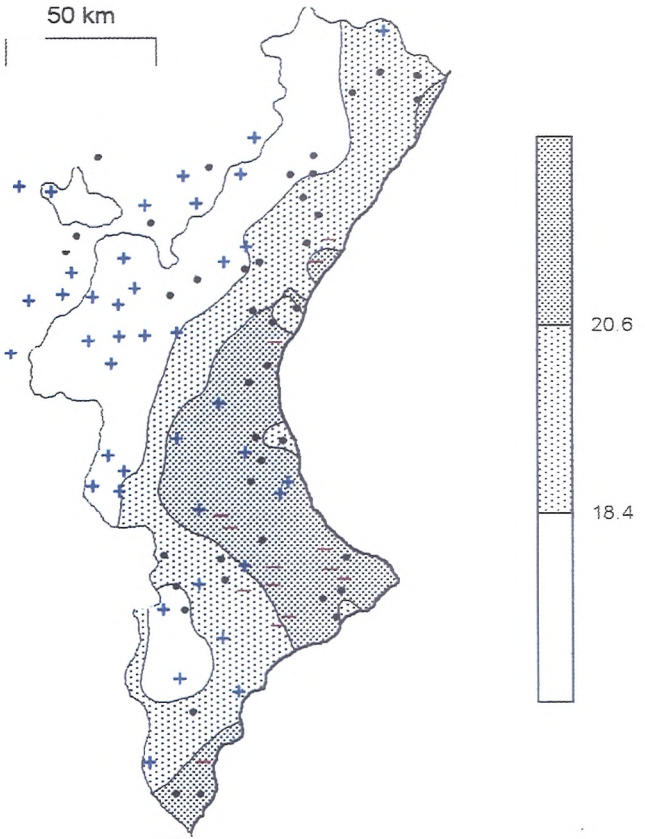


Figura 35. Tendencias del índice *PCI* en la Comunidad Valenciana (1961-1990). Las tendencias pueden ser positivas (+), negativas (-) o nulas (•). Superpuesta, cartografía simplificada del índice *PCI* promedio (*PCI*)

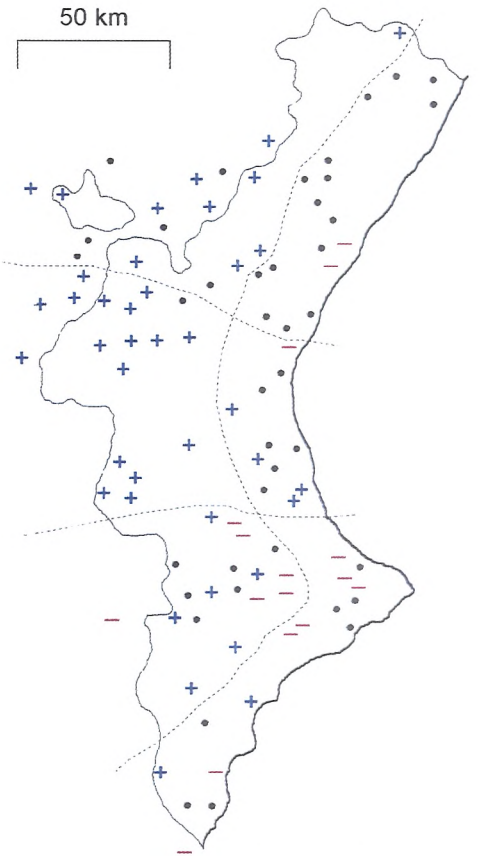


Figura 36. Tendencias del índice *PCI* en la Comunidad Valenciana (1961-1990). Las tendencias pueden ser positivas (+), negativas (-) o nulas (•)

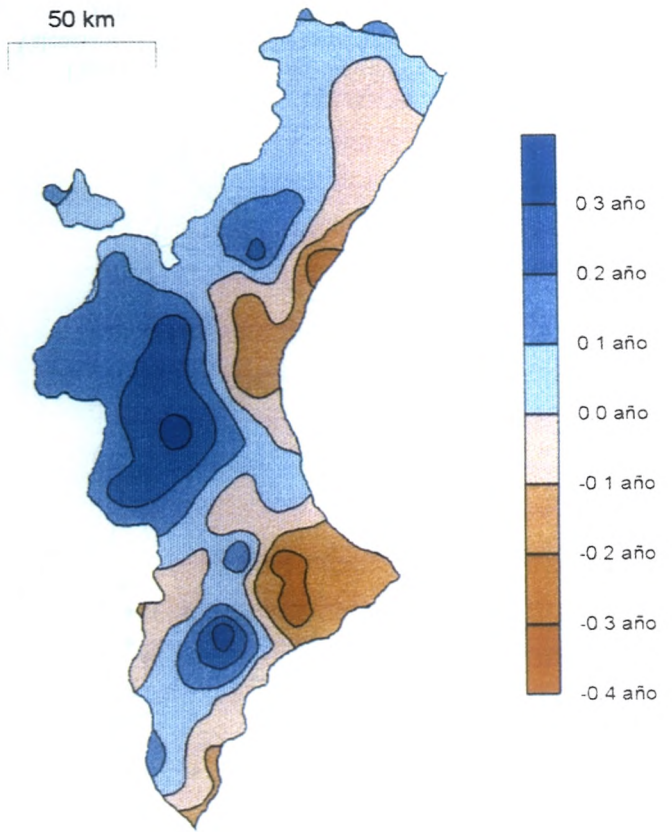


Figura 37. Tasas de cambio anual (1961-1990), expresadas como la pendiente de un modelo lineal del índice *PCI*

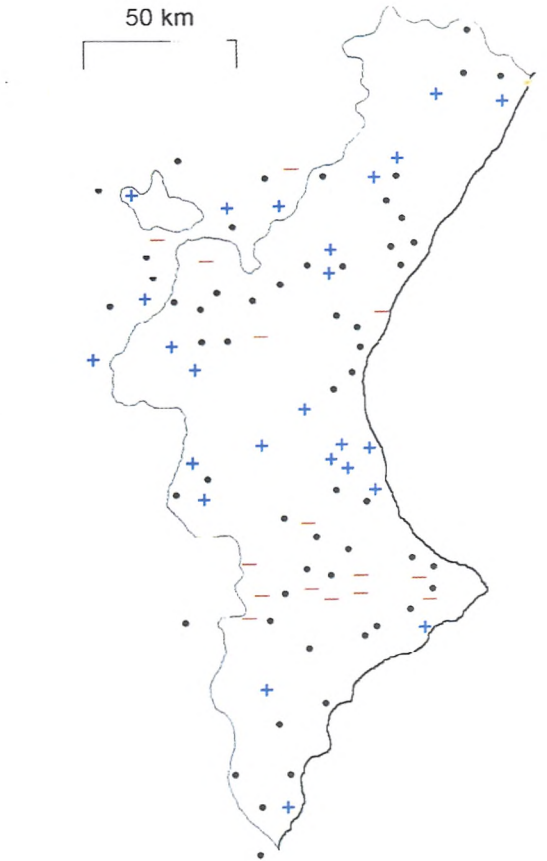


Figura 38. Tendencias de las anomalías del índice *PCI* en la Comunidad Valenciana (1961-1990). Las tendencias pueden ser positivas (+), negativas (-) o nulas (•)

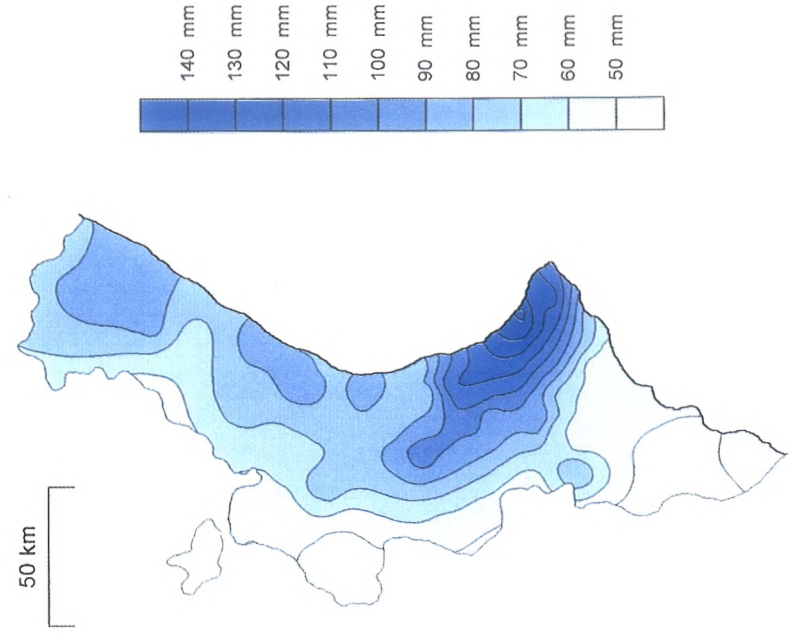


Figura 40. Volumen máximo diario. Valor promedio (1961-1990)

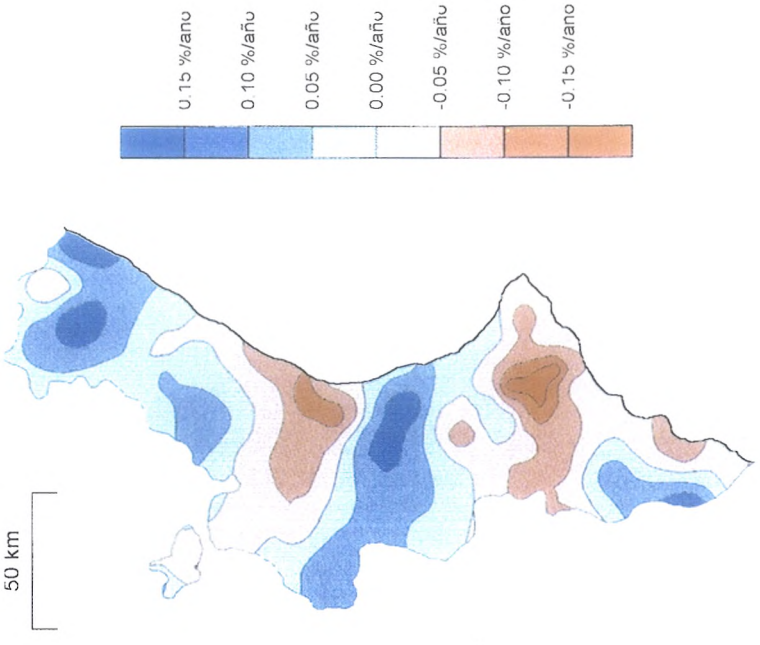


Figura 39. Tasas de cambio anual (1961-1990), expresadas como la pendiente de un modelo lineal de las anomalías del índice *PCI*

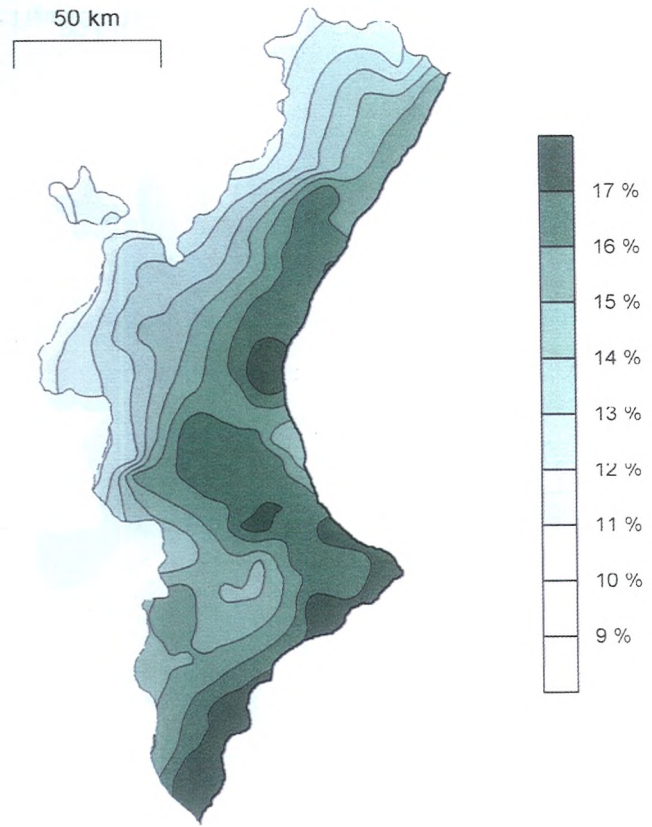


Figura 41. Porcentaje de contribución del evento diario máximo al total anual

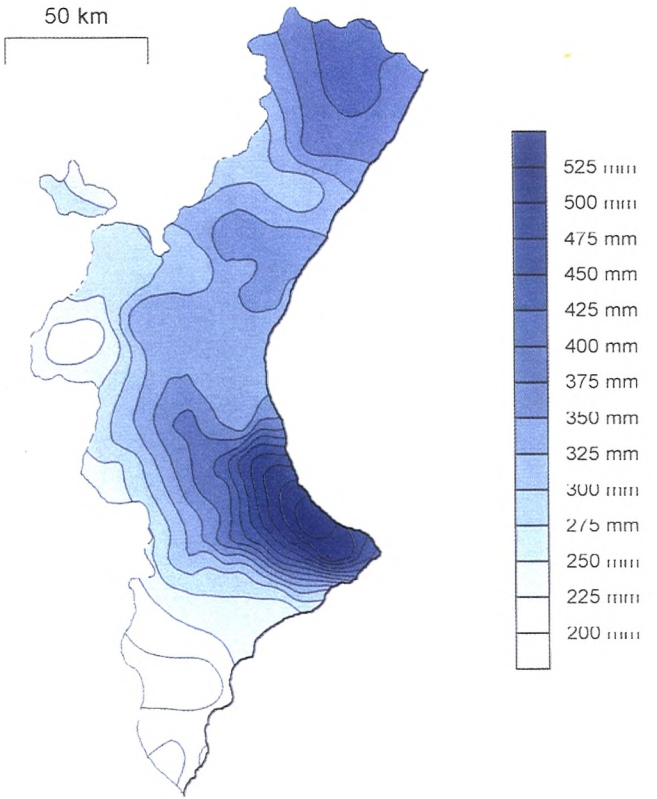


Figura 42. Volumen de los 10 máximos diario. Valor promedio (1961-1990)

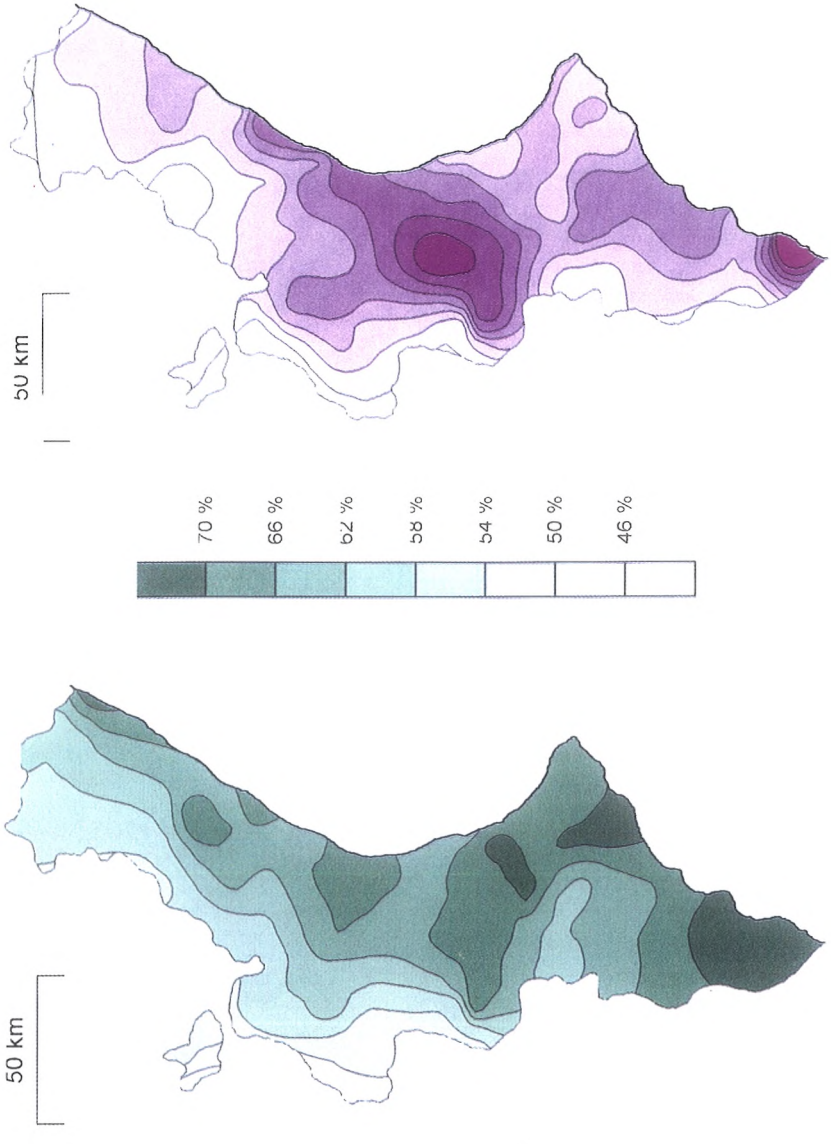


Figura 43. Porcentaje de contribución de los 10 eventos máximos al total anual

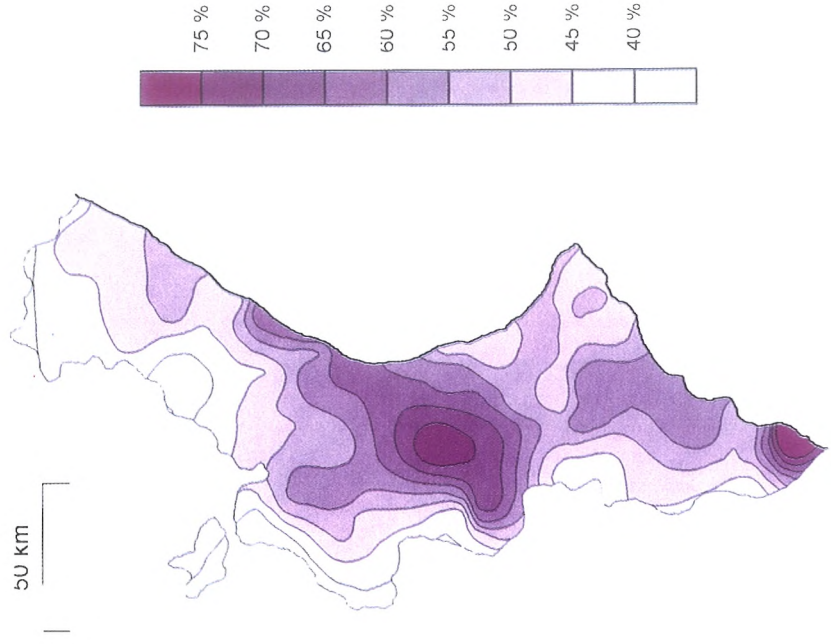


Figura 44. Coeficiente de variación del máximo diario anual (1961-1990)

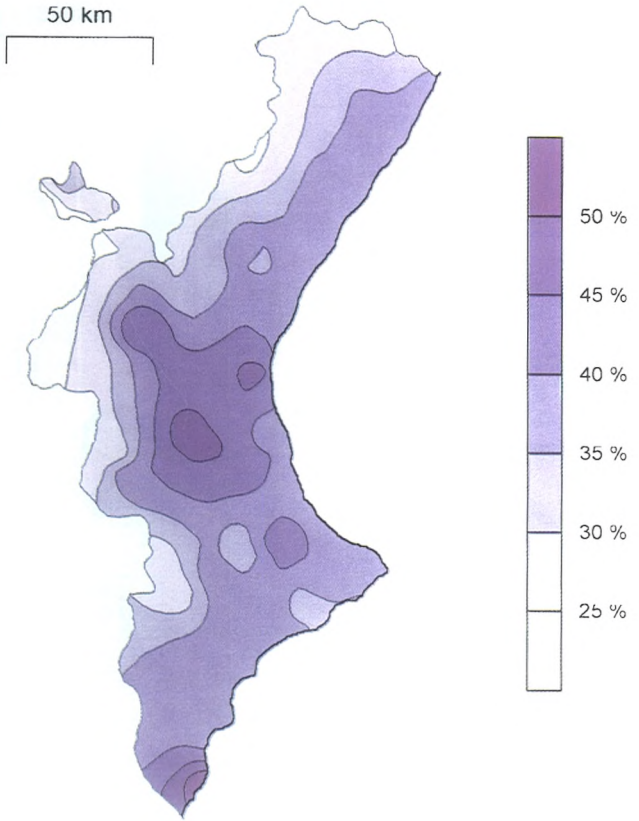


Figura 45. Coeficiente de variación de los 10 máximos diarios anuales (1961-1990)

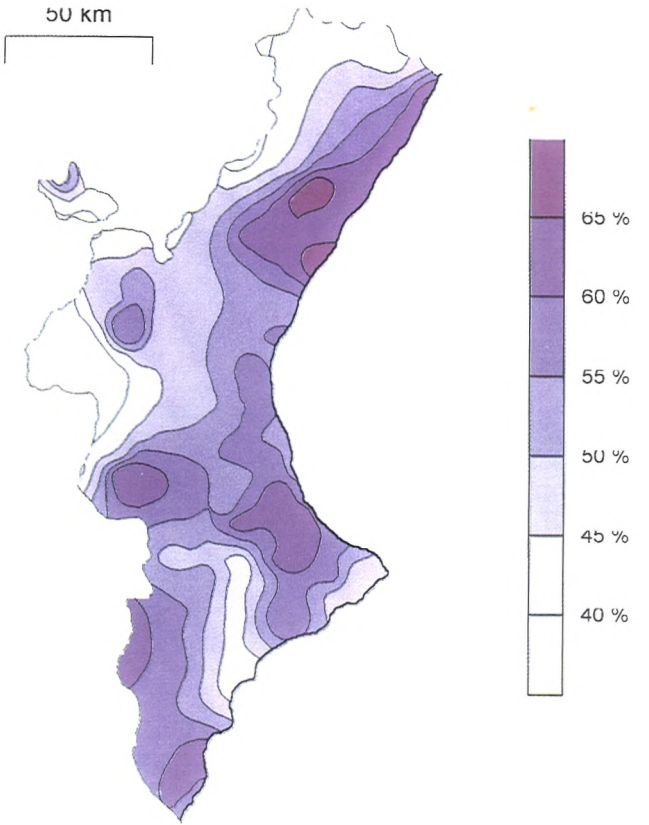


Figura 46. Coeficiente de variación de los eventos de menor magnitud (1961-1990)

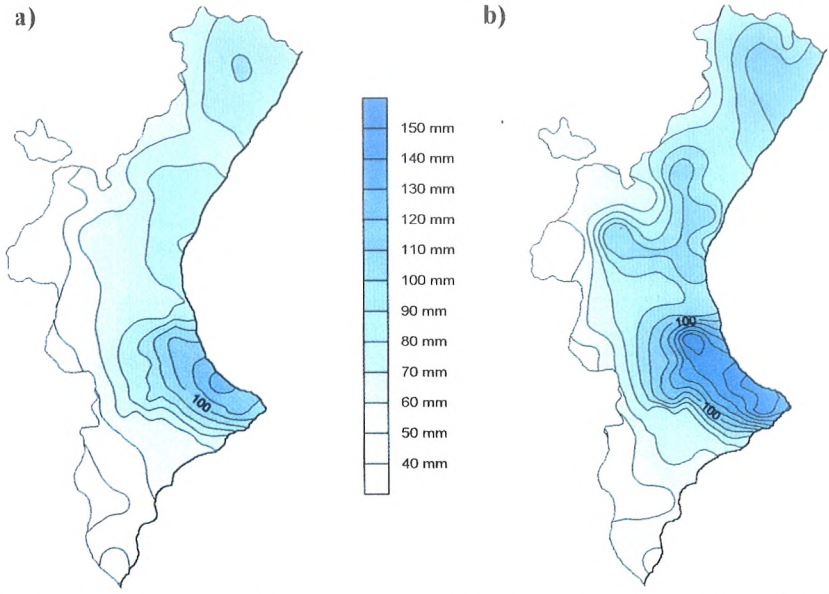


Figura 47. Precipitación máxima esperada en 24h para un periodo de retorno de 2 años.
a) Aproximación mediante el método de Gumbel. b) Aproximación mediante el método de Ahnert

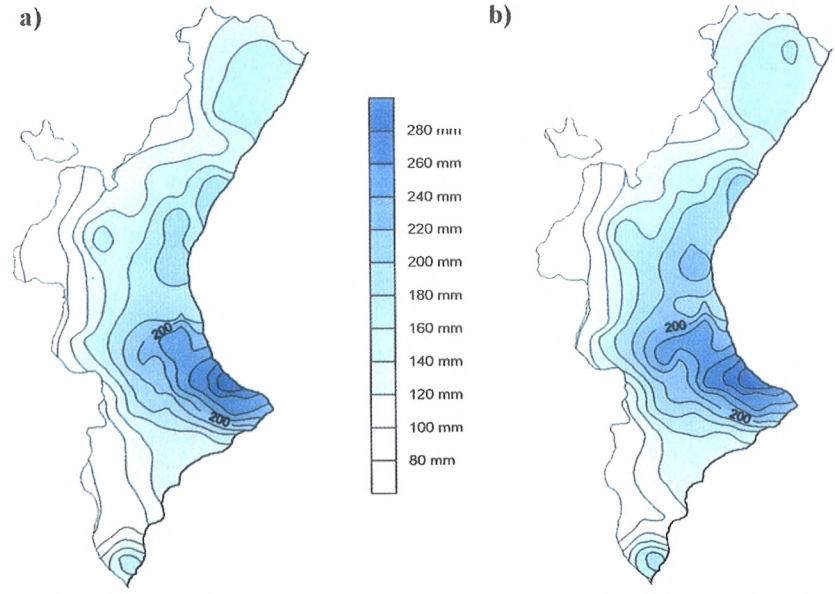


Figura 48. Precipitación máxima esperada en 24h para un periodo de retorno de 20 años.
a) Aproximación mediante el método de Gumbel. b) Aproximación mediante el método de Ahnert

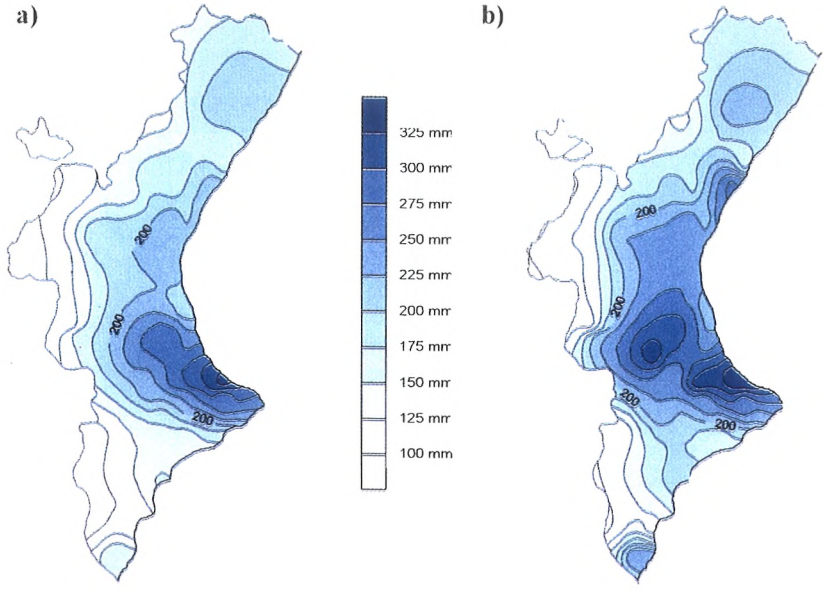


Figura 49. Precipitación máxima esperada en 24h para un periodo de retorno de 40 años. a) Aproximación mediante el método de Gumbel. b) Aproximación mediante el método de Ahnert

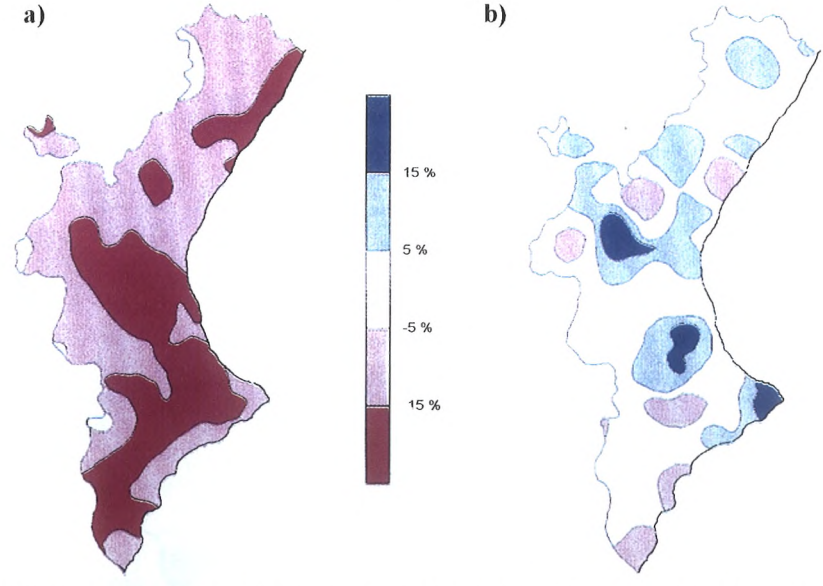


Figura 50. Desviación porcentual de la precipitación máxima en 24 h. entre los valores predichos y los observados para un periodo de retorno de 2 años. a) Aproximación mediante el método de Gumbel. b) Aproximación mediante el método de Ahnert

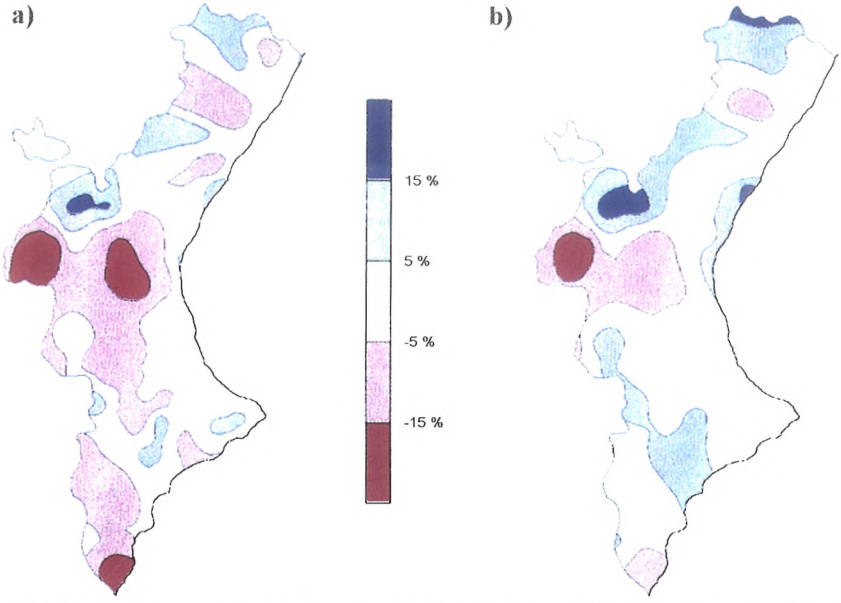


Figura 51. Desviación porcentual de la precipitación máxima en 24 h. entre los valores predichos y los observados para un periodo de retorno de 20 años. a) Aproximación mediante el método de Gumbel. b) Aproximación mediante el método de Ahnert

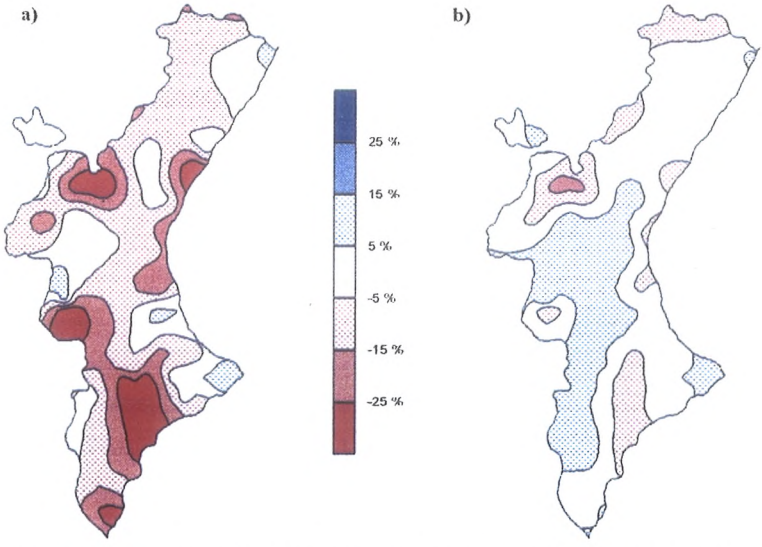


Figura 52. Desviación porcentual de la precipitación máxima en 24 h. entre los valores predichos y los observados para un periodo de retorno de 40 años. a) Aproximación mediante el método de Gumbel. b) Aproximación mediante el método de Ahnert

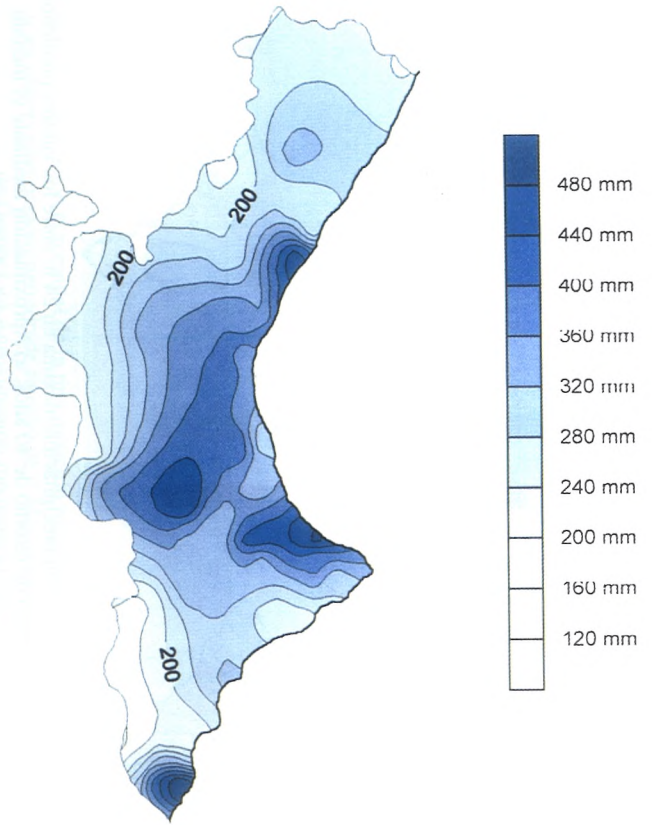


Figura 53. Precipitación máxima esperada en 24h en un periodo de retorno de 100 años. Método de Ahnert

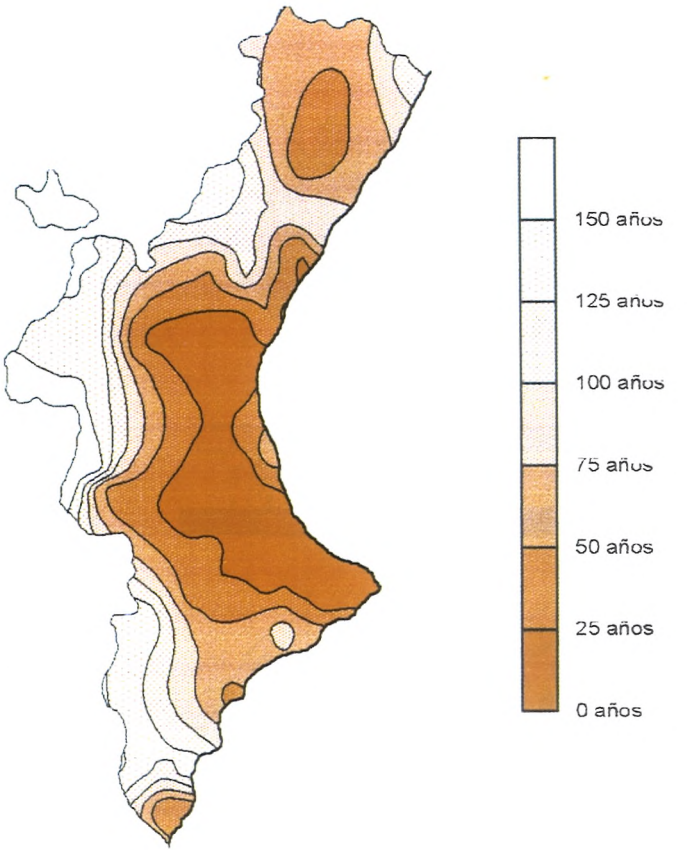


Figura 54. Precipitación máxima esperada en 24h en un periodo de retorno de 100 años. Método de Ahnert

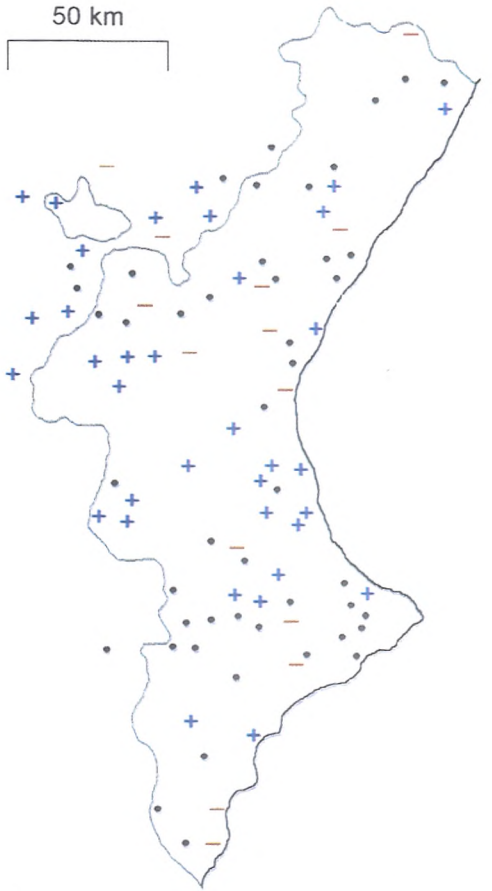


Figura 55. Tendencias del porcentaje de contribución del evento máximo al total anual (*%MAX*) en la Comunidad Valenciana (1961-1990). Las tendencias pueden ser positivas (+), negativas (-) o nulas (•)

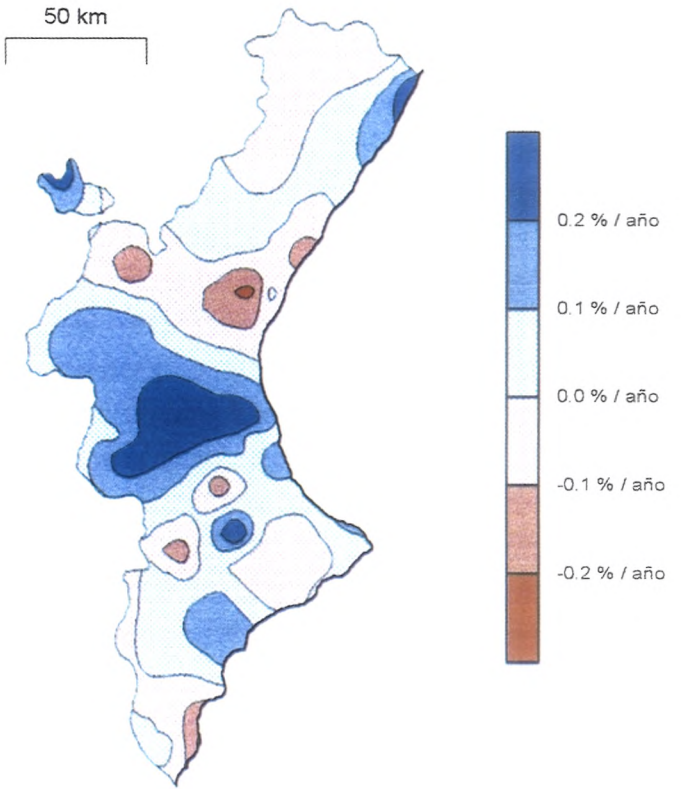


Figura 56. Porcentaje de contribución del evento máximo al total anual. Tasas de cambio anual (1961-1990), expresadas como la pendiente de un modelo lineal

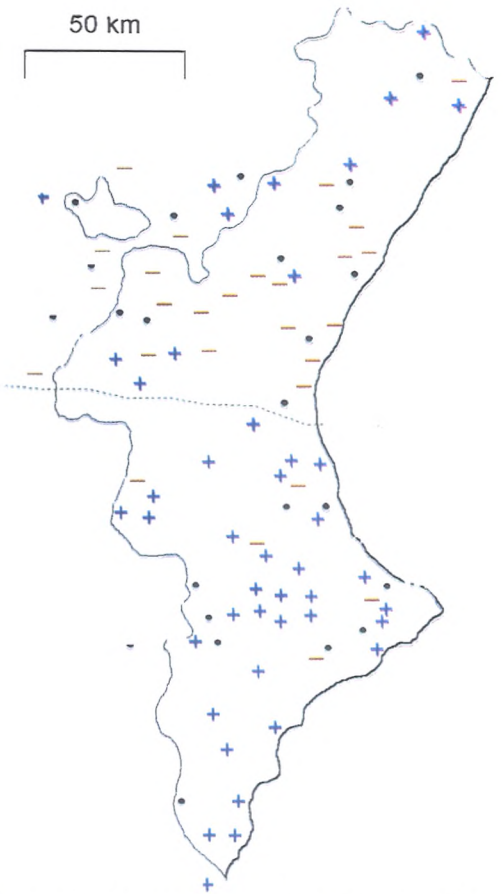


Figura 57. Tendencias de las anomalías del evento máximo anual ($|AMAX|$) en la Comunidad Valenciana (1961-1990). Las tendencias pueden ser positivas (+), negativas (-) o nulas (•)

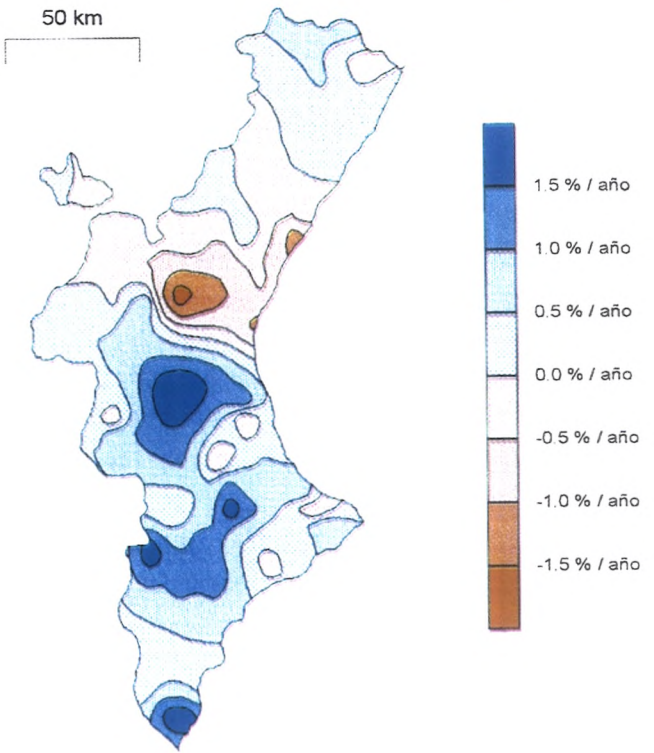


Figura 58. Anomalías del evento máximo anual. Tasas de cambio anual (1961-1990), expresadas como la pendiente de un modelo lineal

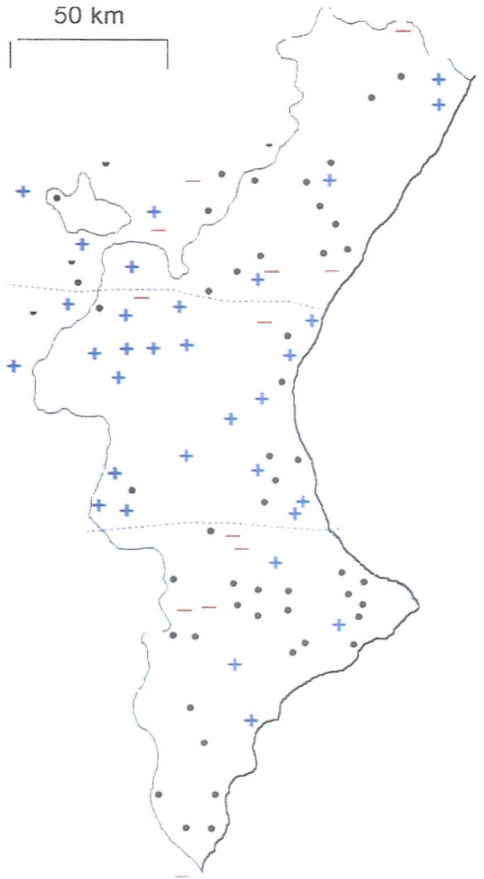


Figura 59. Tendencias del porcentaje de contribución de los 10 eventos máximos al total anual (*%10MAX*) en la Comunidad Valenciana (1961-1990). Las tendencias pueden ser positivas (+), negativas (-) o nulas (•)

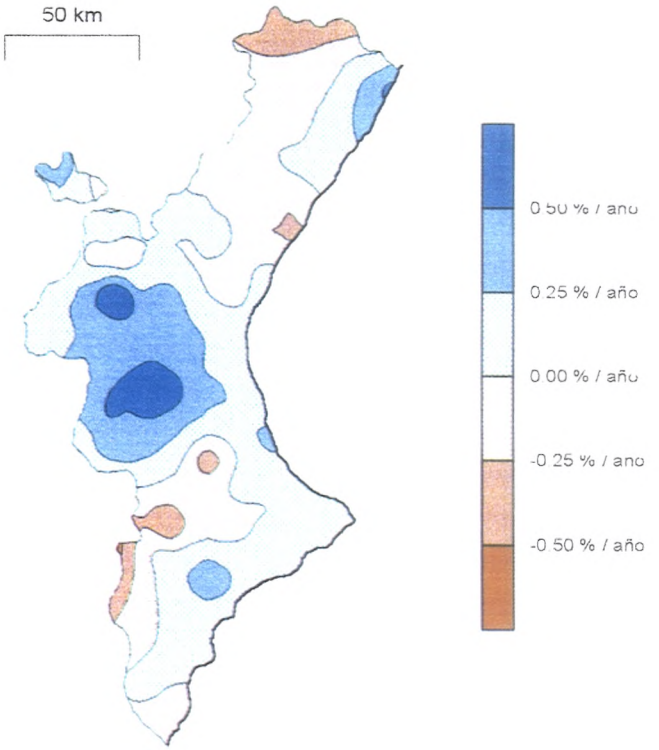


Figura 60. Porcentaje de contribución de los 10 eventos máximos al total anual. Tasas de cambio anual (1961-1990), expresadas como la pendiente de un modelo lineal

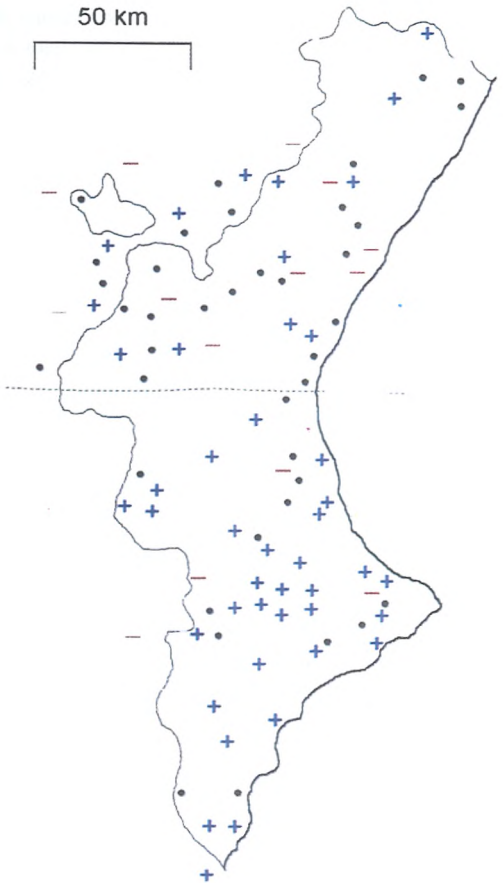


Figura 61. Tendencias de las anomalías de los 10 eventos máximo anuales (|*A10MAX*|) en la Comunidad Valenciana (1961-1990). Las tendencias pueden ser positivas (+), negativas (-) o nulas (•)

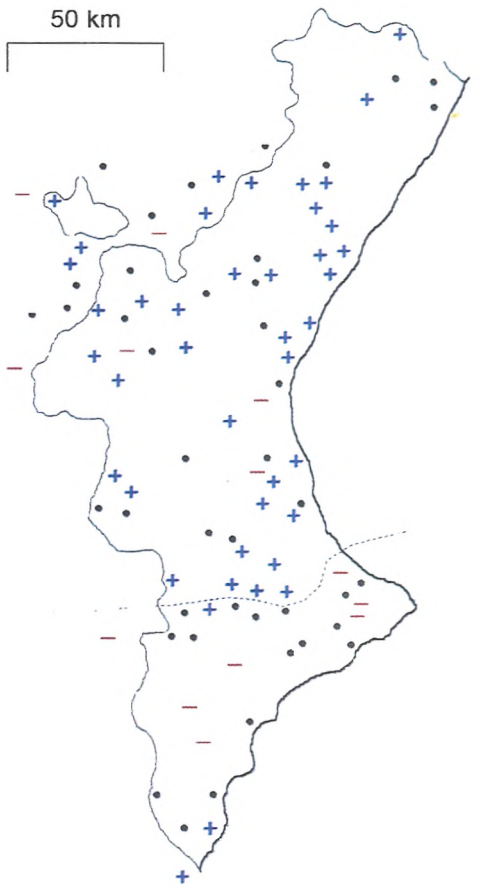


Figura 62. Tendencias de las anomalías de los eventos de menor magnitud (|*ARESTO*|) en la Comunidad Valenciana (1961-1990). Las tendencias pueden ser positivas (+), negativas (-) o nulas (•)

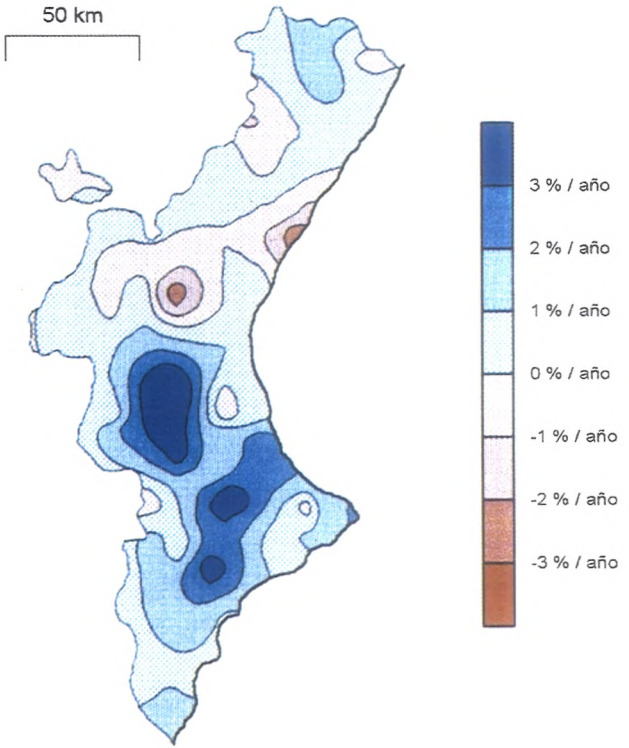


Figura 63. Anomalías de los 10 eventos máximos anuales. Tasas de cambio anual (1961-1990), expresadas como la pendiente de un modelo lineal

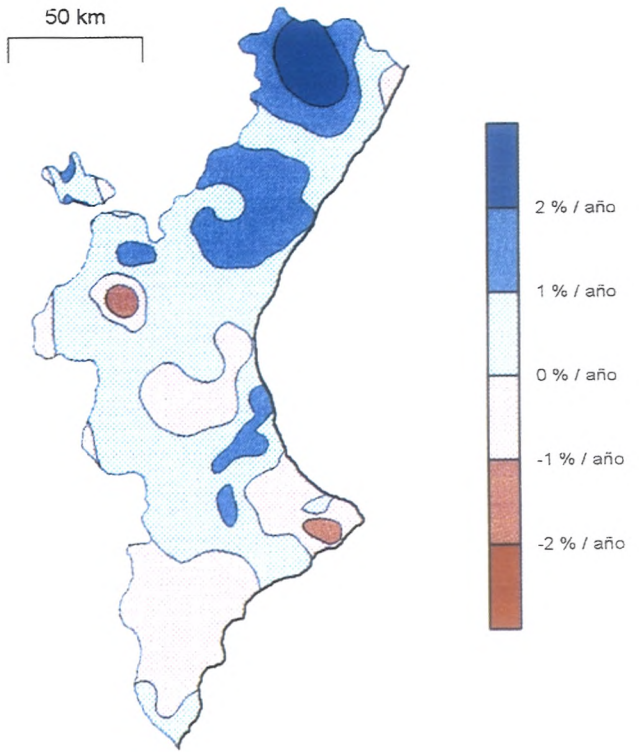


Figura 64. Anomalías de precipitación en los eventos de menor magnitud anual. Tasas de cambio anual (1961-1990), expresadas como la pendiente de un modelo lineal

5. BIBLIOGRAFÍA

ABBS, D.J. (1999). A numerical modeling study to investigate the assumptions used in the calculation of probable maximum precipitation. *Water Resources Research,* (35) 785-796

AHNERT, F. (1986). An aproach to the identification of morphoclimates. En: Gardiner, V., (Ed.) *International Geomorphology.* Pp: 159-188

AIZEN, V.B., AIZEN, E.M., MELACK, J.M., and DOZIER, J. (1997). Climatic and hydrologic changes in the Tien Shan, central Asia. *Journal of Climate,* (10) 1393-1404

ALFARO, M.A. (1975). *Curso práctico de geoestadística.* Madrid, Centro de cálculo E.T.S.I. de minas. Pp. B.II.3.

ALLAN, R.J. and HAYLOCK, M.R. (1993). Circulation features associated with the winter rainfall decrease in southwestern Australia. *Journal of Climate,* (6) 1356-1367

AL-MASHIDANI, G., PANDE, B.B.L., and MUJDA, M.F. (1978). A Simple Version of Gumbel 's Method for Flood Estimation. *Hydrological Sciences Bulletin.,* (23) 373-380

ALVI, S.H. (1994). Climatic changes, desertification and the Republic of Sudan. *Geojournal,* (33) 393-399

AMANATIDIS, G.T., PALIATSOS, A.G., REPAPIS, C.C., and BARTZIS, J.G. (1993). Decreasing Precipitation Trend in the Marathon Area, Greece. *International Journal of Climatology,* (13) 191-201

AMANATIDIS, G.T., REPAPIS, C.C., and PALIATSOS, A.G. (1997). Precipitation trends and periodicities in Greece. *Fresenius Environmental Bulletin,* (6) 314-319

ANANTHAKRISHNAN, R. and SOMAN, M.K. (1989). Statistical distribution of the daily rainfall and its association with the coefficient of variation of rainfall series. *International Journal of Climatology,* (9) 485-500

ANGEL, J.R. and HUFF, F.A. (1999). Record flood-producing rainstorms of 17-18 July 1996 in the Chicago metropolitan area. Part II: Hydrometeorological characteristics of the rainstorms. *Journal of Applied Meteorology,* (38) 266-272

ARMENGOT-SERRANO, R. (1994). Las precipitaciones extraordinarias. En: *Atlas climàtic de la Comunitat Valenciana.* Conselleria d'Obres Públiques, Urbanisme i Transports. Generalitat Valenciana, Col.leció Territorio, Nº 4.

ARNBJERGNIELSEN, K., HARREMOES, P., and SPLIID, H. (1994). Non-Parametric Statistics on Extreme Rainfall. *Nordic Hydrology,* (25) 267-278

BARROW, E., HULME, M., and SEMENOV, M. (1996). Effect of using different methods in the construction of climate change scenarios: Examples from Europe. *Climate Research,* (7) 195-211

BENJAMIN, J.R. (1970). *Probability, Statistics and Decision for Civil Engineers.* McGraw-Hill, New York, 685 pp.

BIGG, G.R. (1991). Kriging and Intraregional Rainfall Variability in England. *International Journal of Climatology,* (11) 663-675

BRADLEY, A.A. (1998). Regional frequency analysis methods for evaluating changes in hydrologic extremes. *Water Resources Research,* (34) 741-750

BRADLEY, R.S. and GROISMAN, P.Ya. (1989). Continental scale precipitation variations in the 20th Century. En: Sevruk, B. (Ed.). *Precipitation Measurement.* WMO/IAHS/ETH Workshop on Precipitation Measurement. St. Moritz, 3-7 December 1989. Pp. 499-503

BRETHERTON, F., BRYAN, K. and WOODS, J.D. (1992). Cambio climático dependiente del tiempo inducido por los gases de efecto invernadero. En: *OMN, El Cambio Climático, Evaluación Científica del IPCC.* INM, Madrid. Pp. 200-211

CAMARASA, A. (1993). La estructura intena de las tormentas Mediterráneas. *Cuadernos de Geografía.,* (54) 169-188

CAPKA, B. and GAJIC-CAPKA, M. (1992). A case analysis of heavy rainfall causing flash floods. *Theoretical and Applied Climatology,* (45) 77-82

CARTER, T.R. and PARRY, M.L. (1984). Strategies for assessing impacts of climatic change in marginal areas. En: N.A. Mörner and W. Karlen (Eds.) *Climatic Change on the yearly to Millennian Basis. Geological, Historical and Instrumental Records.* Reiden, Dordrecht, pp. 401-412.

CHINER, V. and LÓPEZ-GARCÍA, M.J. (1994). 30 años de climatología en el País Valenciano. *Cuadernos de Geografía,* (42) 133-148

CHOW, V.T. (1951). A general formula for hydrologyc frequency analysis. *Transactions of the American Geophysical Union,* (32) 231

CHOW, V.T. (1956). *Handbook of Applied Hydrology.* McGraw-Hill Book Co. New York. Sec. 8, pp. 35

CHU, P.S. and WANG, J.X. (1998). Modeling return periods of tropical cyclone intensities in the vicinity of Hawaii. *Journal of Applied Meteorology,* (37) 951-960

CIRET, C. and HENDERSON-SELLERS, A. (1998). Sensitivity of ecosystem models to the spatial resolution of the NCAR Community Climate Model CCM2. *Climate Dynamics,* (14) 409-429

CLARK, J.S., ROYALL, P.D., and CHUMBLEY, C. (1996). The role of fire during climate change in an eastern deciduous forest at Devil's Bathtub, New York. *Ecology,* (77) 2148-2166

CLARK, W.A.V. and Hosking, P.L. (1986). *Statistical Methods for Geographers.* Wiley, New York.

CONOVER, W.J. (1980). *Practical Nonparametric Statistics.* 2nd ed. John Wiley and Sons. New York.

CORNELL, A. (1968). Engineering seismic risk analysis. *Bull. Seismol. Soc. Am.,* (58) 1583-1606

CORONATO, F.R. and BERTILLER, M.B. (1996). Precipitation and landscape related effects on soil moisture in semi-arid rangelands of Patagonia. *Journal of Arid Environments,* (34) 1-9

CORTE-REAL, J., QIAN, B.D., and XU, H. (1998). Regional climate change in Portugal: Precipitation variability associated with large-scale atmospheric circulation. *International Journal of Climatology,* (18) 619-635

COSGROVE, C.M. and GARSTANG, M. (1995). Simulation of rain events from rain-gauge measurements. *International Journal of Climatology,* (15) 1021-1029

CUBASCH, U., VONSTORCH, H., WASZKEWITZ, J., and ZORITA, E. (1996). Estimates of climate change in Southern Europe derived from dynamical climate model output. *Climate Research,* (7) 129-149

CUBASCH, U., WASZKEWITZ, J., HEGERL, G., and PERLWITZ, J. (1995). Regional climate changes as simulated in time-slice experiments. *Climatic Change,* (31) 273-304

CURTIS, J., WENDLER, G., STONE, R., and DUTTON, E. (1998). Precipitation decrease in the western arctic, with special emphasis on Barrow and Barter Island, Alaska. *International Journal of Climatology,* (18) 1687-1707

DAI, A., FUNG, I.Y., and DEL-GENIO, A.D. (1997). Surface observed global land precipitation variations during 1900-88. *Journal of Climate,* (10) 2943-2962

DAI, A., TRENBERTH, K.E., and KARL, T.R. (1998). Global variations in droughts and wet spells: 1900-1995. *Geophysical Research Letters,* (25) 3367-3370

DAVIS, J.C. (1986). *Statistics and data analysis in geology.* John Wiley and Sons. New York. USA.

DE LUÍS, M., RAVENTÓS, J., GONZÁLEZ-HIDALGO, J.C., SÁNCHEZ, J.R., and CORTINA, J. (2000). Spatial analysis of rainfall trends: a case of study in Valencia region (E Spain). *International Journal of Climatology,* (en prensa).

DE LUÍS, M., GARCÍA-CANO, M.F., CORTINA, J., GONZÁLEZ-HIDALGO, J.C., SÁNCHEZ, J.R. and RAVENTÓS, J. (2000b). Climatic trends, disturbances and succesion in a mediterranean shrubland. *Forest Ecology and Management,* (en prensa).

DE LUÍS, M., GONZÁLEZ-HIDALGO, J.C., RAVENTÓS, J., SÁNCHEZ, J.R. y CORTINA, J. (1997). Distribución espacial de la concentración y agresividad de la lluvia en el territorio de la Comunidad Valenciana. *Cuaternario y Geomorfología,* 11(3-4) 33-44

DE LUÍS, M., GONZÁLEZ-HIDALGO, J.C., SÁNCHEZ, J.R. (1996). Análisis de la distribución espacial de la concentración diaria de precipitaciones en el territorio de la Comunidad Valenciana. *Cuadernos de Geografía,* (59) 47-62

DE LUÍS, M., RAVENTÓS, J., GONZÁLEZ-HIDALGO, J.C., SÁNCHEZ, J.R., CORTINA, J., and GARCÍA-CANO, M.F. (1998). Analysis of maximum daily probability precipitation for different return periods: Comparison among three different methods on Mediterranean conditions. *Proc. 15th International Sedimentological Congress.* Publicaciones de la Universidad de Alicante. Pp. 287-288

DE PLOEY, J., KIRKBY, M.J. and AHNERT, F. (1991). Hillslope erosion by rainstorms: a magnitude-frequency analysis. *Earth Surface Processes and Landforms,* (16) 399-409

DELFINNER, P. and DELHOMME, J.P. (1975). Optimun interpolation by Kriging. En: J.C. Davis and M.J. McCullagh (Eds.) *Display and analysis of spatial data.* Londres, J. Wiley and Sons.

DEMAREE, G. and CHADILLY, M.S. (1988). Sahelian Drought(s) as Seen from the Rainfall Data of a Mauritanian Station. *Computer Methods and Water Resources: First International Conference,* Morocco, (3) 15-23

DIAZ, H.F., BRADLEY, R.S., and EISCHEID, J.K. (1989). Precipitation Fluctuations Over Global Land Areas Since the Late 1800's. *Journal of Geophysical Research Atmospheres.*, (94) 1085-1094

DRAGONI, W. (1996). Current climatic trends in central Italy and the response of some hydrological and hydrogeological systems. *Abstracts of papers presented at the 30th International Geological Congress*, (1) 503-503.503-503

DUBROVSKY, M. (1997). Creating daily weather series with use of the weather generator. *Environmetrics*, (8) 409-424

DUPUIS, D.J. (1997). Extreme value theory based on the r largest annual events: a robust approach. *Journal of Hydrology*, (200) 295-306

EASTERLING, D.R., HORTON, B., JONES, P.D., PETERSON, T.C., KARL, T.R., PARKER, D.E., SALINGER, M.J., RAZUVAYEV, V., PLUMMER, N., JAMASON, P., and FOLLAND, C.K. (1997). Maximum and minimum temperature trends for the globe. *Science.*, (277) 364-367

EDGINGTON, E.S. (1980). *Randomization test.* Second edition. Marcel Dekker, New York, USA.

ERENA, M. and RINCÓN, L. (1998). Spatial and temporal distribution of the rainfall in the Murcia region. *The Earth's changing land. GCTE-LUCC Open Science Conference on Global Change.* Barcelona, Spain.14-18 March 1998.

ESCALANTE-SANDOVAL, C. (1998). Multivariate extreme value distribution with mixed Gumbel marginals. *Journal of the American Water Resources Association*, (34) 321-333

ESTEBAN-PARRA, M.J., RODRIGO, F.S., and CASTRO-DIEZ, Y. (1995). Temperature trends and change points in the northern Spain plateau during the last 100 years. *International Journal of Climatology*, (15) 1031-1042

ESTEBAN-PARRA, M.J., RODRIGO, F.S., and CASTRO-DIEZ, Y. (1998). Spatial and temporal patterns of precipitation in Spain for the period 1880-1992. *International Journal of Climatology*, (18) 1557-1574

FALLOT, J.M., BARRY, R.G., and HOOGSTRATE, D. (1997). Variations of mean cold season temperature, precipitation and snow depths during the last 100 years in the former Soviet Union (FSU). *Hydrological Science Journal*, (42) 301-327

FERNÁNDEZ-MILLS, G. and LANA, X. (1991). Obtención de leyes empíricas de ajuste de precipitaciones anuales y estacionales para Cataluña. *Revista de Geofísica.*, (47) 125-134

FOLLAND, C.K., KARL, T.R. and VINNIKOV, K.Y. (1990). Observed climate variability and change, En: *Climate Change: the IPCC Scientific Assessment.* Cambridge University Press, Cambridge, pp. 195-238

FOLLAND, C.K., PARKER, D.E. and KATES, F.E. (1984). Worldwide marine temperature fluctuations 1856-1981. *Nature*, (310) 670-673

FONT-TULLOT, I. (1983). *Climatología de España y Portugal.* Instituto Nacional de Meteorología. Apartado 285, 28071, Madrid, 296 pp.

FOWLER, A.M. and HENNESSY, K.J. (1995). Potential impacts of global warming on the frequency and magnitude of heavy precipitation. *Natural Hazards*, (11) 283-303

FRAEDRICH, K. and MULLER, K. (1992). Climate anomalies in Europe associated with ENSO extremes. *International Journal of Climatology*, (12) 25-31

GABRIELS, D. (1992). Rainfall erosivity for european mediterranean countries. *Seminar on Soil erosion under mediterranean conditions*, Menéndez Pelayo International University, Valencia.

GAJIC-CAPKA, M. (1991). Short-term precipitation maxima in different precipitation climate zones of Croatia, Yugoslavia. *International Journal of Climatology*, (11) 677-687

GALLART, F. (1995). The relative geomorphic work affected by four processes in rainstorms: A conceptual approach to magnitude and frequency. *Catena*, (25) 353-364

GAN, T.Y. (1998). Hydroclimatic trends and possible climatic warming in the Canadian Prairies. *Water Resources Research*, (34) 3009-3015

GATES, W.L., MITCHELL, J.F.B., BOER, G.J., CUBASCH, U. and MELESHKO, V.P. (1992). En: Houghton, J.T., Callander, B.A. and Varney, S.K. *Climatic change 1992. The supplementary report to the IPCC Scientific Assessment.* Cambridge University Press. Cambridge. Pp. 97-134

GIL-OLCINA, A. (1983). Lluvias excepcionales en la noche del 19 al 20 de octubre de 1982 y la riada en el barranco de las Ovejas. En: *Lluvias torrenciales e inundaciones en Alicante.* Universidad de Alicante. Pp. 4-24

GIL-OLCINA, A. (1986). Previsión de precipitaciones máximas según la ley de Gumbel. En: *Inundaciones en la Ciudad y Término de Alicante.* Instituto Universitario de Geografía y Ayuntamiento de Alicante. Alicante. Pp: 95-101

GIL-OLCINA, A. (1989). Causas climáticas de las riadas. En: *Avenidas fluviales e inundaciones en la cuenca mediterránea.* Pp. 15-30, Instituto Universitario de Geografía, Universidad Alicante y Caja Ahorros Mediterráneo.

GIUFFRIDA, A. and CONTE, M. (1989). Long Term Evolution of the Italian Climate Outlined by Using the Standardized Anomaly Index (SAI). *Conference on Climate and Water. Helsinki, Finlandia.*, (I) 197-208

GOODESS, C.M. and PALUTIKOF, J.P. (1998). Development of daily rainfall scenarios for southeast Spain using a circulation-type approach to downscaling. *International Journal of Climatology,* (18) 1051-1083

GORDON, H.B., WHETTON, P.H., PITTOCK, A.B., FOWLER, A.M. and HAYLOCK, M.R. (1992). Simulated changes in daily rainfall intensity due to the enhanced greenhouse effect: implications for extreme rainfall events. *Climate Dynamics,* (8) 83-102

GOYAL, S.C. and KATHURIA, S.N. (1984). Return Period Analysis of Extreme Rainfall Events. *Mausam,* (35) 531-536

GREGORY, J.M. and MITCHELL, J.F.B. (1995). Simulation of daily variability of surface temperature and precipitation over Europe in the current and 2 x CO_2 climates using the UKMO climate model. *UK Meteorological Society*, (121) 1451-1476

GREGORY, S. (1978). *Statistical Methods and the Geographer.* Longman. New York.

GROISMAN, P.Y. and EASTERLING, D.R. (1994). Precipitation changes over the Northern Hemispheric extratropics during the last hundred years. En: Desbois, M. and Désalmand, F., (Eds.). *Global Precipitations and Climate Change*. NATO ASI Series, Vol. I, 26. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg. Pp: 119-133

GROISMAN, P.Y. and EASTERLING, D.R. (1994). Variability and trends of total precipitation and snowfall over the United States and Canada. *Journal of Climate,* (7) 184-205

GROISMAN, P.Y. and LEGATES, D.R. (1994). The accuracy of United States precipitation data. *Bulletin of the American Meteorological Society,* (75) 215-228

GROISMAN, P.Y. and LEGATES, D.R. (1995). Documenting and detecting long-term precipitation trends: Where we are and what should be done. *Climatic Change,* (31) 601-622

GUMBEL, E.J. (1958). *Statistis of Extremes*. Columbia University Press, 375 pp.

HANSSEN-BAUER, I. and FORLAND, E.J. (1998). Long-term trends in precipitation and temperature in the Norwegian Arctic: can they be explained by changes in atmospheric circulation patterns? *Climate Research,* (10) 143-153

HANSSEN-BAUER, I., FORLAND, E.J., TVEITO, O.E., and NORDLI, P.O. (1997). Estimating regional precipitation trends: Comparison of two methods. *Nordic Hydrology,* (28) 21-36

HEGERL, G.C. and CUBASCH, U. (1996). Greenhouse gas induced climate change. *Environmental Science Pollution Research,* (3) 99-102

HENNESSY, K.J., GREGORY, J.M. and MITCHELL, J.F.B. (1997). Changes in daily precipitation under enhanced greenhouse conditions. *Climate Dynamics*, (13) 667-680

HENNESSY, K.J., SUPPIAH, R., and PAGE, C.M. (1999). Australian rainfall changes, 1910-1995. *Australian Meteorological Magazine,* (48) 1-13

HERSHFIELD, D.M. (1961). Estimating the probable maximum precipitation. *J. Hydraul. Div. Am. Civ. Eng.*, (2933) 99-116

HERSHFIELD, D.M. (1965). Method for estimating probable maximum rainfall. *J. Water Works Assoc.*, (57) 105-112

HERSHFIELD, D.M. (1979). Secular Trend in Extreme Rainfalls. *Journal of Applied Meteorology,* (18) 1078-1081

HU, Q., WOODRUFF, C.M. and MUDRICK, S.E. (1998). Interdecadal variations of annual precipitation in the Central United States. *Bulletin American Meteorological Society,* (79), 221-229

HULME, M. (1992). Rainfall Changes in Africa: 1931-1960 to 1961-1990. *International Journal of Climatology,* (12) 685-699

HULME, M. (1995). Estimating global changes in precipitation. *Weather,* (50) 34-42

HULME, M. and NEW, M. (1997). Dependence of large-scale precipitation climatologies on temporal and spatial sampling. *Journal of Climate,* (10) 1099-1113

HULME, M., CONWAY, D., JONES, P.D., JIANG, T., BARROW, E.M., and TURNEY, C. (1995). Construction of a 1961-1990 European climatology for climate change modelling and impact applications. *International Journal of Climatology,* (15) 1333-1363

HULME, M., ZHAO, Z. and JIANG, T. (1994). Recent and future climate change in East Asia. *International Journal of Climatology*, (14) 637-658

IPCC (1990). *Scientific Assesment of Climatic Change*. En: Houghton, J.T., Jenkins, G.J. and Ephraums, J.J. (Eds.) *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment.* Cambridge University Press. Cambridge. 364 pp.

IPCC (1992). *Climate change 1992: The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment.* En: Houghton, J.T., Callander, B.A., and Varney, S.K. (Eds.). Cambridge University Press, UK, 200 pp.

IPCC (1996). *Climate change 1995: the sciencie of climate change*. En: Houghton, J.T., Meira Filho, L.G., Callander, B.A., Harris, N., Kattenberg, A. and Maskell, K. (Eds.). Cambridge University Press, UK, 572 pp.

IWASHIMA, T. and YAMAMOTO, R. (1993). A statistical analysis of the extreme events: long term trend of heavy daily precipitation. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, (71) 637-640

JENKINSON, A.F. (1969). Statistics of extremes. *Estimation of Maximum Floods*. WMO Technical Note 98, World Meteorological Organization, Geneva, pp. 183-228

JONES, P.D., WIGLEY, T.M.L. and WRIGHT, P.B. (1986). Global temperature variations between 1861 and 1984. *Nature*, (322) 430-434

JOURNEL, A.G. and HUIJBREGTS, Ch. J. (1978). *Mining Geostatistics*. Londres, Academic Press, 660 pp. (32-33)

KARL, T.R. and KNIGHT, R.W. (1998). Secular trends of precipitation amount, frequency, and intensity in the United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, (79), 231-241

KARL, T.R., GROISMAN, P.Y., KNIGHT, R.W., and HEIM, R.R., Jr. (1993). Recent variations of snow cover and snowfall in North America and their relation to precipitation and temperature variations. *Journal of Climate*, (6) 1327-1344

KARL, T.R., KNIGHT, R.W., and PLUMMER, N. (1995). Trends in high-frequency climate variability in the twentieth century. *Nature.*, (377) 217-220

KATZ, R.W. and BROWN, B.G. (1992). Extreme events in a changing climate. Variability is more important than averages. *Climatic Change*, (21) 289-302

KEIM, B.D. and CRUISE, J.F. (1998). A technique to measure trends in the frequency of discrete random events. *Journal of Climate*, (11) 848-855

KEIM, B.D. and MULLER, R.A. (1992). Temporal Fluctuations of Heavy Rainfall Magnitudes in New Orleans, Louisiana: 1871-1991. *Water Resources Bulletin*, (28) 721-729

KEIM, B.D., FAIERS, G.E., MULLER, R.A., GRYMES-III, J.M., and ROHLI, R.V. (1995). Long-term trends of precipitation and runoff of Louisiana, USA. *International Journal of Climatology*, (15) 531-541

KIEFFER, A. and BOIS, P. (1997). Variability of the statistical characteristics of extreme rainfall values in the French Alps. *Rev. Sci. Eau.*, (10) 199-216

KILADIS, G.N. and DIAZ, H.F. (1989). Global climatic anomalies associated with extremes in the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, (2) 1067-1090

KOTHYARI, U.C. and SINGH, V.P. (1996). Rainfall and temperature trends in India. *Hydrological Processes*, (10) 357-372

KRAUS, E.B. (1977). Subtropical droughts and cross-equatorial transports. *Monthly Weather Review*, (105) 1009-1018.

KUTIEL, H. and MAHERAS, P. (1998). Variations in the temperature regime across the Mediterranean during the last century and their relationship with circulation indices. *Theoretical and Applied Climatology*, (61) 39-53

KUTIEL, H., MAHERAS, P., and GUIKA, S. (1996). Circulation and extreme rainfall conditions in the eastern Mediterranean during the last century. *International Journal of Climatology*, (16) 73-92

LABAJO, J.L., PIORNO, A., and IZQUIERDO, M.J. (1998). Temporal behaviour of the annual mean pressure on the Northern Spanish Plateau between 1945 and 1994. *International Journal of Climatology*, (18) 637-647

LAITA, M. and GRIMALD, M. (1997). Vorticity and preassure anomalies in the western Mediterranean during El Niño/Southern Oscillation extremes. *International Journal of Climatology*, (17) 475-482

LANA, X. and BURGUENO, A. (1998). Daily dry-wet behaviour in Catalonia (NE Spain) from the viewpoint of Markov chains. *International Journal of Climatology*, (18) 793-815

LANA, X. and BURGUENO, A. (1998). Spatial and temporal characterization of annual extreme droughts in Catalonia (northeast Spain). *International Journal of Climatology*, (18) 93-110

LANA, X., FERNÁNDEZ-MILLS, G., and BURGUENO, A. (1995). Daily precipitation maxima in Catalonia (northeast Spain): Expected values and their spatial distribution. *International Journal of Climatology*, (15) 341-354

LANZANTE, J.R. (1996). Resistant, robust and non-parametric techniques for the analysis of climate data: theory and examples including applications to historical radiosonde station data. *International Journal of Climatology*, (16) 1197-1226

LAVOREL, S., CANADELL, J., RAMBAL, S., and TERRADAS, J. (1998). Mediterranean terrestrial ecosystems: research priorities on global change effects. *Global Ecology and Biogeography Letters*, (7) 157-166

LEBEL, T.G., BASTIN, G., OBLED, C. and CREUTIN, J.D. (1987). On the accuracy of areal rainfall estimation: a case study. *Water Resource Research*, 23(11) 2123-2134

LEWIS, R.-P.W. (1992). Flooding at Carmarthen in October 1987: Historical Precedents and Statistical Methods. *Weather*, (47) 82-89

LLAMAS, J., CHARBONNEAU, R., and RASSAM, J.C. (1987). Statistical Analysis of Extreme Events (Analyse Statistique d 'Evenements Extremes). En: *Water for the Future: Hydrology in Perspective*. International Association of Hydrological Sciences, Washington, DC. Pp: 71-91

LLASAT, M.C. and PUIGCERVER, M. (1997). Total rainfall and convective rainfall in Catalonia, Spain. *International Journal of Climatology,* (17) 1683-1695

LOMNITZ, C. (1974). *Global Tectonics and Earthquake Risk.* Elsevier, New York, 320 pp.

LÓPEZ, M.J. (1991). *La temperatura del mar Balear a partir de imágenes de satélite.* Dep. Geografía, Univ. Valencia.

LOUKAS, A. and QUICK, M.C. (1996). Spatial and temporal distribution of storm precipitation in southwestern British Columbia. *Journal of Hydrology,* (174) 37-56

LOURFIRO, N.S. and COUTINHO, M.A. (1995). Rainfall changes and rainfall erosivity increase in the Algarve (Portugal). *Catena,* (24) 55-67

LUCERO, O.A. (1998). Invariance of the design storm in a region under a rainfall climate change at mid-latitudes. *Atmospheric Research,* (49) 11-20

LUGINA, K.M., GROISMAN, P.Y., and VINNIKOV, K.Y. (1990). Empirical Data on Contemporary Global Climate Changes (Temperature and Precipitation). *Journal of Climate,* (3) 662-677

MADSEN, H., MIKKELSEN, P.S., ROSBJERG, D., and HARREMOES, P. (1998). Estimation of regional intensity-duration-frequency curves for extreme precipitation. *Water Science and Technology,* (37) 29-36

MAHERAS, P. (1988). Changes in precipitation conditions in the Western Mediterranean over the last century. *Journal of Climatology,* (8) 179-189

MAHERAS, P. (1989). Principal component analysis of western Mediterranean air temperature variations 1866-1985. *Theoretical and Applied Climatology,* (39) 137-145

MAHERAS, P. and KOLYVA-MACHERA, F. (1990). Temporal and Spatial Characteristics of Annual Precipitation over the Balkans in the Twentieth Century. *International Journal of Climatology,* (10) 495-504

MAHERAS, P. AND KOLYVA-MACHERA, F. (1990). Temporal and spatial characteristics of annual precipitation over the Balkans in the Twentieth Century. *International Journal of Climatology,* (10) 495-504

MAHERAS, P. and KUTIEL, H. (1999). Spatial and temporal variations in the temperature regime in the Mediterranean and their relationship with circulation during the last century. *International Journal of Climatology,* (19) 745-764

MARTÍNEZ-COB, A. (1996). Multivariate geostatistical analysis of evapotranspiration and precipitation in mountainous terrain. *Journal of Hydrology,* (174) 19-35

MARTÍN-VIDE, J. (1984). Análisis de la irregularidad de la precipitación diaria en el litoral mediterráneo de la Península Ibérica. *Revista de Geofísica,* (40) 101-106

MARTÍN-VIDE, J. (1985). *Pluges i inundacions a la Mediterrània.* Barcelona. Ketres. 132 pp.

MARTÍN-VIDE, J. (1987). Propiedades y aplicaciones de un índice de disparidad en pluviometría. *X Congreso Nacional de Geografía,* (1) 267-276. A.G.E. Zaragoza. 267-276

MARTÍN-VIDE, J. (1994). *Precipitaciones: máximos diarios probables e irregularidad.* En: Atlas climàtic de la Comunitat Valenciana. Conselleria d'Obres Públiques, Urbanisme i Transports. Generalitat Valenciana, Col.leció Territorio, Nº 4. Pp. 94-96

MARTÍN-VIDE, J. and Gómez, L. (1999). Regionalization of peninsular Spain based on the length of dry spells. *International Journal of Climatology,* (19) 537-555

MARTÍN-VIDE, J. and Wheeler, D.A. (1988). The Barcelona storm: 1-5 October 1987. *Journal of Meteorology,* UK. (13) 79-85

MASON, S.J., WAYLEN, P.R., MIMMACK, G.M., RAJARATNAM, B., and HARRISON, J.M. (1999). Changes in extreme rainfall events in South Africa. *Climatic Change,* (41) 249-257

MATEU, J.F. (1988). Crecidas e inundaciones en el País Valenciano. En *Guía de la Naturaleza de la Comunidad Valenciana.* Edicions Alfons el Magnànim. Diputación Provincial de Valencia. Pp. 595-636

MATEU, J.F. (1990). Avenidas y riesgos de inundación en los sistemas fluviales mediterráneos de la Península Ibérica. *Boletín de la AGE.* (10) 45-86

MATHERON, G. (1962). *Traité de Géostatistique appliquée.* Paris. Editions Technip. 333 pp.

MCGUFFIE, K., HENDERSON-SELLERS, A., HOLBROOK, N., KOTHAVALA, Z., BALACHOVA, O., and HOEKSTRA, J. (1999). Assessing simulations of daily temperature and precipitation variability with global climate models for present and enhanced greenhouse climates. *International Journal of Climatology,* (19) 1-26

MEARNS, L.O., GIORGI, F., MCDANIEL, L. and SHIELDS, C. (1995). Analysis of daily variability of precipitation in a nested regional climate model: comparison with observations and doubled CO_2 results. *Global Planetary Change,* (10) 55-78

MEARNS, L.O., ROSENZWEIG, C., and GOLDBERG, R. (1996). The effect of changes in daily and interannual climatic variability on CERES-wheat: A sensitivity study. *Climatic Change,* (32) 257-292

MEARNS, L.O., ROSENZWEIG, C., and GOLDBERG, R. (1997). Mean and variance change in climate scenarios: Methods, agricultural applications, and measures of uncertainty. *Climatic Change,* (35) 367-396

MEKIS, E. and HOGG, W.D. (1999). Rehabilitation and analysis of Canadian daily precipitation time series. *Atmosphere-Ocean,* (37) 53-85

MENDONÇA-LEITE, S. and PEIXOTO, J.P. (1999). The autoregresive model of climatological time series: an application to the longest time series in Portugal. *International Journal of Climatology,* (16) 1165-1173

MILLÁN, M., Estrela, M.J., and Caselles, V. (1995). Torrential precipitations on the Spanish east coast: The role of the Mediterranean sea surface temperature. *Atmospheric Research,* (36) 1-16

MIROSLAVA, U. (1991). The extreme value distribution of 5-min. rainfall data at Belgrade. *Theoretical and Applied Climatology,* (44) 223-228

MIRZA, M.Q., WARRICK, R.A., ERICKSEN, N.J., and KENNY, G.J. (1998). Trends and persistence in precipitation in the Ganges, Brahmaputra and Meghna river basins. *Hydrological Sciences Journal,* (43) 845-858

MITCHELL, J.F.B. (1989). The greenhouse effect and climate change. *Reviewes of Geophysics,* (27) 115-139

MITCHELL, J.F.B., Manabe, T. Meleshko, V. and Tokioka, T. (1990). Equilibrium climate change and its implications for the future. En: Houghton, J.T., Jenkins, G.J. and Ephraums, J.J. (Eds.) *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment.* Cambridge University Press. Cambridge. 131-171

MORON, V., BIGOT, S., and ROUCOU, P. (1995). Rainfall variability in subequatorial America and Africa and relationships with the main sea-surface temperature modes (1951-1990). *International Journal of Climatology,* (15) 1297-1322

MULLIGAN, M. (1998). Modelling the geomorphological impact of climatic variability and extreme events in a semi-arid environment. *Geomorphology,* (24) 59-78

NEW, M., HULME, M., and JONES, P. (1999). Representing twentieth-century space-time climate variability. Part I: Development of a 1961-90 mean monthly terrestrial climatology. *Journal of Climate,* (12) 829-856

NICHOLLS, N. (1995). Long-term climate monitoring and extreme events. *Climatic Change,* (31) 231-245

NICHOLLS, N. and Lavery, B. (1992). Australian rainfall trends during the twentyeth century. *International Journal of Climatology,* (12) 153-163

NICHOLLS, N. DRODOWSKY, W. and LAVERY, B. (1997). Australian rainfall variability and change. *Weather,* (52), 66-72

NICHOLSON, S.E. (1993). An overview of African rainfall fluctuations of the last decade. *Journal of Climate,* (6) 1463-1466.

NOBILIS, F., HAIDEN, T. and KERSCHBAUM, M. (1991). Statistical considerations concerning probable maximum precipitation (PMP) in the alpine country of Austria. *Theoretical and Applied Climatology,* (44) 89-94

NOGUER, M., JONES, R., and MURPHY, J. (1998). Sources of systematic errors in the climatology of a regional climate model over Europe. *Climate Dynamics,* (14) 691-712

NYBERG, R. and RAPP, A. (1998). Extreme erosional events and natural hazards in Scandinavian mountains. *Ambio,* (27) 292-299

OLANIRAN, O.J. and SUMNER, G.N. (1989). Climatic Change in Nigeria: Variation in Rainfall Receipt per Rain-Day. *Weather,* (44) 242-248

OLCINA, J. (1994). Riesgos Climáticos en la Península Ibérica. En: Acción Divulgativa, S.L. Libros Penthalon. Pp: 440

OLIVER, J.E. (1980). Monthly precipitacion distribution: a comparative index. *Professional Geographers,* 32 (3) 300-309

OÑATE, J.J. and POU, A. (1996). Temperature variations in Spain since 1901: a preliminary analysis. *International Journal of Climatology,* (16) 805-815

OSBORN, T.J. and HULME, M. (1998). Evaluation of the European daily precipitation characteristics from the atmospheric model intercomparison project. *International Journal of Climatology,* (18) 505-522

PAGLIARA, S., VITI, C., GOZZINI, B., MENEGUZZO, F., and CRISCI, A. (1998). Uncertainties and trends in extreme rainfall series in Tuscany, Italy: Effects on urban drainage networks design. *Water Science and Technology,* (37) 195-202

PALUTIKOF, J.P. (1996). Scenarios of future rainfall over the mediterranean: is the region drying? *International Conference on Mediterranean Desertification. Book of Abstracts.* Crete-Hellas, 29 Oct - 1 Nov 19.

PALUTIKOF, J.P., GOODESS, C.M., and GUO, X. (1994). Climate change, potential evapotranspiration and moisture availability in the Mediterranean Basin. *International Journal of Climatology,* (14) 853-869

PALUTIKOF, J.P., GOODESS, C.M., and HACOT, H. (1996). Future rainfall trends over the Mediterranean. *International Conference on Mediterranean Desertification. Book of Abstracts.* Crete-Hellas, 29 Oct - 1 Nov 19.

PARRY, M.L. (1985). The impact of climatic variations on agricultural margins. En: R.W. Kates, J.H. Ausubel and M. Berberian (Eds.) *Climate Impact Assessment.* Studies of the Interaction of Climate and Society. Scope 27. Wiley, Chichester, pp. 351-367.

PARRY, M.L. (1986). Some implications of climate change for human developement. En: W.C. Clark and R.E. Munn (Eds.) *Sustainable Developement of the Biosphere.* Cambridge University Press, Cambridge, MA, pp. 378-407.

PARTHASARATHY, B. and DHAR, O.N. (1975). Trend analysis of annual indian rainfall. *Hydrological Sciences Bulletin,* (20) 257-260

PEIXOTO, J.P. and OORT, A.H. (1992). *Physics of climate,* AIP, pp. 412-433

PEÑARROCHA-FERRER, J. (1994). *Precipitaciones: regímenes diarios.* En: Atlas climàtic de la Comunitat Valenciana. Conselleria d'Obres Públiques, Urbanisme i Transports. Generalitat Valenciana, Col.leció Territorio, Nº 4. Pp. 93

PÉREZ-CUEVA, A. (1983). La sequía de 1978-1982. ¿Excepcionalidad o inadaptación? *Agricultura y Sociedad,* (27) 225-245

PÉREZ-CUEVA, A. (Dir) (1994). *Atlas climàtic de la Comunitat Valenciana.* Conselleria d'Obres Públiques, Urbanisme i Transports. Generalitat Valenciana, Col.leció Territorio, Nº 4. Pp. 98-99

PÉREZ-CUEVA, A. and ESCRIVÁ, J.L. (1982). Aspectos climáticos de las sequías en el ámbito Mediterráneo. *Cuadernos de Geografía,* (30) 1-12

PÉREZ-CUEVA, A. y ARMENGOT, R. (1983). El temporal de octubre de 1982 en el marco de las lluvias torrenciales en la cuenca baja del Jucar. *Cuadernos de Geografía,* (32-33) 61-86

PETTERSSEN, S. (1956). *Weather Analysis and Forecasting,* Vol. I, McGraw-Hill Company, New York, 428 pp.

PIERVITALI, E., COLACINO, M., and CONTE, M. (1998). Rainfall over the Central-Western Mediterranean basin in the period 1951-1995. Part I: Precipitation trends. *Nuovo Cimento della Societa Italiana di Fisica C-Geophysics & Space Physics.,* (21) 331-344

PIÑOL, J., TERRADAS, J. and LLORET, F., (1998). Climate warming, wildfire hazard, and wildfire occurrence in coastal eastern Spain. *Climatic Change,* (38) 345-357

PITTOCK, A.B. (1988). Actual and anticipated changes in Australia's climate. En: G.I. Pearman (Ed.) *Greenhouse. Planning for climate Change.* Division of Atmospheric Research, CSIRO, Melbourne, pp 35-51

PONTE, R.R. and BOSQUE, J. (1997). Comparación de métodos de cálculo para la obtención de una variable precipitación en un S.I.G. *Estudios Geográficos,* (227) 225-255

POWER, S., TSEITKIN, F., MEHTA, V., LAVERY, B., TOROK, S., and HOLBROOK, N. (1999). Decadal climate variability in Australia during the twentieth century. *International Journal of Climatology,* (19) 169-184

POWER, S., TSEITKIN, F., TOROK, S., LAVERY, B., DAHNI, R., and MCAVANEY, B. (1998). Australian temperature, Australian rainfall and the Southern Oscillation, 1910-1992: coherent variability and recent changes. *Australian Meteorological Magazine,* (47) 85-101

PUIGDEFÁBREGAS, J. and MENDIZABAL, T. (1998). Perspectives on desertification: Western Mediterranean. *Journal of Arid Environments,* (39) 209-224

QUEREDA, J. (1983). Enero-Junio de 1983, el semestre más árido del siglo. *Boletin de la Sociedad de Ciencias Castellonenses,* t. LIX, pp. 487-497

QUEREDA, J. (1985). *La ciclogénesis y las gotas frías del Mediterráneo.* Ser. Publ. Diputació de Castelló, Col. Universitaria.

QUEREDA, J. (1994). ¿Hacia un cambio climático? En: Publicaciones de la Universitat Jaume I, Castelló. Pp: 27

RAMBAL, S. and HOFF, C. (1998). Mediterranean ecosystems and fire: The threats of global change. En: Moreno, J.M., (Ed.) *Large Forest Fires.* Backbuys Publishers, Leiden, The Netherlands. Pp: 187-213

REED, D.N. (1986). Simulation of time series of temperature and precipitation over eastern England by an atmospheric general circulation model. *Journal of Climatology,* (6) 233-253

REICH, B.M. (1970). Flood series compared to rainfall extremes. *Water Resources Research,* (6) 1655-1667

REICH, B.M. (1973). How frequently will floods occur. *Water Resources Bulletin,* (9) 187-188

REPAPIS, C.C. (1985). Temporal fluctuations of precipitation in Greece. *Riv. Meteorol. Aeronaut.,* 1(2) 19-25

RIND, D., GOLDBERG, R. and RUEDY, R. (1989). Change in climate variability in the 21st century. *Climatic Change,* (14) 5-37

RIOSALIDO, R. (1990). Characterization of mesoscale convective systems by satellite pictures during Previmet Mediterraneo-89. *Segundo Simposio Nacional de Predicción.* Instituto Nacional de Meteorología, Apartado, 285, 28071, Madrid, pp. 135-148 (in Spanish).

ROCA, A. and UDÍAS, A. (1976). Sismicidad y riesgo sísmico de Cataluña y Pirineos. *Revista de Geofísica,* (35) 183-207

RODO, X., BAERT, E. and COMIN, F.A. (1997). Variations in seasonal rainfall in Southern Europe during the present century: relationship with the North Atlantic Oscillation and the El Niño-Southern Oscillation. *Climate Dynamics*, (13) 275-284

RODRIGUEZ-PUEBLA, C., ENCINAS, A.H., NIETO, S., and GARMENDIA, J. (1998). Spatial and temporal patterns of annual precipitation variability over the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, (18) 299-316

ROMERO, R., GUIJARRO, J.A., RAMIS, C., and ALONSO, S. (1998). A 30-year (1964-1993) daily rainfall data base for the Spanish Mediterranean regions: First exploratory study. *International Journal of Climatology*, (18) 541-560

ROMERO, R., RAMIS, C., and GUIJARRO, J.A. (1999). Daily rainfall patterns in the Spanish Mediterranean area: An objective classification. *International Journal of Climatology*, (19) 95-112

ROMERO, R., RAMIS, C., GUIJARRO, J.A., and SUMNER, G. (1999). Daily rainfall affinity areas in Mediterranean Spain. *International Journal of Climatology*, (19) 557-578

ROMERO, R., SUMNER, G., RAMIS, C., and GENOVES, A. (1999). A classification of the atmospheric circulation patterns producing significant daily rainfall in the Spanish Mediterranean area. *International Journal of Climatology*, (19) 765-785

ROPELEWSKI, C.F. and HALPERT, M.S. (1987). Global and regional scale precipitation patterns associated with El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, (115) 1606-1626

ROSENBERG, N.J. (1982). The increasing CO_2 concentration in the atmosphere and its implications on agricultural productivity. *Climatic Change*, (4)3 239-254

ROSSI, R., MULLA, D., JOURNEL, A., and FRANZ, E. (1992). Geostatistical tools for modeling and interpreting ecological spatial dependence. *Ecological Monographs*, (62) 277-314

ROWNTREE, P.R. (1988). Review of general circulation models as a basin for predicting the effects of vegetation change on climate. En: Reynolds, E.R.C. & Thompson, F.B. (Eds.). *Forest, Climate and Hydrology: Regional Impacts*. Singapore: Kefford Press. Pp. 162-203.

ROWNTREE, P.R., MURPHY, J.M. and MITCHELL, J.F.B. (1993). Climate change and future rainfall predictions. *J. Inst. Water Environ. Mang.*, (7) 464-470

SALINGER, M.J., BASHER, R.E., FITZHARRIS, B.B., HAY, J.E., JONES, P.D., MACVEIGH, J.P., and SCHIMIDELY-LELEU, I. (1995). Climate trends in the south-west pacific. *International Journal of Climatology*, (15) 285-302

SAMPER, J.F. y CARREIRA, J. (1990). *Geoestadística. Aplicaciones a la hidrología subterránea*. Barcelona. Centro Internacional de Métodos Numéricos en Ingeniería. 484 pp.

SHAKAL, A.F. and WILLIS, D.E. (1972). Estimated earthquake probabilities in the North-Circum-Pacific Area. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, (62) 1397-1410

SHARON, D. (1972). The spottiness of rainfall in a desert area. *Journal of Hydrology*, (17) 161-175

SINGH, V.P. and CHOWDHURY, P.K. (1986). Comparing some methods of estimatind mean areal rainfall. *Water Resources Bulletin*. American Water Resources Association. (22)2: 275-282

SLIMANI, M. and LEBEL, T. (1987). Comparison of Three Methods of Estimating Rainfall Frequency Parameters According to the Duration of Accumulation. *Regional Flood Frequency Analysis: Proceedings of the International Symposium on Flood Frequency and Risk Analyses*. Publishing Company, Boston, MA. Louisiana State University, Baton Rouge, U.S.A. 277-291

SNEYERS, R. (1990). On the Statistical Analysis of Series of Observations, WMO Technical Note (143) *World Meteorological Organization*. Geneva, 192 pp.

SNEYERS, R. (1992). Use and misuse of statistical methods for detection of climatic change, in *Climate Change Detection Project, Report on the informal Planning Meeting on Statistical Procedures for Climate Change Detection*. WCDMP, (20) WMO.

SRIKANTAN, R. and STEWART, B.J. (1991). Analysis of Australian reinfall data with respect to climate variability and change. *Australian Meteorological Magazine*, (39) 11-20

STEPHENS, G.L. (1990). On the relationship between water vapour over the oceans and sea surface temperatures. *Journal of Climate*, (3) 634-645

STOTT, P.A. and TETT, S.F.B. (1998). Scale-dependent detection of climate change. *Journal of Climate*, (11) 3282-3294

STREIT, U. (1981). Analysing spatial data by stochastic methods: some examples from physical geography. *Munsterche Geographische Arbeiten*, (11) 35-44

SULZMAN, E.W., POIANI, K.A., and KITTEL, T.-G.F. (1995). Modeling human-induced climatic change: A summary for environmental managers. *Environmental Management*, (19) 197-224

SUMNER, G., RAMIS, C., and GUIJARRO, J.A. (1993). The Spatial Organization of Daily Rainfall Over Mallorca, Spain. *International Journal of Climatology*, (13) 89-109

SUPPIAH, R. and HENNESSY, K.J. (1998). Trends in total rainfall, heavy rain events and number of dry days in Australia, 1910-1990. *International Journal of Climatology,* (18) 1141-1164

SVENSSON, C. and BERNDTSSON, R. (1996). Characterization of extreme rainfall in an East Asian monsoon-climate catchment in the upper reaches of the Huai River, China. *International Journal of Climatology,* (16) 321-337

SYRJALA, S.E. (1996). A statistical test for a difference between the spatial distributions of two populations. *Ecology,* (77) 75-80

TARHULE, A. and WOO, M.K. (1998). Changes in rainfall characteristics in northern Nigeria. *International Journal of Climatology,* (18) 1261-1271

TÜERKES, M. (1996). Spatial and temporal analysis of annual rainfall variations in Turkey. *International Journal of Climatology,* (16) 1057-1076

UNDERWOOD, J.A. (1997). *Experiments in ecology: their logical design and interpreting using analysis of variance.* Cambridge University Press. Pp. 504

UPTON, G.J.G. and Fingleton, B. (1985). *Spatial data analysis by example.* Volume 1. Point pattern and quantitative data. John Wiley and Sons. New York.

VAN BIERDEN, S.A.H.A. and RIEZEBOS, H. Th. (1988). The application of geostatistic in erosion hazard mapping. *Soil Technology,* (1) 349-364

VILAR, E., BURGUEÑO, A., PUIGCERVER, M. and AUSTIN, J. (1988). Analysis of join rainfall rate duration statistics: microwave system design implications. *J.E.E.E. Trans. Comm.,* 36(6) 650-661

VINNIKOV, K.YA., GROISMAN, P.YA. and LUGINA, K.M. (1990). Empirical data on contemporaly global climate changes (temperature and precipitation). *Journal of Climate,* (3) 662-677

WAINWRIGHT, J. (1996). Infiltration, runoff and erosion characteristics of agricultural land in extreme storm events, SE France. *Catena,* (26) 27-47

WALSH, R.P.D. (1996). Drought frequency changes in Sabah and adjacent parts of northern Borneo since the late nineteenth century and possible implications for tropical rain forest dynamics. *Journal of Tropical Ecology,* 12(3): 385-407

WAYLEN, P.R., Quesada, M.E. and Caviedes, C.N. (1996). Temporal and spatial variability of annual precipitation in Costa Rica and the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology,* (16) 173-193

WEIGL, E. (1996). Trend analyses of long-time series of areal precipitation against the background of the two latest winter floods in December 1993 and in January 1995. *Dtsch.-Gewaesserkund.-Mitteil.,* (40) 2-5

WHEELER, D. (1991). Majorca´s severe storms of September 1989: a reminder of Mediterranean uncertainty. *Weather,* (46) 21-26

WHEELER, D. and Martín-Vide, J. (1992). Rainfall Characteristics of Mainland Europe's Most Southerly Stations. *International Journal of Climatology,* (12) 69-76

WHETTON, P.H., Fowler, A.M., Haylock, M.R., and Pittock, A.B. (1993). Implications of Climate Change Due to the Enhanced Greenhouse Effect on Floods and Droughts in Australia. *Climatic Change,* (25) 289-317

WHITE, S., GARCÍA-RUIZ, J.M., MARTI, C., VALERO, B., ERREA, M.P., and GÓMEZ-VILLAR, A. (1997). The 1996 Biescas campsite disaster in the central Spanish Pyrenees, and its temporal and spatial context. *Hydrological Processes,* (11) 1797-1812

WILKS, D.S. (1999). Interannual variability and extreme-value characteristics of several stochastic daily precipitation models. *Agricultural and Forest Meteorology,* (93) 153-169

WILSON, C.A. and MITCHELL, J.F.B. (1987). Simulated climate and CO_2-induced climate change over western Europe. *Climatic Change,* (10) 11-42

WINSTANLEY, D. (1985). Africa in Drought - A Change of Climate. *Weatherwise,* (38) 74-81

YAIR, A. and LAVEE, H. (1985). Runoff generation in arid and semi-arid zones. En: Anderson and Burt (Eds.) *Hydrological Forecasting.* Pp. 183-220

YEGULAD, T.M. and KUO, J.T. (1974). Statistical prediction of maximum magnitude earthquake. *Bull. Seismol. Soc. Am.,* (64) 1393-414

YU, B. and NEIL, D.T. (1993). Long-Term Variations in Regional Rainfall in the South-West of Western Australia and the Difference Between Average and High Intensity Rainfalls. *International Journal of Climatology,* (13) 77-88

YU, P.S. and CHENG, C.J. (1998). Incorporating uncertainty analysis into a regional IDF formula. *Hydrological Processes,* (12) 713-726

ZIMMERMAN, D.L. (1993). A bivariate Cramér-von Mises type of test for spatial randomness. *Applied Statistics.*

GEOFORMA: Monografías Científicas

OTROS TÍTULOS EN GEOFORMA EDICIONES:

Serie Monografías Científicas:

—A. Gómez Villar: *Conos aluviales en pequeñas cuencas torrenciales de montaña.*

—G. Furdada: *Estudi de les allaus al Prineu Occidental de Catalunya: predicció espacial i aplicacions de la cartografia.*

—J. Bordonau: *Els complexos glaciolacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als Pirineus.*

—P. Ruiz Flaño: *Procesos de erosión en campos abandonados del Pirineo.*

—M.ª J. Molina, J.V. Linares y M. D. Soriano: *La degradación de las propiedades del suelo en dos sistemas agroforestales de la Comunidad Valenciana.*

—C. García: *Transporte de fondo en un río de gravas y su relación con la dinámica del lecho fluvial.*

Serie Manuales Universitarios Geoforma:

—J. L. Peña Monné (edr.): *Cartografía geomorfológica básica y aplicada.*

—J. A. Cadiñanos y G. Meaza: *Bases para una biogeografía aplicada.*

GEOFORMA ediciones

INSTITUTO ALICANTINO DE CULTURA JUAN GIL-ALBERT
DIPUTACIÓN PROVINCIAL DE ALICANTE