ITEA (2002), Vol. 98V N.° 1, 11-32

APLICACIÓN DE LA GEOESTADÍSTICA A LA DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LA EVAPOTRANSPIRACIÓN DE REFERENCIA Y LA PRECIPITACIÓN EN CASTILLA-LA MANCHA

J.A. de Juan, J.F. Ortega, J.M. Tarjuelo, F.J. Montero, R.J. Sajardo

Centro Regional de Estudios del Agua, Universidad de Castilla-La Mancha, Campus Universitario s/n, 02071 Albacete, España

RESUMEN

La evapotranspiración de referencia (ETo) es una variable climática que representa la demanda evaporativa de la atmósfera en un área definida. Al igual que la precipitación (P), la ETo es una variable importante a la hora de caracterizar climáticamente una región y, por otro lado, es uno de los componentes esenciales del ciclo hidrológico. La necesidad de llegar a conocer los valores de ETo y P, allí donde no existen estaciones meteorológicas, obliga a recurrir al uso de algunas de las técnicas de interpolación existentes. A partir de los datos registrados en una red de estaciones meteorológicas automatizadas y termopluviométricas, repartidas por la Comunidad Autónoma de Castilla-La Mancha, se ha calculado la ETo siguiendo el método empírico de Blaney-Criddle modificado por FAO. Los mapas regionales fueron dibujados usando la técnica probabilística de interpolación espacial conocida como Teoría de las Variables Regionalizadas (TVR) o Geoestadística, para lo que se contó de partida con los valores de ETo y P registrados en 164 estaciones meteorológicas. La variación espacial de ambas variables fueron descritas, mensual y anualmente, por medio de semivariogramas esféricos. Los mapas obtenidos mediante krigeado están en concordancia con las características climáticas generales de la región. La información generada es útil para identificar zonas susceptibles de manejos diferenciados del agua disponible durante la estación de riego.

Palabras clave: Geoestadística, Krigeado, Evapotranspiración de referencia, Precipitación, Mapeado.

SUMMARY

A GEOSTATISTICS APPROACH TO OPTIMIZE THE SPATIAL DISTRIBUTION OF THE REFERENCE EVAPOTRANSPIRATION AND PRECIPITATION IN CASTILLA-LA MANCHA (SPAIN)

The reference evapotranspiration (ETo) is a climatic variable that tries to represent the evaporative demand of the atmosphere in a definite area. As well as precipitation (P), ETo is an important variable to consider within the climatic characteristics of a region, and one of the essential components of the hydrological cycle. The need of ETo and P values on sites where there are not meteorological stations, makes necessary the use of spatial interpolation techniques. Based on data supplied by a network of an automatic and standardised meteorological stations, located in the Spanish region of Castilla-La Mancha, ETo is calculated using the Blaney-Criddle USDA-FAO method. Regional

maps are drawn using the probabilistic technique of spatial interpolation known as Theory of the Regionalised Variables or Geostatistics. Values of ETo and P were available at the 164 locations. The spatial variation of both variables are satisfactory described: monthly and annual, by spherical semivariograms. The maps obtained by kriging are in agreement with the general climatic characteristics of the zone. They also permit identifying susceptible zones of individual management during the irrigation season.

Key words: Geostatistics, Kriging, Reference evapotranspiration, Precipitation, Mapping.

Introducción

La correcta estimación de los valores de ETo tiene una especial importancia, puesto que es un elemento fundamental para determinar el uso eficiente de los limitados recursos naturales disponibles en muchas regiones, especialmente en las zonas semiáridas. Su conocimiento es imprescindible para poder llevar a cabo una explotación racional de los escasos recursos hídricos y dar solución a múltiples problemas ambientales de estas áreas (p.e., salinización o erosión de los suelos). La naturaleza cambiante de la demanda evaporativa de la atmósfera tiene lugar en todas las direcciones del espacio. Su conocimiento preciso es de importancia vital en el desarrollo de una agricultura sostenible y para un funcionamiento efectivo de los sistemas de suministro de agua en aquellas zonas geográficas donde la producción agrícola es el primer usuario del agua. A escala regional, entre algunas decenas y algunos cientos de kilómetros, la aplicación de los principios físicos que rigen la transferencia líquido-vapor en la interfase del sistema suelo-planta-atmósfera es complicado, por la heterogeneidad natural de los suelos y de la cubierta vegetal, de sus formas y de sus usos. Debido a esta diversidad, la variabilidad espacial de la ETo, cuya importancia se ha demostrado en infinidad de ocasiones, es muy difícil de medir o predecir (CUCHI *et al.*, 1991). De aquí que sea necesario usar mecanismos de interpolación, los más adecuados posibles, como uno de los caminos viables para elaborar los mapas de distribución espacial de la evapotranspiración. Existen diferentes métodos de interpolación (HASHMI y GARCÍA, 1994); la mayoría de los mismos ponderan los valores disponibles arbitrariamente, sin considerar los aspectos físicos del problema y, en general, sin proporcionar ninguna indicación sobre la precisión de los resultados (DELHOMME, 1978).

A pesar de que existen numerosos métodos para la estimación y la medida directa o indirecta de la evapotranspiración (DE JUAN y MARTÍN DE SANTA OLALLA, 1993 a,b), son muy pocos los que pueden utilizarse en los estudios realizados a escala regional. Los métodos micrometeorológicos de medida directa de la ET (ecuación del balance de energía, flujos turbulentos, etc.), basados en modelos físicos, presentan ciertos inconvenientes en su aplicación a escala regional: elevado coste de los equipos utilizados y de su mantenimiento, gran especialización para el manejo y mantenimiento de los equipos, necesidad de uniformidad, falta de flexibilidad y de alcance horizontal superficial, o de hipótesis físicas generales (CUCHI *et al.*, 1991). El uso de técnicas de teledetección y de sistemas de información geográfica en el manejo de zonas regables está experimentando un fuerte auge en los últimos años (MENENTI, 1990; WOLTERS *et al.*, 1991). La temperatura superficial es una

variable relacionada con la ET de la cubierta vegetal, por lo que la capacidad de satélites (Landsat-TM, NOAA-AVHRR) para obtener información de la superficie terrestre en el espectro del infrarrojo térmico ofrece la posibilidad de generar mapas de evapotranspiración, temperatura y de los flujos superficiales de grandes áreas (MEDINA *et al.*, 1998; RECA *et al.*, 1999). Sin embargo, el principal inconveniente de las técnicas basadas en la teledetección radica en la dificultad de relacionar sus medidas con las realizadas en superficie. El método de estimación elegido es el de FAO Blaney-Criddle, ya que es el que mejor se adapta a estimaciones mensuales de ETo.

Con el fin de precisar la variación espacial MATHERON (1963, 1971) y sus colaboradores elaboraron un cuerpo de teoría coherente, conocido como: "Teoría de las Variables Regionalizadas (TVR)". Una variable distribuida en el espacio de forma que presenta una estructura espacial de correlación se dice que está regionalizada. Es muy frecuente observar en una variable regionalizada dos aspectos complementarios y aparentemente contradictorios: 1) un aspecto aleatorio asociado con las variaciones erráticas de la variable, y 2) un aspecto general estructurado que refleja en cierta forma las características globales de variación del fenómeno regionalizado. Las variables regionalizadas son continuas espacialmente, pero las variaciones erráticas impiden su tratamiento o descripción mediante funciones deterministas ordinarias (DAVIS, 1986). La Geostadística es la aplicación de la Teoría de las Variables Regionalizadas a la estimación de procesos o fenómenos en el espacio, e incluye una serie de técnicas que tienen en cuenta la naturaleza estructural y la aleatoriedad de las variables espacio-dependientes, su distribución espacial, los puntos muestrales y la unicidad de la observación (JOURNEL y HUIJBREGTS, 1978).

La estimación que se emplea en Geoestadística es conocida, en términos generales, como krigeado. En su forma más sencilla, el krigeado estima un parámetro en un lugar no muestreado como una media ponderada de datos obtenidos en otros lugares muestreados. Con un tamaño muestral suficiente y una distribución espacial de la variable de interés, la técnica geostadística univariante de interpolación del krigeado permite obtener estimas no sesgadas de las mismas, con un término de error, llamado error de estimación o varianza de krigeado, mínimo. Frente a otros métodos empíricos de interpolación, el krigeado tiene las siguientes ventajas (JOURNEL y HUIJBREGTS, 1978; MARTÍNEZ-COB *et al.*, 1992): 1) los pesos de ponderación dados a los valores medidos no son arbitrarios sino que dependen de la variabilidad espacial descrita con el semivariograma, expresión matemática de la forma en la que la varianza de una variable cambia cuando la distancia y dirección que separan dos puntos varía; 2) el krigeado es un método exacto, es decir, la interpolación de la variable en un punto de medida devuelve el valor de la variable en ese punto con un error de estimación nulo; y 3) el krigeado permite determinar cuál es la incertidumbre de las estimas realizadas.

Los métodos geoestadísticos se pueden aplicar adecuadamente a las ciencias de la tierra para estudiar continuidad espacial de diversas variables. Así existen numerosos ejemplos de aplicación de métodos geoestadísticos a las ciencias del suelo: estimación de algunas de sus propiedades y características (BURGESS y WEBSTER, 1980; MCBRATNEY *et al.*, 1982; ANLAUF *et al.*, 1987; PAZ *et al.*, 1996), estrategias de diseño experimental (GASCUEL-ODOUX *et al.*,1993; LÓPEZ y ARRUE; 1995), optimización de manejo

del suelo a escala de una explotación agrícola (CART *et al.*, 1991; SCHUELLER, 1992). Estos métodos también se han aplicado en prospecciones de cuencas mineras, alumbramientos de agua, predicción de aguaceros, riesgos atmosféricos, etc. (SAMPER y CARRERA, 1990). Autores norteamericanos, como CUENCA y AMEGEE (1987) y NUSS (1989) en EE.UU., y españoles, como FACI *et al.* (1990), CUCHI *et al.* (1991) y MARTÍNEZ-COB y FACI (1994), han aplicado la geoestadística univariante con resultados satisfactorios en estudios regionales de evapotranspiración. HEVESI *et al.* (1992 a,b), PHILIPS *et al.* (1992) y MARTÍNEZ-COB (1995) hicieron lo mismo en estudios regionales de la precipitación en Nevada (EE.UU.) y Aragón (España), respectivamente. SOUZA y SANTOS PEREIRA (1999) recurrieron a la técnica del krigeado para poder analizar la variación regional de las necesidades de agua de riego del cultivo de la patata en la región de Trás-os-Montes (Portugal).

En este trabajo, los autores se han propuesto analizar espacialmente y modelizar la precipitación y la ETo, tanto mensual como anual, de Castilla-La Mancha (España) mediante una simple aproximación de la geoestadística univariante. La geoestadística proporcionará unas estimas de estas variables que no tienen sesgo y donde los errores de estimación serán minimizados. Además, se averiguará la incertidumbre, para así ver las zonas en que la estimación es más fiable, haciendo mínimos los posibles errores o anomalías. De esta manera se permite una mayor distinción de la estructura espacial y, llegado el caso, una delimitación por zonas susceptibles de recibir un trato particularizado en lo que se refiere a la asignación de los recursos hídricos disponibles y al manejo del riego en la explotación agrícola.

Material y métodos

Breve descripción de la zona de estudio

El área elegida para este estudio es la Comunidad Autónoma de Castilla-La Mancha, la tercera región más extensa de España. Está situada en la Submeseta Sur de la Península Ibérica. Sus coordenadas geográficas son: 38°01'-41°20' N y 0°55'-5°24' W. Se extiende sobre una superficie de 79.461 km^2 y representa el 15,7% de la superficie geográfica española y el 2,17% del territorio de la Unión Europea. Tradicionalmente, se ha considerado la Submeseta Sur como un espacio llano; sin embargo, la horizontalidad del paisaje no es total. Las dos terceras partes del territorio están por encima de los 600 m de altura sobre el nivel del mar, mientras que no hay ninguna zona que se encuentre situada a menos de 200 m de elevación; 9.968 km^2 (12,54%) se encuentran entre 201 y 600 m y 16326 km^2 (20,55%) entre 1.001 y 2.000 m sobre el nivel del mar. Es un espacio en el que predominan las altas llanuras, con amplios horizontes, pero también se diferencian áreas montañosas más elevadas, con una situación casi siempre periférica: 1) estribaciones del Sistema Central, la Sierra de San Vicente y la Sierra de Ayllón situadas al SO y NO del mismo; 2) el Sistema Ibérico castellano, en las provincias de Guadalajara y Cuenca; y las Sierras de Alcaraz y del Segura al Sur, en la provincia de Albacete. También, se localizan áreas montañosas en el interior de la región, como las alineaciones de los Montes de Toledo, en las provincias de Toledo y Ciudad Real. La consideración de estos elementos, junto con el zócalo antiguo al Oeste y las depresiones del Tajo y Guadiana en el centro, permite deducir que la geografía física castellano-manchega es un hecho de significativa importancia, sin cuya consideración no es

posible explicar la diversidad agraria. Las características del clima de Castilla-La Mancha, en su conjunto, pueden ser definidas como propias de un clima mediterráneo, con degradación continental, con contrastes térmicos notables, diarios y estacionales, y con una distribución estacional desequilibrada de las escasas lluvias. El clima, a su vez, como en cualquier espacio, está definido por determinados factores que contribuyen a su diversificación, como la extensión superficial de la región y su posición interior, alejada de las influencias marinas. La acentuación de los efectos térmicos en las plataformas elevadas crea unas condiciones de continentalidad manifestada en la distribución anual de las temperaturas, con fuertes contrastes entre el verano y el invierno, consecuencia del recalentamiento y enfriamiento de la tierra. Estos factores se refuerzan por la elevada altitud y con la disposición periférica de los relieves más altos. En efecto, los relieves montañosos influyen en el trayecto de las borrascas que afectan al espacio castellano-manchego. Así, el Sistema Central constituye una barrera para los vientos procedentes del NO y el Sistema Ibérico también lo es con los vientos fríos invernales del NE. En cambio, las frecuentes borrascas del SO encuentran menos barreras hacia el interior de la Península Ibérica; Sierra Morena y los Montes de Toledo, con menos alturas y menos continuas espacialmente, permiten el paso de las borrascas en las estaciones equinocciales.

En cuanto a la estructura productiva, el sector primario castellano-manchego constituye el modo de vida de la mayor parte de sus habitantes; la superficie cultivada es de 4.027.300 ha, es decir, el 53,1% del territorio de Castilla-La Mancha, sobresaliendo los cultivos extensivos de secano, tales como los cereales de invierno, la viña, el girasol, el olivo y las leguminosas de grano. Por otra parte, el 12% del terreno forestal de España se encuentra en esta región. Junto a las características topográficas para el aprovechamiento agrícola actual del espacio agrario en Castilla-La Mancha, es factor fundamental la existencia de acuíferos con importantes reservas de aguas subterráneas, que en su mayor parte se ha infiltrado por las fisuras de las rocas calizas. A pesar de que en Castilla-La Mancha se dan estas condiciones favorables y de que en la región es cabecera de importantes ríos de la Península, entre los que destacan el Tajo, el Guadiana, el Júcar y el Segura, los recursos hídricos regionales representan el problema más serio de este territorio: intensas y prolongadas sequías, sobreexplotación y contaminación de los acuíferos, escasa disponibilidad de aguas superficiales, etc.

Se han utilizado los datos climáticos de 164 estaciones climáticas distribuidas por las cinco provincias de Castilla-La Mancha, correspondientes al año medio.

Método de estimación de ETo

La disponibilidad de redes de estaciones automatizadas y termopluviométricas repartidas por grandes superficies (Sistemas Hidrológicos, Cuencas Hidrográficas, regiones naturales, etc.) permite estimar la evapotranspiración de referencia a nivel regional recurriendo a métodos que básicamente son modelos climáticos empíricos (DE JUAN y MARTÍN DE SANTA OLALLA, 1993a) y poder llevar a cabo estudios agroclimáticos o hidrológicos a gran escala. En este caso se ha optado por el método de FAO Blaney-Criddle, ya que es un método sencillo y se basa en parámetros conocido.

En este estudio, se ha recurrido al concepto de evapotranspiración de referencia

que desarrollaron DOORENBOS y PRUITT (1977) para la FAO, tomando como cultivo de referencia las gramíneas. Esta se define como la tasa de evaporación de una superficie extensa de gramíneas en crecimiento activo, de una altura uniforme, de 8 a 15 cm, que cubre completamente el suelo, no sufre ataques de plagas y enfermedades, óptimamente fertilizada y sin restricciones hídricas. Entre todos los métodos existentes para el cálculo de la ETo, los de combinación que incluyen un término de radiación y un térmico aerodinámico, tales como el de Penman y sus modificaciones, son los más universalmente aceptados y los que teóricamente dan los resultados más adecuados. Sin embargo, estos métodos tienen el inconveniente de que necesitan estaciones agroclimáticas "completas", es decir, provistas de sensores de temperatura y humedad relativa del aire, radiación y recorrido del viento para poder medir un gran número de variables climáticas incluidas en sus expresiones matemáticas. Dado que las estaciones de este tipo en Castilla-La Mancha son poco numerosas (tan sólo 5), se ha optado por usar el método de Blaney-Criddle modificado por FAO (DOORENBOS y PRUITT, 1977). Este método tiene gran interés por estar basado principalmente en la temperatura, ya que son ésta y la precipitación las variables normalmente medidas en la red de estaciones agroclimáticas. Por otra parte, numerosos autores han comprobado la fiabilidad y la exactitud de este método para la estimación de la Eto a nivel mensual, frente a valores medidos en lisímetros (ALLEN y PRUITT, 1986), lo que ha aumentado considerablemente su aceptación. La comparación de este método con los lisímetros indican la conveniencia de utilizar un factor de calibración local para aumentar la precisión de las estimas de este método. El método ha sido utilizado por CUENCA y AMEGEE (1987), CUCHI *et al.* (1991), MARTÍNEZ-COB y CUENCA (1992) y MARTÍNEZ-COB y FACI (1994) en sus análisis geoestadísticos de la variabilidad espacial de la ETo.

El modelo modificado de Blaney-Criddle recomienda realizar un ajuste del 10% por cada 1.000 m de aumento de altitud sobre el nivel del mar. Este ajuste afecta significativamente a las estimaciones de ETo calculadas por el método de Blaney-Criddle modificado por FAO en localidades de elevada altitud. ALLEN y PRUITT (1986) incluyen una expresión para considerar la altitud de la estación agroclimática sobre el nivel del mar:

$$ETo = [a + bp(0{,}46T + 8{,}13)] (1+E/10^4) \quad [1]$$

donde:

E = elevación sobre el nivel del mar del lugar de la estación agroclimática, en m.

T = temperatura media del aire mensual, C°.

a y b = coeficientes de calibración locales.

P = porcentaje medio diario de la insolación real anual.

Análisis geoestadístico

El análisis geoestadísco efectuado en este estudio incluye los siguientes pasos (JOURNEL y HUIJBREGTS, 1978): 1) modelización y validación de los semivariogramas; 2) krigeado; y 3) elaboración de mapas de isolíneas de las estimas. Estas etapas, que coinciden en aceptar numerosos autores, se encuentran descritas más ampliamente (OLEA, 1984; ISAAKS y SRIVASTAVA, 1989; SAMPER y CARRERA, 1990). El objetivo del análisis geoestadístico es el estudio de la variabilidad espacial, tanto de la precipitación como de la ETo.

El modo de escoger y ajustar un semivariograma teórico al muestral es algo que depende mucho de la experiencia del usua-

rio. La determinación de los modelos de semivariogramas más adecuados y de sus parámetros (alcance, meseta, efecto pepita) se llevó a cabo mediante ajuste visual y validación simultánea de la consistencia de los modelos con la técnica denominada validación cruzada de máxima verisimilitud (SAMPER y CARRERA, 1990), que permite modificar en caso necesario los parámetros iniciales por un procedimiento de ensayo y error. Esta técnica consiste en eliminar un punto muestral y volver a estimarlo a partir de los restantes valores muestrales por krigeado. Este proceso se efectúa con todos los puntos sucesivamente. La consistencia de los modelos de semivariogramas se comprueba comparando los errores de validación (errores observados) con los errores de krigeado (errores estimados), de modo que se satisfagan los siguientes criterios estadísticos (COOPER e ISTOK, 1988; SAMPER y CARRERA, 1990):

- La media de los errores observados (ME) debera ser próxima a cero. Los valores krigeados son insesgados independientemente del modelo de semivariograma utilizado.
- Mínimo error cuadrático medio.
- Error cuadrático medio adimensional (ECMA) próximo a uno.
- Mínimo valor medio de las varianzas de krigeado.
- Valor medio de las varianzas de krigeado igual a la varianza muestral de los errores de validación.
- Ausencia de correlación entre los valores estimados y los residuos.
- La ausencia de sesgo exige que la pendiente de la recta de regresión entre los valores muestrales y los estimados no difieran significativamente de la desviación estándar (s) y pase por el origen.

La consistencia entre los errores o valores residuales y las desviaciones estándar que proporciona el krigeado exige que la distribución de frecuencias de los errores normalizados se ajuste a la normal y que no presenten autocorrelación. En otras palabras, la media de los errores normalizados deben seguir una distribución de Gauss con media nula y desviación estándar igual a uno.

En este trabajo, se ha utilizado un paquete informático de geoestadística para la modelización de los semivariogramas y la estimación del krigeado (ENGLUND y SPARKS, 1991). El ajuste de los modelos matemáticos a los semivariogramas experimentales ha sido ejecutado mediante la técnica de regresión no lineal de acuerdo con el procedimiento SPSS-X. Finalmente, los mapas de isolíneas de las estimas mensuales y anuales de ETo y P, y de sus desviaciones estándar de krigeado han sido elaborados por medio del programa informático comercial SURFER (Golden Software Inc., Golden, CO, USA).

Resultados y discusión

Datos estadísticos generales

El cuadro 1 muestra los valores de la media, varianza, desviación estándar y coeficiente de variación de la precipitación y evapotranspiración de referencia del territorio objeto de estudio. Estos estadísticos de posición y dispersión se han calculado para cada uno de los meses incluidos en el período de actividad vegetativa o estación de crecimiento y para el año medio de cada uno de las cinco provincias de Castilla-La Mancha.

Respecto a la evapotranspiración de referencia, se aprecia en el cuadro 1 oscilando entre los diferentes meses de los valores

Cuadro 1. Variación temporal de la evapotranspiración de referencia diaria (mm d^{-1}) y precipitación acumulada (mm) en Castilla-La Mancha

Table 1. Temporal variation of daily reference ET (mm d^{-1}) and accumulated precipitation in Castilla-La Mancha (mm)

	Precipitación				Referencia ET (ETo)			
Mes	Media mm	Varianza (s^2) $(mm)^2$	SD (s) mm	CV %	Media mm d^{-1}	Varianza (s^2) $(mm)^2$	SD (s) mm d^{-1}	CV %
a) Provincia de Albacete			Número de estaciones meteorológicas y agroclimáticas: 36					
Marzo	38,3	226,19	15,04	39,24	2,25	0,04	0,21	9,31
Abril	46,7	253,66	15,93	34,09	3,02	0,07	0,26	8,59
Mayo	44,6	178,04	13,34	29,92	4,25	0,11	0,34	7,96
Junio	31,7	60,11	7,75	24,43	6,11	0,14	0,37	6,05
Julio	12,7	27,12	5,21	40,91	7,25	0,14	0,37	5,12
Agosto	16,5	26,51	5,15	31,05	6,32	0,22	0,47	7,47
Septiembre	32,1	61,83	7,86	24,48	4,27	0,07	0,26	6,01
Octubre	44,9	95,28	9,76	21,70	2,47	0,19	0,43	17,52
Anual	433,8	16.855,18	129,83	29,92	1.204,31*	7.049,09	83,96	6,97
b) Provincia de Ciudad Real			Número de estaciones meteorológicas y agroclimáticas: 41					
Marzo	32,2	195,03	13,97	43,28	2,01	0,02	0,16	7,77
Abril	52,8	93,61	9,68	18,33	2,70	0,03	0,17	6,40
Mayo	44,5	78,21	8,84	19,85	3,98	0,06	0,25	6,19
Junio	28,9	69,4	8,33	28,76	5,93	0,07	0,27	4,53
Julio	10,9	120,08	10,96	100,51	7,08	0,09	0,31	4,35
Agosto	9,6	189,35	13,76	143,14	6,32	0,08	0,28	4,40
Septiembre	25,9	94,94	9,74	37,51	4,19	0,04	0,20	4,84
Octubre	47,1	72,02	8,49	17,98	2,32	0,10	0,31	13,55
Anual	460,5	9.625,34	98,11	21,3	1.139,29*	2.902,71	53,88	4,73
c) Provincia de Cuenca			Número de estaciones meteorológicas y agroclimáticas: 39					
Marzo	48,4	488,05	22,09	45,62	1,87	0,08	0,28	15,12
Abril	58,4	172,33	13,13	22,48	2,53	0,08	0,28	11,23
Mayo	59,3	265,98	16,31	27,50	3,66	0,12	0,35	9,63
Junio	46,5	221,19	14,87	31,98	5,59	0,19	0,44	7,81
Julio	16,0	85,8	9,26	58	6,98	0,20	0,45	6,42
Agosto	20,1	40,97	6,4	31,84	6,25	0,16	0,40	6,42
Septiembre	39,0	151,09	12,29	31,50	4,13	0,09	0,30	7,35
Octubre	59,2	331,33	18,20	30,76	2,07	0,10	0,31	15,01
Anual	588,9	28.963,12	170,19	28,9	1.083,54*	8.859,66	94,13	8,69

Cuadro 1 (continuación)

Mes	Precipitación				Referencia ET (ETo)			
	Media mm	Varianza (s^2) $(mm)^2$	SD (s) mm	CV %	Media mm d^{-1}	Varianza (s^2) $(mm)^2$	SD (s) mm d^{-1}	CV %
d) Provincia de Guadalajara			Número de estaciones meteorológicas y agroclimáticas: 21					
Marzo	45,2	337,04	18,36	40,65	1,65	0,15	0,39	23,36
Abril	59,7	149,49	12,23	20,50	2,33	0,16	0,40	16,97
Mayo	63,5	237,36	15,41	24,26	3,57	0,26	0,51	14,24
Junio	50,4	190,37	13,80	27,37	5,21	0,37	0,61	11,67
Julio	21,6	44,73	6,69	31,03	6,61	0,39	0,62	9,42
Agosto	18,4	44,52	6,67	36,29	5,92	0,37	0,60	10,21
Septiembre	37,9	135,51	11,64	30,71	3,80	0,19	0,44	11,53
Octubre	53,1	152,55	12,35	23,25	2,12	0,25	0,50	23,37
Anual	577,9	19.912,93	141,11	24,42	1.010,94*	19.607,77	140,03	13,85
e) Provincia de Toledo			Número de estaciones meteorológicas y agroclimáticas: 27					
Marzo	33,3	212,22	14,57	43,81	2,12	0,02	0,15	7,29
Abril	48,0	126,60	11,25	23,46	2,93	0,03	0,17	5,86
Mayo	44,2	93,14	9,65	21,82	4,26	0,04	0,20	4,67
Junio	27,6	30,01	5,48	19,83	6,26	0,06	0,25	3,95
Julio	8,6	11,08	3,33	38,52	7,49	0,08	0,28	3,73
Agosto	9,8	13,82	3,72	38,03	6,69	0,07	0,27	4,07
Septiembre	27,8	46,13	6,79	24,41	4,43	0,04	0,21	4,67
Octubre	45,0	150,27	12,26	27,24	2,46	0,15	0,39	15,79
Anual	447,0	13.368,78	115,62	25,86	1.209,21*	3.125,08	55,90	4,62
f) Castilla-La Mancha			Número de estaciones meteorológicas y agroclimáticas: 164					
Marzo	39,2	329,34	18,15	46,26	2,00	0,09	0,30	15,16
Abril	52,8	182,39	13,51	25,57	2,72	0,12	0,35	12,71
Mayo	50,7	227,58	15,09	29,76	3,95	0,18	0,43	10,76
Junio	36,8	190,82	13,81	38,08	5,85	0,26	0,51	8,70
Julio	13,5	78,10	8,84	65,47	7,10	0,22	0,47	6,67
Agosto	14,8	89,4	9,46	63,95	6,31	0,20	0,45	7,18
Septiembre	32,3	124,02	11,14	34,52	4,18	0,11	0,33	7,82
Octubre	50,0	191,80	13,85	27,72	2,29	0,17	0,41	17,88
Anual	498,0	21.800,43	147,65	29,65	1.135,38*	11.789,89	108,58	9,56

SD = Desviación estándar; CV = Coeficiente de variación; (*): ETo anual, mm.

medios diarios; los valores son bajos en el inicio de la estación de crecimiento (mínimo, 1,7 mm d^{-1}) y altos en la media estación (máximo, 7,5 mm d^{-1}), para posteriormente decrecer hasta alcanzar cifras de 2,1 a 2,5 mm d^{-1} al final del período considerado. Los valores medios diarios de julio (mes de máxima demanda evaporativa de la atmósfera) y los totales anuales varían desde 6,6 mm d^{-1} (provincia de Guadalajara) hasta 7,5 mm d^{-1} (provincia de Toledo) y desde 1.011,0 mm (provincia de Guadalajara) hasta 1.204,3 (provincia de Albacete), repectivamente. En la región, estos valores son, respectivamente, 7,1 mm d^{-1} y 1.135,0 mm. Si se exceptúan las provincias de Cuenca y, sobretodo, Guadalajara, las diferencias mensuales de los valores del coeficiente de variación son mínimas. Este estadístico varía desde el 4,1% (en Toledo) hasta el 23,4% (en Guadalajara), correspondiendo los valores mayores a los meses iniciales y finales de la estación de crecimiento y los inferiores a los meses del verano, lo que está de acuerdo con los resultados obtenidos en otros estudios similares (MARTÍNEZ-COB *et al.*, 1992). A nivel regional, durante los meses veraniegos, el clima representa la menor variabilidad como lo demuestran los bajos valores calculados del coeficiente de variación, entre 6,67 y 8,70%. Los valores de las medidas de dispersión son superiores en las provincias de Cuenca y Guadalajara que en el resto del ámbito regional, lo que pone de manifiesto una mayor variabilidad en los dos niveles analizados, mensual y anual. Una parte importante de la geografía de ambas provincias está ocupada por valles, con diferentes orientaciones y altitudes sobre el nivel del mar, pertenecientes al Sistema Central y, sobre todo, al Sistema Ibérico castellano.

Las precipitaciones anuales en Castilla-La Mancha se caracterizan por alcanzar valores medios relativamente escasos (cuadro 1), entre 433,9 mm (provincia de Albacete) y 588,9 (provincia de Cuenca), con un valor medio regional de 498,0 mm, siendo más frecuentes las precipitaciones cercanas al límite inferior del intervalo. Las lluvias, además de ser escasas, se reparten desigualmente a lo largo de la estación de crecimiento, siguiendo un esquema propio de climas templados mediterráneos. El verano destaca como la estación más seca; en julio, las precipitaciones acumuladas oscilan entre 8,64 mm (provincia de Toledo) y 21,5 (provincia de Guadalajara), con un valor medio de 13,5 mm para la región. Por el contrario, son el otoño y la primavera las estaciones más lluviosas (junto con el invierno), como consecuencia de los tipos de tiempo de oeste. Los estadísticos de dispersión obtenidos con las precipitaciones fueron mayores que los de ETo en todos los niveles de estudio. El análisis de la variación temporal de la precipitación muestra como, mensualmente, el coeficiente de variación oscila desde un mínimo del 17,9% hasta un máximo del 143,1%; anualmente, la variación es desde el 23,3% hasta el 30,3% respectivamente. También, los valores del coeficiente de variación son superiores en los meses de verano, cuando la ETo alcanza los mayores valores.

Análisis de la estructura espacial de la ETo y de la precipitación castellano-manchega

El modelo esférico es el que mejor se adapta a los semivariogramas, además de haberse aplicado satisfactoriamente en estudios previos de la variabilidad de ETo (CUENCA y AMEGEE, 1987; NUSS, 1989; CUCHI *et al.*, 1991; MARTÍNEZ-COB y CUENCA, 1992).

Los semivariogramas experimentales de los valores de ETo medidos en el área de

estudio se ajustaron para ser representados por una función espacial de tipo esférico (DAVID, 1977; JOURNEL y HUIJBREGTS, 1978), cuya ecuación viene dada por:

$$\gamma^*(h) = S/2\ [\ 3\ (h/a) - (h/a)3\ ]\quad 0 \le h \le a$$

$$\gamma^*(h) = S \qquad h > a \qquad [2]$$

donde: $\gamma^*(h)$ = semivariograma estimado para el alcance h; S = meseta (efecto pepita + componente estructural); h = distancia entre los puntos de registro de los datos (lag); y a = alcance. La pendiente en el origen es igual a 1,5 S/a y la distancia integral λ viene dada por la expresión:

$$\lambda = \frac{1}{S}\int_0^a S\left[1 - \frac{3}{2}(h/a) + \frac{1}{2}(h/a)^3\right]dh = \frac{5}{12}a \qquad [3]$$

El modelo se caracteriza porque alcanza la meseta para una distancia finita (h = a). Es indicativo de fenómenos continuos (o un conjunto a lo sumo numerable de discontinuidades), aunque no derivables. Es decir, fenómenos cuya representación puede representar quiebros.

En el cuadro 2, se presentan los valores de los parámetros que definen los modelos matemáticos ajustados a los semivariogramas experimentales correspondientes a ETo y los estadísticos de la validación cruzada para cada uno de los nueve casos estudiados. Además de la observación visual de los propios semivariogramas muestrales, estos estadísticos fueron el criterio principal para aceptar un modelo particular.

Al igual que se presenta en los trabajos de otros autores, el efecto pepita es mayor en los meses cálidos, coincidiendo también con los meses de mayor varianza muestral

Cuadro 2. Modelos de los semivariogramas ajustados de ETo y estadísticos de la validación cruzada

Table 2. Models of semivariograms for ETo and values of the cross-validation statistics

Mes	Modelo	Efecto pepita[1] (mm d^{-1})^2	Meseta[1] (mm d^{-1})^2	Alcance km	EMK[2,a] mm d^{-1}	ECM[1,b] (mm d^{-1})^2	VM[1,c] (mm d^{-1})^2	ECMA[d]
Marzo	Esférico	0,020	0,045	150	0,003	0,031	0,092	0,9961
Abril	Esférico	0,015	0,095	175	0,000	0,033	0,119	1,0039
Mayo	Esférico	0,037	0,100	120	0,002	0,067	0,181	1,0019
Junio	Esférico	0,050	0,140	140	0,004	0,087	1,259	1,0000
Julio	Esférico	0,060	0,140	120	0,004	0,103	0,224	1,0000
Agosto	Esférico	0,065	0,150	100	0,006	0,124	0,205	1,0080
Septiembre	Esférico	0,030	0,050	100	0,002	0.049	0,107	0,9940
Octubre	Esférico	0,010	0,100	120	0,002	0,145	0,168	1,0039
Anual	Esférico	2.000	6.000	105	0,739	3.935,2	1.1789,9	0,9920

(1) Anual, mm^2; (2) anual, mm.
(a) EMK = Error medio de krigeado.
(b) ECM = Error cuadrático medio.
(c) VM = Varianza muestral.
(d) ECMA = Error cuadrático medio adimensional.

(p.e., MARTÍNEZ-COB y CUENCA, 1992). El efecto pepita relativo varía entre valores del 10% (octubre) y 60% (septiembre) y, al igual que con el efecto pepita y la varianza muestral, los mayores valores se obtienen en los meses cálidos, por encima del 35% desde mayo a septiembre, ambos meses incluidos, y superiores al 43% desde julio a septiembre. Por el contrario, la estructura espacial de ETo en Oregón (EE.UU.) presenta valores del efecto pepita relativo que varían entre el 5 y el 22% (MARTÍNEZ-COB y CUENCA, 1992). Es muy posible que los mayores valores del efecto pepita y del efecto pepita relativo obtenidos en este trabajo respecto a los mencionados anteriormente, sean debidos a que la ETo en Castilla-La Mancha presenta una menor estructura o variabilidad espacial, además de que los coeficientres de variación son pequeños en 3 de las 5 provincias lo que indica que su grado de uniformidad es mayor que en otras regiones estudiadas.

Como se puede comprobar en el cuadro 3, los modelos esféricos se han ajustado a los semivariogramas cruzados experimentales de la precipitación. También, la validez de los modelos seleccionados y sus parámetros han sido verificados principalmente con los estadísticos de la validación cruzada (EMK, ECM, y ECMA).

Todos los semivariogramas ajustados, mensuales y anual, presentan una discontinuidad positiva en el origen (efecto pepita), que representa la existencia de una componente aleatoria en el fenómeno estudiado: la precipitación. Los valores inferiores del

Cuadro 3. Modelos de los semivariogramas ajustados de precipitación y estadísticos de la validación cruzada

Table 3. Models of semivariograms for precipitation and values of the cross-validation statistics

Mes	Modelo	Efecto pepita[1] $(mm)^2$	Meseta $(mm)^2$	Alcance km	EMK[a] mm	ECM[b] $(mm)^2$	VM[c] $(mm)^2$	ECMA[d]
Marzo	Esférico	170,0	200,0	90	-0,489	264,4	329,3	1,011
Abril	Esférico	90,0	80,0	120	-0,289	117,9	182,4	0,945
Mayo	Esférico	60,0	175,0	110	-0,378	115,2	227,6	0,997
Junio	Esférico	55,0	120,0	160	-0,097	77,3	190,8	1,002
Julio	Esférico	35,0	40,0	100	-0,014	59,1	78,1	0,994
Agosto	Esférico	10,0	225,0	90	-0,221	85,7	89,4	1,006
Septiembre	Esférico	40,0	80,0	70	-0,288	84,1	124,0	1,039
Octubre	Esférico	50,0	130,0	70	-0,231	108,2	191,8	0,978
Anual	Esférico	2.000,0	17.000,0	80	-4,374	20,15	21.800,4	1,019

(a) EMK = Error medio de krigeado.
(b) ECM = Error cuadrático medio.
(c) VM = Varianza muestral.
(d) ECMA = Error cuadrático medio adimensional.

efecto pepita se han obtenido en los meses más cálidos, coincidiendo también con los de menor varianza muestral. Este parámetro de los semivariogramas varió mensualmente entre los valores de 4,44% agosto y el 112,50% de abril, el valor para el año medio del 11,76%; en general, estos porcentajes son algo superiores a los obtenidos con la variable ETo. Las distancias a las que los modelos de semivariogramas ajustados a los valores experimentales alcanzan sus respectivas mesetas varían entre los 70 km (septiembre y octubre) y los 160 km (junio). Para el semivariograma ajustado anual, la distancia indicativa del área de influencia (rango) es de 80 km. En todos los casos, los rangos de los semivariogramas más ajustados de ETo son mayores que los de los semivariogramas ajustados correspondientes a la variable precipitación, siendo esto debido a que la distribución espacial y temporal de la precipitación es más irregular que en el caso de la ETo.

En el cuadro 3, también, puede comprobarse como los modelos de semivariogramas ajustados a los valores experimentales de precipitación para los nueve casos de estudio con autocorrelación espacial cumplen el criterio de validez principal referido al error cuadrático medio adimensional (ECMA) que está comprendido entre $1 \pm 2\ (2/n)^{1/2}$ (DELHOMME, 1978) (n = número de puntos muestrales), lo que prueba la consistencia de las varianzas de los errores esperados en la estimación con krigeado en cada punto x_i, s_k^2, con respecto al ECM (SAMPER y CARRERA, 1990). En relación con el error cuadrático medio, todos los casos estudiados cumplen el criterio de presentar un valor inferior a la varianza muestral (COOPER e ISTOK, 1988), por lo que la estima calculada con el krigeado es mejor que la estima proporcionada por la media de todos los valores muestrales.

Mapas de isolíneas de ETo obtenidos mediante krigeado

En el cuadro 4, se muestran los máximos, medios y mínimos de los valores de la ETo observada y obtenida con la técnica del krigeado para los meses incluidos en la estación anual de riego (mayo a septiembre) en un año considerado climatológicamente como normal. También, se incluyen los correspondientes valores de las desviaciones típicas de los errores esperados con krigeado en los puntos de estimación de la ETo.

En la figura 1 se presentan mapas de isolíneas obtenidos mediante krigeado de las ETo de los meses principales de la estación de riego de la región estudiada (mayo-septiembre). Los valores máximos de ETo de los distintos meses coinciden espacialmente; algo parecido ocurre con los valores medios y mínimos de ETo. Los valores mensuales y anual mínimos de ETo se encuentran en el cuadrante noreste (NE) de Castilla-La Mancha (figuras 3a, 3b, 3c, 3d, 3e, 3f). Por otro lado, la irregularidad de los trazados de los isovalores de ETo recogida en los mapas es similar a la de la topografía regional.

A grandes rasgos, la distribución espacial de las ETo mensuales y anual manifiesta una reducción continuada desde el NE de la región, donde la variable toma valores inferiores, hacia los bordes geográficos del oeste (W) y del sur (S), con gradientes más intensos hacia el noroeste (NW) y sureste (SE), donde se alcanzan los valores regionales mayores. Los mapas de isolíneas presentan también una zona central con valores elevados de ETo, a partir de la cual se observa una disminución de los valores de la variable, con gradientes más o menos intensos, hacia las otras áreas de valores elevados situadas en el W y SE de Castilla-La Mancha. A causa de la

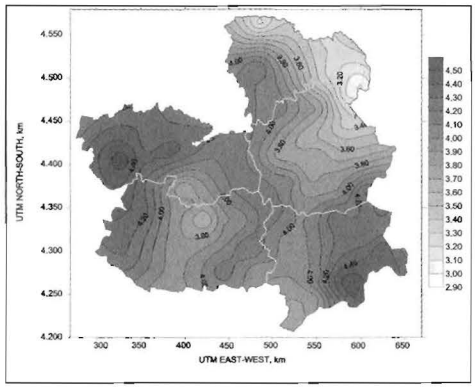
Cuadro 4. Valores máximos, medios y mínimos de la variable eto y de la estimación, y las desviaciones estándar (krg) de los valores esperados con krigeado

Table 4. Maximum, mean and minimum values of eto and kriged eto estimates, and standard desviations of kriging (krg) expected estimations errors at the eto estimation points

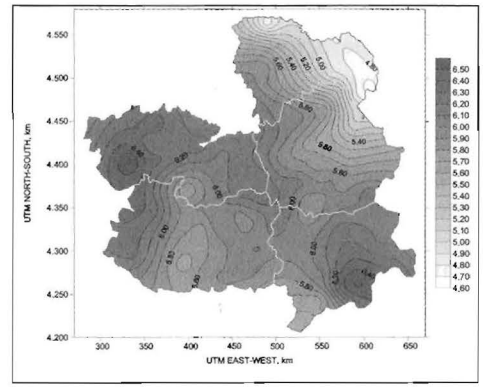
Mes	Máximos				Medios				Mínimos			
	Variable[a]	Estimación[a]	Dif.[b]	KRG[a]	Variable[a]	Estimación[a]	Dif.[b]	KRG[a]	Variable[a]	Estimación[a]	Dif.[b]	KRG[a]
Mayo	4,84	4,59	5,16	0,336	4,01	4,01	-0,20	0,251	2,66	2,94	-10,53	0,229
Junio	7,02	6,54	6,84	0,378	5,94	5,93	0,17	0,286	4,10	4,60	-12,20	0,263
Julio	8,37	7,76	6,17	0,418	7,16	7,16	-0,14	0,313	5,42	5,89	-8,67	0,288
Agosto	7,52	6,99	7,05	0,445	6,39	6,37	0,31	0,334	4,28	5,29	-23,60	0,304
Septiembre	5,05	4,62	8,51	0,276	4,21	4,23	-0,48	0,217	3,03	3,42	-12,87	0,201
Anual	1.372,72	1.306,33	4,84	83,580	1.145,39	1.145,65	-0,28	60,710	854,70	951,82	-11,36	54,380

(a) mm d^{-1} (ETo anual, mm).

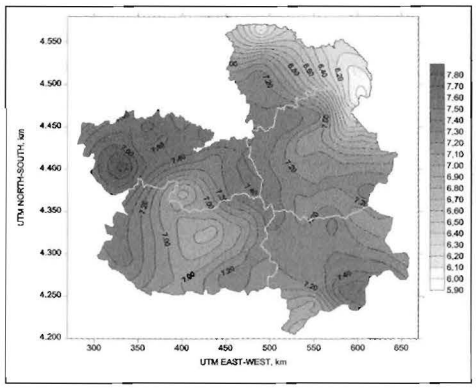
(b) Diferencia %.



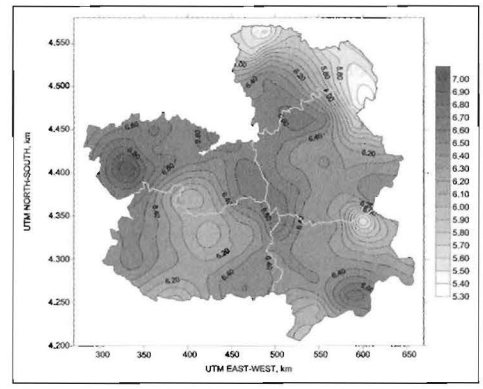
a) Mayo



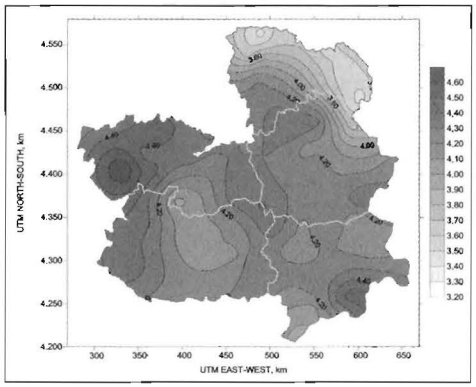
b) Junio



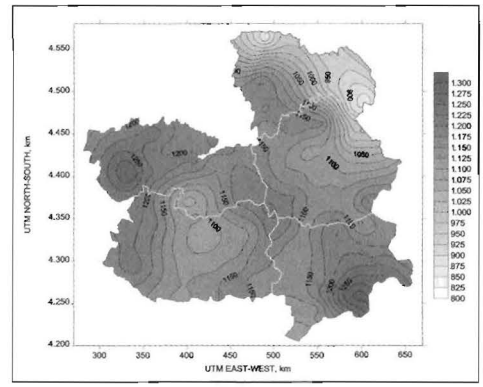
a) Julio



b) Agosto



a) Septiembre



b) Anual

Figura 2. Distribución espacial de la precipitación en Castilla-La Mancha.
Figure 2. Isohyetal maps of precipitation kriging estimates in Castilla-La Mancha.

correlación inversa entre los valores de ETo y la elevación sobre el nivel del mar, los máximos de ETo se producen preferentemente en zonas de baja altitud, por debajo de los 600 m sobre el nivel del mar. Se estima que la superficie geográfica cuya ETo anual excede los 1.200 mm es del 12,56% de la total regional, es decir, aproximadamente, 10.000 km^2 situados entre los 200 y los 600 m sobre el nivel del mar: toda la Cuenca del río Tajo en la provincia de Toledo, la Cuenca del río Guadiana que forma parte de la vertiente W en la provinvia de Ciudad Real y las Cuencas de los ríos Mundo y Segura en la vertiente SE de la provincia de Albacete. Existe una pequeña zona central, compartida entre las provincias de Toledo, Cuenca y Ciudad Real, que supone un 6,10% (4.616 km^2) de la superficie geográfica total regional, donde la ETo iguala también los 1.200 mm. En esta misma zona los valores mensuales de ETo (mm d^{-1}): 4,30, en mayo; 6,20, en junio; 7,30, en julio; 6,50 en agosto y 4,30 en septiembre. Estimaciones anuales de ETo inferiores a 1.100 mm se obtienen principalmente en las localidades situadas en el NE de la región e incluye el 18,59% (14.764 km^2) de la superficie geográfica de Castilla-La Mancha, en correspondencia espacial con las porciones del Sistema Ibérico y del Sistema Central que penetran en la región: La Alcarria, donde se produce el nacimiento del río Tajo, la Paramera de Molina, las estribaciones de las Sierras de Somosierra, Ayllón, de Pela y Ministra y de los Altos de Barahona, y la Serranía de Cuenca, donde nace otro de los ríos de gran importancia en la región, el Júcar. Fuera de esta zona, existe una pequeña superficie geográfica con valores anuales de ETo inferiores o iguales a 1.100 mm, situada en la Sierra de Taibilla, al sur de la provincia de Albacete, y en las Sierras del Pocito y de la Calderina, situadas en el SE de la provincia de Toledo y N de la provincia de Ciudad Real. En correspondencia espacial con estas últimas referencias anuales, se encuentran los valores mensuales de ETo (mm d^{-1}) siguientes: 3,80, en mayo; 5,60, en junio; 6,90 en julio; 6,10 en agosto; y 4,10, en septiembre. Casi el 70% de la región de Castilla-La Mancha (53.091 km^2) está situado entre los 601 y 1.000 m sobre el nivel del mar y está ocupada, en su mayor parte, por la planicie de la submeseta meridional, donde se encuentra más del 90% de la superficie regional regada, en su totalidad con aguas subterráneas. Los valores anuales de ETo en esta zona están comprendidos entre 1.100 y 1.200 mm, mientras que mensualmente los valores de este intervalo de ETo (mm d^{-1}) son los siguientes: 3,80-4,30, en mayo; 5,60-6,20, en junio; 6,90-7,30, en julio; 6,10-6,50, en agosto; y 4,10-4,30, en septiembre. Dentro de esta gran meseta se encuentran regiones naturales como La Mancha, Alta y Baja, La Manchuela, el Campo de Calatrava, el Campo de San Juan, el Campo de Montiel, el Valle de Alcudia, Las Tierras de Almansa y, parcialmente, la Mesa de Ocaña, entre otras.

En base a estos resultados, y desde un punto de vista práctico, se puede concluir que las estimas de le ETo obtenidas con krigeado representan fiablemente los cambios espaciales que se esperan de esta variable. Las isolíneas de la ETo muestran que el krigeado ha producido estimas de ETo cuyos cambios siguen fielmente la elevación sobre el nivel del mar. Aplicando estadística univariante se definen claramente los límites montañosos y la llanura. Si se pretende conseguir más precisión en la diferenciación geográfica en los bordes montañosos, se aconseja la estadística multivariante en la que se utilizaría la elevación como variable de apoyo.

Mapas de isolíneas de las estimas de la precipitación

El cuadro 5 presenta los valores máximos, medios y mínimos de la precipitación y de las estimas obtenidas por krigeado, así como los valores de las desviaciones estándar de los errores esperados en los puntos de estimación de la precipitación.

La figura 2 muestra los mapas de isovalores mensuales y anual de la precipitación obtenida con krigeado. Geográficamente, el esquema de la distribución espacial parece tener una relación muy directa con el relieve. Las áreas de mayor precipitación anual se localizan en el Sistema Ibérico castellano, con valores entre los 600 y 900 mm; en las estribaciones N y S del Sistema Central , en Guadalajara y Toledo, y en las Sierras de Alcaraz y del Segura, en la provincia de Albacete, con valores entre los 600 y 750 mm [valores similares a los obtenidos en otros trabajos desarrolados en la provincia de Albacete (ALAFONT y GARCÍA, 2001)].

Esta distribución de lluvias, aparentemente favorable para su aprovechamiento agrícola, choca con la escasa disponibilidad de tierras cultivables en estas áreas; el aprovechamiento del agua caída para los cultivos agrícolas se ve muy reducida por las dificultades topográficas del terreno. Los relieves montañosos influyen en el trayecto de las borrascas procedentes del Océano Atlántico, frecuentes en las latitudes templadas, que afectan al espacio castellano-manchego. Así, el Sistema Central constituye una barrera para los vientos procedentes del NO y el Sistema Ibérico lo es con los vientos fríos invernales del NE. En estas áreas, la orografía juega un papel fundamental, favoreciendo las lluvias de inestabilidad y de detención orográfica. En los altos relieves orográficos del SO y O de la provincia de Albacete, la influencia atlántica es muy acentuada; la transcendencia pluviométrica del SO montañoso se deja sentir positivamente con respecto a flujos húmedos superficiales procedentes del Océano que en su ascenso forzado, detención y remonte orográfico, a barlovento da lugar al máximo pluviométrico provincial.

Es en la amplia y dilatada planicie castellano-manchega, y en la zona suroriental de la región donde la pluviometría anual estimada toma los valores inferiores de la región, entre 300 y 500 mm; precisamente, allí donde se encuentra más del 90% de la superficie agrícola regada y donde la ETo alcanza cifras comprendidas entre 1.100 y 1.200 mm $año^{-1}$, e incluso superiores como es el caso del sureste de la región y la cuenca del Tajo en Toledo. El flanco suroriental de la provincia de Albacete queda a sotavento (abrigo topográfico) de las influencias y tipos de tiempo ciclónicos atlánticos, presentando un claro dominio del ámbito mediterráneo en sus características termopluviométricas.

En Castilla-La Mancha, en líneas generales, la distribución anual de las precipitaciones sigue un esquema propio de climas templados mediterráneos; la débil pluviosidad y, más aún, la nítida sequía de verano, es un rasgo normativo de la influencia del dominio climático mediterráneo. Una sequía más o menos acusada se presenta de junio a septiembre en toda la región. Julio y agosto no superan conjuntamente los 30 mm, salvo en los enclaves montañosos del noreste del territorio y, sobre todo, en el sector de los Montes de Toledo, donde se desencadenan tormentas de gran aparato eléctrico y chubascos derivados de la convectividad y la orografía local. Aunque es un fenómeno muy propio de los meses de verano, también se manifiesta en el otoño, favorecido por el recalentamiento local del aire que adquiere

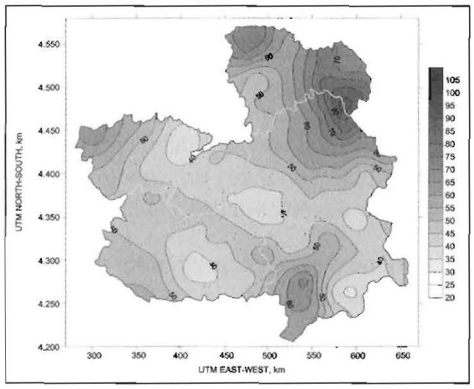
Cuadro 5. Valores máximos, medios y mínimos de la precipitación y de las estimas obtenidas por krigeado, y las desviaciones estándar de los errores esperados con krigeado (krg) en los puntos de estimación de la precipitación

Table 5. Maximum, mean and minimum values of precipitation and kriged precipitacion estimates, and standard desviations of kriging (krg) expected estimations errors at the precipitacion estimation points

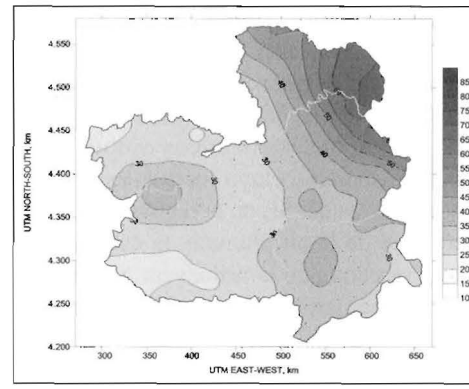
	Máximos				Medios				Mínimos			
Mes	Variable[a]	Estimación[a]	Dif.[b]	KRG[a]	Variable[a]	Estimación[a]	Dif.[b]	KRG[a]	Variable[a]	Estimación[a]	Dif.[b]	KRG[a]
Mayo	102,2	85,7	16,2	31,8	47,2	46,4	0,55	10,4	22,8	33,6	-47,5	9,4
Junio	80,7	66,8	17,2	10,5	32,6	32,4	0,64	8,7	11,4	22,6	-98,6	8,3
Julio	22,4	29,3	-30,7	14,9	11,2	11,5	-2,2	7,6	2,4	6,1	-156,9	7,8
Agosto	93,7	46,8	50,0	14,3	13,6	14,2	-0,47	8,0	3,0	2,8	7,4	5,7
Septiembre	77,3	53,3	31,0	11,5	29,7	29,8	-0,30	8,6	13,5	19,6	-45,1	7,7
Anual	990,4	844,2	14,8	136,2	453,6	452,4	0,20	83,6	223,6	289,2	-29,3	65,5

(a) mm.

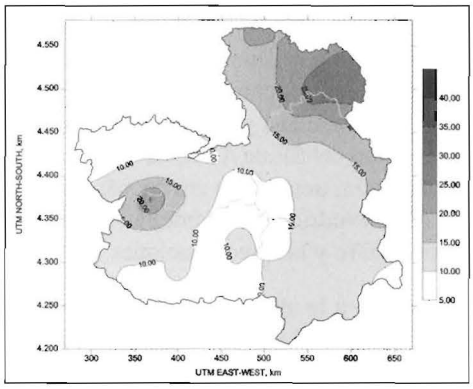
(b) Diferencia, %.



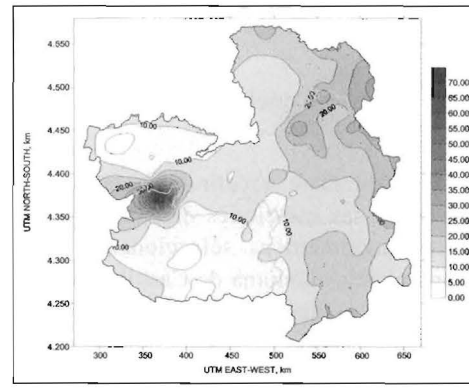
a) Mayo



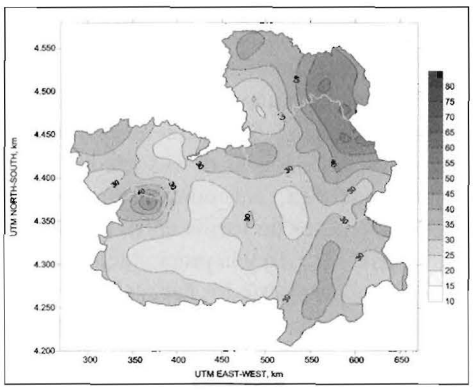
b) Junio



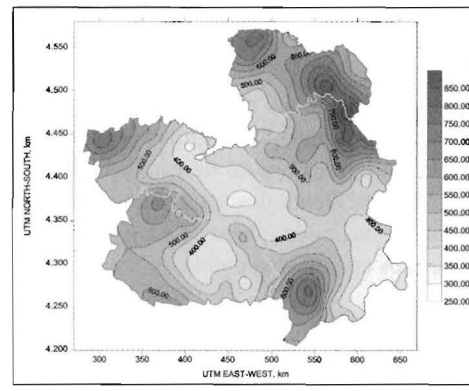
a) Julio



b) Agosto



a) Septiembre



b) Anual

Figura 2. Distribución espacial de la precipitación en Castilla-La Mancha.
Figure 2. Isohyetal maps of precipitation kriging estimates in Castilla-La Mancha.

condiciones de inestabilidad y genera unas precipitaciones muy intensas y rápidas. Si bien en los altos relieves orográficos de Castilla-La Mancha, en donde la influencia de los temporales atlánticos es muy acentuada, el máximo pluviométrico es invernal, en las sierras del SE de la región y en la casi totalidad de la altiplanicie, la estación lluviosa se centra en la primavera, seguida del otoño, que participa en un mayor grado de influencia de los temporales de Levante (NE y E), característicos del Mediterráneo levantino y de perturbaciones atlánticas que se desplazan a baja latitud.

Conclusiones

En este trabajo, a partir de los datos registrados en las estaciones meteorológicas y termopluviométricas seleccionadas en la Comunidad Autónoma de Castilla-La Mancha, y las estimaciones de ETo realizadas con el método de Blaney-Criddle modificado por FAO, se ha podido comprobar como las estimas anuales y mensuales de la evapotranspiración de referencia y de la precipitación representan con gran fidedignidad la variabilidad espacial esperada de estas variables en concordancia con las características y series climáticas existentes en la región analizada. Dichas variabilidades espaciales de las variables objeto de estudio han sido convenientemente descritas mediante semivariogramas a los que se ajustaron modelos esféricos con efectos pepita.

Los mapas de isolíneas obtenidos por krigeado para la ETo y la precipitación ponen en evidencia macrorregiones cartografiables. De este modo se ha podido poner en evidencia como las variaciones de ETo y de la pluviometría pueden ser explicadas por la extensión superficial y su posición interior, alejada de las influencias marítimas, por la elevada altitud media y la disposición periférica de los relieves más altos. Hay que tener en cuenta que los errores en los bordes de la región son elevados debido a que no se ha trabajado con datos de estaciones limítrofes a la región castellanomanchega.

Aunque parecen depender del método de estimación de la ETo, y las estimas de las variables analizadas se han efectuado para un año medio, los mapas de isolíneas permiten subdividir la geografía de Castilla-La Mancha en unidades de menor extensión atendiendo a diversas características climáticas relacionadas con el balance hidrológico. Así, se ha podido comprobar como las áreas del centro, como el valle del Tajo, el valle del Guadiana y La Mancha, junto con el extremo del SE de Albacete y la Comarca de Talavera, tienen los valores más elevados de déficit hídrico, que mide las diferencias entre la ETo y las precipitaciones.

Debido a la alta resolución obtenida, los mapas de isovalores de ETo y precipitación podrían ser aplicables en la ecuación del balance hidrológico para diversos estudios regionales de optimización de los recursos hídricos disponibles en las zonas regables del territorio estudiado, lo que permitiría distribuir este factor de producción sostenible de una manera más racional, con el consiguiente ahorro y liberación de este recurso para otras necesidades de la sociedad castellano-manchega. Su confección durante todos los meses de varios años, permitirían caracterizar la ETo y la precipitación a escala regional para períodos decenales de cara a la programación de los riegos en la región.

Los resultados encontrados en esta investigación demuestran el potencial de la aplicación de las técnicas de la geoestadística descritas para ser utilizadas en los estudios regionales como un método de interpola-

ción espacial para las variables climáticas ETo y precipitación. Sin embargo, sería conveniente incluir la variable elevación sobre el nivel del mar en un análisis más riguroso del balance hidrológico. Si el análisis se realiza a escala regional el efecto de este parámetro en zonas relativamente llanas podría ser despreciable, pero no así en la orla periférica de la región. También, los resultados obtenidos podrían mejorar si se incluyeran puntos de medida de las regiones limítrofes de Castilla-La Mancha.

Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el marco del Convenio de Colaboración entre la Consejería de Agricultura y Medio Ambiente de la Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha y la Universidad de Castilla-La Mancha.

Bibliografía

ALAFONT L.S., GARCÍA J., 2001. Elaboración de un mapa de riesgo medioambiental para la provincia de Albacete mediante un sistema de información geográfica. Diputación provincial. Albacete, Spain.

ALLEN R.G., PRUITT W.O., 1986. Rational use of the FAO Blaney-Criddle formula. J. Irrig. Drain. Eng. 112: 139-155.

ANLAUF R., DAHIYA I.S., RICHTER J., 1987. Development of an optimum reclamation strategy for saline-sodic soils in Northern India. The European Economic Community, Brussels, Belgium.

BURGESS J.M., WEBSTER R., 1980. Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. II. Block kriging. J. Soil Sci. 31: 334-341.

CART P., CARLSON M., JACOBSEN G.R., NIELSEN J.S., SKOGLEY G.A., 1991. Farming soils, not fields: A strategy for increasing fertilizer profitability. J. Prod. Agric. 4: 57-61.

COOPER R.M., ISTOK I.D., 1988. Geostatistics applied to groundwater contamination: 1. Methodology. J. Environ. Eng. 114(2): 270-286.

CUCHI J.C., PÉREZ P.J., Villar P., VILLAR J.M., 1991. Distribución espacial de la evapotranspiración de referencia en la zona de Lérida y Huesca. Fruticultura Profesional 41: 41-56.

CUENCA R.H., AMEGEE K.Y., 1987. Analysis of Evapotranspiration as a Regionalised Variable. In: D. Hillel (ed.), Advances in Irrigation, vol.4, 181-220. Academic Press, New York, NY, USA.

DAVID M., 1977. Geostatistical Ore Reserve Estimation. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands.

DAVIS J.C., 1986. Statistics and Data Analysis in Geology 2nd edition. John Wiley and Sons, NY, USA.

DE JUAN J.A., MARTÍN DE SANTA OLALLA F.J., 1993a. La evaporación. En: F.J. Martín de Santa Olalla and J.A. de Juan (coords.), Agronomía del Riego, 239-297. Mundi-Pensa, S.A and Universidad de Castilla-La Mancha, Madrid, Spain.

DE JUAN J.A., MARTÍN DE SANTA OLALLA F.J., 1993b. La medida de la evapotranspiración. En: F.J. Martín de Santa Olalla and J.A. de Juan (coords.), Agronomía del Riego, 299-354. Mundi-Pensa, S.A and Universidad de Castilla-La Mancha, Madrid, Spain.

DELHOMME J. P., 1978. Kriging in the hydrosciences. Adv. Water Resour. 1(5): 251-266.

DOORENBOS J., PRUITT W.O., 1977. Guidelines for Predicting Crop Water Requirement. FAO Irrigation and Drainage Paper 24, Food and Agriculture Organisation (FAO), Rome, Italy.

ENGLUND E., SPARKS A., 1991. Geo-Eas. Geostatistical Environmental Assessment Software. User's guide, US Environmental Protection Agency, Las Vegas, NY, USA.

FACI J., CUENCA R.H., MARTÍNEZ-COB A., 1990. Estudio de la evapotranspiración de referencia a nivel regional en Aragón. VII Jornadas Técnicas sobre Riegos, 67-77, Mérida, España.

GASCUEL-ODOUX E., WALTER E., VOLTZ M., 1993. Intérêt du couplage des méthodes geóstatistiques et de cartographie des sols pour l'estimation spatiale. Science du Sol 31, 4: 193-213.

HASHMI M.A., GARCÍA L.A., FONTANE D.G., 1994. Spatial estimation of regional crop evapotranspiration. Trans. ASAE 38(5): 1345-1351.

HEVESI J.A., FLINT A.L., ISTOK J.D., 1992b. Precipitation estimation in mountainous terrain using multivariate geostatistics. Part II: isoyetal maps. J.Appl. Meteos. 31(7): 677-688.

HEVESI J.A., ISTOK J.D., FLINT A. L., 1992a. Precipitation estimation in mountainous terrain using multivariate geostatistics. Part I.: Structural analysis. J. Appl. Meteor. 31(7): 661-676.

ISAAKS E.H., SRIVASTAVA R.M., 1989. An Introduction to Applied Geostatistics. Oxford University, New York, NY, USA.

JOURNEL A.G., HUIJBREGTS C.J., 1978. Mining Geostatistics. Academic Press, New York, NY, USA.

LÓPEZ M.V., ARRUE J.L., 1995. Efficiency of an incomplete block design based on Geostatistics for tillage experiments. Soil Sci. Soc. Am. J. 59: 1104-1111.

MARTÍNEZ-COB A., 1995. Estimation of mean annual precipitation as affected by elevation using multivariate geostatistics. Water Res. Mangmt. 9: 139-159.

MARTÍNEZ-COB A., CUENCA R.H., 1992. Influence of elevation on regional evapotranspiration using multivariate geostatistics for various climatic regimes in Oregón. J. Hidrol. 136: 353-380.

MARTÍNEZ-COB A., FACI J.M., 1994. Análisis geoestadístico multivariante, una solución para la interpolación espacial de la evapotranspiración y la precipitación. Riegos y Drenajes XXI 78:15-21.

MARTÍNEZ-COB A., CUENCA R.H., FACI J.M., 1992. Geoestadística multivariante aplicada a estudios regionales de evapotranspiración. Investigación Agraria, Producción y Protección vegetales vol. 7 (3): 287-307.

MATHERON G., 1963. Principles of geostatistics. Econom. Geol. 58:1246-1266.

MATHERON G., 1971. The theory of regionalised variables and its applications. Les Cahiers du Centre de Morpholog Mathematique Fas 5, C.G. Fontainbleau, France.

MCBRATNEY A.B., WEBSTER R., MCLAREN R.G., SPIERS R.B., 1982. Regional variations in extractable copper and cobalt in the top soil of south-east Scotland. Agronomie 2: 969-982.

MEDINA J.L., CAMACHO E., RECA J., LÓPEZ R., ROLDÁN J., 1998. Determination and análisis of regional evapotranspiration in Southern Sapin based on remote sensing and GIS. Physics and Chemistry of the Earth 23(4): 427-432.

MENENTI M., 1990. Remote sensing in evaluation and management of irrigation. Fundación del Banco de Crédito Argentino. Mendoza, Argentina.

NUSS J.L., 1989. Analysis of evapotranspiration for various climatic regimes using geostatistics. M. Sc. Thesis, Oregon State University, Corvallis, OR, USA.

OLEA R.A. 1984. Systematic sampling of spatial functions. Kansas Geol. Surv. Series of Spatial Analysis 7: 1-57.

PAZ A., GÓMEZ M.J., TABOADA M.T., 1996. Análisis geoestadístico de las propiedades generales de un suelo de cultivo. Invest. Agr.: Prod. Prot. Veg. Vol. 11(1): 133-160.

PHILLIPS D.L., DALPH J., MARKS D., 1992. A comparison of geostatistical procedure for spatial analysis of precipitation in mountainous terrain. Agric.For. Meteorol. 58: 119-141.

RECA J., MEDINA J.L., CAMACHO E., LÓPEZ R., ROLDÁN J., 1999. Aplicación de las técnicas de teledetección y SIG a la determinación y análisis de mapas de evapotranspiración. Ingeniería del Agua 6(1): 63-68.

SAMPER F.J., CARRERA J., 1990. Geoestadística: Aplicaciones a la hidrología subterránea. Centro Internacional de Métodos Numéricos en Ingeniería, Barcelona, España.

SCHUELLER J.K., 1992. A review and integrating analysis of spatially-variable control of crop production. Fertilizer Res. 33: 1-34.

SOUZA V., SANTOS PEREIRA L., 1999. Regional analysis of irrigation water requirements using kriging. Application to potato crop (*Solanum tuberosum* L.) at Trás-os-Montes. Agric.Water Mngmt. 40: 221-233.

WOLTERS W., ZEVENBERGEN A.W., BOS M.G., 1991. Satellite remote sensing in irrigation. ILRS Reprint n.º 73.

(Aceptado para publicación el 7 de diciembre de 2001)