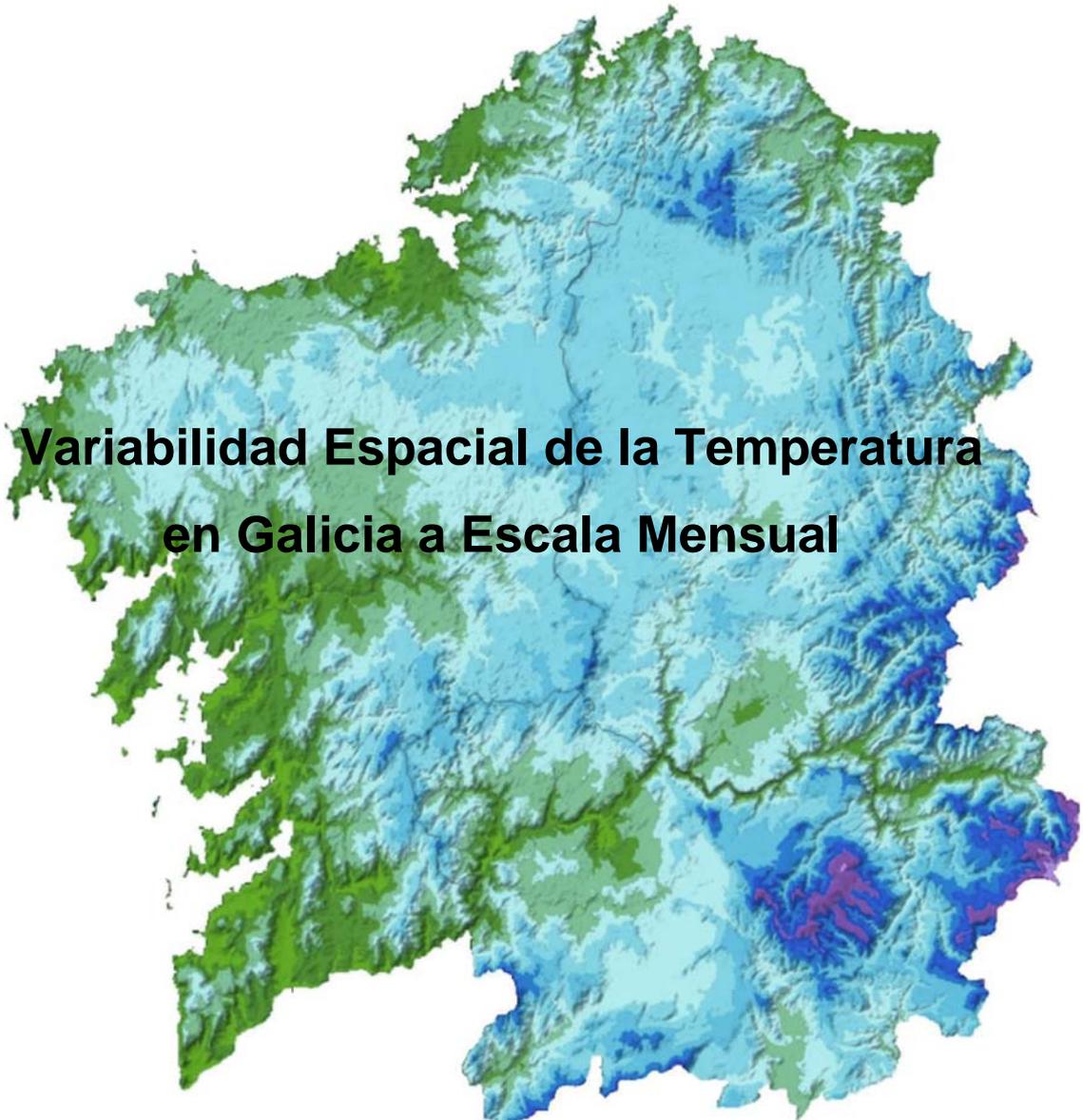




UNIVERSIDADE DA CORUÑA

**TESIS DOCTORAL**



Glécio Machado Siqueira

A Coruña, Marzo 2017



**UNIVERSIDADE DA CORUÑA**

**Programa Oficial de Doctorado en Ciencia y Tecnología Ambiental**

**Tesis Doctoral**

**VARIABILIDAD ESPACIAL DE LA TEMPERATURA EN GALICIA  
A ESCALA MENSUAL**

**Glécio Machado Siqueira**

**A Coruña, Marzo de 2017**

**Dña. Eva VIDAL VÁZQUEZ** Profesora Contratada Doctora del Área de Edafología y Química Agrícola de la Universidade da Coruña (UDC) y **Dña. Montserrat Valcárcel Armesto**, Profesora Titular del Área de Ingeniería Agroforestal de la Universidade de Santiago de Compostela (USC)

#### **CERTIFICAN**

Que la presente memoria titulada “***Variabilidad espacial de la temperatura en Galicia a escala mensual***”, que para optar al grado de Doctor por la Universidade da Coruña presenta **D. Glécio Machado Siqueira**, ha sido realizada bajo nuestra dirección y supervisión dentro del Programa Oficial de Doctorado en Ciencia y Tecnología Ambiental.

Considerando que constituye trabajo de Tesis Doctoral, autorizamos su presentación.

Y para que así conste, firmamos el presente certificado en A Coruña, a 1 de Marzo de 2017.

Fdo.: Eva Vidal Vázquez

Fdo.: Montserrat Valcárcel Armesto

***“El conocimiento no se diluye al ser compartido,  
mantiene la misma concentración”***

***DEDICO, esta tesis doctoral a  
Danilo Madeira Campos Gonçalves  
por hacerme tan feliz, por su  
paciencia y cariño.***

## AGRADECIMIENTOS

A las Profesoras Dra. Eva Vidal Vázquez y Dra. Montserrat Valcárcel Armesto, por su apoyo e incentivo durante el desarrollo de este trabajo y por estar siempre presentes en mi proceso de formación.

Al Dr. Jose Manuel Mirás Ávalos por la ayuda en el análisis de los datos y las muchas contribuciones para el desarrollo de esta tesis doctoral.

Al Profesor. Dr. Antonio Paz González por el incentivo y apoyo en todos los momentos de formación.

A los Professore Dr. Jorge Dafonte Dafonte y Dr. Ênio Farias de França e Silva por la amistad y contribuciones constantes. Al amigo Profesor Dr. Rafael Montanari por la amistad.

A Profesora Dra. Alana das Chagas Ferreira Aguiar por la amistad y consejos.

Al Ministerio de Educación y Ciencia (Proyecto CGL2005-08219-C02-02), a la Xunta de Galicia (Proyecto PGIDIT06PXIC291062PN) y al Fondo Europeo de Desarrollo Regional (FEDER) por la financiación parcial de este trabajo. A la CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil) por medio del proyecto PVE-88881.030382/2013-01. A FAPEMA (Fundação de Amparo à Pesquisa e ao Desenvolvimento Científico e Tecnológico do Maranhão - Brasil) por médio de los proyectos APCINTER 192415/2014 y BEPP 01301/15.

A mi familia y amigos que siempre estuvieron presentes en mi vida, “*incentivando*” y “*acreditando*” en mi sueño.

A todos los que de alguna manera contribuyeron al desarrollo de este trabajo.

## RESUMEN

### Variabilidad espacial de la temperatura en Galicia a escala mensual

La temperatura del aire, junto con otros elementos del clima, es fundamental para la clasificación climática de una región, permitiendo determinar zonas con mayor o menor aptitud para un uso determinado, y evaluar la amplitud de las variaciones térmicas en los sucesivos meses y estaciones del año. Por otra parte, el limitado número de estaciones meteorológicas no favorece, en muchos casos, la predicción, interpolación y elaboración de mapas de temperatura del aire suficientemente precisos. Por esta razón, se comprende la importancia de mejorar los métodos de interpolación, teniendo en cuenta otros atributos que determinan el clima, y en particular el relieve, lo que debería de permitir estimar con mayor precisión la variabilidad espacial de la temperatura del aire. La relación inversa entre altitud y temperatura ya ha sido ampliamente establecida, pero la aplicación de métodos de interpolación que integren dicha relación no ha sido suficientemente evaluada. Por tanto, el objetivo de esta tesis doctoral consiste en comparar distintos métodos de caracterización de la variabilidad espacial de la temperatura del aire en Galicia a escala mensual. Los datos de temperatura del aire utilizados en este estudio fueron obtenidos de la red de estaciones climatológicas de la AEMET (Agencia Estatal de Meteorología) y de Meteogalicia durante los años 2010, 2011 y 2012. Se pudo disponer de conjuntos de datos medidos en 134 estaciones en 2010, 151 estaciones en 2011 y 185 estaciones en 2012. Asimismo, se emplearon datos de altitud de cada una de las estaciones. Se llevó a cabo un análisis preliminar de los datos disponibles mediante procedimientos estadísticos clásicos. Para la interpolación y cartografía de los datos de temperatura media mensual se utilizó un método tradicional, como es el de las distancias inversas, y diferentes técnicas geoestadísticas (krigeado ordinario, co-krigeado y krigeado con deriva externa). El año 2010 presentó una mayor amplitud térmica (22,7°C), consecuencia tanto de la temperatura media mensual más baja (-2,1 °C en febrero) como de la más elevada (24,8°C en julio). Los coeficientes de variación de las temperaturas medias mensuales fueron bajos o medios. A pesar de ello en todos los meses estudiados se apreció que la temperatura media presentaba una clara dependencia espacial, de modo que los semivariogramas experimentales presentaron una meseta bien definida, sin grandes variaciones en los pares de valores de semivarianza *versus* distancia. La dependencia espacial pudo ser modelizada

matemáticamente mediante diferentes tipos de semivariograma. El modelo esférico de dependencia espacial fue el que se ajustó con mayor frecuencia. Por término medio, el alcance de la dependencia espacial fue menor en 2011 con un valor de 36,1 km, mientras que en 2010 fue de 46,3 km y en 2012 presentó el valor máximo, cifrado en 53,1 km. La temperatura media mensual en los años estudiados presentó una correlación muy significativa con la altitud, lo que permitió su uso como variable secundaria mediante krigado con deriva externa. Los mapas construidos empleando el método de las distancias inversas presentaron un gran número de valores anómalos, por lo que ésta no se debe de considerar como una metodología efectiva para interpolar los datos de temperatura media mensual. Los mapas de variabilidad espacial obtenidos por krigado con deriva externa, que tiene en cuenta el relieve, fueron los que mejor representaron la variabilidad espacial de los datos mensuales de temperatura, dado que permitieron obtener menores valores de los errores de estimación. Las técnicas de krigado ordinario y cokrigado no fueron tan eficientes como el krigado con deriva externa para representar la variabilidad espacial de las series de datos de temperatura estudiadas.

## RESUMO

### Variabilidade espacial da temperatura en Galicia a escala mensual

A temperatura do aire, xunto con outros elementos do clima, é esencial para a clasificación do clima dunha rexión, permitindo determinar áreas con diferentes graos de adecuación a un uso particular, e avaliar a amplitude das variacións térmicas nos meses sucesivos e as estacións ano. Ademais, o número limitado de estacións meteorolóxicas non favorece, en moitos casos, a predición, interpolación e elaboración de mapas da temperatura do aire suficientemente precisos. Por esta razón, resulta importante mellorar os métodos de interpolación, tendo en conta outros atributos que determinan o clima, especialmente o relevo, o que debería de permitir estimar con máis precisión a variabilidade espacial da temperatura do aire. A relación inversa entre altitude e temperatura xa foi amplamente establecida, pero a aplicación de métodos de interpolación que integran esa relación non foi suficientemente avaliada. Polo tanto, o obxectivo desta tese de doutoramento é comparar os diferentes métodos de caracterización da variabilidade espacial da temperatura do aire en Galicia a escala mensual. Os datos de temperatura do aire utilizados neste estudo foron obtidos a partir da rede de estacións meteorolóxicas da AEMET (Axencia Estatal de Meteoroloxía) e de Meteogalicia durante os anos 2010, 2011 e 2012. Puídose dispoñer de conxuntos de datos medidos en 134 estacións en 2010, 151 estacións en 2011 e 185 estacións en 2012. Ademais, foron utilizados datos de altitude de cada unha das estacións. Realizouse unha análise preliminar dos datos dispoñibles mediante procedementos estatísticos clásicos. Para a interpolación e a cartografía dos datos de temperatura media mensual utilizouse un método tradicional, como é o das distancias inversas, e diferentes técnicas xeostatísticas (krigagem ordinaria, co-krigagem e krigagem con deriva externa). O ano 2010 presentou unha maior amplitude térmica ( $22,7^{\circ}\text{C}$ ), debido tanto á menor temperatura media mensual ( $-2,1^{\circ}\text{C}$  en febreiro) como á máis elevada ( $24,8^{\circ}\text{C}$  en xullo). Os coeficientes de variación das temperaturas medias mensuais foron baixos ou medios. Con todo, para o conxunto dos meses estudados, observouse que a temperatura media mostrou unha clara dependencia espacial, de xeito que os semivariogramas experimentais presentaron unha meseta ben definida, sen grandes variacións nos pares de valores de semivarianza *versus* distancia. A dependencia espacial puido ser

modelizada matematicamente mediante diferentes tipos de semivariograma. O modelo esférico de dependencia espacial foi o axustado con maior frecuencia. En media, o alcance da dependencia espacial foi menor en 2011, cun valor de 36,1 km, mentres que en 2010 foi de 46,3 km e en 2012 presentou o valor máximo de 53,1 km. A temperatura media mensual nos anos estudados mostrou unha correlación moi significativa coa altitude, o que permitiu o seu uso como variable secundaria mediante krigagem con deriva externa. Os mapas construídos utilizando o método das distancias inversas presentaron un gran número de valores anómalos, de xeito que éste non debe ser considerado como un método eficaz para interpolar datos de temperatura media mensual. Os mapas de variabilidade espacial obtidos por krigagem con deriva externa, que ten en conta o relevo, representaron mellor a variabilidade espacial dos datos mensuais de temperatura, xa que permitiron a obtención de valores máis baixos nos erros de estimación. As técnicas de krigagem ordinaria e cokrigagem non foron tan eficaces como a krigagem con deriva externa para representar a variabilidade espacial das series de datos de temperatura estudadas.

## ABSTRACT

### **Spatial variability of temperature in Galicia at the monthly scale**

Air temperature, together with other elements of the climate, is fundamental for the climatic classification of a region, allowing to determine zones with strong or lower aptitude for a determinate use, and to evaluate the amplitude of the thermal variations in the successive months and stations of the year. On the other hand, the limited number of meteorological stations does not favors, in a lot of cases, the prediction, interpolation and preparation of maps of temperature of the sufficiently precise air. For this reason, it comprises the importance to improve the methods of interpolation, taking into account other attributes that determine the climate, and in particular the relief, what would owe to allow estimate with greater precision the space variability of the temperature of the air. The reverse relation between altitude and temperature already has been widely established, but the application of methods of interpolation that integrate said relation has not been sufficiently evaluated. Therefore, the aim of this thesis \*doctoral consists in comparing distinct methods of characterisation of the space variability of the temperature of the air in Galicia to scale monthly. The data of temperature of the air used in this study were obtained of the network of climatological stations of AEMET (State Agency of Meteorology) and of "Meteogalicia" during the years 2010, 2011 and 2012. Te available meteorological stations were 134 in 2010, 151 in 2011 and 185 in 2012. Also, data of altitude of each of the stations have been employed. A preliminary analysis of the available data by means of classical statistical procedures was carried out. For the interpolation and cartography of the data of monthly temperature firs a traditional method, the inverse distance method was used. Second, different gesostatistical techniques (ordunary kriging, co-kriging and kriging with external derive were also used). Year 2010 presented a higher thermal amplitude (22,7°C), arising from the differences between minimum temperature (-2,1 °C in February) and maximum temperature (24,8°C in July). The coefficients of variation of the monthly temperatures were low or moderate. In spite of this in all the months studied it was appreciated that temperature showed a clear spatial dependence, so that the experimental semivariograms presented a very expressive plateau, and showed no big variations in the pairs of values of semivariance versus distance. The spatial dependency could be mathematically modelled by means of different types of semivariograms. The spherical

model of spatial dependence was the most frequently adjusted. The range of spatial dependency was minor in 2011 with a value of 36.1 km, whereas in 2010 was of 46.3 km and in 2012 presented the maximum value, 53.1 km. The mean monthly temperature in the years studied presented a very significant correlation with the altitude, which allowed its use as a secondary variable by means of kriging with external derive. The maps constructed employing the method of the inverse distances presented a big number of anomalous values, so that this method does not have to consider like an effective methodology for interpolation of the data of monthly mean temperature. The maps of space variability obtained by kriging with derive externe, that takes into account the relief, were those that better represented the spatial variability of the monthly data of temperature, since they allowed to obtain lower values of the estimation errors. The technique of ordinary kriging and cokriging were not as efficient as kriging with external derive to represent the space variability of the series of data of temperature studied.

# ÍNDICE

1. ANTECEDENTES Y JUSTIFICACIÓN	1
2. OBJETIVOS	4
2.1. OBJETIVO GENERAL	4
2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	4
3. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA	5
3.1. CLIMA	5
3.1.1. ELEMENTOS Y FACTORES DEL CLIMA	6
3.1.2. EL CLIMA GLOBAL	7
3.1.3. CALENTAMIENTO GLOBAL E INFLUENCIAS ANTROPOGÉNICAS	10
3.2. EFECTOS DEL CALENTAMIENTO GLOBAL SOBRE LA TEMPERATURA	12
3.2.1. OSCILACIONES DE TEMPERATURA EN LAS CAPAS DE LA ATMÓSFERA	13
3.2.2. LA TEMPERATURA EN EL ESCENARIO DEL CAMBIO CLIMÁTICO	15
3.3. CLIMA Y TEMPERATURA EN GALICIA	20
3.4. LA GEOESTADÍSTICA Y EL ANÁLISIS DE LA VARIABILIDAD ESPACIAL	29
3.4.1. ANÁLISIS ESTADÍSTICO PRELIMINAR	32
3.4.2. TEORIA DE LA VARIABLE REGIONALIZADA	34
3.4.3. ANÁLISIS GEOESTADÍSTICO	41
3.4.3.1. ESTIMACIÓN DEL SEMIVARIOGRAMA EXPERIMENTAL	42
3.4.3.2. MODELIZACIÓN DEL SEMIVARIOGRAMA	46
3.4.3.3. SEMIVARIOGRAMA CRUZADO: ESTIMACIÓN Y MODELIZACIÓN	51
3.4.4. INTERPOLACIÓN MEDIANTE TÉCNICAS GEOESTADÍSTICAS	52
3.4.4.1. KRIGEADO ORDINARIO	55
3.4.4.2. COKRIGEADO	57
3.4.4.3. KRIGEADO CON DERIVA EXTERNA	59
4. MATERIAL Y MÉTODOS	61

4.1. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	61
4.1.1. OROGRAFÍA	62
4.1.2. CLIMATOLOGÍA	63
4.2. TOMA DE DATOS	65
4.3. ANÁLISIS ESTADÍSTICO	69
4.4. MÉTODOS DE INTERPOLACIÓN	70
4.4.1. INTERPOLACIÓN POR DISTANCIAS INVERSAS	70
4.4.2. INTERPOLACIÓN POR KRIGEADO ORDINARIO	72
4.4.3. INTERPOLACIÓN POR COKRIGEADO	75
4.4.4. INTERPOLACIÓN POR KRIGEADO CON DERIVA EXTERNA	77
4.5. CARTOGRAFÍA DE LA VARIABILIDAD ESPACIAL	78
5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	82
5.1. ESTADÍSTICA DESCRIPTIVA	82
5.2. CORRELACIONES LINEALES Y ESPACIALES	87
5.3. INTERPOLACIÓN POR DISTANCIAS INVERSAS	93
5.4. ANÁLISIS GEOESTADÍSTICO	101
5.4.1. GEOESTADÍSTICA UNIVARIANTE (KRIGEADO ORDINARIO)	101
5.4.2. GEOESTADÍSTICA MULTIVARIANTE (CO-KRIGEADO)	127
5.4.3. KRIGEADO CON DERIVA EXTERNA	148
5.5. COMPARACIÓN ENTRE LOS MÉTODOS DE INTERPOLACIÓN	164
6. CONCLUSIONES	168
7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	171
8. ANEXOS	184
ANEXO 1	185
ANEXO 2	191
ANEXO 3	198

## **1. ANTECEDENTES Y JUSTIFICACIÓN**

La información acerca de la variabilidad espacial del clima y sus oscilaciones a lo largo del tiempo es primordial para la caracterización del territorio y el desarrollo de modelos de predicción fiables. Uno de los elementos más importantes del clima es la temperatura del aire, caracterizada en base a datos medidos o registrados en estaciones meteorológicas tales como la media, la media de las máximas, la media de las mínimas, las máximas, las mínimas, la oscilación o la diferencia entre máximas y mínimas, etc., y evaluadas a diferentes escalas temporales. Por otro lado, debido a la irregular distribución espacial de las estaciones y al reducido número o densidad de las estaciones de medida, todavía existen dificultades para obtener la distribución espacial de las variables climáticas. Con frecuencia, se han utilizado modelos matemáticos obtenidos a partir de ecuaciones de regresión para estimar la temperatura media del aire en localidades en las que se carece de medidas de estaciones meteorológicas (Sediyama et al., 2002; Oliveira Neto et al., 2002; Pinto et al., 1972; Castro, 2008, Siqueira et al., 2012). En Galicia, la cartografía de las temperaturas medias normalizadas ha sido estimada mediante funciones de regresión, empleando como variables independientes la altitud y la latitud (Martínez Cortizas et al., 1999).

El número reducido de estaciones meteorológicas y/o su distribución espacial heterogénea, requiere la puesta a punto y la profundización en el uso de métodos avanzados que permitan llevar a cabo la estimación de valores de temperatura en puntos que carecen de medidas con el menor error posible. Por ello la interpolación mediante técnicas geoestadísticas ha sido ampliamente utilizada para la cartografía de diversos elementos del clima, entre ellos la temperatura del aire (De Piazza et al., 2015, Caloiero et al., 2015, Mesquita y Sousa, 2009, Schröder et al., 2006). La geoestadística es una herramienta probabilística que se centra en el análisis de la estructura de la distribución de conjuntos de series de datos medidos sobre un soporte espacial o espacio-temporal y en el uso de funciones de dependencia espacial para efectuar predicciones. Mediante el uso de herramientas geoestadísticas y, a partir de series de datos puntuales como la temperatura medida en estaciones meteorológicas, es posible la estimación de valores

no sesgados en lugares en los que se carece de medidas, con varianza mínima (es decir, minimizando los errores de estimación), usando la técnica conocida como krigado (Burrough et al., 1997; Vieira, 2000), la cual permite optimizar las estimaciones sobre la base de la descripción exacta de la dependencia espacial mediante un modelo que se conoce como semivariograma.

El krigado al contrario de otros métodos de interpolación realiza la estimación de una matriz de covarianza espacial que determina los pesos atribuidos a los diferentes puntos de medida, siendo un estimador exacto, y los vecinos son considerados en procedimiento inferencial y en el cálculo del error asociado al valor estimado, utilizando el semivariograma para el modelaje de los datos (Leenaers et al., 1990; Weber y Englund, 1994; Vieira, 2000; Siqueira et al., 2012).

Debemos tener en cuenta que el riesgo en el clima tiene dos factores: la amenaza y la vulnerabilidad. Con relación a estas propiedades peculiares del clima, han proliferado muchos estudios, principalmente para la estimación de las propiedades del clima a lo largo del tiempo. Por otra parte, el trabajo de los climatólogos está en constante evolución ya que conocemos muy poco de las incertidumbres con respecto de los cambios climáticos, existen muchas dudas ya que los modelos matemáticos sólo hacen previsiones y estimaciones.

Por tales motivos, la prevención y la mitigación de los riesgos climáticos es prioritaria, pero hasta el momento no se encuentra suficiente información geográfica integrada y a escalas apropiadas para la evaluación y el análisis de la vulnerabilidad de cada zona. Para corregir esta situación, los mapas de riesgos son un importante instrumento que permite, entre otras decisiones, asignar los recursos financieros al desarrollo de actividades productivas en aquellas zonas en las que se pueda expresar su mayor potencial con la menor exposición a posibles riesgos, constituyendo así una herramienta imprescindible para el ordenamiento territorial (Basualdo, 2015). El conocimiento de los riesgos también posibilita que las pérdidas económicas sean minimizadas, así como el riesgo de daños sobre la población, y que permita la producción de alimentos y el uso de los recursos naturales de forma sostenible.

La zonificación agroclimática es una importante herramienta en la organización de programas de gobierno, planeamiento y utilización de los recursos naturales de manera racional, de tal modo que se pueda usar en la optimización de las inversiones

financieras (Camargo et al., 1974; Rocha, 1997; Sediyaama et al., 2001, Siqueira et al., 2012). La zonificación agroclimática es una técnica desarrollada para delimitar regiones climatológicamente homogéneas, que sean propicias para el desarrollo de cultivos específicos (Ometto, 1981; Ferreira, 1997; Siqueira et al., 2012), y para el avance de la sociedad.

Lo primero que debemos diferenciar es entre el concepto de clima y el concepto del tiempo: el “tiempo” se refiere al estado o condiciones atmosféricas durante un corto período, cambia día a día y su predicción debe hacerse de manera continua, con el fin de determinar cualquier cambio repentino; y, en cambio, el “clima” hace referencia a las condiciones ambientales promedio que se esperan en un lugar durante un período prolongado de tiempo, que en muchos casos suelen durar años. Por lo que se puede definir el clima como las condiciones temporales que se dan en un lugar durante varios años (Barry y Chorley, 1985).

## **2. OBJETIVOS**

### **2.1. OBJETIVO GENERAL**

Este trabajo tiene como objetivo principal la comparación de métodos de interpolación espacial tradicionales y geostadísticos, evaluando la precisión de los mismos, y diagnosticar cuál de ellos resulta más adecuado para representar la variabilidad espacial de la temperatura del aire en Galicia a escala mensual.

### **2.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS**

- Establecer la estructura de la dependencia espacial de la temperatura media mensual en Galicia durante los años 2010, 2011 y 2012, en base al análisis y a la modelización del semivariograma.
- Caracterizar la variabilidad espacial de la temperatura media del aire a escala mensual mediante el método de las distancias inversas y tres técnicas geoestadísticas, krigado ordinario, co-krigado ordinario y krigado con deriva externa, usando la altitud como variable secundaria, en los dos últimos métodos
- Analizar la correlación espacial de la temperatura del aire con la altitud en meses sucesivos mediante co-krigado ordinario.
- Analizar las ventajas potenciales del uso del krigado con deriva externa, que es un método geoestadístico multivariante, para mejorar la estimación de la temperatura del aire utilizando datos de altitud.
- Comparar entre si los tres métodos de interpolación geoestadística antes mencionados y contrastar los resultados obtenidos por los mismos con la interpolación mediante el método de las distancias inversas.

### **3. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA**

#### **3.1. CLIMA**

Existen diferentes definiciones de clima. La más tradicional considera que el clima se puede definir como la descripción y clasificación de parámetros meteorológicos en un lugar de acuerdo al estado medio de la atmósfera. Es decir, que tiene en cuenta el comportamiento de diversos indicadores como el calor, contenido de humedad atmosférica, presencia y velocidad del viento (Linés, 1996; Smith & Romero, 2016). Otras definiciones enfatizan la multiescalaridad espacial y temporal (relacionando los procesos de escala global con los fenómenos observados a escala regional y local y los eventos registrados a corto, medio y largo plazo) y más recientemente en su construcción cultural, aproximándose a lo que se podría definir como clima social o socio-climatología (Hulme, 2015).

De esta manera el clima hace referencia a las condiciones ambientales promedio que se esperan en un lugar durante un período prolongado de tiempo, que en muchos casos suelen durar años. En pocas palabras, el clima se define como las condiciones medias que se dan en un lugar durante varios años (Barry & Chorley, 1985). El clima abarca los valores estadísticos de los elementos del tiempo atmosférico en una región durante un período de tiempo representativo: temperatura, humedad, presión, viento y precipitaciones. Estos valores se obtienen con la recopilación de forma sistemática y homogénea de la información meteorológica, durante períodos que se consideran suficientemente representativos, de 30 años o más, de esta manera se constituye lo que llamamos una serie temporal, cuantos más años tenga esa serie, mejor se podrán evaluar las características del clima, en distintas escalas espaciales: local, regional o global. Estas épocas necesitan ser más largas en las zonas subtropicales y templadas que en la zona intertropical, especialmente, en la faja ecuatorial, donde el clima es más estable y menos variable en lo que respecta a los parámetros climáticos (Torres & Machado, 2011; Steinke, 2012).

### 3.1.1. ELEMENTOS Y FACTORES DEL CLIMA

En resumen, el clima viene determinado por elementos y factores propios. Los elementos del clima se subdividen en termodinámicos y asociados al ciclo del agua. Los factores climáticos son aquellos agentes que modifican el comportamiento de los elementos del clima, de modo que intervienen en las características locales de los principales tipos de clima clasificados a escala global (Tabla 1).

- Elementos del clima: la temperatura atmosférica se refiere al grado de calor específico en el aire para un lugar y momento determinados. La presión atmosférica es el peso que ejercen las masas de aire sobre la superficie de la tierra en puntos específicos; además, varía con la altitud y con la temperatura. El viento es simplemente aire en movimiento. Se origina por las diferencias de presión atmosférica entre unos lugares y otros. Entre los elementos acuosos la precipitación es la cantidad de partículas de agua (lluvia, nieve, granizo) caídas sobre la superficie terrestre. La humedad es la cantidad de vapor de agua presente en el aire. (Barry & Chorley, 1985; Mendonça & Danni-Oliveira, 2007; Torres & Machado, 2011; Steinke, 2012).

**Tabla 1.** Elementos y factores del clima.

Elementos del clima	1) Termodinámicos	a) Temperatura atmosférica b) Presión atmosférica c) Vientos
	2) Asociados al ciclo del agua	a) Precipitación b) Humedad
Factores del clima	1) Geográficos	a) Latitud b) Altitud y relieve c) Continentalidad d) Corrientes oceánicas e) Vegetación

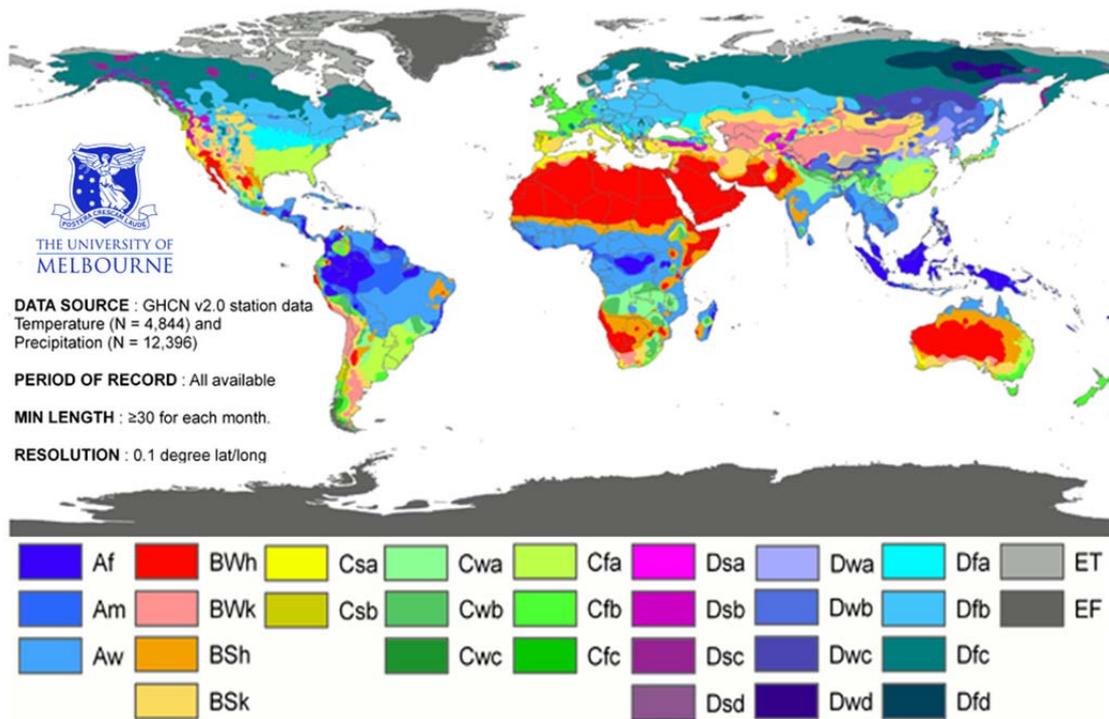
- Factores del clima: la latitud determina la inclinación con la que caen los rayos del sol y la diferencia de la duración entre el día y la noche. Además, ha de tenerse en

cuenta la distancia al Ecuador, cuanto más cerca este un lugar del mismo, mayor será su temperatura y precipitación, y viceversa. La altitud, es la altura con respecto al nivel del mar a un punto cualquiera de la superficie terrestre. La altitud influye sobre la presión atmosférica y la temperatura: por lo que, a mayor altitud, menor presión atmosférica y menor temperatura. En cuanto al relieve, las cadenas montañosas frenan los vientos e impiden el paso de las nubes; además dependiendo del lado de la montaña que se esté se puede percibir mayor o menor cantidad de rayos solares y afectar la flora del lugar. La continentalidad o distancia al mar, es un regulador térmico pues se calienta y enfría más lentamente que la tierra. Es por eso que los lugares más cercanos al mar tienen cambios de temperatura más suaves que los que están más lejos (climas más extremos). Las corrientes oceánicas pueden ser frías o cálidas y modifican el clima de las zonas costeras y de las áreas cercanas a éstas. Si las corrientes son cálidas elevan las temperaturas, y si son frías hacen que descendan. La abundancia de vegetación disminuye el calor y hace que se produzcan más lluvias (Barry & Chorley, 1985; Mendonça & Danni-Oliveira, 2007; Torres & Machado, 2011; Steinke, 2012).

### **3.1.2. EL CLIMA GLOBAL**

La interacción de los elementos y factores del clima comprenden un sistema dinámico y cíclico en el sistema global, permitiendo la clasificación climática. Los modelos de clasificación del clima utilizan obligatoriamente valores medios de temperatura del aire para el desarrollo de las diferentes clasificaciones, siendo la clasificación climática de Köppen-Geiger (Köppen & Geiger, 1928) una de las más conocidas (Rolim et al., 2007).

El sistema de clasificación climático (SCC) de Köppen-Geiger requiere datos de temperatura y precipitación medidos en estaciones meteorológicas (Köppen & Geiger, 1928; Peel et al., 2007). El SCC de Köppen-Geiger consiste en una clasificación climática mundial que identifica cada tipo de clima con una serie de letras que indican el comportamiento de las temperaturas y precipitaciones que caracterizan dicho tipo de clima (Figura 1 y Tabla 2).



**Figura 1.** Mapa mundial de la clasificación climática de Köppen-Geiger para el periodo 1951-2000 (Peel et al., 2007).

Los factores naturales que afectan al clima son la latitud, altitud, orientación del relieve, continentalidad (o distancia al mar) y corrientes marinas. Según se refiera al conjunto del planeta, a una zona o región, o a una localidad concreta se habla de clima global, zonal, regional o local (microclima), respectivamente (Köppen & Geiger, 1928; Rolim et al., 2007).

**Tabla 2.** Sistema de Clasificación Climática de Köppen-Geiger.

SCC – Sistema de Clasificación Climática de Köppen							
		Humedad					
Temperatura		S	W	f	m	w	s
A	Tropical	-	-	Ecuatorial Af	Monzónico Am	Tropical de sabana Aw	Tropical de sabana As
B	Seco	Estepario BS	Desértico BW	-	-	-	-
C	Templado	-	-	Subtropical sin estación seca (pampeano o chino) Cfa, Oceánico Cfb	-	Subtropical de altura/invierno seco Cwa, Cwb	Mediterráneo Csa, Oceánico de veranos secos Csb
D	Continental	-	-	Continental Dfa, Dfb, Subártico Dfc, Dfd	-	Manchuriano Dwa, Dwb	-
			T			F	
E	Frío	Clima de Tundra ET				Polar EF	

De acuerdo con Köppen & Geiger (1928).

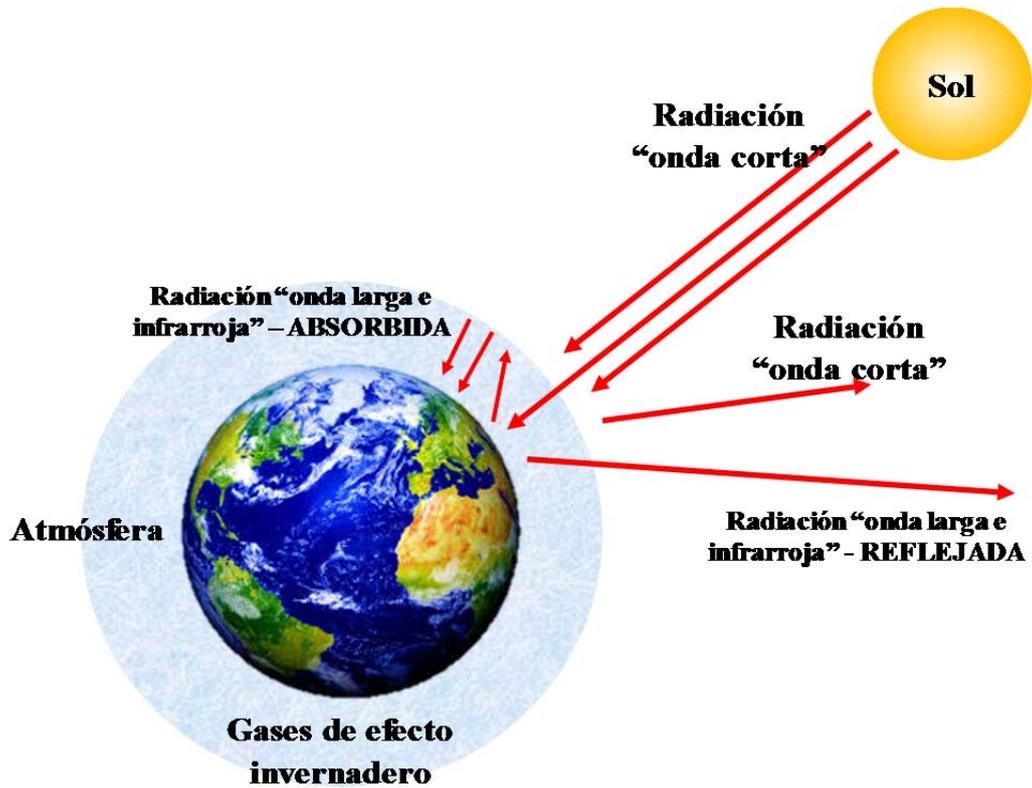
### **3.1.3. CALENTAMIENTO GLOBAL E INFLUENCIAS ANTROPOGÉNICAS**

En la actualidad es muy común la utilización de modelos para diagnosticar la causa de los cambios climáticos observados en el pasado, sobre todo en relación a las influencias antropogénicas. Muchos de estos modelos se utilizan para formular recomendaciones de orden público referentes a decisiones ambientales de distinto tipo y, sobre todo, a aquellos vinculados a cambios en los procesos ecológicos globales (Abril, 2007), y que alteran el patrón natural del clima en distintas escalas.

Las actividades productivas del hombre sobre los sistemas naturales del planeta afectan al clima global, debido principalmente a la gran cantidad de gases de efecto invernadero (GEI) emitidos a la atmósfera terrestre, que afectan principalmente a los valores de la temperatura, afectando a la manifestación natural del clima, con efectos negativos diversos, sea por olas de calor, olas de frío, aumento de lluvias torrenciales, o disminución de la precipitación, entre otras.

El efecto invernadero es un fenómeno por el cual los gases que se encuentran en la atmósfera retienen el calor emitido por la Tierra. Este calor proviene de la radiación solar natural, pero cuando se refleja sobre la superficie terrestre queda retenido por la barrera de gases. Al quedarse estos gases entre el suelo y la atmósfera, sin ser liberados al espacio, el efecto producido a escala planetaria es muy similar al de un invernadero.

El efecto invernadero es la principal causa del calentamiento global (Figura 2). No cabe duda de que las actividades asociadas al desarrollo económico, tecnológico, social, político y cultural de la humanidad están afectando el clima de forma global. Una buena parte de las emisiones de gases de efecto invernadero, particularmente de dióxido de carbono, son producto de las actividades humanas. La concentración de estos gases en la atmósfera está generando calentamiento global y cambio climático.



**Figura 2.** Representación esquemática del efecto invernadero (Adaptado de Londoño, 2006).

De acuerdo con el IPCC (2014) el mayor problema del efecto invernadero es la gran absorción de radiación solar en la atmósfera, ya que el aumento de la cantidad de gases de efecto invernadero en la atmósfera impiden las pérdidas de la radiación (ondas largas e infrarrojas) hacia el exterior de la atmósfera terrestre (Londoño, 2006).

### **3.2. EFECTOS DEL CALENTAMIENTO GLOBAL SOBRE LA TEMPERATURA**

Por definición temperatura es el estado térmico de un cuerpo, siendo una forma de energía que puede ser transferida de un sistema a otro, sin transporte de masa y sin ejecución de trabajo mecánico (Torres & Machado, 2011). El calor es una forma de energía que se transmite de un cuerpo a otro de tres formas diferentes: conducción, convección y radiación (Abril, 2007). La temperatura del aire varía en función de la altitud, dado lo hace la composición atmosférica, con todo se mantiene la relación de mezcla de gases uniforme en cada una de las sucesivas capas de la atmósfera (Steinke, 2012).

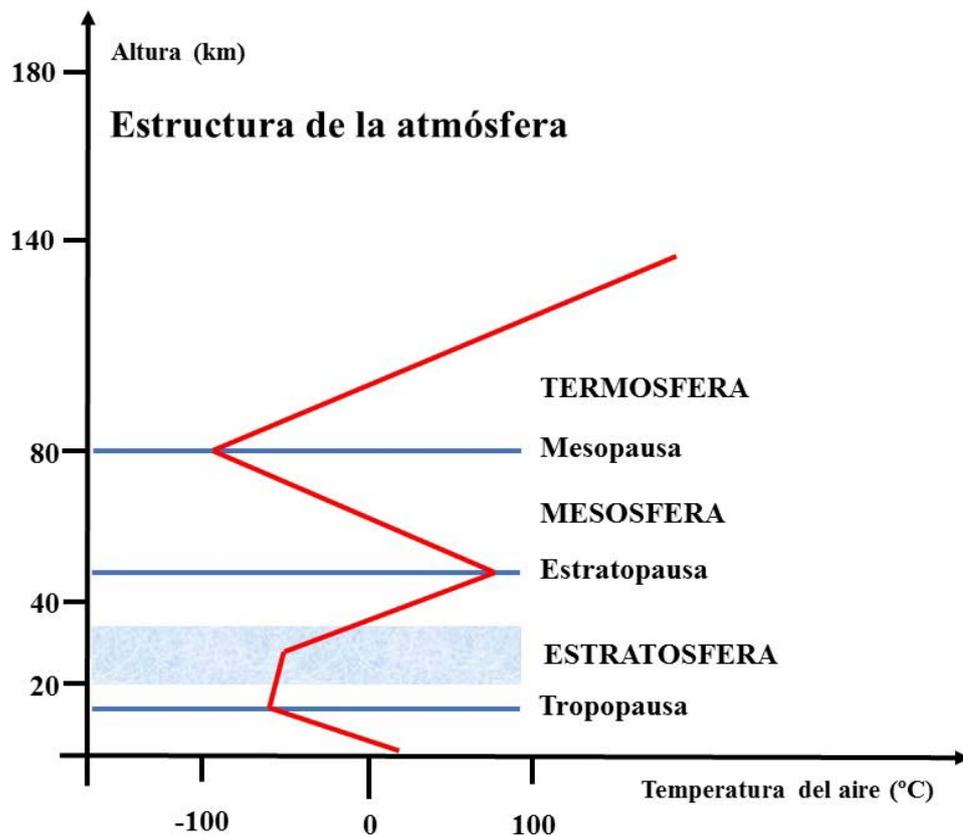
Por su parte la luz del sol está directamente relacionada con la cantidad de energía que llega a la superficie terrestre. La importancia de la radiación solar es que esta es el motor que determina la dinámica de los procesos atmosféricos y el clima, y por tanto es la responsable de las variaciones de presión, de temperaturas, de viento, etc. (Retallack 1973; Santana et al., 2010). La radiación solar atraviesa la atmósfera sin calentarla, porque el aire es diatérmico, es decir, se deja atravesar por los rayos solares sin calentarse. Aunque al llegar a la superficie terrestre o marítima se transforma aumentando su longitud de onda y puede calentar tanto las aguas como el suelo y el aire de las capas inferiores. Así, este calentamiento de la atmósfera terrestre no es directo sino indirecto, a partir de los rayos infrarrojos de mayor longitud de onda que son re-emitidos por la superficie terrestre caliente (Santana et al., 2010; Torres & Machado, 2011; Steinke, 2012).

El calentamiento del aire en las capas inferiores se debe a dos fenómenos estrechamente relacionados (Steinke, 2012):

- la mayor presión atmosférica del aire a baja altura. Este es debido a que el aire es compresible, es decir, puede comprimirse por su propio peso. Y el aire comprimido puede absorber mucho más calor que el aire expandido;
- el escaso alcance de las ondas reflejadas por la superficie terrestre: estas ondas son de radiación infrarroja (onda larga) y pierden su energía térmica muy rápidamente después de ser emitidas.

### 3.2.1. OSCILACIONES DE TEMPERATURA EN LAS CAPAS DE LA ATMÓSFERA

De acuerdo con Steinke (2012) hasta hace poco tiempo se pensaba que la temperatura del aire disminuía con el aumento de la altitud. El patrón vertical de la temperatura en la atmósfera es complejo y se origina por un intercambio entre capas calientes y frías (Figura 3). De esta manera la atmósfera no es uniforme, pero su estructura permite considerar capas o estratos en la misma. Estas capas pueden establecerse o diferenciarse en relación a diversas características, una de ellas es el estado o comportamiento térmico. Según este criterio, se observa que, comenzando a nivel de superficie, la temperatura desciende a razón media de  $6,4\text{ }^{\circ}\text{C}$  por kilómetro en promedio, y ello hasta una altura que varía de 8 a 10 kilómetros sobre los Polos y de 15 a 18 km sobre el Ecuador. La capa que presenta esta variación térmica constante se denomina Troposfera (CICA, 2016).



**Figura 3.** Variación vertical de temperatura en la atmósfera (Fuente: CICA, 2016).

A partir de la troposfera aparece una capa en la que la temperatura aumenta, primero lentamente hasta una altura 30 kilómetros, luego rápidamente hasta los 50 kilómetros. Esta capa se denomina estratosfera, muy rica en ozono. Más allá se extienden la mesosfera, termosfera y por último la exosfera, formada por moléculas sueltas cuya concentración va disminuyendo progresivamente hasta los 2.000 kilómetros de altitud, límite en el que se suele fijar la barrera entre la atmósfera y el espacio interestelar.

La atmósfera actúa como un filtro que impide que lleguen todos los rayos del sol a la Tierra. Algunos de los rayos más perjudiciales, como los rayos X y los ultravioleta son totalmente absorbidos en las capas altas de la atmósfera. Los rayos ultravioleta son totalmente absorbidos en la capa de ozono, situada entre los 25 y los 40 km de altura.

En la capa inferior de la atmósfera, llamada troposfera (bajo el nivel de la tropopausa), tienen lugar los fenómenos atmosféricos. Es la más importante para la vida. En ella se encuentra el aire, que está compuesto de oxígeno (21%), nitrógeno (78%) y otros gases. Entre la atmósfera y la superficie terrestre se produce un intercambio permanente de calor a través de los movimientos constantes del aire, la evaporación y la condensación del vapor de agua. En la Tabla 3 se presentan los valores de presión (mb), densidad ( $\text{kg m}^{-3}$ ) y temperatura del aire ( $^{\circ}\text{C}$ ) con el aumento de altura (m) en la capa inferior de la atmósfera terrestre.

**Tabla 3.** Valores de presión (mb), densidad ( $\text{kg m}^{-3}$ ) y temperatura del aire ( $^{\circ}\text{C}$ ) con el aumento de altura (m) en la atmósfera terrestre.

Altura (m)	Presión (mb)	Densidad ( $\text{kg m}^{-3}$ )	Temperatura ( $^{\circ}\text{C}$ )
0	1013	1,226	15
1.000	898,6	1,112	8,5
2.000	794,8	1,007	2
3.000	700,9	0,910	-4,5
4.000	616,2	0,820	-11
5.000	540	0,736	-17,5
10.000	264,1	0,413	-50
15.000	120,3	0,194	-56,5

De acuerdo con Hulme (2015) la multiescalaridad espacial y temporal (relacionando los procesos de escala global con los fenómenos observados a escala

regional y local y los eventos registrados en el corto, mediano y largo plazo) y más recientemente en su construcción cultural, aproximándose crecientemente a lo que se podría definir como clima social o socio-clima. En otras palabras, cambios en la composición de la atmósfera ocasionados por el proceso de desarrollo humano, principalmente debido a las emisiones de gases de efecto invernadero (GEI) en la atmósfera, han contribuido al aumento gradual de la temperatura del planeta (IPCC, 2014).

### **3.2.2. LA TEMPERATURA EN EL ESCENARIO DEL CAMBIO CLIMÁTICO**

Algunos de los principales resultados de la actividad antropogénica han sido el incremento de los niveles atmosféricos de CO<sub>2</sub>, las alteraciones de las propiedades biológicas y químicas del suelo, así como el uso continuado del suelo (Vitousek, 1994). En su conjunto estos hechos han provocado cambios en el clima, aumentando las temperaturas mínimas y máximas para el período 1951-1990 (Karl et al., 1993).

El IPCC concluye en su tercer estudio de evaluación (IPCC, 2001) que la temperatura media de la atmósfera aumentó entre 0,6 °C ± 0,2 °C durante el siglo XX. El modelo global del IPCC muestra que entre 1900 y 2100 la temperatura global puede aumentar entre 1,4 °C y 5,8 °C, lo que representa un calentamiento más rápido que el del siglo XX descrito anteriormente, y que, aparentemente, no posee precedentes durante por lo menos entre los últimos 10.000 años (Marengo, 2006).

El IPCC en su cuarto informe general AR4 (Trenberth et al., 2007; Meehl et al., 2007) presentan evidencias de que los cambios en el clima pueden afectar significativamente al planeta, especialmente debido al incremento de la frecuencia y de la intensidad de los eventos climáticos extremos, con mayor rigor en los países menos desarrollados de la región tropical. Este informe sugiere que el calentamiento global de los últimos cincuenta años ha sido ocasionado por las actividades humanas.

Muchos son los efectos del calentamiento global, entre ellos:

- derretimiento de los glaciares y de los polos;
- aumento del nivel de los mares y océanos
- impactos sobre procesos biológicos:
  - floración de especies vegetales;

- migración de especies animales;
- extinción de especies animales y vegetales;
- aumento de enfermedades tropicales, ocurriendo principalmente grandes epidemias, siendo los países de África, Asia y América del Sur los que más sentirán sus efectos;
- aumento de plagas y enfermedades en los cultivos agrícolas;
- se debe tener en cuenta que aún no sabemos los efectos reales del aumento de contenido de CO<sub>2</sub> en la atmósfera sobre el desarrollo de los vegetales (variación de la eficiencia del uso del agua debido a cambios en la conductancia estomática, y variación en el crecimiento de biomasa vegetal provocada por la fertilización carbónica);
- ocurrencia de eventos extremos:
  - sequías (las sequías son la norma en algunas partes de Asia y África, y las devastaciones derivadas de la corriente de El Niño son cada vez más frecuentes al este del Pacífico);
  - olas de calor y frío;
  - inundaciones;
  - huracanes y tempestades, entre otros.

En Europa se puede observar los efectos del calentamiento global: las temperaturas en Europa suben más rápidamente que en otras partes del planeta, solamente en el año 2003, los glaciares europeos perdieron 10 % de su área según el informe publicado por la agencia ambiental europea (Marengo, 2006). De acuerdo con el IPCC (2001) en la sociedad actual ya se tienen evidencias de algunos de los efectos del calentamiento global:

- en 2003 en Europa hubo una gran ola de calor;
- los huracanes Katrina, Wilma y Rita en el Atlántico Norte;
- el invierno extremo en Europa y Asia en 2006;
- la gran sequía en la región de la Amazonia en 2005;
- la sequía observada en el sur de Brasil y los países vecinos en los años de 2004, 2005 y 2006;

Aun no se puede prever los verdaderos impactos del calentamiento global, pero ya se sabe que los países más pobres serán los que más sentirán los efectos y que los costes financieros para minimizar los efectos del calentamiento serán de muchos millones de dólares. Los países industrializados han aportado en los últimos 50 años el 75 % de las emisiones de gases acumulados en la atmósfera, y el 25 % restante lo han generado países en vías de desarrollo. Estados Unidos es el responsable del 25 % de las emisiones de CO<sub>2</sub> generadas entre 1950 y 1990 y del 36 % de las emisiones globales de todos los gases sujetos al protocolo de Kyoto (EcoHuellas, 2013).

Los científicos han dedicado décadas a entender lo que causa el calentamiento global. Han examinado los ciclos naturales y los eventos que tienen influencia sobre el clima. Sin embargo, la cantidad y patrón de calentamiento que se ha medido no puede ser explicado únicamente mediante estos factores. La única forma de explicar este patrón es tener en cuenta el efecto de los gases de invernadero (GEI) emitidos por los humanos. Existen varios gases que favorecen el efecto invernadero responsables del calentamiento y los humanos los emiten en una gran variedad de formas. La mayoría provienen de la combustión de combustibles fósiles de vehículos, fábricas y producción de electricidad. El gas responsable de la mayoría del calentamiento es el dióxido de carbono, también conocido como CO<sub>2</sub>. Otros gases que contribuyen a este efecto son el metano que liberan los vertederos y la actividad agrícola (especialmente los sistemas digestivos de animales de pastoreo), óxido nitroso de los fertilizantes, gases utilizados para la refrigeración y los procesos industriales.

De esta manera, las emisiones de GEI en la atmósfera alteran su constitución favoreciendo el aumento gradual de la temperatura global. El mayor problema en los estudios sobre el calentamiento global es que los cambios en la temperatura ocurren principalmente a escala local, y es difícil discernir su relación con el cambio a escala global, por lo que el efecto sobre el cambio climático es difícil de determinar por medio de los modelos matemáticos utilizados en el proceso de modelización (IPCC, 2001, 2014).

Los diferentes gases de efecto invernadero poseen capacidades de retención de calor muy diferentes. Algunos de ellos pueden retener aún más calor que el CO<sub>2</sub>. Una molécula de metano produce más de 20 veces el calentamiento de una molécula de CO<sub>2</sub>. El óxido nitroso es 300 veces más poderoso que el CO<sub>2</sub> (IPCC, 2001; 2014). Otros gases, como los clorofluorocarbonos (que han sido prohibidos en la mayor parte del

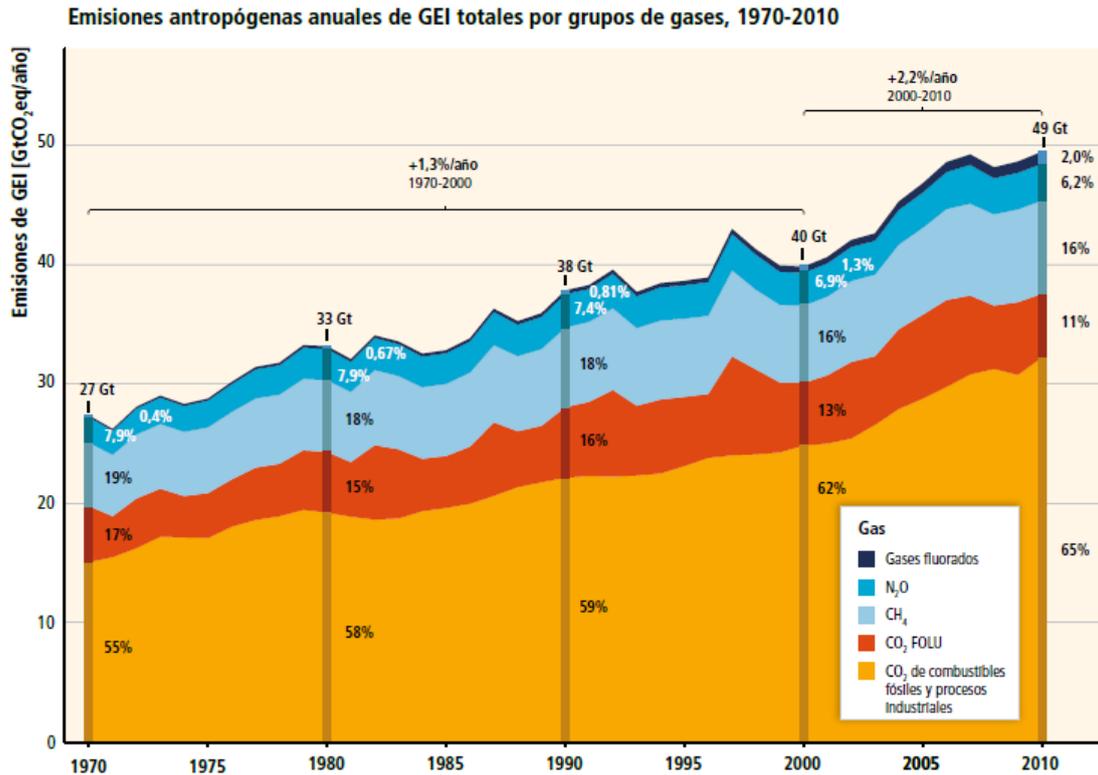
mundo porque también degradan la capa de ozono), tienen un potencial de retención de calor que es miles de veces mayor que el CO<sub>2</sub>. Sin embargo, dado que sus concentraciones son mucho menores que el CO<sub>2</sub>, ninguno de estos gases aumenta tanto el calor en la atmósfera como el CO<sub>2</sub> (IPCC, 2014).

Para comprender los efectos de todos estos gases juntos, los científicos tienden a hablar sobre todos los gases de efecto invernadero en términos de la cantidad equivalente de CO<sub>2</sub>. La Figura 5 (IPCC, 2014) presenta las emisiones de CO<sub>2</sub> procedentes de la quema de combustibles fósiles y los procesos industriales contribuyeron en alrededor del 78% del aumento de las emisiones de GEI totales de 1970 a 2010, y la contribución porcentual para el período 2000-2010 fue similar (nivel de confianza alto).

Las emisiones de CO<sub>2</sub> derivadas de la quema de combustibles fósiles llegaron a 32 ( $\pm 2,7$ ) GtCO<sub>2</sub>/año en 2010 y aumentaron alrededor del 3 % entre 2010 y 2011 y alrededor del 1% a 2% entre 2011 y 2012. De las 49 ( $\pm 4,5$ ) GtCO<sub>2</sub> eq/año antropogénicas de GEI emitidas en 2010, el CO<sub>2</sub> sigue siendo el principal GEI antropogénico y representa el 76% (38  $\pm 3,8$  GtCO<sub>2</sub> eq/año) del total de GEI antropogénicos emitidos en 2010. El 16% (7,8  $\pm 1,6$  GtCO<sub>2</sub> eq/año) proviene del metano (CH<sub>4</sub>), el 6,2% (3,1  $\pm 1,9$  GtCO<sub>2</sub> eq/año) del óxido nitroso (N<sub>2</sub>O) y el 2% (1,0  $\pm 0,2$  GtCO<sub>2</sub> eq/año) de gases fluorados. Anualmente desde 1970 alrededor del 25% de las emisiones antropogénicas de GEI han sido en forma de gases distintos del CO<sub>2</sub> (IPCC, 2014).

El análisis de la Figura 4 permite visualizar que los niveles de CO<sub>2</sub> liberados en la atmósfera desde 1970 hasta 2010 se duplicaron, habiendo un aumento considerable de las emisiones de otros gases vinculados a la industria, agricultura y ganadería.

Si no se realizan esfuerzos adicionales para reducir las emisiones de GEI aparte de los ya desplegados actualmente, se prevé que persistirá el crecimiento de las emisiones impulsado por el crecimiento de la población mundial y las actividades económicas. En los escenarios de referencia en que no se realiza una mitigación adicional se experimentan aumentos en la temperatura media global en superficie en 2100 de 3,7°C a 4,8°C en comparación con los niveles preindustriales (rango basado en el promedio de la respuesta climática; el rango es de 2,5°C a 7,8°C cuando está comprendida la incertidumbre climática (IPCC, 2014).



**Figura 4.** Emisiones antropogénicas anuales de GEI totales (GtCO<sub>2</sub> eq/año) por grupos de gases, 1970-2010 (IPCC, 2014).

Se estima que el retraso en desplegar esfuerzos de mitigación adicionales a los ya desplegados actualmente hasta 2030 dificultará considerablemente la transición a niveles bajos de emisiones a más largo plazo y que se estrechará el abanico de posibilidades compatibles con el mantenimiento del cambio de temperatura por debajo de 2°C en relación con los niveles preindustriales (IPCC, 2014).

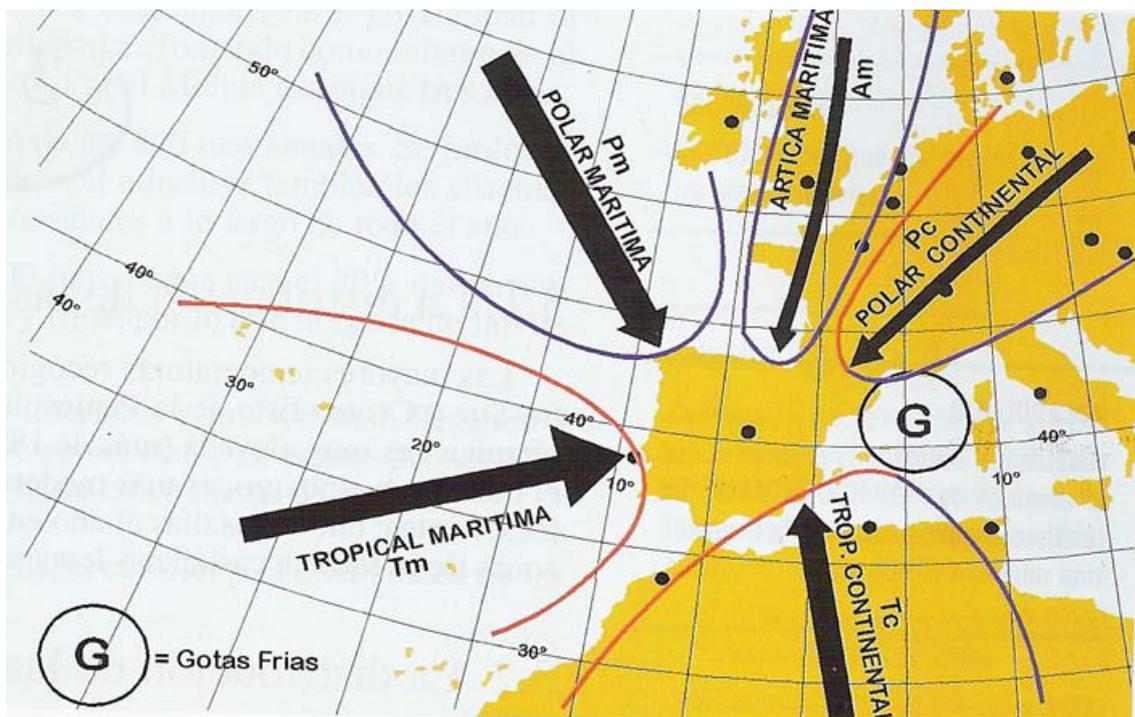
### 3.3. CLIMA Y TEMPERATURA EN GALICIA

Galicia está localizada en el noroeste de la Península Ibérica, y por tanto situada en las latitudes medias. Dado que, por un lado, se encuentra situada en una zona de transición entre diferentes tipos de clima, y, por otro lado, su relieve es complejo, en cuanto a sus formas y estructura, su principal característica es la heterogeneidad en la distribución espacial de diferentes elementos del clima como la precipitación, la temperatura, la insolación, etc.

A continuación, se resumen los principales factores dinámicos de la atmósfera, determinados por la localización geográfica que hacen que la Comunidad Autónoma de Galicia tenga una gran variabilidad climática, en base a trabajos como los de Font Tullot (2002), Martínez Cortizas & Pérez Alberti (1999) y AEMET (2011). Conviene tener en cuenta que en estos trabajos también figura información detallada acerca de otros elementos del clima como precipitación, insolación, régimen de vientos, etc., que no se han analizado en el actual trabajo.

Por su posición geográfica, la Península Ibérica se encuentra en una zona de contacto entre masas de aire de muy diversa naturaleza cuya presencia se relaciona con la disposición de los centros atmosféricos positivos o negativos a lo largo del año, en virtud de las modificaciones sufridas por la circulación de la atmósfera en sus capas altas (Font Tullot, 2002; Mirás Avalos, 2003). Estas masas de aire al buscar el equilibrio energético con la atmósfera, determinan una gama de tipos de tiempo. En este contexto, Galicia participa de las condiciones del llamado dominio oceánico ibérico. Sin embargo, dicho dominio, debido a factores de orden geográfico, en particular el relieve, adquiere matizaciones desde la costa al interior, y de norte a sur de modo que se van configurando ámbitos climáticos diferenciados (García de Pedraza, 1977; De Uña Álvarez, 2001).

La Figura 5 presenta las principales masas de aire que actúan sobre la Península Ibérica y Galicia. Cada una de esas masas de aire influyen sobre el clima de distintas maneras, permitiendo sobretudo la gran variabilidad climática de la zona y los bruscos cambios de tiempo a escala diaria y estacional.



**Figura 5.** Principales masas de aires que afectan al clima de la Península Ibérica y de la Comunidad Autónoma de Galicia.

Por tanto, el natural carácter oceánico de la Comunidad Autónoma de Galicia está afectado por componentes templados y subtropicales; estos últimos responsables de la estacionalidad pluviométrica más marcada en la parte sur de la región (Martínez Cortizas & Pérez Alberti, 1999). A esta diversidad climática se une un relieve complicado en sus formas y estructuración espacial. Así, la presencia de las Rías Bajas con orientación sudoeste y de dos cadenas montañosas, una en el centro de la Comunidad y la otra en el este, dispuestas ambas en orientación Norte-Sur, hacen que la influencia de los diferentes centros de acción sea bastante heterogénea.

En general podemos destacar que los vientos predominantes del suroeste en invierno, que coinciden con la orientación de las Rías, hacen que el cuadrante suroeste de Galicia dentro de la Euro región tenga las mayores lluvias acumuladas durante el año con temperaturas relativamente suaves. La zona interior es algo más seca y ahí las temperaturas muestran características más continentales, con inviernos húmedos, pero veranos cálidos, particularmente en el sureste de la Comunidad, con temperaturas máximas en verano en torno a los 30°C. El área más puramente atlántica de la Comunidad Autónoma se sitúa en el litoral norte, donde los sistemas frontales que llegan durante el invierno no tienen tanta influencia como en la costa sur, pero que sin

embargo debido al predominio del viento nordeste que acerca humedad y masas de aire más frío del Cantábrico presenta mayores posibilidades de lluvia y menores temperaturas en verano (Álvarez et al., 2012).

La configuración orográfica de la Comunidad Autónoma de Galicia demuestra que los sistemas montañosos se extienden preferentemente en dirección norte-sur. No obstante, la disposición del sistema cantábrico delimita el efecto de las masas de aire procedentes del norte ofreciendo un claro obstáculo a la penetración de las mismas hacia el interior.

La altitud es uno de los factores que mayor influencia ejerce sobre los diversos elementos climáticos. La distribución porcentual de altitudes en la Comunidad Autónoma de Galicia se presenta en la Tabla 4.

**Tabla 4.** Distribución de las altitudes en Galicia.

Clase de altitud (m)	Porcentaje (%)
0 – 200 m	16 %
200 – 400 m	22 %
400 – 600 m	30 %
600 – 800 m	18 %
800 – 1000 m	8 %
> 1000 m	6 %

Por tanto, la altura media de Galicia es de 500 m aproximadamente y los datos anteriores permiten comprobar la importancia de las superficies que con una altura comprendida entre 400 y 600 m conforman la meseta del interior de Galicia (Mirás Avalos, 2003).

El hecho de que la altitud más frecuente de la Comunidad Autónoma se sitúe entre 400 y 600 m, y de que los valores extremos oscilen entre 0 y 2060 m, confiere a su compleja orografía un papel primordial en la caracterización de su diversidad climática. Las principales consecuencias de esta configuración son las siguientes:

- El notable obstáculo que el sistema de cumbres de la dorsal meridiana ofrece a la penetración de las masas de aire procedentes del Atlántico hacia los valles interiores. Esta protección es efectiva todo el año, si bien su acción es más importante en el verano;

- Por el contrario, la apertura de la orla costera a la penetración de aire atlántico es especialmente notable en invierno y, en general, cuando los vientos del oeste son más frecuentes. Este efecto se aprecia con mayor nitidez en el sector sur. Sin embargo, también se pone de manifiesto una acción de abrigo en golfos y rías;
- La defensa que el sistema galaico-cantábrico ofrece a las invasiones de aire frío continental procedente del noreste, que ya llegan previamente afectadas por el efecto de la cordillera pirenaica;
- La delimitación por factores geográficos de área orográfica que coinciden con regiones climáticas bien definidas como ocurre en Rías Baixas, valles interiores, meseta lucense, cornisa cantábrica, etc.

Debe resaltarse la especial incidencia que la altitud posee sobre los elementos mayores del clima, temperatura y precipitación. En este sentido, en Galicia se observa una alta correlación negativa de los valores térmicos con el incremento de la altura, manifestándose un claro descenso de las temperaturas con el aumento de altitud (Carballeira et al., 1981a; 1983; De Uña Álvarez, 2001).

En síntesis, la configuración del territorio y la presencia del mar inciden de manera decisiva en el comportamiento de la dinámica atmosférica antes aludida; la consecuencia es la diferenciación territorial del clima. En Galicia cabe resaltar entre los factores de orden geográfico la presencia de la masa oceánica atlántica y la peculiar configuración del relieve (Mirás Avalos, 2003).

La heterogeneidad climática favorece que el territorio gallego tenga elevada variabilidad de suelos y vegetación (Molina et al., 1983; Martínez Cortizas & Pérez Alberti, 1999). Por otra parte, en Galicia, se han atribuido al cambio climático diversas alteraciones medioambientales, entre las que cabe destacar por su incidencia en los ecosistemas marinos el incremento de la temperatura media del agua de mar (Álvarez-Salgado et al., 2007), la mayor incidencia de episodios de elevadas temperaturas (Lago et al., 2007) y precipitaciones extremas (Cruz et al., 2007), así como una reducción del afloramiento en el ámbito costero (Álvarez-Salgado et al., 2007).

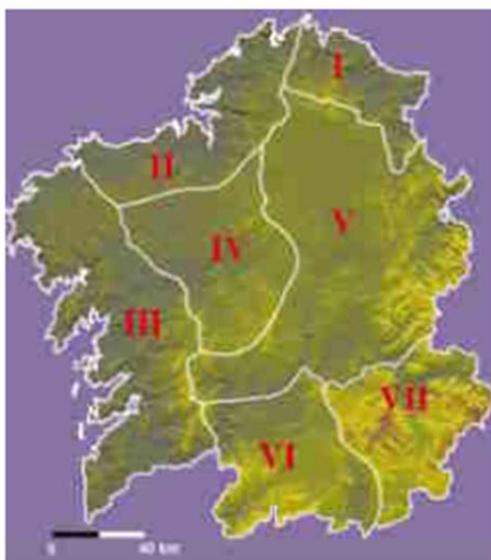
La presencia del océano, y, consecuentemente, su mayor o menor proximidad, interviene en la regulación del régimen térmico y pluviométrico (Carballeira et al., 1981 a, 1981b; Mirás Avalos, 2003). En primer lugar, debido a su lentitud en el proceso de calentamiento y enfriamiento, la masa oceánica permanece durante el verano más fresca

que el continente, mientras que durante el invierno es más cálida, lo que provoca una sensible atenuación de los máximos estivales (retrasando su aparición al mes de agosto) y de los mínimos invernales (retrasando su aparición al mes de febrero); al mismo tiempo la amplitud térmica anual se hace mayor a medida que nos alejamos de la costa (Carballeira et al., 1983; Mirás Avalos, 2003). En segundo lugar, se produce un incremento de la humedad del aire y de su potencial de precipitación; particularmente en el otoño e invierno, las masas de aire marítimas se condensan fácilmente al entrar en contacto con la superficie continental fría produciéndose precipitaciones abundantes.

El clima de Galicia también está muy influenciado por el hecho de que las aguas del mar son notablemente más calientes de lo que corresponde a su latitud debido a la corriente del Golfo. Sin embargo, aunque es cierto que las temperaturas relativamente altas de la superficie del mar juegan un papel primordial en el clima de la Comunidad Autónoma, las características climáticas propiamente marítimas quedan restringidas a una franja costera más o menos ancha según las condiciones del relieve local. El agua del mar también juega un papel importante sobre el clima debido al enriquecimiento de calor y vapor de agua que experimentan las masas de aire que han hecho un largo recorrido sobre la misma. En consecuencia, la proximidad a la costa es uno de los factores que determina la “oceanidad” o “continentalidad”, que a su vez se pueden considerar como criterios rectores para la caracterización del clima de la Comunidad Autónoma de Galicia (Carballeira et al; 1981 b; 1983; De Uña Álvarez, 2001, Mirás Avalos, 2003).

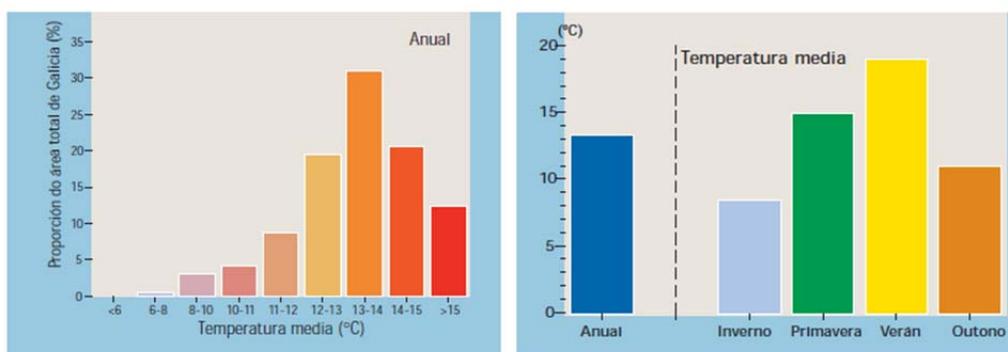
En términos generales Galicia pertenece al ámbito de clima oceánico, presentando las siguientes características medias:

- Temperaturas suaves durante todo el año: invierno ( $\pm 10$  °C); verano ( $\pm 20$  °C), que aumentan hacia el Sur (Vigo) y el interior (Ourense y Lugo) en el verano, y disminuyen en el invierno hacia el Norte (A Coruña y Lugo) y el interior (Ourense y Lugo);
- Las precipitaciones son relativamente abundantes durante todo el año, y particularmente abundantes en el otoño-invierno. Los vientos húmedos de componente Oeste (O, NO, SO) originan frentes que traen precipitaciones, siendo más copiosas en la costa y pudiendo ocurrir en forma de nieve durante el invierno en el interior y en las sierras más altas.



Sector	Gradiente	Constante	Erro	r
I	-0'67	14'1	0'4	0'92
II	-0'36	14'3	0'5	0'89
III	-0'50	14'7	0'7	0'83
IV	-0'60	14'3	0'5	0'94
V	-0'50	14'2	0'6	0'93
VI	-0'53	15'2	0'5	0'88
VII	-0'53	14'9	0'5	0'92

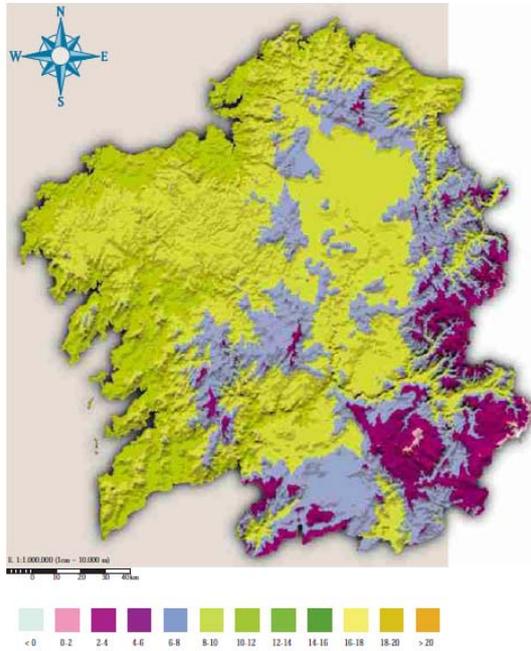
**Figura 6.** Sectores de temperatura media de Galicia según el gradiente de altitud (Adaptado de Martínez Cortizas et al., 1999).



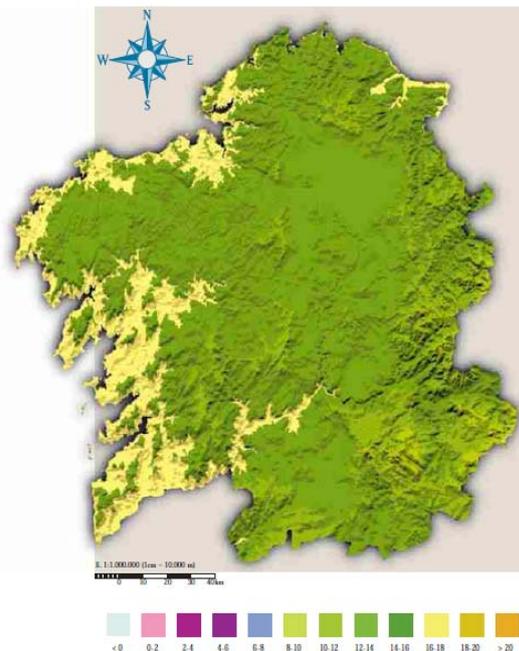
	Anual	Inverno	Primavera	Veran	Outono
A Coruña	14'3	9'6	15'5	19'7	12'2
Lugo	12'9	8'0	14'5	18'4	10'7
Ourense	12'2	6'9	14'2	17'9	9'8
Pontevedra	14'2	9'4	15'6	19'7	12'0

**Figura 7.** Distribución de la temperatura media anual en Galicia, por porcentaje del territorio; temperatura media anual y en las cuatro estaciones (invierno, primavera, verano y otoño) para el conjunto del territorio y para las capitales de provincia (Adaptado de Martínez Cortizas et al., 1999).

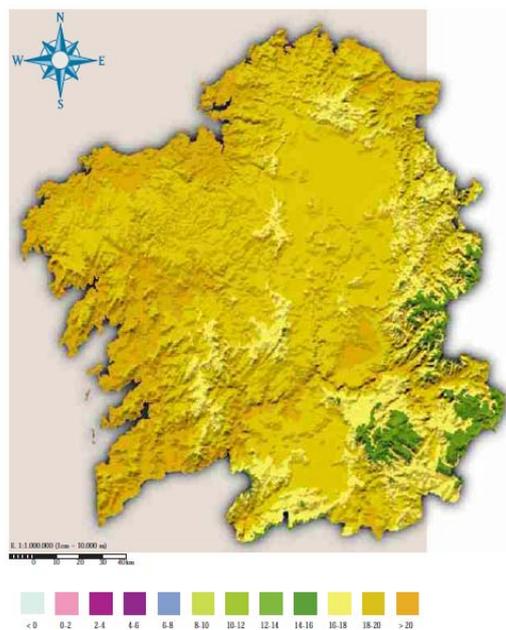
Las Figuras 8, 9, 10 y 11, presentan respectivamente: la temperatura media en invierno, la temperatura media en la primavera, la temperatura media en verano y la temperatura media en invierno.



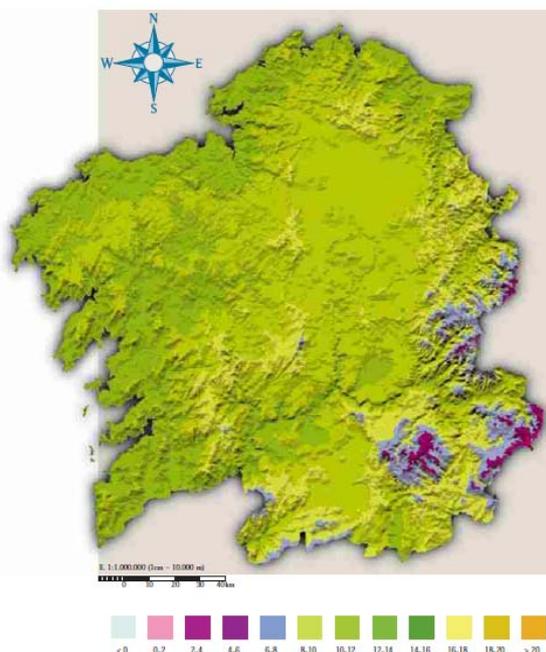
**Figura 8.** Invierno



**Figura 9.** Primavera

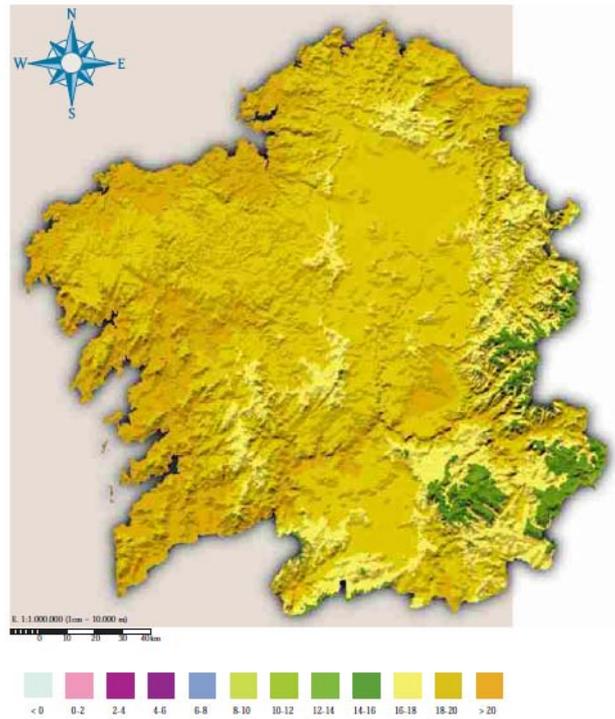


**Figura 10.** Invierno

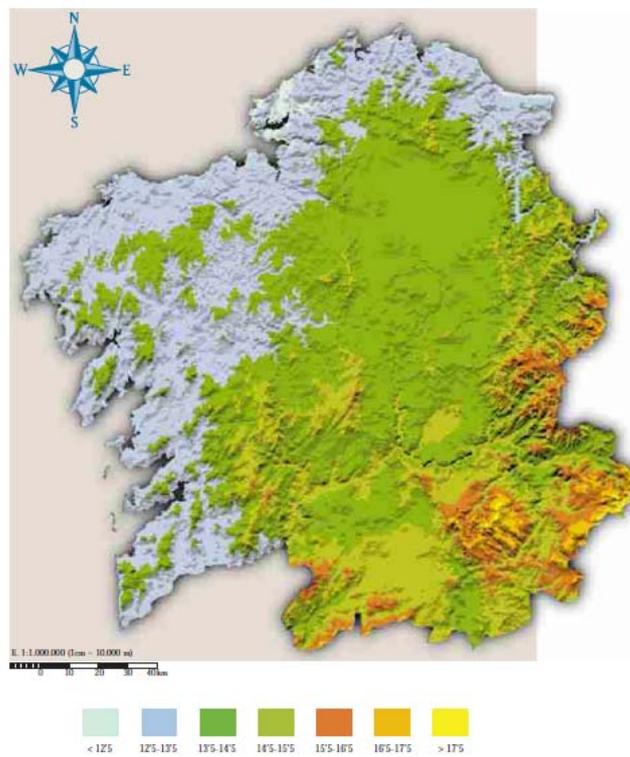


**Figura 11.** Primavera

**Figuras 8 a 11.** Temperatura media a lo largo de las estaciones en Galicia (Adaptado de Martínez Cortizas et al., 1999).



**Figura 12.** Temperatura media anual en Galicia (Martínez Cortizas et al., 1999).



**Figura 13.** Amplitud térmica anual en Galicia (Martínez Cortizas et al., 1999).

Las Figuras 12 y 13 presentan, respectivamente: la temperatura media anual, y la amplitud térmica anual. De acuerdo con Martínez Cortizas & Pérez Alberti (1999) la temperatura media anual ponderada en Galicia es de 13,3 °C, y la temperatura media ponderada en el invierno es de 8,5 °C, en la primavera de 15 °C, en el verán de 19 °C y en el otoño de 11 °C, por lo tanto, el primer trimestre (enero-marzo) del año registra las temperaturas más bajas en la mayor parte del territorio (Figura 7). Asimismo, se comprueba que, en algunas zonas del interior, y particularmente en las áreas montañosas, hay una gran amplitud térmica durante el año, principalmente en las zonas de montaña (Martínez Cortizas & Pérez Alberti, 1999).

Con relación a la temperatura en el Atlas Climático de Galicia, la Comunidad Autónoma se ha clasificado en siete sectores distintos que aproximadamente se corresponden con otros tantos dominios geomorfológicos, cada uno de los cuales presenta diferentes gradientes verticales de temperatura media a lo largo del año (Martínez Cortizas & Pérez Alberti, 1999), como puede observarse en la Figura 6.

Por otra parte, siguiendo la clasificación de Papadakis, Carballeira et al (1981b, 1983) distinguen ocho regímenes térmicos, incluyendo tres de tipo Marítimo (supermarítimo, marítimo cálido, marítimo fresco), tres de tipo templado Cálido, (fresco y frío) y dos Pirenaicos (pirenaico y pirenaico frío).

### 3.4. LA GEOSTADÍSTICA Y EL ANÁLISIS DE LA VARIABILIDAD ESPACIAL

Actualmente, la investigación de la variabilidad espacial se apoya en la geoestadística que difiere de la estadística clásica, al haberse desarrollado para el análisis de la variabilidad espacial (Carvalho et al., 2003). La geoestadística permite establecer un modelo matemático que describe la dependencia espacial de una serie de datos experimentales que corresponden a una variable determinada, medidos sobre un espacio específico; dicho modelo será utilizado en el proceso de estimación de valores de dicha variable para aquellos puntos que no fueron muestreados. El término geoestadística se ha acuñado para caracterizar la dependencia espacial (o espacio-temporal) de una variable mediante el estudio probabilístico de sus distribuciones y teniendo en cuenta su localización, es decir las coordenadas de los puntos muestrales, en base a la teoría de la “variable regionalizada” (Journel y Huijbregts, 1978).

La diferencia básica entre la estadística clásica y la geoestadística consiste en que la primera utiliza valores de una serie de muestras de una variable determinada, sin considerar su posición espacial, mientras que la segunda requiere el conocimiento de su posición espacial, al postular que las muestras pueden encontrarse correlacionadas (ser dependientes) espacialmente (Sturaro, 1993).

La estadística clásica ha sido la herramienta utilizada hasta los años 60 para el análisis de los datos de una propiedad determinada, a través de parámetros como la media, la varianza, el coeficiente de variación, etc. que representaban medidas de tendencia y de dispersión del fenómeno estudiado. Este tipo de estadística se basaba en la hipótesis de independencia de las muestras y en que las variaciones de una característica de un lugar a otro son aleatorias (Harradine, 1949); en la estadística clásica también se asume que la distribución de frecuencia de los datos experimentales se acerca a una distribución normal (Eisenhart, 1947; Cochran, 1947), lo cual no siempre se cumple. Además, la distribución normal de los datos no garantiza la independencia de los mismos –porque la distribución de frecuencias no tiene en cuenta la distancia a la que se recogieron las muestras–, esto hay que verificarlo a través de la autocorrelación, que permite el estudio de la dependencia espacial entre unas muestras y sus vecinas.

Los estudios pioneros en los que se emplearon técnicas geoestadísticas se llevaron a cabo por Daniel G. Krige en 1951, quien estudió datos de concentración de oro obtenidos a partir de sondeos puntuales, concluyendo que no encontraba sentido en el análisis de la varianza de los datos, si no se consideraba también la localización espacial y la distancia de separación entre las muestras (Vieira, 2000). Otros antecedentes se encuentran en estudios de campos aleatorios de Kolmogorov en 1940 y Von Neumann y Schoenberg en 1941 (Samper & Carrera, 1990; Goovaerts, 1997; Vieira, 2000).

Las observaciones de Krige fueron generalizadas en la década de 60 en Fontainebleau (Francia) por Georges Matheron y sus colegas en la Escuela de Minas de París, quienes desarrollaron la teoría de la variable regionalizada (Matheron, 1962, 1971). Estos autores pusieron de manifiesto que algunas variables medidas en puntos vecinos no son independientes en el sentido estadístico. La presencia de autocorrelación, es decir, de dependencia espacial, demostró la inconsistencia de la hipótesis de independencia espacial de la estadística clásica y puso de manifiesto que se requería el uso de un tipo de estadística, que fue denominada mediante el término geoestadística. Posteriormente, diversos estudios han demostrado que series de datos experimentales de diferentes variables, estudiadas en varias disciplinas de las Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente, efectuadas en puntos vecinos presentan correlación entre sí, siendo espacialmente dependientes (Vieira et al., 1983; Prevedello, 1987; Cambardella et al., 1994; Vieira, 2000).

La geoestadística se puede considerar como una metodología de naturaleza topoprobabilística adaptada a la cuantificación de variables. Su objetivo es la resolución práctica de problemas relacionados con la estimación y/o simulación de recursos, los cuales están caracterizados por variables o parámetros espaciales/temporales cuya distribución es impredecible. El análisis de datos experimentales de estas variables es la fuente de que se dispone para realizar inferencia estadística en localizaciones o sectores no muestreados.

Journel (1986) definió la geoestadística como la rama de la estadística destinada al análisis de los procesos distribuidos espacialmente. La geoestadística tiene su campo idóneo de aplicación para el análisis de los datos distribuidos en el espacio de forma irregular (Samper & Carrera, 1990) y su aplicación permite la estimación de valores en

un punto a partir de los datos observados en puntos vecinos y la realización de cartografía automática (Vieira, 2000).

La geoestadística moderna se fundamenta en la Teoría de la Variable Regionalizada (Matheron 1962, 1971); dicha variable se define como una función espacial numérica, que varía de un lugar a otro, con una continuidad aparente y cuya variación no puede ser representada por una función matemática simple. Esa continuidad o dependencia espacial puede ser estimada a través del semivariograma. Las variables regionalizadas tienen dos características distintivas:

- el carácter aleatorio, asociado con las variaciones erráticas e impredecibles de la variable, que subyace a la noción de variable aleatoria
- el carácter estructural propio de cada fenómeno estudiado, en el que se encuentra la base para la regionalización, caracterizado por la función variograma.

Los valores de una variable pueden ser estimados en puntos no muestreados, mediante el kriging, un método específico de interpolación, tienen varianzas mínimas y son estimaciones no sesgadas; lo que hace del kriging un interpolador óptimo (Burgess & Webster, 1980). Por tanto, el kriging se considera como el mejor estimador lineal no sesgado (BLUE= Best Lineal Unbiased Estimator). La minimización del error se hace sobre la base de que se conoce con exactitud el modelo de dependencia espacial, descrito mediante el semivariograma.

Otra de las aplicaciones de la geoestadística consiste en el estudio de la estructura de la dependencia espacial entre dos propiedades que presenten correlación, y medidas sobre el mismo soporte, mediante el semivariograma cruzado; cuando éste existe, se puede estimar el valor de una propiedad (variable primaria) en función de la otra (variable auxiliar) con el método denominado co-kriging (generalmente se estima la más difícil de medir o la más cara).

A partir de los datos estimados se pueden construir mapas de isolíneas con gran precisión, la densidad espacial de los datos será mayor que antes, además, también se puede determinar los límites de confianza de los mapas a través de la varianzas de estimación. (Vieira, 2000).

Por otro lado, el análisis geoestadístico y el análisis basado en la estadística clásica no son excluyentes entre sí, sino que se pueden complementar (Vieira, 2000; Mirás Avalós, 2003). En consecuencia, previo al estudio de la dependencia espacial de

cualquier variable se suele realizar un análisis estadístico preliminar, y posteriormente se lleva a cabo el análisis estructural o análisis del semivariograma y la interpolación por krigeado de la misma en puntos no medidos.

### **3.4.1. ANÁLISIS ESTADÍSTICO PRELIMINAR**

El análisis estadístico de una variable, como por ejemplo un elemento del clima, asume que existe una independencia entre los valores determinados para muestras obtenidas en localidades vecinas. Por otra parte, el análisis geoestadístico de una serie de datos parte de la hipótesis de que dicho conjunto es el resultado de un proceso aleatorio en tanto que se admite que la variable estudiada puede ser descrita mediante un modelo probabilístico.

Sin embargo, es necesario considerar que los elementos del clima, como la precipitación o la temperatura son el resultado de numerosos factores y procesos de los que depende la magnitud de los valores que se registran en una estación determinada. Cada uno de los factores que actúan en el entorno de una estación meteorológica viene especificado en función de causas físicas, de modo que, en principio todos ellos deberían de obedecer a leyes físicas de naturaleza determinista.

Aplicando esta lógica, el resultado, es decir, los valores de los elementos del clima deberían de poder predecirse también mediante modelos deterministas. En realidad, el clima y los factores que intervienen en el mismo son el resultado de una gran variedad de interacciones que presentan características no lineales, de modo que los mecanismos subyacentes no han sido descritos en términos de modelos deterministas.

En la práctica, y previo al análisis geoestadístico, para analizar cualquier elemento del clima medido en varias localidades, sobre un área determinada, se efectúa un examen de los momentos estadísticos de primer, segundo orden y tercer orden. El análisis estadístico de una serie espacial o temporal de datos, generalmente revela información preliminar que puede ser muy importante, como por ejemplo valores extremos, coeficientes de variación, o indicadores del tipo de distribución de frecuencias.

En este sentido, se suele comprobar si la distribución de frecuencias de los datos para cada serie se parece/ajusta a una normal. Los parámetros utilizados en este trabajo para el análisis estadístico se presentan más adelante en la sección de material y métodos.

### 3.4.2. TEORÍA DE LA VARIABLE REGIONALIZADA

Los conceptos teóricos usados en geoestadística están basados en funciones y variables aleatorias, que suelen simbolizarse con mayúsculas mientras que para los valores medidos se utilizan minúsculas. Es necesario definir una serie de hipótesis básicas que permitan caracterizar las variables aleatorias bajo estudio (Vieira, 2000).

Considerando un campo o soporte de área  $S$ , para el cual se dispone un conjunto de valores medidos  $\{z(x_i), i=1, n\}$ , donde  $x_i$ , indica una posición en el espacio o en el tiempo y representa pares de coordenadas  $(x_i, y_i)$ . El punto de referencia para el sistema de coordenadas es arbitrario y fijado por el interesado. Para una posición fija dada  $x_k$ , cada valor medido de la variable estudiada,  $z(x_k)$ , puede ser considerado una realización de cierta variable aleatoria  $Z(x_k)$ . La variable regionalizada  $Z(x_k)$ , para cualquier  $x_i$  dentro de un área  $S$ , a su vez puede considerarse una realización de un conjunto de variables aleatorias  $\{Z(x_i), \text{ para cualquier } x_i \text{ dentro de } S\}$ , al conjunto de variables aleatorias se le denomina función aleatoria y se simboliza  $Z(x_i)$ .

Por tanto, si se considera la función aleatoria  $Z(x_i)$ , para cada conjunto de  $k$  puntos en el espacio  $x_1, x_2, \dots, x_k$ , hay una serie correspondiente de  $k$  variables aleatorias

$$E\{Z(x_1), Z(x_2), \dots, Z(x_k)\} \quad (1)$$

Este conjunto de variables aleatorias está caracterizado completamente por la función de distribución de la variable de orden  $k$ .

$$F_{X_1, X_2, \dots, X_k}(z_1, z_2, \dots, z_k) = \text{Prob}\{Z(x_1) < z_1, \dots, Z(x_k) < z_k\} \quad (2)$$

El conjunto de estas funciones de distribución, para todos los valores positivos de  $k$  y para cada una de las posibles realizaciones del punto  $x_i$ , constituye la ley espacial de probabilidad de la función aleatoria  $Z(x)$ .

Para la mayoría de los problemas de estimación/simulación no se requiere un conocimiento exhaustivo de la ley de probabilidad. Por otra parte, el número de datos experimentales generalmente es insuficiente para inferir la misma, es decir, en la mayoría de las aplicaciones prácticas la información disponible no permite inferir momentos de mayor orden.

En *geostatística lineal* sólo se usan los dos primeros momentos de la función aleatoria. Por tanto, no se hará distinción entre dos funciones aleatorias que tengan los mismos momentos de primer y segundo orden.

Consideremos una variable aleatoria  $Z(x_i)$  en un punto  $x_i$ . Si la función de distribución de  $Z(x)$  tiene esperanza, entonces generalmente, dicho momento de primer orden, la esperanza matemática, es una función de  $x$  y se escribe como sigue:

$$E\{Z(x_i)\} = m(x_i) \quad (3)$$

Además, en geoestadística se consideran tres momentos de segundo orden:

- La *varianza* de  $Z(x_i)$ , que es el momento de segundo orden de la esperanza  $m(x_i)$  de la variable aleatoria  $Z(x_i)$ :

$$\begin{aligned} \text{Var}\{Z(x_i)\} &= E\{[Z(x_i) - m(x_i)]^2\} \\ &= E\{Z(x_i)^2\} - 2 E\{Z(x_i)\} m(x_i) + m^2(x_i) \\ &= E\{Z(x_i)^2\} - m^2(x_i) \end{aligned} \quad (4)$$

Al igual que ocurre con la esperanza  $m(x_i)$ , en el caso más general la varianza es función de la posición, lo que se conoce con el nombre de deriva o tendencia.

- La *covarianza*, si dos variables aleatorias  $Z(x_i)$ , y  $Z(x_i+h)$  tienen varianzas, entonces también tendrán covarianza, que es una función de las dos localizaciones  $x_i$  y  $x_i+h$ , que viene definida por la siguiente expresión:

$$C(x_i, x_i+h) = E\{Z(x_i) Z(x_i+h)\} - m(x_i) m(x_i+h) \quad (5)$$

- El *semivariograma* viene definido como la mitad de la varianza del incremento  $[Z(x_i) - Z(x_i+h)]$ :

$$\gamma(x_i, x_i+h) = 1/2 E\{Z(x_i) - Z(x_i+h)\}^2 \quad (6)$$

Téngase en cuenta que el variograma viene definido por  $2\gamma(x_i, x_i+h)$ . Sin embargo, con frecuencia se usan indistintamente los términos semivariograma y variograma.

Por tanto, una función aleatoria  $Z(x_i)$  es aquella que tiene valores esperados  $E\{Z(x_i)\} = m(x_i)$ , y  $E\{Z(x_i+h)\} = m(x_i+h)$ , y varianzas  $\text{Var}\{Z(x_i)\}$  y  $\text{Var}\{Z(x_i+h)\}$  para los puntos  $x_i$  y  $x_i+h$  –respectivamente– y cualquier vector  $h$ . Además, en una función aleatoria se pueden definir otros momentos como la covarianza o el semivariograma.

Cuando se dispone de un único muestreo sólo habrá una realización de la función aleatoria  $Z(x_i)$ . Si se desea estimar valores en puntos no muestreados ha de introducirse la restricción de estacionariedad estadística a la variable regionalizada. Una variable regionalizada es estacionaria si los momentos estadísticos de la variable aleatoria  $Z(x_i+h)$  son los mismo para cualquier vector  $h$ . Así según el número  $k$  de momentos estadísticos que sean constantes la variable será considerada estacionaria de orden  $k$ . Si una función aleatoria es estacionaria de orden  $k$  ( $k>0$ ), también será estacionaria de todos los órdenes menores que  $k$ .

Los conceptos teóricos usados en geoestadística se basan en funciones y variables aleatorias (Vieira, 2000), por lo que, en la práctica, para poder evaluar series de datos experimentales en este marco es necesario formular algunas hipótesis restrictivas. Dicho de otro modo, estas hipótesis son necesarias para poder adecuar los datos experimentales a un procedimiento matemático que posibilite la determinación de la variabilidad espacial.

Las hipótesis principales de la geoestadística son: hipótesis de estacionariedad de segundo orden, la hipótesis intrínseca y la hipótesis de tendencia o de krigado universal (Journel y Huijbregts, 1978; Vieira, 2000). Para que se cumpla la hipótesis intrínseca es preciso comprobar inicialmente que existe estacionariedad de primer orden, lo que implica que el valor esperado de la función  $Z(x_i)$  es el mismo para toda el área, independiente de la posición de la localidad muestral o de la distancia de separación ( $h$ ) entre localidades o puntos vecinos (Trangmar et al., 1985). La estacionariedad de segundo orden exige la existencia de varianza finita; por esta razón, esta hipótesis es muy difícil de poder ser cumplida (Vieira, 2000).

En síntesis, para poder aplicar la geoestadística ha de cumplirse al menos una de las dos hipótesis de estacionariedad de la función aleatoria  $Z(x_i)$ :

- - hipótesis de estacionariedad de orden 2;
- - hipótesis intrínseca.

### ***Estacionariedad estricta***

Se dice que una función aleatoria es estacionaria en sentido estricto cuando su función de distribución es invariante respecto a cualquier traslación o lo que es lo mismo, la función de distribución es independiente de la posición, de acuerdo con la expresión:

$$\{Z(x_1), Z(x_2), \dots, Z(x_k)\} \text{ y } \{Z(x_{1+h}), Z(x_{2+h}), \dots, Z(x_{k+h})\} \quad (7)$$

### ***Hipótesis de estacionariedad de orden 2***

Una función aleatoria es estacionaria de 2º orden si:

- El valor esperado  $E\{Z(x_i)\} = m$ , es decir, el valor existe y no depende de la posición.
- Para cada par de variables aleatorias  $Z(x_i)$  y  $Z(x_i+h)$ , la función covarianza existe y depende de  $h$ ,

$$C(h) = E\{Z(x_i)Z(x_i+h)\} - m^2 \quad (8)$$

para cualquier  $x_i$  dentro del área S.

Requiere la existencia de varianza finita de las variables medidas, que no depende de  $x$ , es decir,  $\text{Var}[Z(x_i)] = C(0)$ .

Siguiendo esto, se cumplirá que el semivariograma es estacionario:

$$\gamma(x_i, x_i+h) = \gamma(h) = \frac{1}{2} E\{[Z(x_i) - Z(x_i+h)]^2\} \quad (9)$$

Suponiendo que esta hipótesis de estacionariedad de segundo orden pudiera ser satisfecha, tanto la semivarianza como la covarianza son herramientas útiles para caracterizar la dependencia espacial.

$$\gamma(h) = \text{Var}[Z(x_i)] - C(h) \quad (10)$$

La existencia de estacionariedad permite repetir un experimento, aunque las muestras sean recogidas en puntos diferentes, porque son consideradas pertenecientes a poblaciones con los mismos momentos estadísticos (Vieira, 2000).

Costa (1999) y Vieira (2000) resaltan que formalmente una variable regionalizada es estacionaria si los momentos estadísticos de esta variable son los

mismos para cualquier posición en el soporte o área de muestreo, no variando con la translación si son respetadas las siguientes suposiciones:

1. La media o valor esperado de la diferencia entre dos variables de dos puntos separados por una distancia  $h$  es igual a cero, indicando que no existe ninguna tendencia visual en el semivariograma, o sea, el semivariograma experimental alcanza una meseta dentro del área considerada.
2. La varianza de las diferencias entre los puntos separados por una distancia  $h$  depende únicamente de esta distancia, que podemos llamar de “lag”. Esta característica implica la homogeneidad de la varianza entre puntos que tienen la misma distancia de separación entre ellos.

### ***Hipótesis intrínseca***

Es una hipótesis menos restrictiva, requiere existencia y estacionariedad del semivariograma pero no hay restricción respecto a la existencia de varianza finita.

Una función aleatoria es intrínseca si:

- El valor esperado  $E\{Z(x_i)\} = m$  y no depende de la posición.
- El incremento  $\{Z(x_i) - Z(x_i+h)\}$  tiene varianza finita y no depende de  $x_i$  para cualquier vector  $h$ . Se expresa mediante la ecuación:

$$\text{Var}[Z(x_i) - Z(x_i+h)] = E\{[Z(x_i) - Z(x_i+h)]^2\} \quad (11)$$

para cualquier  $x_i$  dentro del área  $S$ .

Esta hipótesis es la más empleada en geoestadística porque es la menos restrictiva. Por otro lado, si una función aleatoria  $Z(x_i)$  cumple la hipótesis de estacionariedad de orden 2, también lo será intrínseca, pero lo contrario no se cumple necesariamente.

En síntesis, la hipótesis intrínseca considera que la media de los valores  $Z(x_i)$  y la varianza de los incrementos  $Z(x_i) - Z(x_i+h)$  son independientes de la localización en el área de muestreo, siendo función solamente del valor de  $h$  (distancia de separación entre muestras), requiriendo únicamente la existencia del semivariograma con meseta, sin la exigencia de varianza finita, esta hipótesis es la más frecuentemente utilizada en geoestadística por ser menos restrictiva (Vieira, 2000).

### ***Deriva o tendencia***

Una función aleatoria presenta deriva cuando su esperanza matemática no es constante. Si varía la esperanza matemática en función de la posición se dice que la función aleatoria no es estacionaria y si además sus incrementos de primer orden  $[Z(x+h)-Z(x)]$  tampoco son estacionarios se dice que dicha función aleatoria no es intrínseca.

En general, la teoría de la variable regionalizada admite que la dependencia espacial de una propiedad se puede expresar siempre mediante la suma de tres componentes principales:

Una componente estructural que presenta bien una media constante o bien una tendencia que puede ser definida matemáticamente, por ejemplo, mediante una ecuación lineal.

Una componente aleatoria que presenta correlación espacial y que define realmente la variación que puede ser explicada mediante la variable regionalizada. Esta componente puede ser tratada como un residuo estacionario con media nula, es decir, con esperanza matemática constante y semivariograma estacionario conocido.

Otro término residual relacionado con los errores de medida que no presenta correlación espacial y se comporta como un fenómeno de “ruido” aleatorio.

Una función aleatoria no intrínseca viene definida mediante la s expresión:

$$Z(x)=m(x)+\varepsilon'(x)+\varepsilon'' \quad (12)$$

en donde:

$m(x)$  es el término determinista que describe la tendencia o deriva,

$\varepsilon'(x)$  es el término que describe la variabilidad estocástica de acuerdo con la teoría de la variable regionalizada,

$\varepsilon''$  es una componente residual que carece de dependencia espacial.

En la hipótesis de tendencia o de krigeado universal, los conjuntos de pares de semivarianza crecen sin límite para todos los valores de  $h$  calculados, cuando se ajustan

a un modelo matemático. Este fenómeno presenta capacidad infinita de dispersión, no teniendo varianza finita y su covarianza no puede ser definida.

### 3.4.3. ANÁLISIS GEOESTADÍSTICO

La obtención del valor de una variable en un punto no muestreado viene acompañada de mucha incertidumbre. En la práctica, la variación espacial de una propiedad es muy irregular y cualquier ecuación matemática que relacione valores de una propiedad con su localización debe ser compleja (Webster & Oliver, 1990). De esta manera los métodos geoestadísticos basados en modelos matemáticos complejos permiten la estimación de los valores no muestreados sin tendencia y con varianza mínima, dado que estas técnicas permiten la detección del patrón de variabilidad espacial por medio del semivariograma experimental (Isaaks & Srivastava, 1989).

El análisis de la variabilidad espacial de los elementos del clima por medio de la geoestadística puede ser útil para diseñar estrategias que permitan mitigar los efectos del cambio climático, principalmente en lo que respecta a los eventos extremos.

Por otro lado, se ha destacado la necesidad de obtener estimaciones de diversas variables medioambientales y planear estudios de la manera más económica, buscando metodologías racionales y cuantitativas para el estudio de las mismas (Webster, 1985). En este sentido, la geoestadística constituye una herramienta poderosa para la detección de la variabilidad espacial y el análisis de la estructura de la misma en diferentes series de datos de elementos climáticos, como la temperatura.

Una variable regionalizada es una función numérica con distribución espacial, que varía de un lugar a otro con continuidad aparente (Olea, 1975). Esta caracterización de la variable regionalizada permite el análisis y conocimiento del comportamiento de la variabilidad espacial de cualquier propiedad con estas características. Las propiedades del clima varían continuamente, apreciándose que los valores muestreados a menores distancias son más semejantes que los valores muestreados a distancias mayores. Si el espaciamiento entre datos es mayor que el radio de variabilidad espacial, no será posible la interpolación geoestadística.

Los conceptos utilizados hasta el momento explican la continuidad espacial de una determinada propiedad. No obstante, para que los datos puedan ser interpolados sin tendencia y con varianza mínima por medio del krigado es preciso que sean ajustados a un modelo matemático que represente la variabilidad espacial de la propiedad estudiada. El semivariograma experimental es una herramienta básica de soporte para la técnica de

krigeado pues permite representar numéricamente la variación de un fenómeno regionalizado (Huijbregts, 1975).

### 3.4.3.1. ESTIMACIÓN DEL SEMIVARIOGRAMA EXPERIMENTAL

Uno de los métodos más antiguos para estimar la dependencia espacial o temporal entre muestras vecinas es la autocorrelación, pero cuando las muestras se recogen en dos dimensiones en el campo y es necesaria la interpolación para la construcción de mapas de isolíneas, será preciso usar una herramienta más adecuada para medir la dependencia espacial, esta herramienta es el semivariograma (Vieira et al., 1983).

Como se indicó previamente, todo análisis geoestadístico está basado en la asunción de que medidas separadas a pequeñas distancias es más probable que se parezcan que aquellas más alejadas, es decir, existe autocorrelación espacial. Esta asunción se puede verificar por medio del examen de los semivariogramas de las propiedades estudiadas, es decir, el semivariograma es una herramienta estadística para medir la autocorrelación.

La aportación de la geoestadística respecto a otras aproximaciones es que, además de tener en cuenta la tendencia espacial (variación de gran escala), también tiene en cuenta la correlación espacial (variación de pequeña escala) (Matheron, 1962).

Un semivariograma es un modelo que representa la dependencia espacial de los valores de una variable registrados en dos puntos separados a una cierta distancia,  $h$ . A medida que aumenta la distancia entre dos puntos, las diferencias entre los valores registrados en esos dos puntos se van incrementando, por lo que la correlación espacial disminuye.

El semivariograma por definición es (Journel y Huijbregts, 1978):

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} E [Z(x_i) - Z(x_i + h)]^2 \quad (13)$$

Para una serie de valores  $Z(x_i)$ , medidos en cada uno de las  $N$  localizaciones  $x_i$  definidas por un par de coordenadas  $(x, y)$ , el semivariograma experimental se estima usando la ecuación:

$$\gamma^*(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z(x_i) - Z(x_i+h)]^2 \quad (14)$$

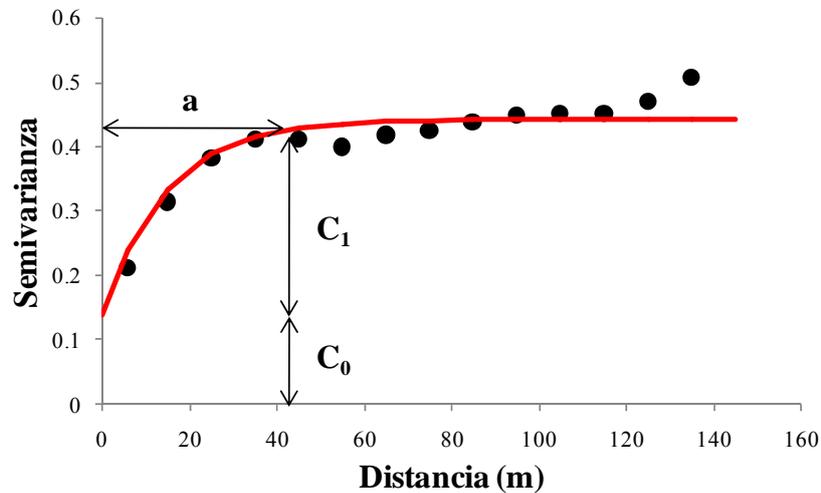
$\gamma^*$ = valor del semivariograma experimental

$N(h)$  = n° de pares medidos separados por la distancia  $h$

$Z(x_i)$ = valor de la variable en el punto  $x_i$

$Z(x_i+h)$  = valor de la variable en el punto  $x_i+h$

El gráfico  $\gamma^*(h)$  frente a los valores correspondientes de la distancia  $h$  denominado semivariograma, es una función del vector  $h$ ; por tanto, depende de la magnitud y dirección de  $h$  (Vieira *et al.*, 1983).



**Figura 14.** Semivariograma experimental. ( $C_0$ =efecto pepita;  $C_0+C_1$ =meseta;  $a$ =alcance).

Es importante destacar que la mayoría de las variables de la ciencia del suelo tienen un carácter anisotrópico, es decir, cambian de manera diferente en direcciones diferentes del espacio; esto depende mucho de la propiedad estudiada y de las dimensiones del campo de estudio. Por tanto, es aconsejable examinar los semivariogramas en las 4 direcciones:  $0^\circ$  — en la dirección del eje X—,  $90^\circ$  — en la dirección del eje Y — y en las diagonales a  $45^\circ$  y  $-45^\circ$ . Existen diferentes maneras de transformar un semivariograma anisotrópico en isotrópico (Journel & Huijbregts, 1978; Burgess & Webster, 1980).

El gráfico del semivariograma experimental (Figura 14), se puede describir teniendo en cuenta los siguientes parámetros:

- Efecto pepita ( $C_0$ ) indica la variabilidad a pequeña escala no detectada en el muestreo y/o la existencia de errores experimentales;
- Varianza estructural ( $C_1$ ) indica hasta qué punto la variabilidad de los datos crece hasta que no hay más semejanza entre la variabilidad de las muestras;
- Alcance o rango ( $a$ ) indica hasta que distancia las muestras tienen dependencia espacial.

Cuando el gráfico del semivariograma es idéntico para cualquier dirección de  $h$  se dice que es isotrópico. Por el contrario, cuando la variable estudiada presenta anisotropía se obtienen distintos semivariogramas dependiendo de la dirección en que se construyan (Samper & Carrera, 1990).

De manera intuitiva el comportamiento de un semivariograma será que las diferencias entre  $Z(x_i+h)-Z(x_i)$  decrezcan a medida que la distancia  $h$  que los separe también decrezca, es decir, se espera que las medidas localizadas en los puntos próximos sean más parecidas entre sí que las separadas por grandes distancias, por tanto, es de esperar que  $\gamma(h)$  aumente con la distancia  $h$ .

Por definición  $\gamma(0) = 0$  pero en la práctica a medida que se aproxima a 0,  $\gamma(h)$  se aproxima a un valor positivo  $C_0$  denominado *efecto pepita*. Este valor de  $C_0$  se interpreta como una discontinuidad en el origen que puede ser debido, a errores de medida o a estructuras de microrregionalización del fenómeno; si  $C_0$  es igual a la varianza existe un comportamiento de tipo aleatorio puro (Figura 1), es decir, no existe correlación entre  $Z(x_i)$  y  $Z(x_i+h)$ . En síntesis,  $C_0$  representa la variabilidad de la propiedad estudiada para distancias inferiores a la que separa a muestras vecinas. El tamaño de esta “pepita” determina en gran parte la precisión de la estimación efectuada por krigado.

La semivarianza (diferencia  $Z(x_i)-Z(x_i+h)$ ) con frecuencia aumenta con la distancia hasta un valor máximo en el que se estabiliza, es decir, a partir del cual tiende a ser constante; este umbral de máxima semivarianza se denomina *meseta*, se representa con  $C_0+C_1$  y es aproximadamente igual a la varianza de los datos (o a la unidad cuando los semivariogramas están escalonados).

La distancia a la que  $\gamma(h)$  alcanza la meseta recibe el nombre de *alcance* o *rango*, se denota por  $a$ , y representa el radio de un círculo dentro del cual los valores de la propiedad estudiada son tan similares unos a otros que están espacialmente

correlacionados entre sí (Journel & Huijbregts, 1978); es la distancia límite de dependencia espacial y delimita la zona de influencia, es decir, la distancia a la que se pierde la correlación entre  $Z(x_i)$  y  $Z(x_i+h)$ . Las medidas localizadas a una distancia mayor que  $a$  tienen una distribución espacial aleatoria y por tanto son independientes entre sí; para estas muestras se puede aplicar la estadística clásica. Por tanto, el alcance es una línea divisoria para la aplicación de geoestadística y estadística clásica.

El valor del semivariograma para una distancia  $h$  depende de la densidad de muestreo elegida. En general, para distancias cortas se calcula  $\gamma(h)$  para un número relativamente grande de pares de valores. Al aumentar la distancia, los cálculos se basan en un número mucho menor de puntos, por lo que la precisión de  $\gamma(h)$  tiende a disminuir y a presentar mayor dispersión con la distancia. Se recomienda que se les dé mayor credibilidad a los puntos del semivariograma con mayor número de pares (Warrick *et al.*, 1988), los valores de un semivariograma calculados con menos de 30 o 40 pares de puntos no se deben tener en cuenta para el ajuste del semivariograma, debido a la incertidumbre (Cressie, 1991).

En los estudios de variabilidad espacial es común que se investigue más de una característica y con frecuencia se desea comprobar la existencia de un patrón de comportamiento común a dos o más propiedades. Para realizar esto se comparan los semivariogramas, pero como generalmente no tienen la misma escala es necesario dividirlos por un factor de escala, de modo que las mesetas de los semivariogramas tiendan a 1, es decir, los valores de la semivarianzas estén entre 0 y 1.

El semivariograma escalonado es un semivariograma clásico dividido por un factor de escala fijo, que puede ser cualquier número, aunque generalmente se suele usar la varianza muestral o el valor de la meseta, esto se puede representar mediante la siguiente expresión:

$$\gamma_i^{sc}(h) = \frac{\gamma_{i(h)}}{\alpha_i} \quad (15)$$

donde:

- $\gamma^{sc}$  = valor del semivariograma escalonado
- $\alpha_i$  = factor de escala para la variable  $i$ .

El escalamiento de los semivariogramas permite que se pueda ajustar un mismo modelo teórico para varias propiedades estudiadas.

### **3.4.3.2. MODELIZACIÓN DEL SEMIVARIOGRAMA**

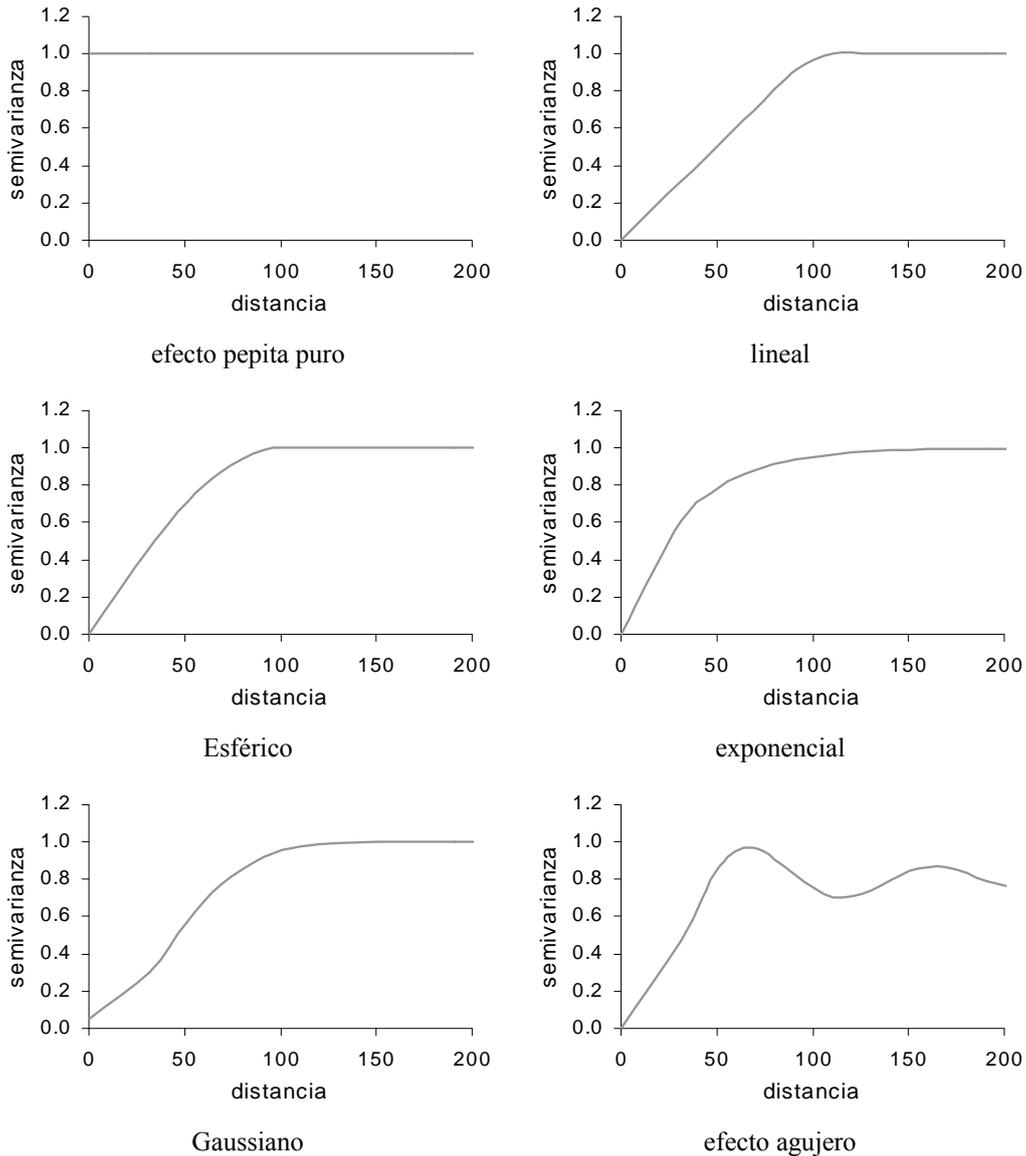
Una vez construido el semivariograma experimental que consiste en una serie de puntos discretos, hay que ajustar un modelo teórico. Estos modelos son funciones continuas con una expresión analítica sencilla. Este paso es fundamental en un estudio geoestadístico porque los cálculos posteriores dependen de la función elegida, del valor del modelo del semivariograma para cada distancia especificada (Vieira *et al.*, 1983), por tanto, si el modelo elegido es erróneo todos los siguientes cálculos también estarán errados (Vieira, 2000).

Es muy importante que el modelo matemático ajustado al semivariograma experimental represente la tendencia de  $\gamma$  en relación a  $h$ , de esta manera las estimaciones obtenidas por medio de la técnica de interpolación por krigeado no tendrán tendencia y su varianza será mínima. El procedimiento de ajuste de un modelo matemático al semivariograma experimental es uno de los aspectos más importantes de la aplicación de la teoría de las variables regionalizadas, y no es directo y automático, pues en este proceso el usuario inicialmente hace un primer ajuste y verifica la adecuación al modelo, dependiendo del modelo ajustado puede o no redefinir el modelo, hasta que se obtenga un modelo considerado satisfactorio. Por otra parte, también se puede utilizar un procedimiento de validación cruzada llamado de “jack-knifing” (Vieira, 2000).

Como regla general, es conveniente que el modelo ajustado sea lo más simple posible, sin dar excesiva importancia a pequeñas fluctuaciones que pueden ser artificios causados por un pequeño número de datos (Vieira *et al.*, 1983; Samper & Carrera, 1990; Vieira 2000).

#### ***Tipos de semivariograma***

Los parámetros que se utilizan en las ecuaciones de las funciones teóricas ajustadas son el efecto pepita ( $C_0$ ), la meseta ( $C_0 + C_1$ ) y el alcance ( $a$ ). Los modelos básicos más comúnmente ajustados se pueden observar Figura 15.



**Figura 15.** Ejemplos de semivariogramas más comunes.

Las expresiones matemáticas de los modelos de semivariograma necesarios para el desarrollo de este trabajo, el esférico, exponencial y gaussiano, se presentan en la sección de Material y Métodos.

Si el semivariograma en vez de ser creciente y dependiente de  $h$  fuera constante e igual a la meseta para cualquier valor de  $h$ , tendrá un efecto pepita puro lo que se relaciona con la ausencia total de dependencia espacial (Figura 15). El alcance es menor que el menor de los espaciamientos entre muestras. En este caso es una distribución espacial completamente aleatoria a las distancias muestreadas y la única estadística aplicable es la estadística clásica. Se demuestra que el valor estimado en cualquier punto

por krigeado es igual a la media de la observación, la varianza coincide con la muestral y el krigeado no tiene sentido. Por otro lado, un semivariograma del tipo “efecto agujero” indica fenómenos con componentes periódicas o cuasi periódicas, difíciles de modelizar.

Los modelos matemáticos básicos de ajuste son denominados isotrópicos (Isaaks & Srivastava, 1989) y están divididos en modelos con meseta y modelos sin meseta. Los modelos con meseta son denominados en geoestadística como modelos transitivos. Los modelos del segundo tipo no alcanzan una meseta, y continúan aumentando al aumentar la distancia de separación entre pares de semivarianza, y son utilizados para modelar fenómenos que poseen capacidad infinita de dispersión, en este caso podemos citar como ejemplo el modelo lineal y el modelo potencial (Webster & Oliver, 1990, Vieira, 2000). También puede indicar que el tamaño del campo muestreado no fue suficiente para exhibir toda la varianza y es probable que exista una gran tendencia de los datos en una determinada dirección (Vieira et al., 2002). Los modelos transitivos más utilizados, dentro de los representados en la Figura 15, son el modelo esférico, el exponencial y el gaussiano (Webster & Oliver, 1990, Vieira, 2000).

El ajuste de modelos de semivariograma continuos a datos discretos puede hacerse de diferentes modos:

- Método visual o “ajuste a sentimiento”.
- Método de los mínimos cuadrados.
- Métodos semiautomáticos, como la validación cruzada de máxima verosimilitud.

### ***Método visual, “ajuste a sentimiento”***

No es más que un procedimiento de ensayo-error. Sobre este tipo de ajuste para seleccionar los parámetros de un semivariograma de acuerdo con Samper & Carrera (1990) es necesario tener en cuenta las siguientes consideraciones:

- el modelo debe reflejar los principales aspectos del semivariograma; no se deben ajustar los mínimos detalles, ya que en general no son características del semivariograma verdadero sino debido a fluctuaciones de los valores muestrales.
- el comportamiento de  $\gamma^*(h)$  a grandes distancias y el conocimiento de la varianza muestral  $s^2$  determinarán la presencia de meseta o no.

- el valor del efecto pepita ( $C_0$ ) se puede obtener extrapolando los primeros puntos del semivariograma muestral hasta cortar el eje de ordenadas;
- puede lograrse un mejor ajuste al semivariograma muestral considerando modelos compuestos del tipo:

$$\gamma(h) = \sum_i \gamma_i(h) \quad (16)$$

donde cada uno de los  $\gamma_i(h)$  son modelos básicos ya mencionados anteriormente.

- El sentido común y el conocimiento físico del fenómeno o variable analizado son fundamentales en todo el proceso de estimación del semivariograma.

Cuando diferentes modelos presentan ajustes similares, se debe seleccionar el más simple, ya que el más complicado generalmente no es el que deja las estimaciones más precisas.

### ***Método de los mínimos cuadrados***

Estima los parámetros del modelo teórico que mejor se ajusta (en términos de menor error cuadrático medio) al semivariograma experimental minimizando la siguiente expresión:

$$\sum_{i=1}^{N_c} \omega_i \left[ \gamma(h_i) - \gamma^*(h_i) \right]^2 \quad (17)$$

donde:

- $N_c = n^\circ$  de clases (intervalos) en los que se calcula el semivariograma muestral  $\gamma^*(h)$
- $\omega_i =$  pesos asignados a cada valor  $\gamma^*(h)$  y corresponde al número de pares  $N(h_i)$  que hay en cada intervalo (=en el  $i$ -ésimo intervalo). Tough & Leyshon (1985) adoptaron  $\omega_i = N(h_i) / \sum N(h_i)$ .

Existe también la alternativa de dar mayor peso a los primeros puntos, esto se consigue minimizando la siguiente ecuación (Cressie, 1985):

$$N(h_i) / [\gamma(h_k)]^2 \quad (18)$$

El criterio de la suma de cuadrados ponderados representa una medida de la bondad del ajuste. Pero hay que recalcar que el objetivo del ajuste de un modelo de semivariograma es “capturar” los patrones más importantes de dependencia espacial de

la propiedad estudiada y no construir un modelo de semivariograma que se ajuste lo más posible a los valores experimentales. Así, por ejemplo, un modelo de continuidad espacial que tiene en cuenta información secundaria fidedigna debería de ser preferible a un modelo con un efecto pepita elevado que se ajuste con precisión a los datos de un semivariograma experimental discontinuo.

En adelante para designar la suma de errores cuadráticos medios se utilizará la abreviatura WSS que procede del inglés. El valor de la WSS dependerá del número de lags considerados y de los pesos elegidos por el usuario. El modelo que produce el valor mínimo de este parámetro (WSS) no tiene por qué ser el mismo para diferentes combinaciones de los factores que determinan el semivariograma experimental. Por lo tanto, el rango de modelos alternativos, aunque basado en criterios estadísticos, aún depende principalmente de las decisiones del usuario que son necesariamente subjetivas (Goovaerts, 1997).

Este método es ampliamente utilizado, aunque existen estudios que muestran que el semivariograma obtenido por mínimos cuadrados difiere notablemente del semivariograma verdadero, sobre todo cuando se dispone de pocos datos (Samper & Carrera, 1990)

### ***Método “Jack-knifing”***

Con frecuencia, usando el procedimiento de prueba y error, se obtienen varios modelos teóricos que podrían representar el comportamiento de un semivariograma muestral. Al proceso de selección entre las posibles funciones teóricas se denomina validación del semivariograma (Samper & Carrera, 1990).

Conviene tener en cuenta que el modelado del semivariograma no es un fin en sí mismo. El último objetivo es estimar la propiedad estudiada en puntos no muestreados. El “jack-knifing” es un método que permite llevar a cabo esta validación (Warrick *et al.*, 1988) y comprobar la bondad del ajuste del semivariograma teórico al experimental.

Dicho método se basa en la eliminación de cada uno de los puntos muestrales y su estimación por krigeado a partir de los puntos vecinos sin tener en cuenta el valor de la variable en ese punto (Goovaerts, 1997; Vieira, 2000). Además, este método permite efectuar la estimación con diferente número de vecinos, y posteriormente se estudia que

número es el que hace mínimos los parámetros que definen la bondad del ajuste. Por tanto, este método además de indicar la precisión del ajuste señala el número de vecinos óptimo que se deberá utilizar en la posterior estimación por krigado.

En este trabajo se ha empleado el método del “Jack-knifing” combinado con el ajuste a sentimiento para el ajuste de modelos de semivariogramas teóricos, de acuerdo con los criterios que se exponen en la sección de Material y Métodos.

### 3.4.3.3. SEMIVARIOGRAMA CRUZADO: ESTIMACIÓN Y MODELIZACIÓN

Cuando dos variables están relacionadas entre sí, de modo que presentan coeficientes de correlación significativos, se puede determinar el comportamiento espacial de una de ellas (variable principal) en función de la otra (variable auxiliar) mediante la evaluación del semivariograma cruzado; posteriormente la información contenida en el semivariograma cruzado permite efectuar una cartografía de la variable de interés en función de la variable auxiliar mediante la técnica conocida como cokrigado. Este procedimiento es particularmente útil cuando una de las características estudiadas es más difícil de medir o tiene costes más elevados.

De la misma manera que se ha definido una variable regionalizada sobre un soporte, se definen ahora dos variables corregionalizadas  $Z_1(x_i)$  y  $Z_2(x_i)$ , cuyos respectivos semivariogramas de acuerdo con Vieira et al. (2002) vienen descritos por las siguientes expresiones:

$$\gamma_1(h) = \frac{1}{2} E \{ [Z_1(x_i) - Z_1(x_i+h)]^2 \} \quad (19)$$

$$\gamma_2(h) = \frac{1}{2} E \{ [Z_2(x_i) - Z_2(x_i+h)]^2 \} \quad (20)$$

El semivariograma cruzado se describe mediante la expresión:

$$\gamma_{12}(h) = \frac{1}{2} E \{ [Z_1(x_i+h) - Z_1(x_i)][Z_2(x_i+h) - Z_2(x_i)] \} \quad (21)$$

A su vez, el semivariograma cruzado experimental se calcula, teniendo en cuenta datos de la variable principal y la auxiliar, usando la siguiente expresión:

$$\gamma_{12}^*(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{i=1}^{N(h)} [Z_1(x_i) - Z_1(x_i+h)][Z_2(x_i) - Z_2(x_i+h)] \quad (22)$$

$\gamma_{12}^*(h)$  = valor del semivariograma cruzado experimental

$N(h)$  = n° valores de  $Z_1$  y  $Z_2$  medidos separados por la distancia  $h$

$Z_1(x_i)$  = valor de la variable  $Z_1$  en el punto  $x_i$

$Z_1(x_i+h)$  = valor de la variable  $Z_1$  en el punto  $x_i+h$

$Z_2(x_i)$  = valor de la variable  $Z_2$  en el punto  $x_i$

$Z_2(x_i+h)$  = valor de la variable  $Z_2$  en el punto  $x_i+h$

Al contrario de lo que ocurre con el semivariograma simple (o de una variable)  $\gamma_{11}(h) = \gamma_1(h)$ , el semivariograma cruzado  $\gamma_{12}(h)$  puede tomar valores negativos (Samper & Carrera, 1990).

Para escalonar los semivariogramas cruzados, los valores experimentales se suelen dividir por el valor de la covarianza entre  $Z_1$  y  $Z_2$ .

Posteriormente, el ajuste de una función teórica y su validación se hace siguiendo un procedimiento similar al empleado para modelizar un semivariograma experimental simple.

#### **3.4.4. INTERPOLACIÓN MEDIANTE TÉCNICAS GEOESTADÍSTICAS**

Una vez determinada la estructura de la dependencia espacial de las variables estudiadas, el siguiente paso en un estudio geoestadístico es la predicción de los valores de las mismas en puntos donde no se han tomado muestras. El método de interpolación propio de la geoestadística se llama “kriging” o krigeado, nombre dado por Matheron (1962) en honor al matemático sudafricano Krige. El valor interpolado con este método carece de sesgo y su varianza es mínima, lo que hace de él un interpolador óptimo.

Si bien el krigeado es un método novedoso con respecto a los métodos de interpolación tradicionales, no presenta muchas diferencias en cuanto a que, al igual que otros métodos, asigna pesos a los datos experimentales que han sido medidos en el entorno del punto en que se realiza la interpolación. de las que se dispone. Los criterios de asignación de pesos, al usar diferentes técnicas de interpolación son los siguientes:

- la *interpolación lineal* asigna el mismo peso ( $1/N$ ) a todos los  $x_i$  ( $i=1,2,\dots,N$ ) puntos utilizados

- la *interpolación basada en el inverso del cuadrado de la distancia* aplica distintos pesos a los puntos según el inverso del cuadrado de la distancia que separa el valor interpolado de los valores en los puntos medidos.
- el *krigeado* asigna pesos variables de acuerdo con la variabilidad espacial expresada en el semivariograma, es decir, este estimador es una media móvil ponderada, que hace que sea un interpolador óptimo.

Pero mientras que los métodos de interpolación “tradicionales” utilizan estimadores que les asignan un mayor peso a los puntos situados más cerca, en la interpolación por krigado esto no es necesario, ya que al utilizar el semivariograma se tiene en cuenta la autocorrelación entre puntos próximos (Samper & Carrera, 1990).

El krigado tiene ciertas ventajas respecto a otros métodos de interpolación:

- Los pesos de ponderación dados a los valores medidos no son arbitrarios, sino que dependen de la variabilidad espacial.
- El krigado es un método exacto, es decir, la interpolación de las variables en un punto de medida devuelve el valor de la variable en ese punto con un error de estimación nulo.
- El krigado permite determinar cuál es el grado de precisión de las estimaciones realizadas.

Como se mencionó anteriormente, el estimador utilizado en el krigado también se llama BLUE iniciales de best linear unbiased estimator (= mejor estimador lineal no sesgado) que resume las condiciones que debe de cumplir el estimador (Samper & Carrera, 1990).

Por tanto, una vez ajustado el semivariograma experimental al mejor modelo, se puede utilizar la técnica de interpolación por krigado para obtener valores de una variable en los puntos no muestreados. En síntesis, krigado utiliza la dependencia espacial entre muestras vecinas expresada por el semivariograma para estimar valores en cualquier posición dentro del área de estudio (Vieira, 2000).

El krigado tiende a suavizar la variación con el resultado de que valores pequeños son sobrestimados y los grandes subestimados y esta suavización no es uniforme (Frogbrook, 1999).

Los mapas de estimación realizados con diferentes tipos de krigado difieren ligeramente, por ejemplo, el krigado puntual provoca un mayor detalle local que cuando las predicciones se hacen por bloques que dan lugar a mapas más suavizados.

Por otra parte, al utilizar el krigado se pueden producir en determinados casos los siguientes efectos (Samper & Carrera, 1990):

- *Efecto pantalla*, que consiste en que las medidas experimentales situadas más próximas al punto de estimación reciben pesos mayores llegando a reducir o incluso haciendo negativos a los que están situados detrás. Se puede admitir que, en este caso, el krigado permite cierta extrapolación, lo que explicaría los pesos negativos de los valores muestrales más alejados.
- *Efecto agrupamiento*, que consiste en que dos o más valores experimentales muy próximos tienden a comportarse como si se agrupasen en uno solo; este efecto es tanto más importante cuanto mayor es la autocorrelación de la variable estudiada.

Entre las numerosas aplicaciones de los métodos de interpolación geoestadísticos, conviene resaltar aquí el trazado de isolíneas. Tras resolver las ecuaciones de krigado, es inmediata la obtención de valores estimados en cualquier punto  $x_{i,j}$ , por tanto, para dibujar isolíneas lo más sencillo es hacer que la  $x$  vaya recorriendo los nodos de una malla regular. A partir de los valores estimados de  $Z$  en cada punto de la malla, las isolíneas de la variable estudiada se pueden trazar utilizando hojas de cálculo o bien programas de ordenador específicos para este uso.

De lo anterior se infiere que el ***krigado*** es el método de interpolación de geoestadística que permite determinar, la información contenida en el semivariograma, valores de una variable medida en cualquier punto de terreno bajo estudio, sin tendencia y con varianza mínima.

Cuando existe una buena relación entre dos variables y se ha podido definir el semivariograma cruzado, se puede usar otro método de interpolación geoestadística denominado ***cokrigado*** que permite también estimar valores de una variable en cualquier lugar de la zona estudiada, sin tendencia y con varianza mínima, pero en función del comportamiento espacial de otra variable auxiliar.

En este trabajo las estimaciones de la temperatura se han llevado a cabo mediante tres técnicas geoestadísticas diferentes: *krigado ordinario*, *cokrigado ordinario* y *krigado con deriva externa*.

### 3.4.4. 1. KRIGEADO ORDINARIO

La formulación más común del método del krigado es la del ordinario porque vale para variables estacionarias e intrínsecas (Samper & Carrera, 1990), por tanto, será la que se exponga a continuación.

La estimación de una variable  $Z$  en un punto  $x_0$  donde no hay medida debe de ser una *combinación lineal* de los valores medidos:

$$Z^*(x_0) = \sum_{i=1}^N \lambda_i Z(x_i) \quad (23)$$

donde  $Z^*(x_0)$  es el valor estimado en el punto  $x_0$ ,  $Z(x_i)$  son los valores de la variable en los  $n$  puntos donde son conocidos y los  $\lambda_i$  se denominan coeficientes de krigado o pesos asociados a cada valor medido.

El estimador no puede tener tendencia, es decir, ha de presentar un sesgo nulo:

$$E\{Z^*(x_0) - Z(x_0)\} = 0 \quad (24)$$

para esto es necesario que la suma de los coeficientes de krigado sea 1:

$$\sum_{i=1}^N \lambda_i = 1 \quad (25)$$

Otra de las condiciones que debe de cumplir este estimador es que la varianza de la estimación sea mínima.

$$\text{Var}\{Z^*(x_0) - Z(x_0)\} = E\{[Z^*(x_i) - Z(x_i)]^2\} = \text{mínima} \quad (26)$$

Teniendo en cuenta estas las condiciones impuestas al estimador (linealidad, sesgo nulo y varianza mínima) para calcular un valor interpolado hay que resolver un sistema de ecuaciones lineales conocidas como ecuaciones de krigado; su deducción se puede ver de una manera detallada en Vieira (2000).

Las ecuaciones de krigado se pueden expresar de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} \sum_i \lambda_i \gamma(x_i - x_j) + \mu &= \gamma(x_i - x) \quad i = 1, 2, 3 \dots N \\ \sum_j \lambda_j &= 1 \end{aligned} \quad (27)$$

Y también se pueden escribir en forma matricial:

$$\begin{pmatrix} 0 & \gamma_{12} & \gamma_{13} & \dots & \gamma_{1n} & 1 \\ \gamma_{21} & 0 & \gamma_{23} & \dots & \gamma_{2n} & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \dots & \vdots & \vdots \\ \gamma_{n1} & \gamma_{12} & \gamma_{13} & \dots & 0 & 1 \\ 1 & 1 & 1 & \dots & 1 & 0 \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ \vdots \\ \lambda_n \\ \mu \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \gamma_1 \\ \gamma_2 \\ \vdots \\ \gamma_n \\ 1 \end{pmatrix} \quad (28)$$

donde  $\gamma_{ij} = \gamma(x_i, x_j)$  es la semivarianza estimada usando el modelo teórico de semivariograma ajustado a los valores experimentales, que corresponde a la distancia entre los puntos localizados en la posición  $x_i$  y  $x_j$ ;  $\gamma(x_i, x_0)$  es la semivarianza correspondiente a la distancia entre los puntos localizados en la posición  $x_i$  y  $x_0$ .

La solución del sistema de ecuaciones de krigado (28) genera N valores de pesos  $\lambda$  y un valor del multiplicador de Lagrange,  $\mu$ , asociado al proceso de minimización de la varianza. Sustituyendo los valores de los pesos,  $\lambda_i$ , en la ecuación (23) es posible estimar los valores en cualquier posición,  $x_0$ , del espacio muestreado.

La utilización de los valores insesgados y con varianza mínima, obtenidos por krigado permite construir mapas de isolíneas o mapas tridimensionales para el examen y la interpretación de la variabilidad.

Como ya se dijo anteriormente, el krigado permite calcular la varianza del error de estimación (que en el caso de un punto muestreado tiene que ser 0) con la expresión:

$$\sigma_k^2(x_0) = \sum_i \lambda_i \gamma(x_i - x_j) + \mu \quad (29)$$

Es de señalar que las ecuaciones de krigado no dependen de los valores experimentales de las variables analizadas, sino solamente de su posición en el espacio y del modelo de dependencia espacial ajustado mediante un semivariograma  $\gamma(h)$ . Por otra parte, la varianza del error de estimación sólo depende del semivariograma teórico,  $\gamma(h)$ , y de los coeficientes de ponderación, pero no depende de los valores medidos.

### 3.4.4.2. COKRIGEADO ORDINARIO

Una vez que se comprueba la existencia de dependencia espacial para cada una de dos variables relacionadas entre sí, y siempre que entre ellas se encuentre una fuerte correlación, se puede determinar si existe dependencia espacial entre ellas, es decir, determinar el comportamiento espacial de una variable (variable principal) en función de otra (variable auxiliar); generalmente de esta última se poseen más datos, aunque se puede tener el mismo número que la variable principal.

Es el kriging de funciones aleatorias correlacionadas, es decir, la extensión del kriging al caso de dos o más variables. Mientras que en el kriging los coeficientes del estimador lineal se determinan teniendo en cuenta la correlación espacial de la variable, el método del cokriging utiliza tanto la correlación espacial de la variable como la correlación espacial entre las distintas variables (Samper & Carrera, 1990).

La estimación de la variable  $Z_2$ , es una combinación lineal de  $Z_1$  y  $Z_2$ , con los pesos  $\lambda_1$  y  $\lambda_2$  distribuidos en función de la dependencia espacial de cada una de las variables entre sí y con la correlación cruzada entre ellas.

Una vez que se tiene expresada la variabilidad espacial a través del semivariograma cruzado (22), la expresión del estimador del cokriging de una variable  $Z_2$  en un punto es la que sigue:

$$Z_2^*(x_0) = \sum_{i=1}^{N_1} \lambda_{1i} Z_1(x_{1i}) + \sum_{j=1}^{N_2} \lambda_{2j} Z_2(x_{2j}) \quad (30)$$

Las condiciones que se le exigen para la estimación de los parámetros  $\lambda$  son las mismas que en el caso del kriging simple:

– sesgo nulo:

$$\begin{aligned} E\{Z_2^*(x_0) - Z_2(x_0)\} &= 0 \\ \sum_{i=1}^{N_1} \lambda_{1i} &= 1 \\ \sum_{j=1}^{N_2} \lambda_{2j} &= 0 \end{aligned} \quad (31)$$

– varianza mínima:

$$Var\{Z_2^*(x_0) - Z_2(x_0)\} = E\{[Z_2^*(x_0) - Z_2(x_0)]^2\} = \text{mínima} \quad (32)$$

La deducción de las ecuaciones de cokrigado seguirá los mismos pasos – explicado detalladamente en Vieira (2000) que para el krigado pero el sistema de ecuaciones que se obtiene es algo más complicado:

$$\begin{aligned}
\sum_{i=1}^{N_1} \lambda_{1i} \gamma_{11}(x_{1i}, x_{1k}) + \sum_{j=1}^{N_2} \lambda_{2j} \gamma_{12}(x_{1i}, x_{2j}) - \mu_1 &= \gamma_{12}(x_{1k}, x_0) \quad k = 1, \dots, N_1 \\
\sum_{i=1}^{N_1} \lambda_{1i} \gamma_{12}(x_{1i}, x_{2l}) + \sum_{j=1}^{N_2} \lambda_{2j} \gamma_{22}(x_{2j}, x_{2l}) - \mu_2 &= \gamma_{22}(x_{2l}, x_0) \quad l = 1, \dots, N_2 \\
\sum_{i=1}^{N_1} \lambda_{1i} &= 0 \\
\sum_{j=1}^{N_2} \lambda_{2j} &= 1
\end{aligned} \tag{33}$$

La solución del sistema de ecuaciones de cokrigado (34) genera  $N_1$  pesos  $\lambda_{1i}$  y  $N_2$  pesos  $\lambda_{2j}$  y los multiplicadores de Lagrange,  $\mu_1$  y  $\mu_2$ , muestreado.

En forma matricial esto quedaría expresado de la siguiente manera:

$$\begin{pmatrix}
\gamma_{11}(x_{11}, x_{11}) & \dots & \gamma_{11}(x_{1n}, x_{11}) & \gamma_{12}(x_{11}, x_{21}) & \dots & \gamma_{12}(x_{11}, x_{2m}) & 1 & 0 \\
\vdots & & \vdots & \vdots & & \vdots & \vdots & \vdots \\
\gamma_{11}(x_{11}, x_{1n}) & \dots & \gamma_{11}(x_{1n}, x_{1n}) & \gamma_{12}(x_{1n}, x_{21}) & \dots & \gamma_{12}(x_{1n}, x_{2m}) & 1 & 0 \\
\gamma_{12}(x_{11}, x_{21}) & \dots & \gamma_{12}(x_{1n}, x_{21}) & \gamma_{22}(x_{21}, x_{21}) & \dots & \gamma_{22}(x_{21}, x_{2m}) & 0 & 1 \\
\vdots & & \vdots & \vdots & & \vdots & \vdots & \vdots \\
\gamma_{12}(x_{11}, x_{2m}) & \dots & \gamma_{12}(x_{1n}, x_{2m}) & \gamma_{22}(x_{2m}, x_{2m}) & \dots & \gamma_{22}(x_{2m}, x_{2m}) & 0 & 1 \\
1 & \dots & 1 & 0 & \dots & 0 & 0 & 0 \\
1 & \dots & 0 & 1 & \dots & 1 & 0 & 0
\end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} \lambda_{11} \\ \vdots \\ \lambda_{1n} \\ \lambda_{21} \\ \vdots \\ \lambda_{2m} \\ \mu_1 \\ \mu_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \gamma_{12}(x_{11}, x_0) \\ \vdots \\ \gamma_{12}(x_{1n}, x_0) \\ \gamma_{21}(x_{21}, x_0) \\ \vdots \\ \gamma_{22}(x_{2m}, x_0) \end{pmatrix} \tag{34}$$

Sustituyendo los valores de los pesos,  $\lambda_{1i}$  y  $\lambda_{2j}$ , en la ecuación (30) es posible estimar los valores en cualquier posición,  $x_0$ , del espacio. La varianza de estimación se expresa del siguiente modo:

$$\sigma_{k2}^2 Z_2^*(x_0) = \mu_1 + \mu_2 + \sum_{i=1}^{N_1} \lambda_{1i} \gamma_{12}(x_{1i}, x_0) + \sum_{j=1}^{N_2} \lambda_{2j} \gamma_{22}(x_{2j}, x_0) \tag{35}$$

Un hecho importante es que para que se pueda realizar una estimación usando el cokrigado es preciso que: a) exista dependencia de la segunda variable ( $\gamma_{22}$ ) respecto a la primera y 2) correlación cruzada entre ellas ( $\gamma_{12}$  o  $\gamma_{21}$ ). De este modo, la estimación mediante cokrigado es bastante más exigente que la estimación con krigado de una variable simplemente (Vieira, 2000).

### 3.4.4.3. KRIGEADO CON DERIVA EXTERNA

Este método ha sido desarrollado por el grupo Matheron de la Escuela de Minas de París en Fontainebleau, Francia. Aunque el nombre del método sugiere la presencia de una deriva o tendencia en la variable estudiada, esto no quiere decir que dicha variable no sea estacionaria. El término “deriva externa” se refiere, al hecho de que el valor esperado de la variable regionalizada,  $Z$ , es en realidad una función, de otra variable  $Y$ . Esta dependencia, comúnmente de tipo lineal, hace que sea necesario formular una nueva condición de universalidad al plantear las ecuaciones de krigeado.

Para utilizar el krigeado con deriva externa es necesario, por un lado, disponer de un gran número de puntos de la segunda variable, esta debe de ser conocida en todas las localizaciones donde se quiera estimar la variable primaria y, por otro, que la segunda variable proporcione una información suficientemente detallada sobre la estructura de correlación de la primera variable. Éste es el caso cuando la variable a interpolar,  $Z$ , o primera variable es la temperatura y la segunda variable,  $Y$ , es la altitud.

Si el valor esperado de  $Z$ , condicionado a  $Y$  es una función conocida de tipo lineal, se obtiene:

$$E\{Z(x_i)|Y(x_i)\} = c_1 Y(x_i) + c_2 \quad (35)$$

Donde  $c_1$  y  $c_2$  son dos constantes que no es necesario conocer, a diferencia de otros métodos de estimación de variables correlacionadas espacialmente, como el krigeado con regresión lineal. (Samper & Carrera, 1990).

El estimador de  $Z$  en un punto no muestreado,  $x_0$ , se describe del mismo modo que en el caso del krigeado ordinario, mediante la expresión:

$$Z^*(x_0) = \sum_{i=1}^N \lambda_i Z(x_i) \quad (36)$$

donde  $Z^*(x_0)$  es el valor estimado en el punto  $x_0$ ,  $Z(x_i)$  son los valores de la variable en los  $N$  puntos donde se dispone de medidas y los  $\lambda_i$  son los coeficientes de krigeado o pesos asociados a cada valor medido, cuya suma asciende a 1.

Del mismo modo, la condición de sesgo nulo establece que el estimador ha de presentar sesgo nulo:

$$E \{ Z^*(x_0) - Z(x_0) \mid Y(x_0), Y(x_1), i = 1, 2, \dots, N \} = 0 \quad (37)$$

Sustituyendo la ecuación (35) en (36) y teniendo en cuenta (37) se obtiene la condición específica de sesgo nulo o ausencia de tendencia:

$$c_1 \left[ \sum_{i=1}^N \lambda_i Y(x_i) - Y(x_0) \right] + c_2 \left[ \sum_{i=1}^N \lambda_i - 1 \right] = 0 \quad (38)$$

De acuerdo con la nueva condición de universalidad, es necesario que las constantes  $c_1$  y  $c_2$  sean no nulas e independientes del punto  $x_0$ , lo que supone que se cumplan que:

$$1) \quad \sum_{i=1}^N \lambda_i = 1 \quad (39) \text{ y}$$

$$2) \quad \sum \lambda_i Y(x_i) = Y(x_0) \quad (40)$$

La primera condición es idéntica a la que resulta en el kriging ordinario. La segunda condición depende de la variable auxiliar y es análoga a las condiciones de universalidad del kriging universal.

La condición de estimador óptimo se obtiene, como en otros tipos de kriging, minimizando la varianza del error de estimación:

$$\text{Var} \{ Z^*(x_0) - Z(x_0) \} = E \{ [Z^*(x_0) - Z(x_0)]^2 \mid Y(x_0), Y(x_i), i=1, 2, \dots, N \} = \text{mínima} \quad (41)$$

Si se impone que se cumplan al mismo tiempo las condiciones en las expresiones (4) y (5), a cada una de dichas condiciones les corresponde un multiplicador de Lagrange, que se designan aquí como  $\mu_1$  y  $\mu_2$ . Después de igualar a cero las derivadas de este Lagrangiano, respecto a  $\lambda_i$ ,  $\mu_1$  y  $\mu_2$ , se obtienen las ecuaciones del KDE:

$$\begin{aligned} \sum_{j=1}^N \lambda_j \bar{\gamma}_{ij} + \mu_1 + \mu_2 Y(x_i) &= \bar{\gamma}_{i0} \quad i = 1, 2, \dots, N \\ \sum_{j=1}^N \lambda_j &= 1 \\ \sum_{j=1}^N \lambda_j Y(x_j) &= Y(x_0) \end{aligned} \quad (42)$$

## **4. MATERIAL Y MÉTODOS**

### **4.1. DESCRIPCIÓN Y CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO**

La Comunidad Autónoma de Galicia, localizada en el noroeste de la Península Ibérica, se encuentra situada entre los 42° y 44° grados de latitud norte. La extensión superficial de Galicia se cifra en 29.154 km<sup>2</sup>, repartida entre sus cuatro provincias: A Coruña, 7.903; Lugo, 9.881; Ourense, 6.979 y Pontevedra 4.391 km<sup>2</sup> respectivamente (XUNTA DE GALICIA, 2016). Galicia representa, por su extensión, el 5,78% de la superficie total de España y se compone de 313 municipios, agrupados en 53 comarcas. Limita al norte con el mar Cantábrico; al sur, con Portugal; al oeste, con el océano Atlántico; y al este, con Asturias y Castilla y León (provincias de Zamora y de León). Pertenecen a esta Comunidad Autónoma los archipiélagos de las islas Cíes, Ons, Sálvora, además de otras islas como Cortegada, Arosa, las Sisargas o las Malveiras (Xunta de Galicia, 2016).

De acuerdo con autores como García de Pedraza (1977), De Uña Álvarez (2001) Font Tullot (2002) y Mirás Avalos (2003) la posición geográfica de Galicia determina que se encuentre afectada por distintas masas de aire, de origen variable, tanto continentales como oceánicas. Dada la diversidad de los tipos de circulación de las masas de aire en Galicia, es uno de los factores que permiten comprender la presencia de una notable variabilidad climática. Esta diversidad climática también está relacionada con un relieve complicado en sus formas y estructuración espacial. Las principales altitudes de Galicia se sitúan al Norte (Sierras Septentrionales), Este (Os Ancares y O Caurel) y Sureste (San Mamede, Queixa y Eixo) y se hallan conectadas a una gran meseta central; también son relevantes las dos fallas tectónicas que recorren Galicia de norte a sur y la cordillera dorsal gallega que la atraviesa y que se va haciendo más amplia y con picos de mayor altitud conforme avanza hacia el sur.

En este contexto, aunque Galicia se caracteriza por participar de las condiciones del llamado dominio oceánico ibérico, los bloques montañosos ejercen un importante

papel como barrera climática. Por tanto, debido a factores de orden orográfico, el clima adquiere numerosas matizaciones desde la costa hasta el interior dando lugar a ámbitos diferenciados (De Uña Álvarez, 2001). Como consecuencia se presentan una gran diversidad de climas de transición. Por ejemplo, de acuerdo con la clasificación de Papadakis los tipos de clima oscilan, en general, entre el Templado y el Mediterráneo, y además en algunos enclaves se reconoce el tipo Pirenaico (Carballeira et al., 1983)

#### **4.1.1. OROGRAFÍA**

En Galicia se han enumerado cinco grandes unidades morfológicas: el litoral, las superficies de aplanamiento, las depresiones tectónicas, los cordales y, como nexo de unión entre ellas, los valles fluviales. Entre el litoral y las sierras centro - occidentales, destacan las planicies gallegas, con altitudes que se sitúan desde los 100 a los 700 m. Cerca del litoral, el encajonamiento de la red fluvial genera un relieve ondulado, de valles y oteros encadenados.

Los bloques más altos de Galicia los constituyen las sierras, situadas en general por encima de los 700 metros, y cuya cota máxima llega a los 2.124 metros, en Peña Trevinca. Por encima de los mil metros están también Peña Rubia y Cuíña. Hay pequeñas sierras por debajo de esta altitud, diferenciándose a) las sierras centro – occidentales (desde A Faladoira hasta O Faro de Avión, pasando por Serra da Loba, Cova da Serpe, O Careón, O Farelo, O Faro, O Suído e Montes del Testeiro), b) las septentrionales (destacando el macizo del Xistral) y c) las orientales u sudorientales (la sierra de los Ancares, O Courel, O Eixe, el macizo de Manzaneda y el macizo de Trevinca, la Serra de Queixa, la Serra de San Mamede, O Burgo, As Corzas y los montes del Invernadoiro) (Xunta de Galicia, 2016).

Los valles gallegos, por su disposición respecto al mar, representan un medio natural de penetración de la influencia oceánica en el interior, suelen ser continuación de las rías que acercan los vientos atlánticos y cantábricos. Sin embargo, los valles del Sil y del Támega permiten el paso de los caracteres mediterráneos incluso hasta comarcas como el valle de Lemos o Verín, respectivamente. La influencia oceánica se deja notar mucho más en los grandes valles con orientación O-E, como el Tambre, el Ulla y el Miño, siendo una muestra de ello la suavidad del clima del bajo Deza o del

Mandeo. En los valles sudorientales a la sequedad del verano se le unen las elevadas temperaturas, mientras en invierno, primavera y otoño pueden ser muy frecuentes las inversiones térmicas y las nieblas persistentes, de modo que son habituales los días en los que el valle está cubierto, mientras que unos 300 metros más arriba luce el sol (Xunta de Galicia, 2016).

#### **4.1.2. CLIMATOLOGÍA**

La situación geográfica de Comunidad Autónoma de Galicia, en el extremo noroccidental de la Península Ibérica, hace que se encuentre sometida, por el oeste, a la influencia del Océano Atlántico y, por el norte, a la del Mar Cantábrico, doble influencia que condiciona muy notablemente el clima de la región, haciendo que ésta se encuentre plenamente inserta dentro de lo que ha dado en llamarse la España húmeda (AEMET, 2011). A los condicionantes de la localización hay que unir el efecto del relieve sobre las características climáticas de Galicia. Por ello, en primer lugar, se describe el clima de Galicia en base a dos clasificaciones generales ampliamente utilizadas como son las de Font Tullot y Köppen.

De acuerdo con la división de la Península Ibérica en regiones climáticas establecida por Font Tullot (2002), Galicia pertenece enteramente a la denominada zona verde (caracterizada por un clima de tipo europeo occidental), estando atravesada por la divisoria entre las denominadas regiones marítima y semimarítima, que vienen a corresponder, respectivamente, a la zona relativamente próxima al litoral (tanto atlántico como cantábrico) y a la zona interior de la Comunidad Autónoma. Más concretamente, a la región marítima pertenecen la provincia de A Coruña, mitad norte de la de Lugo y la de Pontevedra en su mayor parte, mientras que el resto de la comunidad gallega pertenecería ya a la región semimarítima. Esta división climático-regional de la península Ibérica se basa fundamentalmente en los índices de continentalidad de Gorezynski e hídrico anual de Thornthwaite, así como en el régimen pluviométrico. (Font Tullot, 2002; Xunta de Galicia, 2016).

A diferencia de lo que ocurre en el resto de la península, la región marítima, en Galicia, se extiende considerablemente hacia el interior, debido a la orientación de las Rías Baixas en la fachada atlántica, que facilita la penetración de los vientos cálidos y

húmedos del suroeste, los cuales, a la vez que aportan abundantes lluvias, contribuyendo a amortiguar las oscilaciones térmicas. Por el contrario, en la región semimarítima, es mayor la amplitud de las oscilaciones anual y diurna de la temperatura, siendo máxima la continentalidad en la meseta lucense y en las tierras altas de Ourense (Font Tullot, 2002).

Por otra parte, y según la clasificación climática de Köppen, toda la Comunidad Autónoma de Galicia se caracteriza por un clima de tipo C (clima templado-cálido), predominando, dentro del mismo, la variedad Cfb (clima templado húmedo con verano cálido y sin estación seca), si bien algunas áreas más reducidas -de mayor extensión en las provincias de Ourense y Pontevedra responden a la variedad Csb (clima templado lluvioso con verano seco y cálido).

Con referencia a las características termométricas y a la vista de los datos que figuran en los mapas disponibles (Atlas Climático de Galicia, coordinado por Martínez Cortizas & Pérez Alberti, 1999; Atlas Climático Ibérico publicado por AEMET en 2011 y confeccionado a partir de los valores medios del período 1956/1985), en la mayor parte de Galicia la temperatura media anual presenta valores comprendidos entre 10 °C y 15 °C. No obstante, este último valor es superado en una franja próxima al litoral occidental de la región, mientras que en las zonas más montañosas de las provincias de Lugo (sierras de Os Ancares y de O Caurel) y Ourense (sierras de Queixa, San Mamede, O Eixe y Segundeira), los valores del mencionado parámetro permanecen por debajo de los 10 °C, e incluso, en torno a Cabeza de Manzaneda, dentro de la Sierra de Queixa, dichos valores son inferiores a 7,5 °C (Martínez Cortizas et al., 1999; AEMET, 2011;).

El mes más frío del año es, generalmente, enero, cuya temperatura media -acusando los efectos de relativa continentalidad y altitud presenta valores inferiores a 7,5 °C en toda la Galicia interior, valores que descienden por debajo de los 5 °C en sus zonas más elevadas (acercándose ya a los 0 °C en las sierras de Queixa y de Os Ancares). En cambio, en las zonas pre-litorales de Galicia el citado mes invernal presenta temperaturas más suaves, con valores medios superiores a 7,5 °C, especialmente en las Rías Baixas, donde los promedios correspondientes llegan a superar los 10 °C. Por su parte, el mes más caluroso suele ser julio (si bien en algunas estaciones y en determinados años puede ser agosto), cuya temperatura media presenta sus valores más elevados, por encima de los 20 °C en torno a las Rías Baixas, cuenca inferior del Miño y valle del Sil, mientras que en las tierras altas del interior de la región

(meseta lucense y zonas montañosas de Ourense) los promedios termométricos del citado mes estival se mantienen entre 15 °C y 17,5 °C.

Por otro lado, la amplitud media anual de la oscilación térmica diaria presenta valores que van desde los inferiores a 8 °C que encontramos en las zonas costeras de las provincias de Lugo y A Coruña, hasta los superiores a 12 °C que se dan en la mayor parte de la provincia de Ourense (aunque en su tercio oriental, es decir, en la parte más montañosa de la misma, los valores son algo inferiores al último señalado) y en el borde meridional de la de Lugo.

La abundancia de la nubosidad y la frecuencia de las nieblas hacen que, en Galicia, los índices de insolación efectiva sean relativamente bajos. Así, en la mayor parte de la región, los promedios de insolación están comprendidos entre las 1.800 y 2.200 horas de sol anuales (Paz González & Díaz-Fierros, 1999; Petazzi & Salsón Casado, 2011). No obstante, no se alcanza el primero de esos valores en los tercios septentrionales de las provincias de Lugo y A Coruña y, en cambio, se sobrepasa la segunda cifra antes señalada en el entorno a las rías de Pontevedra y Vigo y en la cuenca inferior del Miño.

Tiene carácter especialmente ventoso la zona litoral comprendida entre Estaca de Bares y Fisterra, en la que son frecuentes los temporales con rachas de viento que superan los 100 km/h y donde la velocidad media anual del mismo llega a ser de 25 km/h (AEMET, 2011).

## **4.2. TOMA DE DATOS**

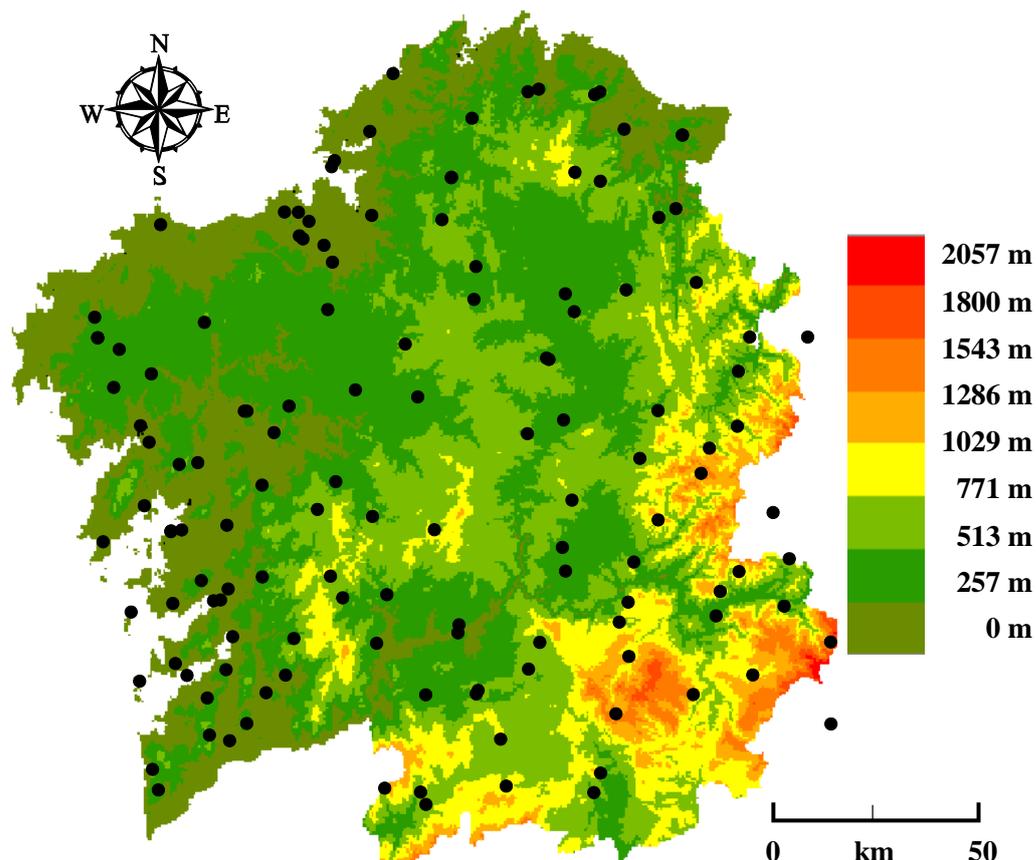
En este trabajo se emplearon datos de temperatura media del aire medida a escala mensual, durante los años 2010, 2011 y 2012. Estos datos fueron proporcionados por las redes de estaciones meteorológicas de los dos organismos oficiales que llevan a cabo medidas de este elemento del clima en la Comunidad Autónoma de Galicia:

- Red de estaciones meteorológicas de AEMET (Agencia Estatal de Meteorología) del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente, del Gobierno de España (disponible en <http://www.aemet.es/es/portada>).

- Red de estaciones meteorológicas de la METEOGALICIA de la Consejería del Medio Ambiente y Ordenación do Territorio, de la Xunta de Galicia (disponible en <http://www.meteogalicia.gal/web/index.action>).

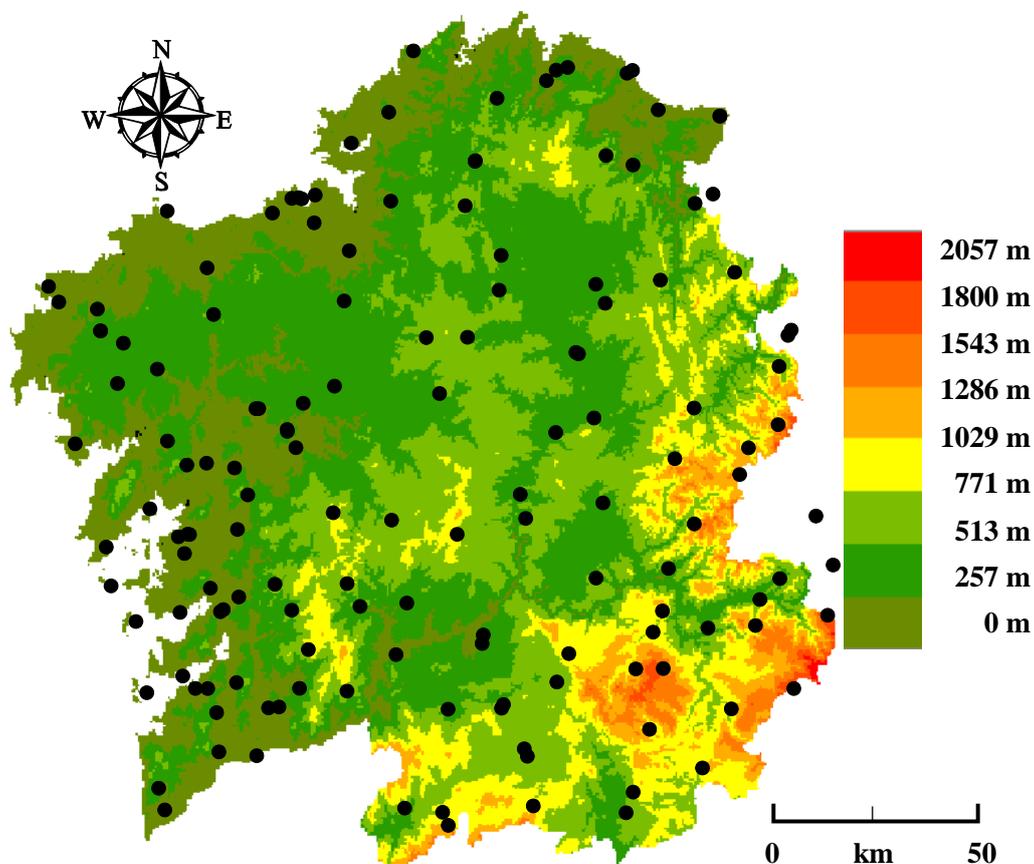
Únicamente se emplearon datos de estaciones que disponían durante un registro continuo durante el año estudiado, de tal modo que no se tuvieron en cuenta aquellas estaciones que presentaban alguna laguna en la medida de temperatura, aunque el período sin medida fuese de uno o unos pocos días.

La mayor parte de las estaciones meteorológicas seleccionadas se localizan en la Comunidad Autónoma de Galicia, siendo las excepciones algunas estaciones (cuatro a seis, dependiendo del año considerado) situadas en Asturias o la Comunidad Autónoma de Castilla y León, pero muy próximas al límite con Galicia. La distribución espacial de la red de estaciones meteorológicas que fueron utilizadas en cada uno de los años estudiados se pueden observar en las Figuras 16, 17 y 18.



**Figura 16.** Modelo de elevación digital (MDE) de Galicia y localización geográfica de las 134 estaciones meteorológicas que proporcionaron datos continuos en el año 2010.

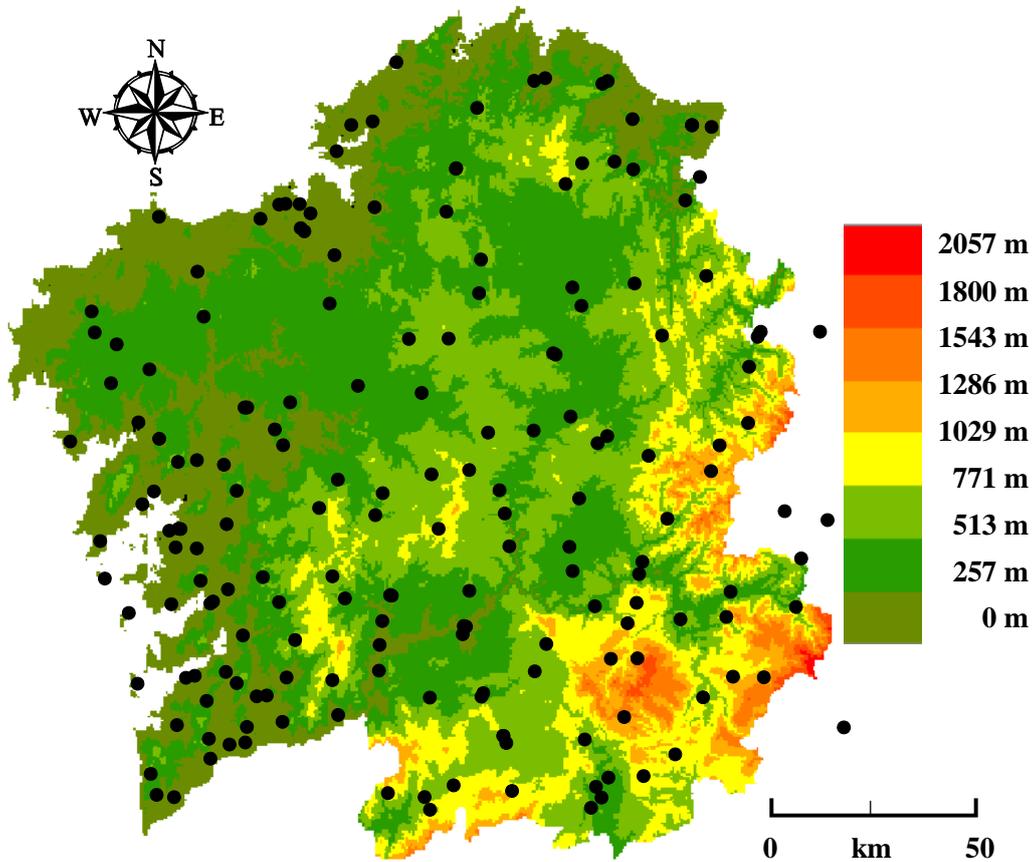
En estas figuras se presenta la localización de las estaciones meteorológicas sobre el modelo de elevación digital de Galicia, obtenido mediante la técnica de krigeado por bloques en base a los datos puntuales de altura correspondientes a una rejilla de 500 x 500 m (Thonon & Paz González, 2002). El número total de estaciones disponible durante cada año fue variable, lo que no se debe a diferencias interanuales en el número de estaciones que estaban en funcionamiento, sino al hecho ya mencionado de que sólo se usaron series anuales completas. De este modo en 2010 se pudieron obtener datos de 134 estaciones (Figura 16), en 2011 de 151 estaciones (Figura 17) y en 2012 de 185 estaciones (Figura 18).



**Figura 17.** Modelo de elevación digital (MDE) de Galicia y localización geográfica de las 151 estaciones meteorológicas que proporcionaron datos continuos en el año 2011.

Además de la toma de datos de temperatura mensual, se prestó particular atención a la obtención de datos geográficos correspondientes a las estaciones estudiadas. Para situar las estaciones climatológicas en el espacio, el sistema geográfico de referencia utilizado fueron las coordenadas UTM Huso 29, Datum europeo de 1950. Puesto que en las series de datos proporcionados por los organismos oficiales las

coordenadas vienen expresadas en unidades sexagesimales se usó un software facilitado por el Instituto Geográfico Nacional que permite el paso de dichas coordenadas geográficas a la proyección UTM (Mirás Avalos, 2003).



**Figura 18.** Modelo de elevación digital (MDE) de Galicia y localización geográfica de las 185 estaciones meteorológicas que proporcionaron datos continuos en el año 2012.

Para cada una de las estaciones meteorológicas seleccionada se obtuvieron los correspondientes valores de latitud, longitud. Las coordenadas geográficas permiten calcular el semivariograma experimental y evaluar la variabilidad espacial de la temperatura en base a técnicas geoestadísticas. La altitud se empleó como variable auxiliar para efectuar interpolaciones mediante el krigado con deriva externa. Los datos usados en este estudio se presentan en los Anexos 1 (2010), 2 (2011) y 3 (2011).

Por tanto, y de acuerdo con los objetivos del presente trabajo, centrados en el análisis de la variabilidad espacial de la temperatura a partir de series de datos que realmente se registraron a escala mensual, los datos obtenidos no fueron normalizados. La reducción a valores normales es un procedimiento estándar en climatología sinóptica

y por tanto ha sido empleado en la caracterización general a escala regional de diferentes elementos del clima, incluyendo la temperatura (Carballeira et al., 1983; Martínez Cortizas et al., 1999; AEMET, 2011). Este procedimiento sin duda habría aumentado sensiblemente el número de estaciones disponibles, sin embargo, no sería útil para conocer la estructura de la dependencia espacial de la temperatura a la escala de tiempo seleccionada, la escala mensual

### **4.3. ANÁLISIS ESTADÍSTICO**

Se llevó a cabo un análisis estadístico preliminar de las series mensuales de temperatura datos auxiliares, utilizando el software R (R Core Team, 2015). Se calcularon los principales momentos estadísticos elementales, incluyendo media, varianza, desviación estándar, coeficiente de variación, asimetría, curtosis. Se empleó el test de Kolmogorov-Smirnov con probabilidad del error de 1 % para evaluar la desviación máxima en relación a la distribución de frecuencia normal.

El análisis estadístico preliminar permite describir la dispersión de los datos por medio de las medidas de posición (media, asimetría y curtosis) y la variabilidad de los datos por medio de las medidas de dispersión (varianza, desviación estándar y coeficiente de variación) de los datos.

La información obtenida mediante las medidas de posición es importante, ya que permite inferir si en el conjunto de datos analizados existen datos anómalos, también conocidos como valores extremos (outliers). La presencia de valores extremos puede modificar el patrón de distribución de una serie de datos espaciales, siendo los valores de asimetría y curtosis los más sensibles a presencia de los valores extremos. De acuerdo con Siqueira et al. (2008a, b) la información proporcionada por las medidas de posición permite además inferir si los datos de una serie espacial pertenecen o no a la misma población. Por tanto, las informaciones ofrecidas por las medidas de posición son complementadas por las medidas de dispersión.

En este estudio, se emplearon los rangos de valores de coeficiente de variación (CV, %) propuestos de Warrick & Nielsen (1980) para clasificar el grado de

variabilidad. Se consideraron las siguientes categorías:  $CV < 12 \%$ , variabilidad baja;  $CV 12-60 \%$ , variabilidad media;  $CV > 60 \%$ , variabilidad elevada.

Asimismo, se determinó la correlación lineal entre los datos de temperatura mensual de los años de 2010, 2011 y 2012 y entre los mismos y la altitud, usando el software R antes mencionado. Se empleó la clasificación de Santos (2007) para caracterizar el grado de la correlación entre los pares de datos:  $|r| = 1$ : perfecta;  $0,8 \leq |r| < 1$ : fuerte;  $0,5 \leq |r| < 0,8$ : moderada;  $0,1 \leq |r| < 0,5$ : débil;  $0 < |r| < 0,1$ : débilmente y  $r = 0$ : nula. Asimismo, se consideraron niveles de significación para  $P < 0.01$  y  $P < 0.05$ .

#### **4.4. MÉTODOS DE INTERPOLACIÓN**

Las interpolaciones efectuadas en este trabajo se llevaron a cabo mediante el método de distancias inversas (IDW - Inverse Distance Weighting) y por tres métodos geoestadísticos diferentes (krigeado ordinario, cokrigeado y krigado con deriva externa) basados en la estructura de la autocorrelación espacial de los datos de temperatura disponibles.

##### **4.4.1. INTERPOLACIÓN POR DISTANCIAS INVERSAS**

El método de las distancias inversas es un modelo matemático de interpolación que usa una función inversa de la distancia entre el punto en el que se estiman los datos y los puntos vecinos en que se dispone de medidas. La interpolación se lleva a cabo partiendo del supuesto de que los datos más próximos deben de ser más similares entre sí, por lo que tendrían una mayor influencia sobre los valores de la variable en el punto en que se realiza la estimación y, en consecuencia, se les asigna un mayor peso. Por tanto, este tipo de interpolación se basa, en general, en condiciones definidas de forma determinista, que, no obstante, son independientes de los procesos físicos que rigen la distribución espacial de la variable interpolada.

Por tanto, de acuerdo con este método, la variable de interés puede estimarse en un punto como una combinación lineal de varias observaciones próximas al mismo y cuyos pesos serán inversamente proporcionales al cuadrado de la distancia entre las observaciones y la variable en el punto mencionado.

$$Z_{Inv}^*(u) = \frac{1}{\sum_{\alpha=1}^{n(u)} \lambda_{\alpha}(u)} \sum_{\alpha=1}^{n(u)} \lambda_{\alpha}(u) \quad \text{siendo} \quad \lambda_{\alpha}(u) = \frac{1}{|u - u_{\alpha}|^2} \quad (43)$$

donde  $\lambda_{\alpha}(u)$  son los pesos asignados a cada punto y  $u_{\alpha}$  es la media de los datos muestrales usados para efectuar la interpolación.

En el caso particular de que  $u_{\alpha}$  coincida con un valor cualquiera de  $u$ , entonces el peso correspondiente,  $\lambda_{\alpha}$ , es infinito, los pesos restantes son inexistentes y  $Z(u_{\alpha})$  toma el valor  $Z(u)$ ; por tanto, la interpolación es exacta.

Conviene tener en cuenta que el método de las distancias inversas plantea la estimación de forma similar a la del krigado, es decir, mediante una media ponderada. Los coeficientes de ponderación, en este caso, son proporcionales a la distancia al punto muestral.

Una faceta interesante de este método es que los pesos relativos disminuyen rápidamente a medida que aumenta la distancia y, por eso, la interpolación es local; además, como los pesos nunca son nulos, no existen discontinuidades. Sus inconvenientes son que la elección de la función de ponderación es arbitraria y que no existe una medida del error. Además, no tiene en cuenta la configuración del muestreo; debido a ello, dos o más datos agrupados que pueden estar, aproximadamente, a la misma distancia y dirección de  $u_{\alpha}$  llevarán el mismo peso que un punto aislado a una distancia similar, pero en distinta dirección lo que es claramente indeseable (Webster & Oliver, 1990). La forma del mapa depende, por tanto, de la existencia de datos agrupados como de la presencia de valores anómalos (Burrough & McDonnell, 1998). En consecuencia, se considera que los mapas obtenidos por este método, no representan bien la estructura de la distribución espacial de la variable estudiada.

#### 4.4.2. INTERPOLACIÓN POR KRIGEADO ORDINARIO

En este trabajo se ha efectuado la interpolación, en puntos sin medidas, mediante diversas técnicas geoestadísticas. En el caso del krigeado ordinario, la interpolación se lleva a cabo tras el cálculo de semivariogramas experimentales o muestrales de las series de temperatura mensuales y la modelización de la estructura espacial de las mismas. A continuación se describen los sucesivos pasos del procedimiento empleado.

En primer lugar, se inspeccionó si las series presentaban o no una tendencia, lo que eventualmente puede suponer la necesidad de estimar residuos. Para ello, se emplearon las diversas ecuaciones, que permiten retirar tendencias de tipo lineal, parabólica o cúbica:

1. Lineal

$$m(x) = A_0 + A_1x + A_2y + A_3xy \quad (44)$$

2. Cuadrática o parabólica

$$m(x) = A_0 + A_1x + A_2y + A_3x^2 + A_4y^2 + A_5xy \quad (45)$$

3. Cúbica

$$m(x) = A_0 + A_1x + A_2y + A_3x^2 + A_4y^2 + A_5xy + A_6x^3 + A_7y^3 + A_8x^2y + A_9xy^2 \quad (46)$$

Posteriormente, el análisis geoestadístico se llevó a cabo mediante el software GSTAT (Pebesma & Wesseling, 1998; Pebesma, 2000) que se encuentra integrado en el Sistema de Información Geográfico (SIG) denominado PCRaster (Van Deursen & Wesseling, 1992). El procedimiento usado ha sido descrito previamente por Mirás Avalos (2003) y Mirás Avalos et al. (2007) y se resume a continuación.

En primer lugar, se emplearon semivariogramas unidireccionales por ser más robustos que los semivariogramas estimados para diferentes direcciones, dado que el número de pares de valores disponible para calcular un punto del semivariograma muestral a una distancia dada sería poco significativo. A continuación, se ajustaron

modelos teóricos de dependencia espacial a los semivariogramas experimentales, llevando a cabo el ajuste final mediante validación cruzada (“jack-knifing”).

El procedimiento detallado de ajuste y modelización del semivariograma ha sido descrito por Vieira (2000). De acuerdo con el mismo, los semivariogramas correspondiente a las series de temperatura mensual y altitud fueron ajustados inicialmente “a sentimiento” utilizando una hoja de cálculo Excel. Se efectuaron sucesivas aproximaciones por prueba y error, considerando que el mejor ajuste correspondía al semivariograma con un valor de coeficiente de determinación ( $R^2$ ) más elevado.

Los modelos de semivariograma que se emplearon para efectuar los ajustes fueron el esférico, exponencial y gaussiano, como se mencionó anteriormente. Las expresiones matemáticas de los mismos son las siguientes:

- Modelo esférico

$$\gamma^*(h) = C_0 + C_1 \left[ \frac{3}{2} \left( \frac{h}{a} \right) - \frac{1}{2} \left( \frac{h}{a} \right)^3 \right] \quad 0 < h < a$$

$$\gamma(h) = C_0 + C_1 \quad h > a \quad (47)$$

Este modelo se caracteriza porque alcanza la meseta a una distancia finita ( $h=a$ ). El modelo esférico es lineal hasta aproximadamente  $1/3a$ .

Suele indicar fenómenos continuos, aunque no derivables, es decir, fenómenos que presentan fluctuaciones. Es el modelo más utilizado en Física de Suelos (Samper & Carrera, 1990).

- Modelo exponencial

$$\gamma^*(h) = C_0 + C_1 \left[ 1 - \exp\left(-3 \frac{h}{a}\right) \right], \quad 0 < h < d \quad (48)$$

Los fenómenos descritos por este semivariograma son similares a los considerados por el modelo esférico, pero con menores fluctuaciones; el exponencial alcanza la meseta más rápidamente que el esférico (Samper & Carrera, 1990). Una diferencia fundamental entre el exponencial y el esférico es que el primero alcanza la meseta asintóticamente mientras que el esférico la alcanza en el valor de  $a$ .

- Modelo gaussiano

$$\gamma^*(h) = C_0 + C_1 \left[ 1 - \exp\left(-3\frac{h^2}{a^2}\right) \right], 0 < h < d \quad (49)$$

Los fenómenos representados por este modelo son continuos en todos los puntos y derivables en su mayoría, es decir, fenómenos con oscilaciones suaves y mayor grado de estructura espacial que en los casos anteriores, como pueden ser las cotas topográficas de colinas con ondulaciones suaves (Samper & Carrera, 1990; Goovaerts, 1997).

Posteriormente a la modelización se llevó a cabo la validación cruzada para elegir el modelo final y los parámetros de los semivariograma de cada una de las series de datos estudiadas. El significado de los parámetros y los criterios empleados para medir la bondad del ajuste llevada a cabo con la validación cruzada ya se discutió en la introducción. Por ello, a continuación, se indican las expresiones matemáticas utilizadas, con especial referencia a la media y varianza de los errores absolutos, y a la media y varianza de los errores relativos:

– 1) Valor medido versus valor estimado:

Para cada una de las  $N$  localizaciones donde existe un valor medido  $Z(x_i)$  se estima por krigado  $Z^*(x_i)$ . Posteriormente, se representan los datos pareados y se construye una recta de regresión cuya expresión es:

$$Z^*(x_i) = a + bZ(x_i) \quad (50)$$

donde  $a$  es la intersección,  $b$  el coeficiente angular o pendiente de la recta. El caso ideal sería  $a=0$  y  $b=1$ .

– 2) Error absoluto:

Una vez obtenido el conjunto de  $N$  valores medidos y estimados,  $Z(x_i)$  y  $Z^*(x_i)$ , se puede definir el error absoluto como:

$$EA\{Z(x_i)\} = Z^*(x_i) - Z(x_i) \quad (51)$$

aplicando las condiciones de no tendencia y varianza mínima puede asumirse que:

– - la media de los errores absolutos es igual a 0:

$$E\{Z^*(x_i) - Z(x_i)\} = 0 \quad (52)$$

– - la varianza de los errores absolutos es mínima:

$$- E\{[Z^*(x_i) - Z(x_i)]^2\} = \text{mínima} \quad (53)$$

– 3) Error reducido:

Como para cada valor estimado,  $Z^*(x_i)$  se conoce la varianza de la estimación

$\sigma_k^2 Z(x_i)$ , el error reducido puede definirse como:

$$ER\{Z(x_i)\} = \frac{[Z^*(x_i) - Z(x_i)]}{\sigma_k^2 Z^*(x_i)} \quad (54)$$

y es posible entonces calcular los siguientes parámetros:

– - la media de los errores reducidos:

$$E\left\{\frac{[Z^*(x_i) - Z(x_i)]}{\sigma_k^2 Z^*(x_i)}\right\} = 0 \quad (55)$$

– - la varianza de los errores reducidos:

$$E\left\{\frac{[Z^*(x_i) - Z(x_i)]^2}{\sigma_k^2 Z^*(x_i)}\right\} = 1 \quad (56)$$

Como se discutió previamente, se considera como criterio más robusto para el ajuste de modelos de semivariogramas la proximidad a 1 de la varianza de los errores reducidos; este criterio prevalece frente a otras posibles alternativas.

Una vez detectado la estructura de la variabilidad espacial y ajustado un modelo matemático al semivariograma, se determinó el grado de dependencia espacial (GD, %) entre las muestras, de acuerdo a los criterios propuestos por Cambardella et al. (1994), mediante la siguiente expresión.

$$GD = \left(\frac{C_0}{C_0 + C_1}\right) * 100 \quad (57)$$

El grado de dependencia se considera bajo si GD oscila entre 75 y 100 %, medio si varía entre 25 y 75 % y elevado para el intervalo de 0 a 25 %.

#### 4.4.3. INTERPOLACIÓN POR CO-KRIGEADO ORDINARIO

Los conceptos presentados en la sección anterior describen la variación espacial de una única variable, pero estos conceptos pueden ser ampliados para el análisis de más de una variable, lo que se denomina como geoestadística multivariada (Wackernagel, 1995).

En el análisis geoestadístico multivariado utilizamos variables correlacionadas, consistiendo en la mejora de la estimación de una variable principal muestreada en un reducido número de puntos, utilizando otra variable secundaria con la cual se encuentra altamente correlacionada, encontrándose esta variable secundaria muestreada en un número mayor de puntos, este proceso se denomina cokrigado y es una extensión del krigado (Journel & Huijbregts, 1978; Wackernagel, 1995; Vieira, 2000). El cokrigado ordinario requiere el conocimiento no sólo del modelo de semivariograma de cada una de las variables, sino, además, del semivariograma cruzado entre las variables (Isaaks & Srivastava, 1989; Webster & Oliver, 1990; Wackernagel, 1995; Vieira, 2000). Por lo tanto la variable secundaria utilizada en este trabajo fue la altitud de las estaciones meteorológicas, presentando diferentes números de estaciones para cada uno de los años de estudio, conforme descrito anteriormente.

De acuerdo con Brus & Heuvelink (2007) en el proceso de mapeado de variables ambientales se destacan dos etapas: la primera es el proceso de muestreo de las propiedades de interés y la segunda etapa es la predicción o interpolación, siendo la calidad de los mapas definida por ambas etapas. Goovaerts (1997) y Heuvelink & Webster (2001) resaltan que los métodos de predicción e interpolación se han desarrollado mucho en los últimos años principalmente en relación a los algoritmos de krigado, los algoritmos de interpolación univariante se desarrollaron permitiendo la interpolación de variables múltiples, donde la predicción es mejorada por medio de covariables o variables secundarias.

La secuencia de pasos seguida para efectuar *cokrigado* es muy parecida a la llevada a cabo para el *krigado ordinario*. En primer lugar se efectúa el cálculo del semivariograma cruzado experimental, usando el programa GSTAT. El fichero con los datos de entrada contiene como parámetros los valores de NLAG y NSTEP usados en los cálculos, así como los valores de las dos variables, de modo que se incluye primero la variable principal y después la variable auxiliar. Dado que en este trabajo se efectuó

cokrigado entre meses sucesivos, el número de datos de las variables principal y secundaria es similar.

En segundo lugar, se lleva a cabo el ajuste de la función teórica del semivariograma cruzado, que se realiza de igual manera (introduciendo los modelos teóricos en la hoja de cálculo). Sin embargo, en este caso el único criterio para elegir el modelo teórico más adecuado de ajuste al semivariograma cruzado experimental, es la suma de cuadrados ponderados.

En tercer lugar, se efectúa la interpolación por cokrigado usando el programa GSTAT. Los ficheros de entrada contienen el nombre de los archivos donde están los datos de la variable principal y la auxiliar, la malla sobre la que se va a realizar la estimación, los parámetros del semivariograma de la variable principal, los del semivariograma cruzado y los de la variable auxiliar.

Señalar que se tiene que cumplir un modelo lineal de correogionalización, que asume que todos los semivariogramas simples y cruzados pueden expresarse como una suma de modelos básicos (exponencial, esférico, gaussiano, etc.) idénticos para evitar inestabilidades numéricas (Goovaerts, 1997)

#### **4.4.4. INTERPOLACIÓN POR KRIGEADO CON DERIVA EXTERNA (KDE)**

Además del análisis geoestadístico clásico (univariante o krigado ordinario) y el análisis multivariante (co-krigado), fueron construidos mapas utilizando el krigado con deriva externa (KDE).

El krigado con deriva externa (KDE) incorpora información secundaria en el sistema de kriging cuando las variables principal y secundaria están correlacionadas. Es necesario conocer el valor de la variable secundaria en todos los puntos donde se va a estimar la variable primaria (Goovaerts, 1997). La información secundaria se utiliza para encontrar los medios locales de la variable primaria y realiza kriging simple en los residuos correspondientes (Goovaerts, 2000).

El KDE requiere la determinación a priori del semivariograma de los residuos. Sin embargo, su cálculo no es directo, ya que los datos disponibles son los datos originales para  $Z(x_0)$ , no los residuos. En la práctica, el semivariograma residual es sustituido por el semivariograma de los datos registrados de temperatura, considerando pares de valores no afectados o levemente afectados por la tendencia. No obstante, esta

solución tiende a sobrevalorar la varianza del error de estimación (Samper & Carrera, 1990).

Para la óptima aplicación de este método la variable secundaria debe cumplir además las siguientes premisas:

- 1) Estar altamente correlacionada linealmente con la tendencia primaria, en caso contrario no debería incorporarse como una deriva externa (Hudson & Wackernagel, 1994)
- 2) Conocerse la variable secundaria tanto en los puntos en donde hay datos primarios, en este caso de temperatura como en todos los puntos u a ser estimados.
- 3) Oscilación de la variable estudiada de forma suave espacialmente con objeto de evitar inestabilidades en el sistema de KDE.

#### **4.4.5. CARTOGRAFÍA DE LA VARIABILIDAD ESPACIAL**

Para la representación de los resultados obtenidos por el método de las distancias inversas y por las técnicas geoestadísticas de krigeado ordinario, cokrigeado, krigeado con deriva externa, mediante mapas (tanto de la variable estudiada como de la varianza del error de estimación) se empleó el SIG denominado PC-RASTER

Durante las últimas décadas los SIG se han utilizado con gran eficacia en múltiples aplicaciones como inventario y gestión de recursos naturales, catastro, planificación territorial, control de instalaciones, transporte, teledetección y urbanismo.

Hay muchas definiciones de Sistema de Información Geográfica, SIG, "Geographical Information System" algunas de ellas son las que se muestran a continuación:

- Una base de datos computarizada que contiene información espacialmente referenciada. También se puede definir como un sistema georreferenciado para la adquisición, búsqueda y manipulación de datos.
- Una base de datos computarizada que tiene información espacial.
- Un conjunto de herramientas que permite reunir, introducir, almacenar, recuperar, transformar y cartografiar datos espaciales sobre el mundo real para un conjunto particular de objetos.

- Un sistema de información geográfica es un tipo especializado de base de datos, que se caracteriza por su capacidad de manejar datos geográficos, es decir, espacialmente referenciados, los cuales se pueden representar gráficamente como imágenes.
- Un sistema de hardware, software y procedimientos, elaborados para facilitar la obtención, manipulación, análisis, modelado, representación y salida de datos espacialmente referenciados, para resolver problemas complejos de planificación y gestión.

Un SIG se diferencia de la cartografía asistida por ordenador y de los programas de gestión de base de datos por la capacidad del SIG de generar nueva información a partir de un conjunto previo de datos mediante su manipulación, reelaboración y análisis. El SIG es capaz de relacionar elementos gráficos (puntos, líneas, polígonos) con elementos de la base de datos temática.

Los SIG de tipo vectorial representan los objetos espaciales codificando sus fronteras, es decir, delimita los contornos. Las líneas que actúan como límites están constituidas por segmentos rectos y se establecen mediante las coordenadas de los puntos o vértices de los mismos.

Las ventajas e inconvenientes de este modelo son las siguientes:

a) Ventajas:

- Estructura de datos más compacta que el modelo raster.
- Codificación eficiente de la topología.
- Salidas gráficas similares a las dibujadas a mano.

b) Inconvenientes:

- Estructura de los datos más compleja que el modelo raster.
- Las operaciones de superposición de mapas son más difíciles de implementar.
- Poco eficiente cuando la variación espacial de los datos es muy alta.
- El tratamiento y realce de las imágenes digitales no puede ser realizado de manera eficiente.

Los SIG de tipo matricial o “raster” no codifican las fronteras de las áreas, sino que registra el interior de las mismas, quedando sus límites implícitamente representados. Divide el área en celdas, que normalmente tienen forma de cuadrado, le

coloca una malla de unidades regulares, de igual forma y tamaño; y en cada unidad de la rejilla se registra el valor que el mapa analógico adopta y se le asigna un valor.

Cuanto más espesa sea la malla, mayor resolución tendrá, más información se tratará y mayor exactitud tendrán los objetos a representar. Esto supone que la cantidad de información a tratar por el ordenador sea muy grande y que se necesite mucho espacio en disco para almacenarla.

Las ventajas e inconvenientes del modelo (Aronoff, 1989):

Ventajas:

- Estructura de datos simples.
- La superposición de mapas es más rápida y eficiente que en el modelo vectorial.
- Es más rápido cuando la variación espacial de los datos es alta.
- Es más eficiente en el tratamiento de las imágenes digitales.

Inconvenientes:

- Estructura de datos menos compacta.
- Ciertas relaciones topológicas son más difíciles de representar.
- Los bordes de los bloques, en las salidas gráficas, presentan una apariencia aserrada cuando adquieren una dirección oblicua (*aliasing*). Este escalonamiento disminuye cuando se aumenta la precisión de la malla, lo cual conlleva el aumento en el volumen de datos y mayor necesidad de cálculo por parte del ordenador.

En el modelo vectorial, los elementos se codifican por sus bordes o fronteras. En el modelo raster, en lugar de codificar las fronteras, se registra el interior y sus límites quedan implícitamente representados (Bosque, 1992).

Existen procesos de transformación de los datos de un modelo en otro pero casi siempre se pierde información.

Tanto los modelos de datos vectorial como raster estructuran el espacio en base a capas o estratos de información. En el vectorial, las capas están formadas por puntos, líneas y polígonos; no siendo conveniente digitalizar dos tipos diferentes dentro de la misma capa. En el modelo raster es aún más clara esta organización del espacio, cada rejilla es una capa de información. En la actualidad en el mercado dominan los SIG que organizan la información en capas.

Para facilitar el análisis, los mapas que se generan presentan una serie de intervalos de diferente color que el programa empleado puede generar automáticamente

o pueden ser introducidos a voluntad, de modo que el número de intervalos se puede aumentar o reducir según el grado de detalle que se desee mostrar. El SIG empleado, PC-Raster, de tipo matricial, presenta dos opciones para la visualización de los mapas generados:

- la opción DISPLAY, es la más sencilla y permite ver los mapas en dos dimensiones.
- la opción DRAPE que permite la visualización en tres dimensiones.

Estas dos opciones hacen posible un fácil manejo en pantalla de mapas y permiten obtener gran información contenida en los mismos como las coordenadas geográficas y el valor estimado o el error de la varianza de estimación en de cada punto (o celda) del área representada. Cualesquiera de los mapas generados pueden ser convertidos en imagen para posteriormente manejarlos en cualquier programa de tratamiento de imágenes.

PCRaster contiene numerosas opciones para el análisis y la extracción de información contenida en los documentos cartográficos, entre las que se incluyen aplicaciones que ejecutan operaciones relativamente sencillas hasta otras que pueden considerarse herramientas de lo más avanzado actualmente, que permiten realizar operaciones y cálculos con un nivel elevado de complejidad.

Una vez elaborados los mapas se compararon los resultados obtenidos tanto para la distribución espacial de la temperatura como para la varianza del error de estimación obtenidos con los distintos métodos de interpolación.

## **5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

### **5.1. ESTADÍSTICA DESCRIPTIVA**

En la Tabla 5 se presenta el análisis estadístico de la temperatura media anual, la temperatura media mensual y la altitud durante los años 2010, 2011 y 2012, usando un número de estaciones de medida que se cifra en 134, 151 y 185, respectivamente. Se puede comprobar, en primer lugar, que todas las series de datos estudiadas (excepto la altitud de las estaciones que medían temperatura durante el año 2010), presentan una distribución de frecuencia normal, de acuerdo con el test de normalidad Kolgomorov-Smirnov con probabilidad de error de 1 % ( $p < 0,01$ ); por su parte la altitud en 2010 presentó, de acuerdo con este test, una distribución lognormal.

Los menores valores de temperatura corresponden a los meses de febrero en 2010 (-2,1 °C, Tabla 5), enero en 2011 (-0,1 °C, Tabla 6) y febrero en 2012 (-0,5 °C, Tabla 7). De acuerdo con los datos de XUNTA de GALICIA (2016) cuando se consideran series con mayor número de años, el mes más frío, generalmente, es enero; la temperatura media durante este mes acusa los efectos conjuntos de una relativa continentalidad y de la altitud presentando valores inferiores a 7,5 °C en toda la Galicia interior, que descienden por debajo de los 5 °C en las regiones más elevadas y se acercan ya a los 0 °C en las sierras de Queixa y de Os Ancares.

Los valores más elevados de temperatura máxima mensual se midieron en los meses de julio de 2010 (24,8 °C, Tabla 5), agosto de 2011 (23,0 °C, Tabla 6) y agosto de 2012 (22,5 °C, Tabla 7). Según XUNTA de GALICIA (2016), el mes más caluroso suele ser julio, aunque, en algunas estaciones las máximas pueden corresponder al mes de agosto. Las temperaturas medias mensuales presentan valores más elevados – superiores al límite de los 20 °C- en las estaciones localizadas en el entorno a las Rías Baixas, cuenca inferior del Miño y valle del Sil, mientras que, en contraste, en las tierras altas del interior (y en particular tanto en meseta lucense como en las zonas montañosas de Ourense) los promedios termométricos del mes estival más cálido se mantienen entre 15 °C y 17,5 °C.

**Tabla 5.** Parámetros estadísticos para los datos de altitud (m) y temperatura (°C) en el año de 2010.

	Altitud (m)	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Media anual
<b>Número de valores</b>	134	134	134	134	134	134	134	134	134	134	134	134	134	134
<b>Mínimo</b>	3	-1,98	-2,1	0,28	5,32	5,8	10	13,4	15,8	11,7	6,7	0,8	0,2	5,763
<b>Máximo</b>	1762	10,85	11,05	12,46	15,9	16,8	20,5	24,8	24,5	20,7	16,7	12,8	11,3	15,721
<b>Media</b>	451,119	6,189	6,351	8,427	12,373	13,187	16,513	19,531	19,790	17,127	12,953	8,527	6,701	12,306
<b>Varianza</b>	139812,301	7,022	7,291	6,021	4,357	5,028	4,072	4,271	3,579	2,749	4,371	6,205	5,747	4,156
<b>Desviación estándar</b>	373,915	2,650	2,700	2,454	2,087	2,242	2,018	2,067	1,892	1,658	2,091	2,491	2,397	2,039
<b>Coefficiente de variación (%)</b>	82,886	42,820	42,515	29,116	16,870	17,005	12,220	10,582	9,560	9,680	16,141	29,213	35,776	16,566
<b>Asimetría</b>	1,185	-0,642	-0,687	-0,829	-0,739	-0,759	-0,625	-0,039	0,066	-0,532	-0,474	-0,592	-0,264	-0,634
<b>Curtosis</b>	1,67	0,411	0,535	0,876	0,707	0,594	0,763	-0,158	-0,312	0,462	0,001	0,397	-0,244	0,321
<b>Test Kolmogorov-Smirnov</b>	0,116Ln	0,052n	0,054n	0,073n	0,075n	0,091n	0,071n	0,045n	0,034n	0,074n	0,06n	0,063n	0,055n	0,059n

**Tabla 6.** Parámetros estadísticos para los datos de altitud (m) y temperatura (°C) en el año de 2011.

	Altitud (m)	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Media anual
<b>Número de valores</b>	151	151	151	151	151	151	151	151	151	151	151	151	151	151
<b>Mínimo</b>	5	-0,1	1,3	1,3	8,1	9,3	10,3	11	13,4	12,4	9,9	3,7	1,7	6,858
<b>Máximo</b>	1740	11,9	12,5	14,3	18,3	19,4	20,5	21,4	23,0	21,7	18,4	14,2	12,6	16,192
<b>Media</b>	440,245	7,532	8,089	9,471	14,653	15,261	16,195	17,119	18,442	17,876	15,377	10,554	8,028	13,216
<b>Varianza</b>	132810,346	6,332	4,728	5,376	3,407	4,358	3,232	3,539	2,568	2,198	2,513	4,395	5,624	3,167
<b>Desviación estándar</b>	364,432	2,516	2,174	2,319	1,846	2,088	1,798	1,881	1,603	1,483	1,585	2,097	2,372	1,780
<b>Coefficiente de variación (%)</b>	82,779	33,411	26,880	24,481	12,596	13,680	11,101	10,990	8,690	8,294	10,310	19,865	29,541	13,466
<b>Asimetría</b>	1,144	-0,498	-0,344	-0,753	-0,612	-0,195	-0,409	-0,545	-0,161	-0,595	-0,643	-0,536	-0,112	-0,739
<b>Curtosis</b>	1,541	0,002	0,206	1,074	0,831	-0,317	0,253	0,467	0,552	1,187	0,692	0,413	-0,466	0,848
<b>Test Kolmogorov-Smirnov</b>	0,116n	0,066n	0,057n	0,074n	0,045n	0,042n	0,084n	0,093n	0,067n	0,089n	0,06n	0,052n	0,063n	0,06n

**Tabla 7.** Parámetros estadísticos para los datos de altitud (m) y temperatura (°C) en el año de 2012.

	Altitud (m)	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Media anual
<b>Número de valores</b>	185	185	185	185	185	185	185	185	185	185	185	185	185	185
<b>Mínimo</b>	3	2	-0,5	5	0	7,8	9,6	12,2	12,4	11,9	6	1,4	1,2	5,767
<b>Máximo</b>	1762	11,4	10,2	14,1	12,4	18	19,8	22	22,5	21,1	16,6	13,3	13	15,183
<b>Media</b>	424,946	6,922	6,360	11,403	8,681	14,406	16,246	17,797	18,378	17,703	13,181	8,851	8,584	12,376
<b>Varianza</b>	121508,247	4,688	4,318	2,971	5,434	2,741	2,822	2,835	2,536	2,856	3,495	4,547	5,508	2,967
<b>Desviación estándar</b>	348,580	2,165	2,078	1,724	2,331	1,656	1,680	1,684	1,592	1,690	1,870	2,132	2,347	1,723
<b>Coefficiente de variación (%)</b>	82,029	31,281	32,674	15,116	26,854	11,492	10,340	9,460	8,664	9,546	14,185	24,092	27,340	13,919
<b>Asimetría</b>	1,196	-0,012	-0,485	-0,738	-1,017	-0,897	-0,87	-0,325	-0,591	-0,505	-0,897	-0,539	-0,511	-0,912
<b>Curtosis</b>	1,918	-0,883	0,179	0,869	1,405	1,468	1,379	0,353	0,828	0,188	1,601	0,812	0,191	1,265
<b>Test Kolmogorov-Smirnov</b>	0,113n	0,067n	0,064n	0,06n	0,077n	0,092n	0,09n	0,081n	0,096n	0,063n	0,059n	0,063n	0,049n	0,082n

En síntesis, los valores mínimos y máximos de las temperaturas mensuales en los años estudiados se mantienen próximos a los valores normales de la serie histórica de datos climatológicos (XUNTA de GALICIA, 2016).

Se constató una mayor amplitud térmica entre valores de temperatura mensual máximos y mínimos en el año de 2010 (22,7 °C), que fue seguida por la de los años 2012 (22 °C) y 2011 (21,6 °C). Los valores de amplitud térmica son importantes para poder caracterizar aquellos años de la serie histórica que presentan un patrón diferenciado de oscilación térmica con respecto a los datos medios. Por otro lado, de acuerdo con Cortizas y Alberti (2000), en Galicia no se ha constatado la presencia de grandes oscilaciones en cuanto a la amplitud térmica, dado que ésta viene determinada por factores como la altura de la precipitación, que regula el equilibrio térmico durante todo el año, y la nubosidad; la nubosidad se mantiene elevada en Galicia, incluso en los meses con valores de precipitación relativamente poco importantes.

Con relación a los valores de altitud de las estaciones usadas para este estudio, se aprecian valores comprendidos entre 3 m y 1762 m para las estaciones con menor y mayor elevación sobre el nivel del mar, respectivamente (Tablas 5 y 7). La importancia del relieve y la relación negativa entre datos altitud y de temperatura media ha sido ampliamente reconocida y descrita por varios autores (Barry y Chorley, 1985; Mendonça y Danni-Oliveira, 2007; Torres y Machado, 2011; Steinke, 2012). La correlación entre el aumento de altitud y disminución de temperatura media se presenta en la siguiente sección. En Galicia, diversos autores, como De Uña Álvarez (2001) han puesto de manifiesto la relación lineal inversa entre la altitud y temperatura. Asimismo, Mirás Avalos et al. (2007) encontraron que la correlación lineal directa entre la altitud y precipitación media mensual era significativa durante la mayor parte de los meses estudiados, pero no durante todos ellos.

Los valores del coeficiente de variación (CV) para la temperatura media mensual en los años de 2010, 2011 e 2012 son más elevados en los meses más fríos, a los que corresponde una mayor precipitación, que en los cálidos. Siguiendo a Warrick y Nielsen (1980) se puede asumir que un  $CV < 12\%$  se considera bajo, mientras que el CV es mediano para valores comprendidos entre 12 y 60 %, elevado para valores entre 60 y 75 % y muy elevado para valores  $> 75\%$ . Según ello, la temperatura media de los meses de verano y otoño tiende a presentar valores de CV bajos o medianos, mientras que en los meses de otoño e invierno son medianos.

## 5.2. CORRELACIONES LINEARES Y ESPACIALES

Las matrices de correlación lineal entre temperatura media anual, temperaturas medias mensuales y altura para los años de 2010, 2011 y 2012 se presentan en las Tablas 8, 9 y 10, respectivamente. Se pone de manifiesto que en todos los casos estudiados se obtuvieron correlación negativas significativas entre los valores de altitud y de temperatura, lo que permite comprobar que con el aumento de la altitud los valores medios de temperatura disminuyen significativamente, como ha sido ya previamente señalado. Por ejemplo, De Uña Álvarez (2001), quien resalta la importancia que la altitud posee sobre los elementos mayores del clima, temperatura y precipitación. En este sentido, en Galicia se observa una alta correlación negativa de los valores térmicos con el incremento de la altura.

A su vez Mirás Avalos et al. (2007) estudiando la variabilidad de la precipitación en Galicia, también encontró valores de correlación elevados con la altura a escala mensual, si bien esta correlación era de tipo positivo y no pudo generalizarse a todos los meses estudiados. Rolim et al. (2007) indican que la altitud es uno de los factores del clima que se ha usado como discriminante en clasificaciones a escala mundial, continental, nacional o regional o local (microclima).

La dispersión entre los datos medios de temperatura y altitud, no obstante, presenta notables diferencias mensuales. De este modo, en 2010 el mayor coeficiente de correlación entre la temperatura media y la altitud correspondió a los meses de enero y febrero ( $r = -0,960$ ), de modo que la relación lineal entre estas dos variables se puede considerar como fuerte, de acuerdo con Santos (2007). Sin embargo en 2010 el coeficiente de correlación entre temperatura mensual en el mes de julio y altitud resultó ser muy inferior ( $r = -0,420$ ), por lo que debe de ser clasificada como débil, según los criterios del mismo autor. Del mismo modo, en el año 2011 el mayor valor de correlación encontrado entre la temperatura media mensual y la altitud correspondió al mes de enero ( $r = -0,954$ ), que puede considerarse como indicativo de fuerte dependencia lineal, y el menor valor al mes de agosto ( $r = -0,526$ ), lo que se puede interpretar como una relación moderada.

**Tabla 8.** Matriz de correlación linear entre la altitud (m) y la temperatura media mensual (°C) en el año de 2010.

	Altitud (m)	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Media anual
Altitud (m)	1,000													
Enero	-0,960	1,000												
Febrero	-0,960	0,991	1,000											
Marzo	-0,953	0,974	0,990	1,000										
Abril	-0,830	0,852	0,895	0,927	1,000									
Mayo	-0,868	0,888	0,923	0,951	0,980	1,000								
Junio	-0,700	0,719	0,771	0,822	0,935	0,945	1,000							
Julio	-0,420	0,440	0,519	0,584	0,784	0,761	0,901	1,000						
Agosto	-0,510	0,527	0,598	0,657	0,835	0,810	0,925	0,977	1,000					
Septiembre	-0,763	0,775	0,832	0,870	0,955	0,940	0,934	0,837	0,896	1,000				
Octubre	-0,931	0,973	0,982	0,972	0,884	0,904	0,754	0,521	0,607	0,846	1,000			
Noviembre	-0,956	0,983	0,982	0,962	0,835	0,865	0,683	0,415	0,503	0,775	0,981	1,000		
Diciembre	-0,897	0,966	0,952	0,923	0,781	0,812	0,621	0,350	0,435	0,711	0,959	0,968	1,000	
Media anual	-0,905	0,937	0,965	0,980	0,969	0,982	0,900	0,712	0,777	0,936	0,959	0,925	0,885	1,000

**Tabla 9.** Matriz de correlación linear entre la altitud (m) y la temperatura media mensual (°C) en el año de 2011.

	<b>Altitud (m)</b>	<b>Enero</b>	<b>Febrero</b>	<b>Marzo</b>	<b>Abril</b>	<b>Mayo</b>	<b>Junio</b>	<b>Julio</b>	<b>Agosto</b>	<b>Septiembre</b>	<b>Octubre</b>	<b>Noviembre</b>	<b>Diciembre</b>	<b>Media anual</b>
<b>Altitud (m)</b>	1,000													
<b>Enero</b>	-0,954	1,000												
<b>Febrero</b>	-0,924	0,985	1,000											
<b>Marzo</b>	-0,942	0,966	0,962	1,000										
<b>Abril</b>	-0,795	0,812	0,809	0,915	1,000									
<b>Mayo</b>	-0,679	0,678	0,672	0,814	0,945	1,000								
<b>Junio</b>	-0,715	0,677	0,669	0,805	0,907	0,959	1,000							
<b>Julio</b>	-0,724	0,666	0,650	0,792	0,883	0,939	0,982	1,000						
<b>Agosto</b>	-0,526	0,460	0,462	0,620	0,786	0,883	0,941	0,947	1,000					
<b>Septiembre</b>	-0,725	0,687	0,697	0,788	0,860	0,857	0,926	0,929	0,916	1,000				
<b>Octubre</b>	-0,747	0,822	0,855	0,879	0,904	0,775	0,721	0,681	0,579	0,736	1,000			
<b>Noviembre</b>	-0,945	0,983	0,983	0,954	0,794	0,656	0,675	0,659	0,473	0,714	0,827	1,000		
<b>Diciembre</b>	-0,913	0,975	0,970	0,910	0,707	0,561	0,566	0,552	0,334	0,585	0,774	0,974	1,000	
<b>Media anual</b>	-0,907	0,923	0,922	0,978	0,952	0,890	0,896	0,882	0,751	0,883	0,890	0,920	0,855	1,000

**Tabla 10.** Matriz de correlación lineal entre la altitud (m) y la temperatura media mensual (°C) en el año de 2012.

	<b>Altitud (m)</b>	<b>Enero</b>	<b>Febrero</b>	<b>Marzo</b>	<b>Abril</b>	<b>Mayo</b>	<b>Junio</b>	<b>Julio</b>	<b>Agosto</b>	<b>Septiembre</b>	<b>Octubre</b>	<b>Noviembre</b>	<b>Diciembre</b>	<b>Media anual</b>
<b>Altitud (m)</b>	1,000													
<b>Enero</b>	-0,777	1,000												
<b>Febrero</b>	-0,862	0,930	1,000											
<b>Marzo</b>	-0,724	0,731	0,890	1,000										
<b>Abril</b>	-0,943	0,742	0,881	0,813	1,000									
<b>Mayo</b>	-0,810	0,535	0,740	0,802	0,924	1,000								
<b>Junio</b>	-0,814	0,476	0,683	0,727	0,915	0,975	1,000							
<b>Julio</b>	-0,622	0,274	0,532	0,691	0,781	0,922	0,932	1,000						
<b>Agosto</b>	-0,708	0,391	0,594	0,645	0,830	0,936	0,960	0,926	1,000					
<b>Septiembre</b>	-0,755	0,572	0,778	0,882	0,893	0,950	0,917	0,915	0,871	1,000				
<b>Octubre</b>	-0,923	0,846	0,924	0,821	0,952	0,854	0,836	0,660	0,775	0,830	1,000			
<b>Noviembre</b>	-0,922	0,907	0,951	0,801	0,933	0,778	0,753	0,555	0,661	0,763	0,972	1,000		
<b>Diciembre</b>	-0,929	0,934	0,939	0,754	0,896	0,721	0,695	0,474	0,597	0,699	0,949	0,979	1,000	
<b>Media anual</b>	-0,917	0,800	0,927	0,885	0,980	0,925	0,898	0,776	0,831	0,919	0,973	0,947	0,912	1,000

Para los años de 2010 y 2011 los mayores valores de correlación (Tabla 8 y 9) entre altura y temperatura media mensual están asociados a los meses más fríos, principalmente enero y febrero, y los menores valores de correlación asociados a los meses de julio y agosto, con temperaturas más elevadas. Por otra parte en 2012 la correlación negativa entre temperatura altura en los meses de julio y agosto fue más elevada que en los dos años anteriores. La disminución de los valores de correlación en los meses estivales puede estar relacionada con el hecho de que en estos meses hay una amplitud térmica mayor, o sea, una diferencia mayor entre las temperaturas mínimas y máximas. De acuerdo con XUNTA de GALICIA (2016) en los valles sudorientales a la sequedad del verano se le unen las elevadas temperaturas, mientras en invierno son muy frecuentes las inversiones térmicas y las nieblas persistentes, de modo que son corrientes los días en los que el valle está cubierto, y unos 300 metros más arriba luce el sol, justificando de esta manera las elevadas amplitudes térmicas principalmente en los meses más calientes.

Siqueira et al. (2012) estudiando la variabilidad espacial de la temperatura y de la precipitación en el Estado de São Paulo (Brasil) también encontró menores valores de temperatura en las zonas con mayor altitud. Miller (1971) describe que este hecho es condicionado principalmente por acciones de masas de aire oceánicas, cuyas características térmicas en cierto modo pueden ser suavizadas por el relieve, dado que con la altura disminuye la presión atmosférica y aumenta la cantidad de vapor de agua, lo que a su vez contribuye a los intercambios de calor en la atmósfera, lo que determina la presencia de temperaturas más bajas en las zonas de montaña. Además los factores del clima que interactúan con las características orográficas, en general, intervienen en la movilidad y mezcla de las masas de aire. Una condición particular, no obstante, ocurre en las cuencas cerradas (Jo et al., 2001; Cuadrat et al., 2005), en las que las condiciones atmosféricas sinópticas pueden favorecer la presencia de frecuentes inversiones térmicas y de condiciones climáticas caracterizados principalmente por vientos débiles que no favorecen la mezcla de aire (Georgakis et al., 2010).

En el año de 2012 el mayor valor de coeficiente de correlación con la altitud correspondió mes de abril ( $r = -0,943$ ) y el menor valor de correlación al mes de julio ( $r = -0,622$ ). En este año podemos decir que hubo un ligero retraso en cuanto al período en que se produjeron las temperaturas mínimas, como puede observarse en la Tabla 7, donde se comprueba que en el mes de marzo la temperatura mínima fue de 5 °C y

posteriormente hubo un nuevo descenso de la temperatura durante el mes de abril para hasta valores de 0 °C. Sin embargo en los años de 2010 y 2011 las variaciones de temperatura mínima a lo largo de los sucesivos meses son más acordes con la estacionalidad y no se observaron retrasos.

Las correlaciones lineales entre los valores de temperatura anual en los años de 2010, 2011 y 2012 son en su mayoría moderados ( $0,5 \leq r < 0,8$ : moderada) o fuertes ( $0,8 \leq r < 1$ ), conforme la clasificación de Santos (2007). Se aprecia una disminución entre los valores de correlación para los meses más calientes en todos los años estudiados, hecho ya discutido que es un reflejo de la mayor amplitud térmica en estos meses en el territorio de Galicia.

### 5.3. INTERPOLACIÓN POR DISTANCIAS INVERSAS

Estudios realizados por Kravchenco y Bullock (1999), demostraron que el método de distancias inversas presenta la ventaja de que se puede utilizar para construir mapas cuando no hay un modelo de dependencia espacial.

Los mapas de temperatura obtenidos mediante el método de interpolación por distancias inversas para el año de 2010 (Figuras 19 y 20), 2011 (Figuras 21 e 22) y 2012 (Figuras 23 y 24) muestran patrones de distribución más o menos regulares. Así, en general se refleja que el litoral, y en particular el litoral del sur de Galicia, presenta mayores temperaturas que las zonas del interior; no obstante dentro de este patrón general se observan numerosas excepciones. Por tanto, por un lado se puede distinguir una zonación que viene conformada por unas pocas áreas de considerable extensión, y, por otro dentro de estas zonas, se localizan a modo de inclusiones, áreas de mucha menor extensión, que con frecuencia presentan rasgos puntuales, lo que confiere una apariencia discontinua al conjunto del mapa.

Este patrón de distribución se debe a que los valores más bajos y más altos de temperatura, que corresponden al primer y último cuartil, respectivamente, aparecen como pequeños motivos puntuales que se presentan como discontinuidades dentro de zonas de mayor extensión y valores de temperatura más próximos a la media regional.

Los mapas de interpolación por distancias inversas no representan con fidelidad las principales características del clima de Galicia durante la mayor parte de los meses estudiados y se deben de interpretar como una primera aproximación en la que se observan gradientes, que delimitan zonas de tendencia, y numerosos valores singulares dentro de estas zonas. Tampoco se aprecian con claridad los efectos orográficos; por ejemplo los máximos asociados a la depresión Miño-Sil, que refleja la penetración de la influencia oceánica, no son perceptibles en los mapas de distancias inversas. Las pequeñas inclusiones que representan áreas con temperaturas medias superiores o inferiores a las de una zona o comarca determinada se observan en el litoral, las mesetas interiores y las sierras.

Los mapas obtenidos por distancias inversas pueden ser útiles para analizar la presencia de tendencias globales de la distribución mensual de la temperatura en

función de características como la distancia a la costa, y, en menor medida la latitud y la altitud. Uno de los patrones de distribución espacial más frecuentemente observado es la tendencia al aumento de la temperatura en dirección E-O; con frecuencia también se observa un gradiente NE-SO.

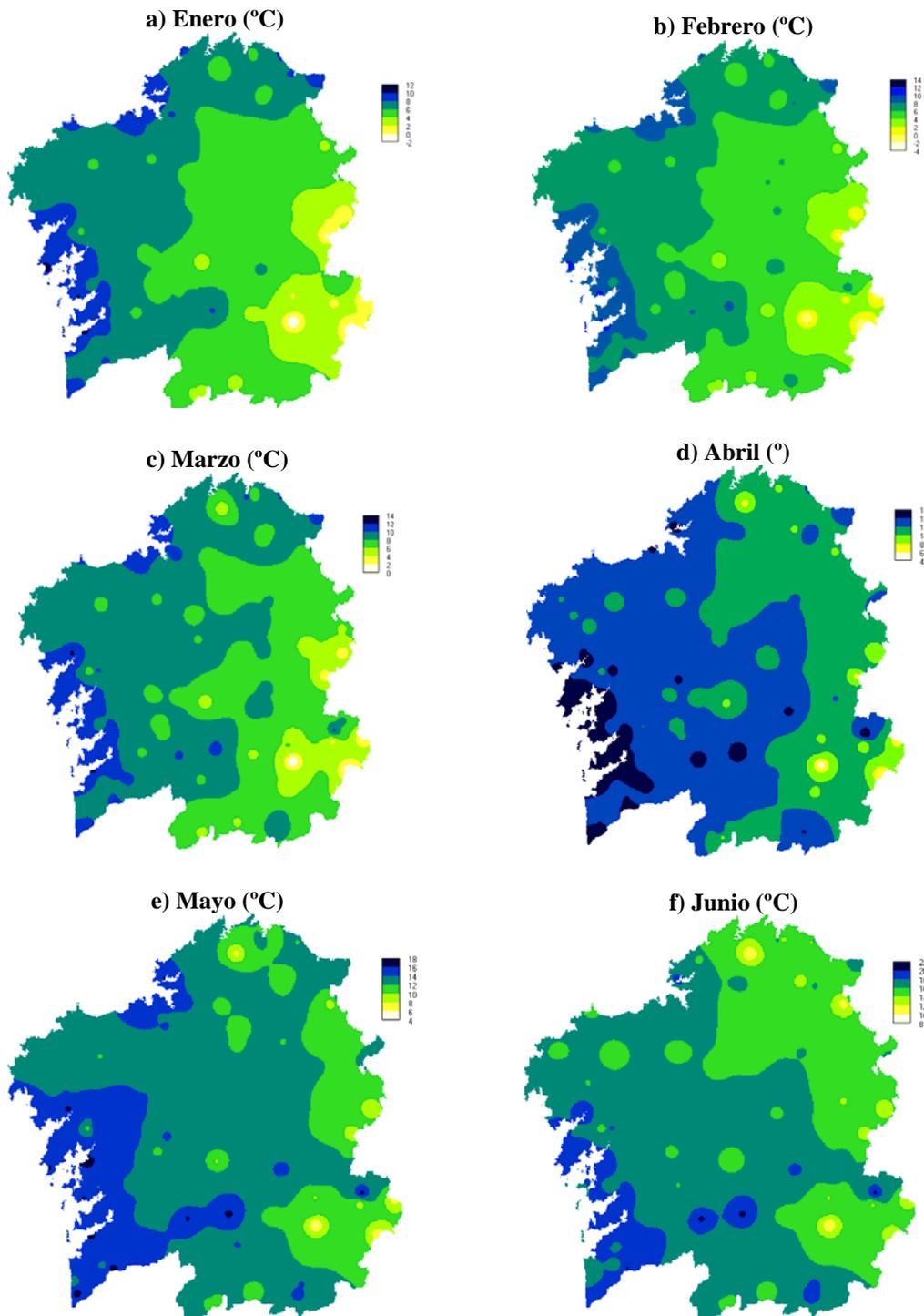
Los mapas de temperatura interpolados mediante PCRastre por el método de las distancias inversas también pueden ser útiles para obtener la temperatura media y/o su distribución espacial a otras escalas, como pueden ser las escalas de provincia, comarca, cuenca hidrográfica, etc.

Cuando se compara el método de las distancias inversas con las otras técnicas empleadas en este trabajo, su mayor desventaja radica en que no permite obtener los errores de estimación, lo que impide conocer la bondad del ajuste (Krajewski y Gibbs; 1966; Landim (2000)). Por otro lado, como se puede apreciar en la sección siguiente, el kriging proporciona mapas con contornos más suaves y tiende a reducir o eliminar las inclusiones, debidas al efecto de valores singulares de temperatura en determinadas estaciones, en relación con los valores de las estaciones vecinas.

De acuerdo con Landim (2000) las principales desventajas que presenta el interpolador por distancias inversas son las siguientes: a) no estima valores mayores o menores que los máximos y mínimos, siendo un mal estimador para representar datos que poseen continuidad espacial, b) dificulta la localización precisa de las líneas de contorno, de modo que se pueden generar proyecciones que difieren de la realidad c) los valores extremos raramente son suavizados o eliminados durante el proceso de interpolación. De este modo, las series de datos en “*cluster*” pueden influir en las estimaciones y solamente permite la generación de mapas con tendencia cuando hay un conjunto de datos cuyos valores presentan ponderación direccional.

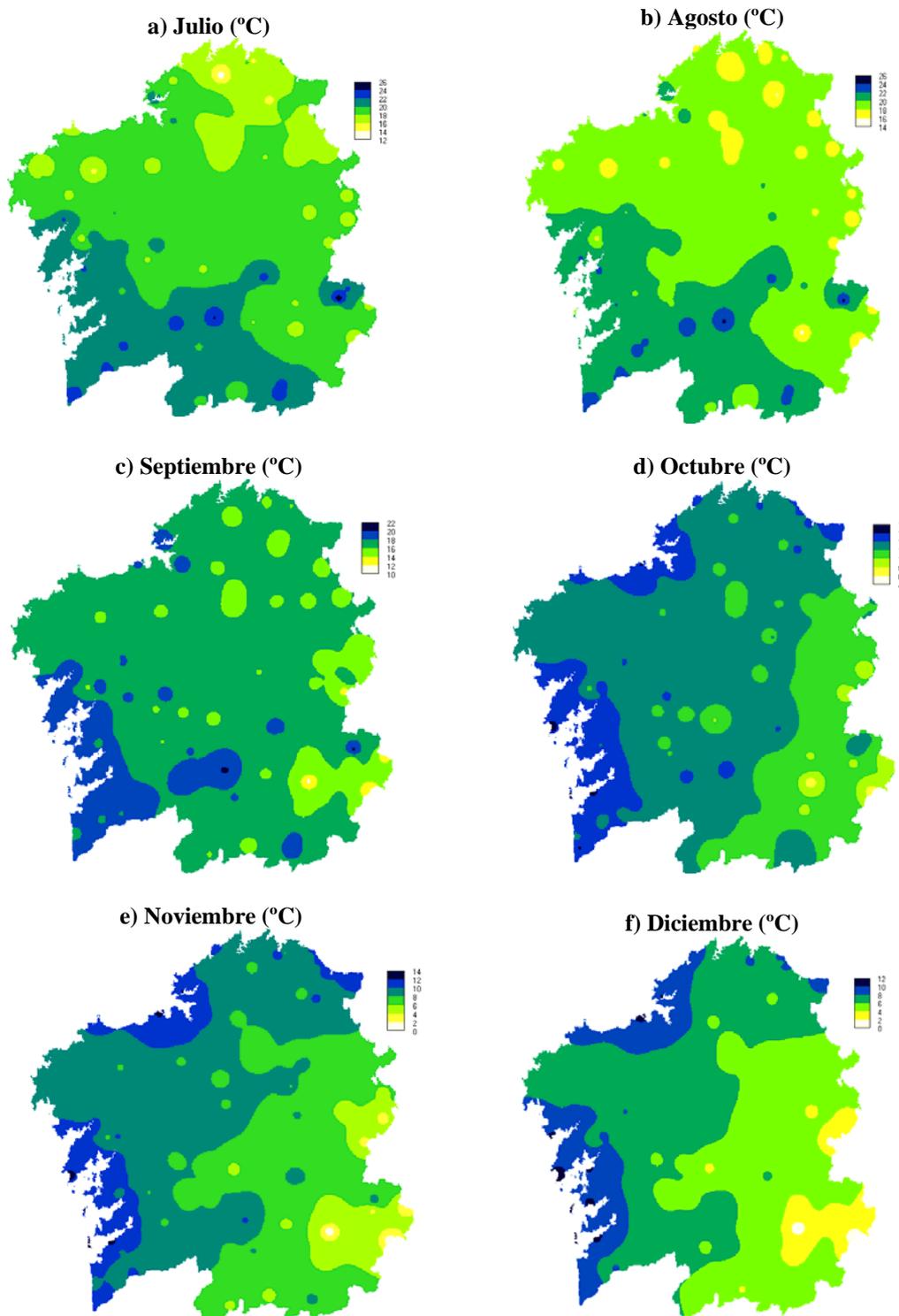
Como ventajas de este método se pueden señalar: a) permite una estimación rápida de la distribución espacial de la temperatura, b) no requiere un análisis previo de la dependencia espacial, ni por tanto el cálculo y la modelización del semivariograma y c) no requiere conocimientos específicos para el análisis de patrones de variabilidad y es fácil de implementar en software como PCRaster o similares.

2010



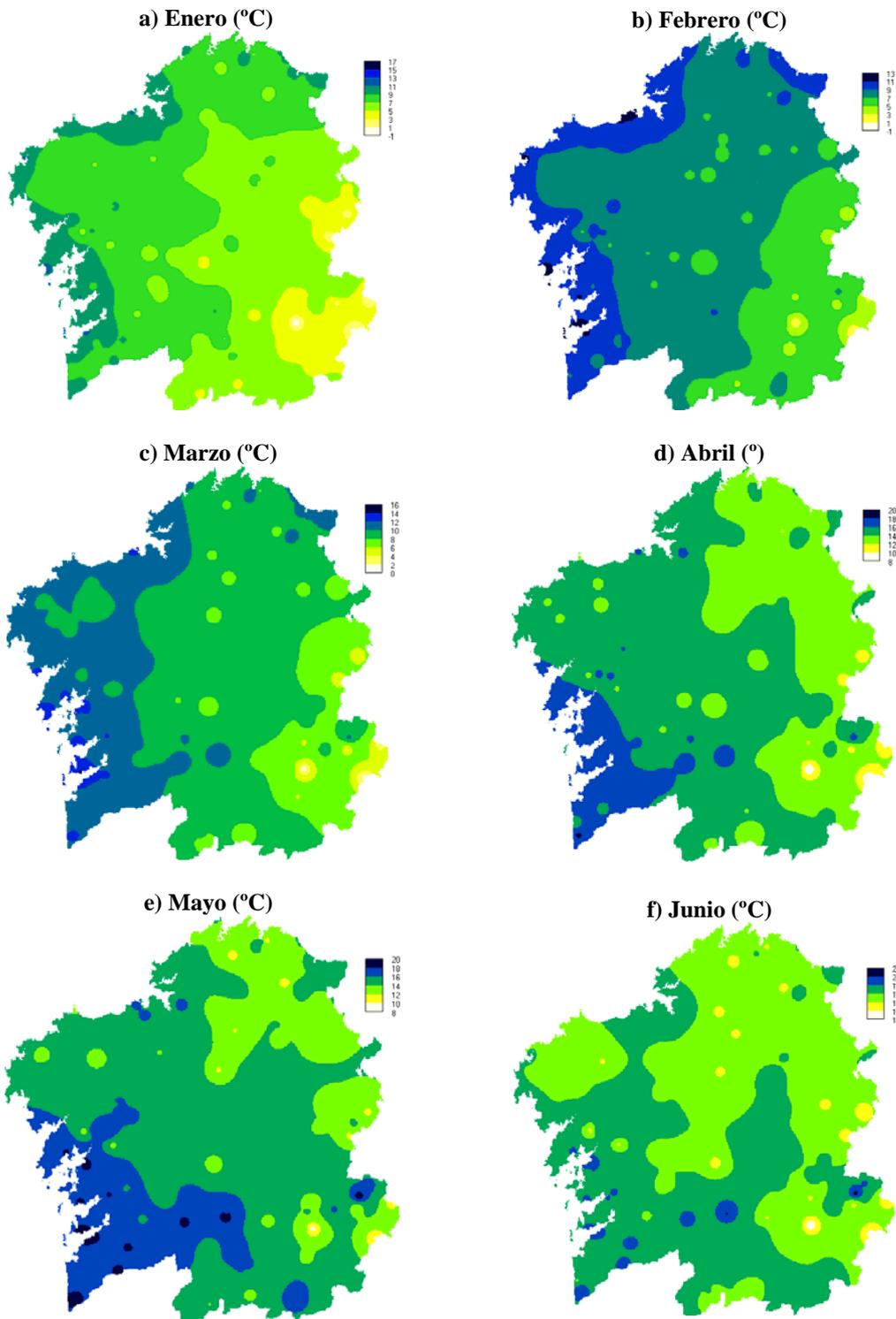
**Figura 19.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método de distancias inversas para enero (a), febrero (b), marzo (c), abril (d), mayo (e) y junio (f) en el año de 2010.

2010



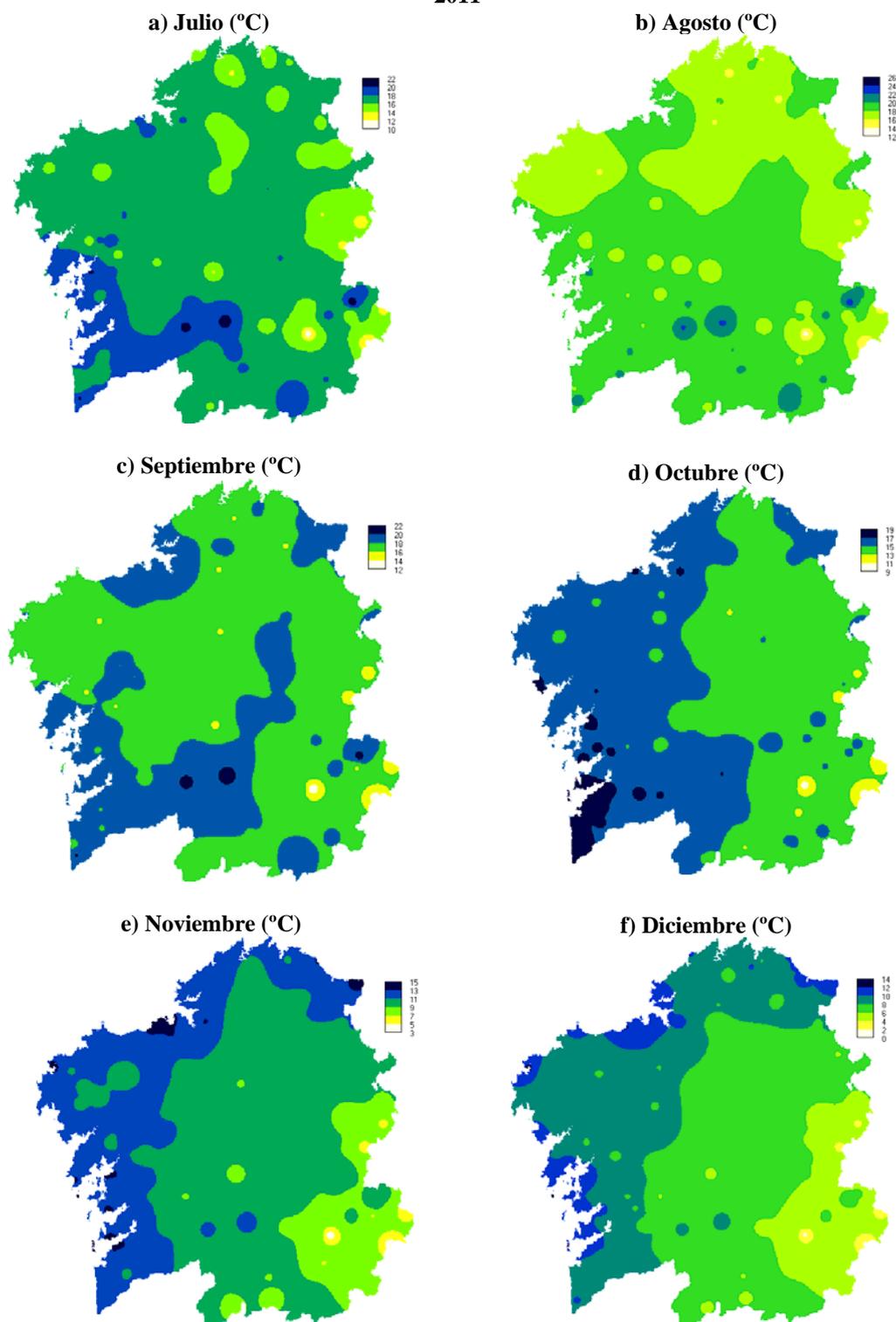
**Figura 20.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método de distancias inversas para julio (a), agosto (b), septiembre (c), octubre (d), noviembre (e) y diciembre (f) en el año de 2010.

2011



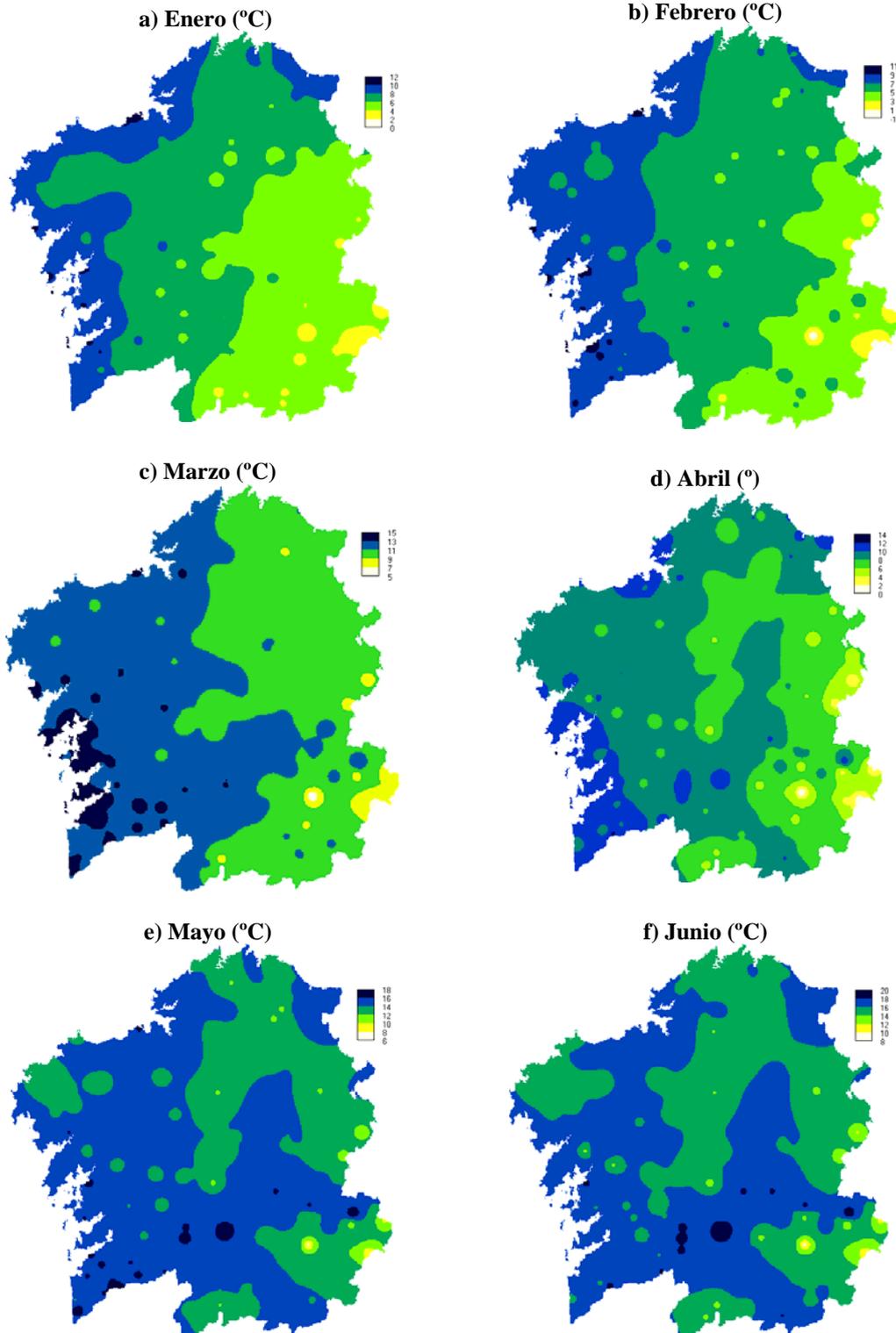
**Figura 21.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método de distancias inversas para enero (a), febrero (b), marzo (c), abril (d), mayo (e) y junio (f) en el año de 2011.

2011



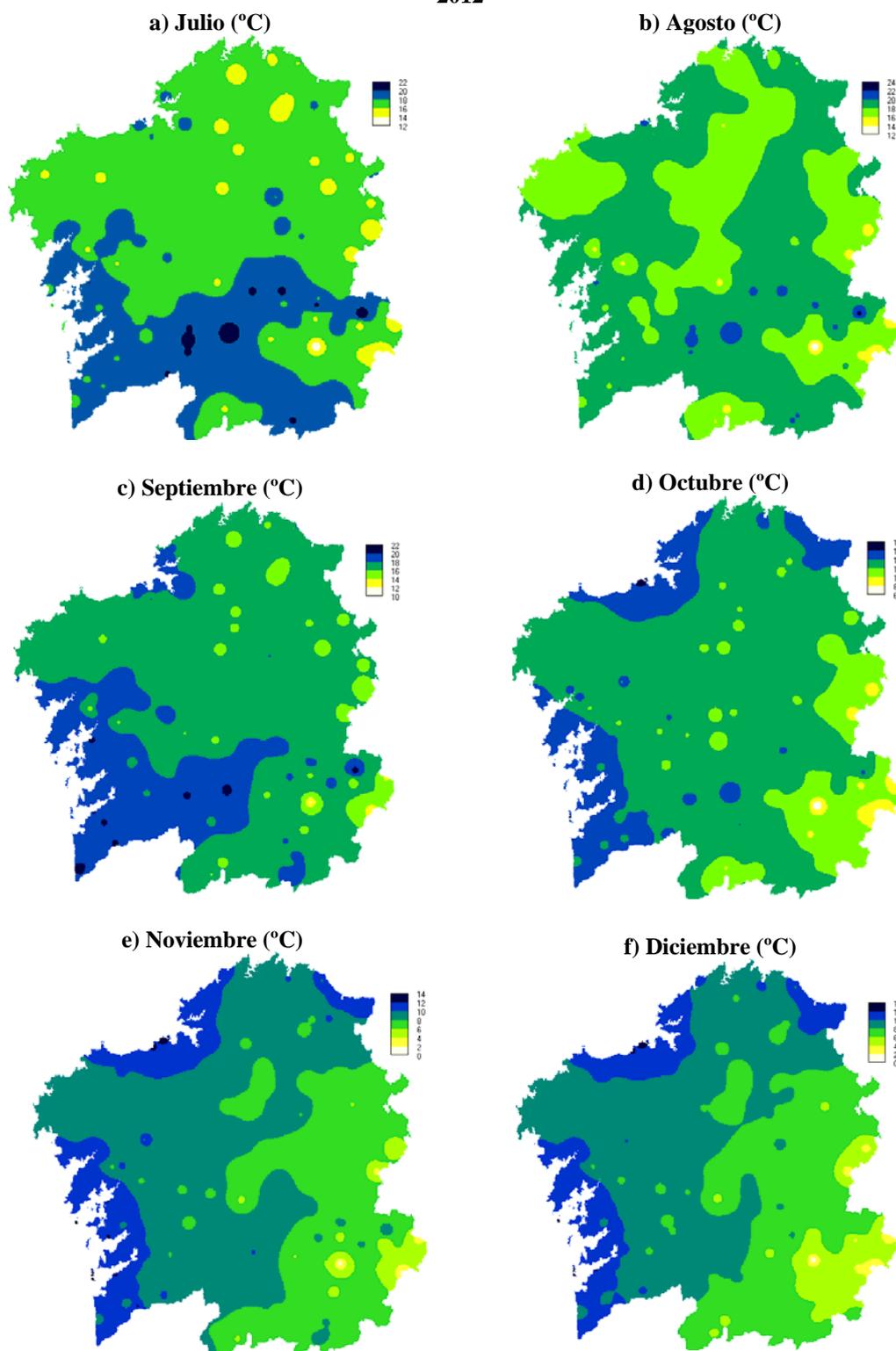
**Figura 22.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método de distancias inversas para julio (a), agosto (b), septiembre (c), octubre (d), noviembre (e) y diciembre (f) en el año de 2011.

2012



**Figura 23.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método de distancias inversas para enero (a), febrero (b), marzo (c), abril (d), mayo (e) y junio (f) en el año de 2012.

2012



**Figura 24.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método de distancias inversas para julio (a), agosto (b), septiembre (c), octubre (d), noviembre (e) y diciembre (f) en el año de 2012.

## 5.4. ANÁLISIS GEOESTADÍSTICO

### 5.4.1. GEOESTADÍSTICA UNIVARIANTE (KRIGEADO)

El análisis geoestadístico de los datos de altitud y temperatura mensual (Tabla 11, 12 e 13) pusieron de manifiesto, en primer lugar, que el modelo esférico fue el que con más frecuencia se ajustó a las series de datos de temperatura media mensual. Otros autores también encontraron que este modelo es el que con más frecuencia se ajusta a datos de variables climáticas y medioambientales que presentan dependencia espacial (McBratney y Webster, 1986; Cambardella et al., 1994; Vieira, 2000; Carvalho et al, 2002; Ulloa Guitián, 2002; Mirás Avalós et al., 2003; Souza et al., 2004a,b; Siqueira et al., 2008a,b; Siqueira et al., 2012).

**Tabla 11.** Parámetros de ajuste del semivariograma para los datos de temperatura mensual y altitud en el año de 2010.

	<b>Modelo</b>	<b>C<sub>0</sub></b>	<b>C<sub>0</sub>+C<sub>1</sub></b>	<b>C<sub>1</sub></b>	<b>a (m)</b>	<b>r<sup>2</sup></b>	<b>RSS</b>	<b>GD (%)</b>
<b>Altitud</b>	Esférico	14400	85700	71300	45800	0.868	1.11E+09	16.80
<b>Enero</b>	Esférico	0.65	4.106	3.456	50400	0.942	1.08	15.83
<b>Febrero</b>	Esférico	0.95	4.666	3.716	48200	0.901	2.18	20.36
<b>Marzo</b>	Esférico	1.095	4.213	3.118	46500	0.893	1.67	25.99
<b>Abril</b>	Esférico	1.063	3.388	2.325	42800	0.787	2.05	31.38
<b>Mayo</b>	Esférico	0.976	3.829	2.853	41800	0.826	2.39	25.49
<b>Junio</b>	Esférico	0.841	3.221	2.38	39900	0.827	1.62	26.11
<b>Julio</b>	Esférico	1.08	3.196	2.116	43500	0.823	1.36	33.79
<b>Agosto</b>	Esférico	1.116	2.77	1.654	41400	0.819	0.839	40.29
<b>Septiembre</b>	Esférico	0.818	2.298	1.48	38200	0.748	0.988	35.60
<b>Octubre</b>	Esférico	0.549	2.922	2.373	48600	0.93	0.612	18.79
<b>Noviembre</b>	Esférico	0.47	3.836	3.366	52500	0.931	1.24	12.25
<b>Diciembre</b>	Esférico	0.35	3.512	3.162	64500	0.96	0.568	9.97
<b>Media anual</b>	Esférico	0.717	3.061	2.344	45100	0.89	0.972	23.42

En el año de 2010 el modelo esférico fue el que mejor se pudo ajustar a todas las series mensuales de temperatura (Tabla 11). En 2011 se ajustó un modelo de tipo exponencial para las temperaturas medias de enero, febrero, marzo, abril, octubre y diciembre, mientras que en los demás meses la distribución espacial de la temperatura

se describió mediante un modelo esférico (Tabla 12). Por último en 2012 la mayor parte de los datos mensuales de temperatura presentaron un modelo de dependencia espacial de tipo esférico, con la excepción de marzo y noviembre que se ajustaron al modelo exponencial y el mes de enero cuyo semivariograma se ajustó a un modelo de tipo gaussiano. La distribución espacial de temperaturas depende de numerosos factores y procesos, por lo que no es posible conocer las causas que originan diferentes modelos de dependencia espacial de la temperatura media mensual. En todo caso, autores Webster y Oliver (1990) o Vieira (2000) señalan que los modelos esférico, exponencial y gaussiano son modelos transitivos que más frecuentemente se usan en análisis geoestadísticos; esto significa que los datos de temperatura media presentan un patrón de crecimiento continuado reflejado en el aumento de los valores de los pares de semivarianza en función de la distancia hasta que dicho valor se estabiliza definiendo una meseta. Esto permite una interpolación geoestadístico adecuada. Dentro de los tre modelos ajustados, el modelo gaussiano es el que presenta una mayor continuidad espacial. a los datos.

**Tabla 12.** Parámetros de ajuste del semivariograma para los datos de temperatura mensual y altitud en el año de 2011.

	<b>Modelo</b>	<b>C<sub>0</sub></b>	<b>C<sub>0</sub>+C<sub>1</sub></b>	<b>C<sub>1</sub></b>	<b>a (m)</b>	<b>r<sup>2</sup></b>	<b>RSS</b>	<b>GD (%)</b>
<b>Altitud</b>	Esférico	17400	79070	61670	46800	0.812	1.54E+09	22.01
<b>Enero</b>	Exponencial	0.39	4.268	3.878	33200	0.928	1.44	9.14
<b>Febrero</b>	Exponencial	0.353	3.338	2.985	32200	0.931	0.83	10.58
<b>Marzo</b>	Exponencial	0.526	3.54	3.014	20100	0.865	1.78	14.86
<b>Abril</b>	Exponencial	0.578	2.454	1.876	18000	0.777	1.22	23.55
<b>Mayo</b>	Esférico	1.082	3.275	2.193	43800	0.779	2.23	33.04
<b>Junio</b>	Esférico	0.892	2.859	1.967	31000	0.665	2.59	31.20
<b>Julio</b>	Esférico	1.094	3.122	2.028	30200	0.642	2.99	35.04
<b>Agosto</b>	Esférico	0.846	2.333	1.487	32000	0.65	1.62	36.26
<b>Septiembre</b>	Esférico	0.728	2.106	1.378	32900	0.678	1.26	34.57
<b>Octubre</b>	Exponencial	0.594	1.958	1.364	38500	0.901	0.244	30.34
<b>Noviembre</b>	Esférico	0.457	2.751	2.294	56200	0.922	0.843	16.61
<b>Diciembre</b>	Exponencial	0.23	4.262	4.032	49300	0.944	0.971	5.40
<b>Media anual</b>	Esférico	0.634	2.318	1.684	41900	0.816	1.05	27.35

Los datos de altitud (m) se ajustaron al modelo esférico en los años de 2010 y 2011 (Tablas 11 y 12) y al modelo exponencial en el año de 2012 (Tabla 13). Toda vez que la mayor diferencia entre estas tres series de datos es el aumento del número de estaciones meteorológicas, y por tanto de datos de altitud en los tres años sucesivos estudiados, se puede sostener como plausible la hipótesis de una mayor regularidad asociada a una descripción más detallada del relieve.

**Tabla 13.** Parámetros de ajuste del semivariograma para los datos de temperatura mensual y altitud en el año de 2012.

	<b>Modelo</b>	<b>C<sub>0</sub></b>	<b>C<sub>0</sub>+C<sub>1</sub></b>	<b>C<sub>1</sub></b>	<b>a (m)</b>	<b>r<sup>2</sup></b>	<b>RSS</b>	<b>GD (%)</b>
<b>Altitud</b>	Exponencial	9900	92120	82220	24000	0.896	1.03E+09	10.75
<b>Enero</b>	Gaussiano	0.7	3.96	3.26	64300	0.961	0.575	17.68
<b>Febrero</b>	Esférico	0.683	3.706	3.023	124900	0.956	0.5	18.43
<b>Marzo</b>	Exponencial	0.528	2.467	1.939	40100	0.888	0.559	21.40
<b>Abril</b>	Esférico	0.89	4.293	3.403	48100	0.895	2.41	20.73
<b>Mayo</b>	Esférico	0.799	2.495	1.696	42400	0.824	1.03	32.02
<b>Junio</b>	Esférico	0.636	2.755	2.119	38000	0.808	1.67	23.09
<b>Julio</b>	Esférico	0.745	2.686	1.941	42400	0.828	1.32	27.74
<b>Agosto</b>	Esférico	0.67	2.593	1.923	36300	0.804	1.37	25.84
<b>Septiembre</b>	Esférico	0.728	2.414	1.686	47900	0.872	0.748	30.16
<b>Octubre</b>	Esférico	0.528	2.639	2.111	54000	0.906	0.865	20.01
<b>Noviembre</b>	Exponencial	0.42	3.857	3.437	40600	0.921	1.15	10.89
<b>Diciembre</b>	Esférico	0.6	3.832	3.232	90700	0.949	0.99	15.66
<b>Media anual</b>	Esférico	0.525	2.318	1.793	49900	0.849	0.694	22.65

Un aspecto relevante para el análisis geoestadístico es la estacionariedad de las series de datos. Se considera en este estudio que tanto los datos de altitud como los de temperatura son estacionarios y que por lo tanto, e independiente del aumento del número de estaciones meteorológicas en años sucesivos todos las series deberían de estar representadas por un mismo modelo matemático, pero con variaciones de escala. En este sentido, Siqueira et al. (2015) estudiando la estacionariedad de datos de humedad del suelo y altitud, encontraron el mismo modelo de semivariograma para la altitud, independientemente del número de muestras de cada serie de datos estudiada.

Por lo que respecta a los parámetros del semivariograma, los mayores valores del parámetro alcance (a, m) correspondieron al año 2012 (Tabla 13). Al comparar

entres sí los tres años estudiados se obtuvo un alcance medio próximo a 45100 m, en 2010 (Tabla 11) de 41900 m en 2011 (Tabla 12) y de 49900 m en 2012 (Tabla 13). Estos valores medios de alcance son importantes para sí distribuir las estaciones meteorológicas de manera más representativa en el territorio de Galicia, con el intuito de generar datos, previsiones y estimativas de clima y tiempo que correspondan a las realidades locales de los diferentes ambientes de Galicia, que son delimitados principalmente por el relieve.

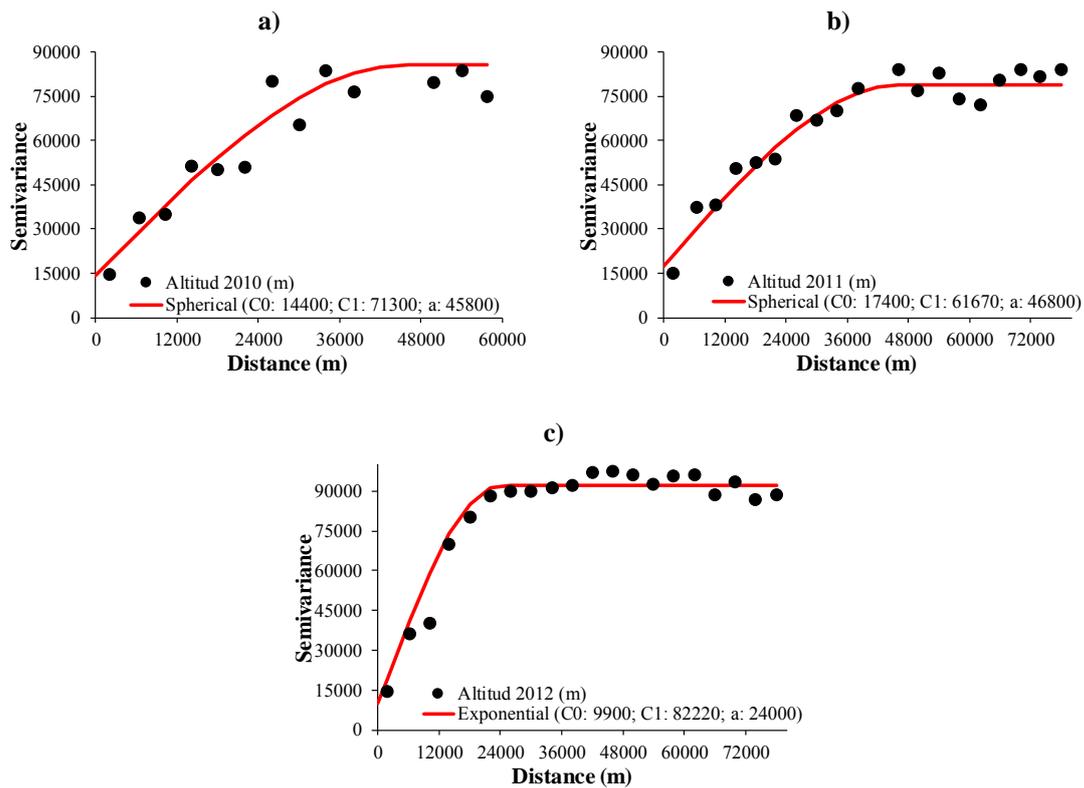
Por otra parte, en el año 2012 el mes de febrero presento un valor de alcance de 124900 m, cerca de dos veces y media el valor encontrado para todos los meses de este año (49900 m, Tabla 13): Este valor tan alto del parámetro alcance se puede atribuir a que el mes de febrero de 2012 fue el que presentó una menor amplitud térmica, entre los valores de temperatura máxima y mínima de entre toda la serie estudiada en este mes. Por tanto al mes con menor amplitud térmica le correspondió un mayor valor de alcance de la dependencia espacial.

El efecto pepita permite inferir acerca de la continuidad o discontinuidad de la variable estudiada. De acuerdo con autores como Webster y Oliver (1990), Vieira (2000), Siqueira et al. (2008) el valor de efecto pepita ( $C_0$ ) también puede ser un índice de la precisión representada en el esquema de muestreo; de este modo, cuanto más bajos sean los valores de  $C_0$ , cabe esperar una mayor representatividad de los datos; en este estudio un menor efecto pepita, correspondería a una distribución de las estaciones meteorológicas más adecuada para generar modelos matemáticos geoestadísticos precisos y con errores de estimación relativamente bajos mediante kriging, en las localidades no muestreadas; ello debería de traducirse en mapas de variabilidad espacial continuos y sin valores anómalos.

El grado de dependencia espacial de los valores medios de temperatura mensual durante los años estudiado osciló entre valores elevados (efecto pepita en el rango 0-25 %) y medios (efecto pepita entre 25-75 %), de acuerdo con la clasificación de Cambardella et al. (1994). Este resultado, una vez más, pone de manifiesto la adecuada distribución de las estaciones meteorológicas de que se dispone en Galicia, para el análisis de la dependencia espacial de la temperatura media mensual. Por otro lado, se puede verificar, al comparar los datos de las Tablas, 11, 12 y 13 que el grado de dependencia espacial es mayor en el último caso (año 2012) que en los dos primeros

(años 2010 y 2011). En efecto, en 2012 el número de estaciones meteorológicas empleadas ascendió a 185 siendo el valor medio del grado de dependencia espacial de 22,22 %. Por lo que respecta a 2011 se analizaron 151 estaciones meteorológicas con un valor medio del grado de dependencia espacial de 23,57 %, mientras que en 2010 se analizaron solamente 134 estaciones meteorológicas con un valor medio del grado de dependencia espacial de 24,00 %.

La Figura 25 presenta los modelos de semivariograma ajustado para los datos de altitud en los años de 2010, 2011 y 2012. En la Figura 25 se pone en evidencia que los datos de altitud presentaron un buen ajuste del semivariograma experimental, con meseta bien definida.



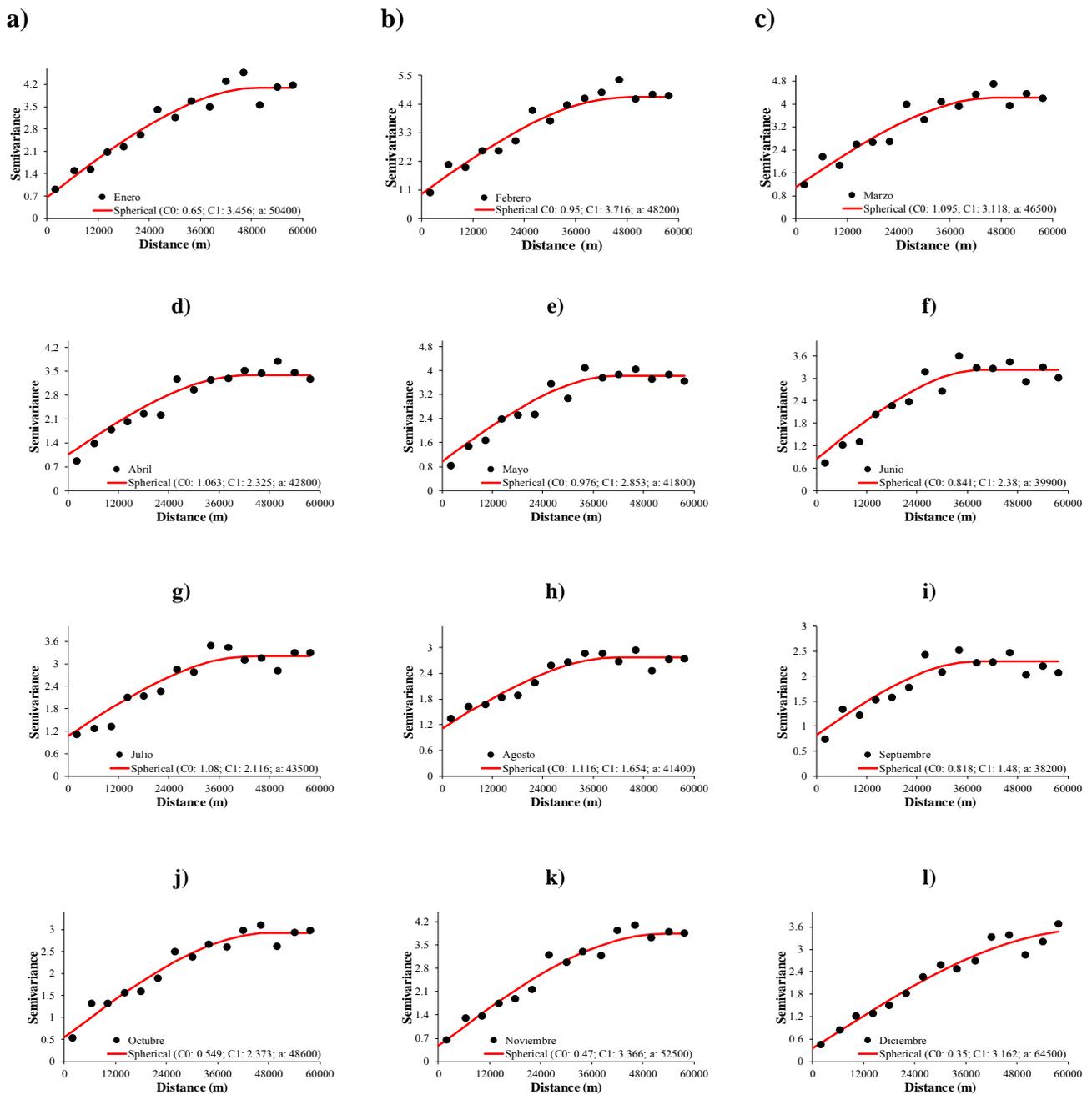
**Figura 25.** Semivariogramas ajustados para los datos de altitud (m) en los años de 2010 (a), 2011 (b) y 2012 (c).

Por otro lado, como ya se indicó anteriormente, se verificó un ajuste de tipo exponencial en 2012 mientras que en 2010 y 2011 se ajustaron modelos de tipo esférico, lo que una vez más puede estar relacionado con el aumento del número de estaciones a lo largo de los tres años estudiados.

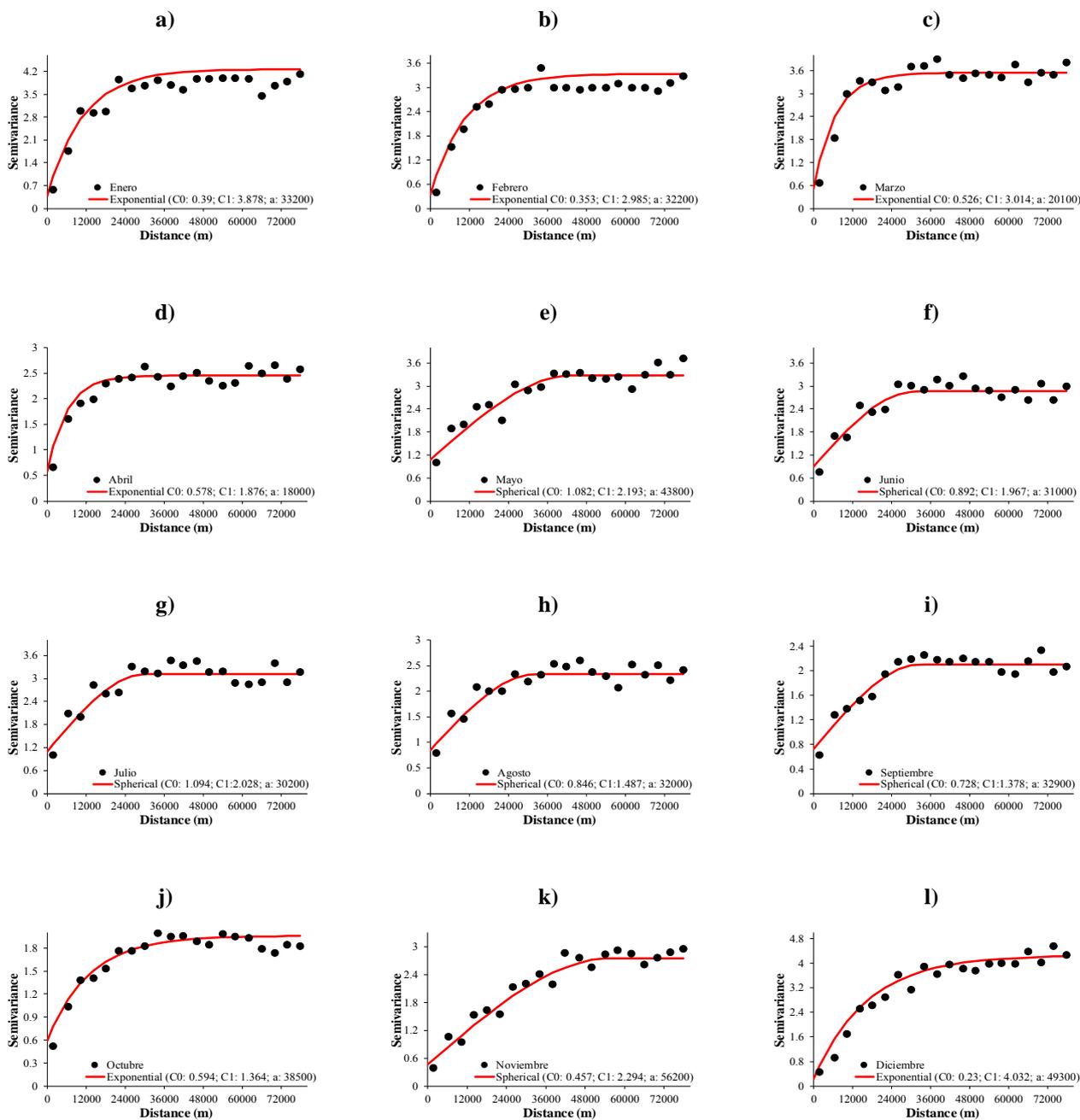
En las Figuras 26, 27 y 28 se consignan los modelos de semivariogramas ajustados para las series mensuales de temperatura registradas en los años 2010, 2011 y 2012 respectivamente. Se puede comprobar, en primer lugar, que en ninguno de los meses estudiados se constató la presencia de estructuras de dependencia espacial del tipo pepita puro. Por tanto, se constató la presencia de dependencia espacial de las series de datos de temperatura media mensual dentro de distancias inferiores al valor del alcance. Esto significa que la distancia de separación entre estaciones cuyos valores de temperaturas no presentan dependencia espacial es mayor que el valor del alcance (Vieira, 2000). Se comprueba que el patrón de distribución espacial de la temperatura media mensual fue descrito mediante modelos de semivariogramas bien definidos y con una meseta clara y unos valores de alcance y efecto pepita bien definidos.

Los modelos de semivariograma ajustados fueron isotrópicos (Figuras, 26, 27 y 28). De acuerdo con Isaaks e Srivastava (1989) dicho modelos isotrópicos presentan una meseta bien definida y la reducción de dependencia espacial entre estaciones resulta exclusivamente del aumento de la distancia de separación entre las mismas

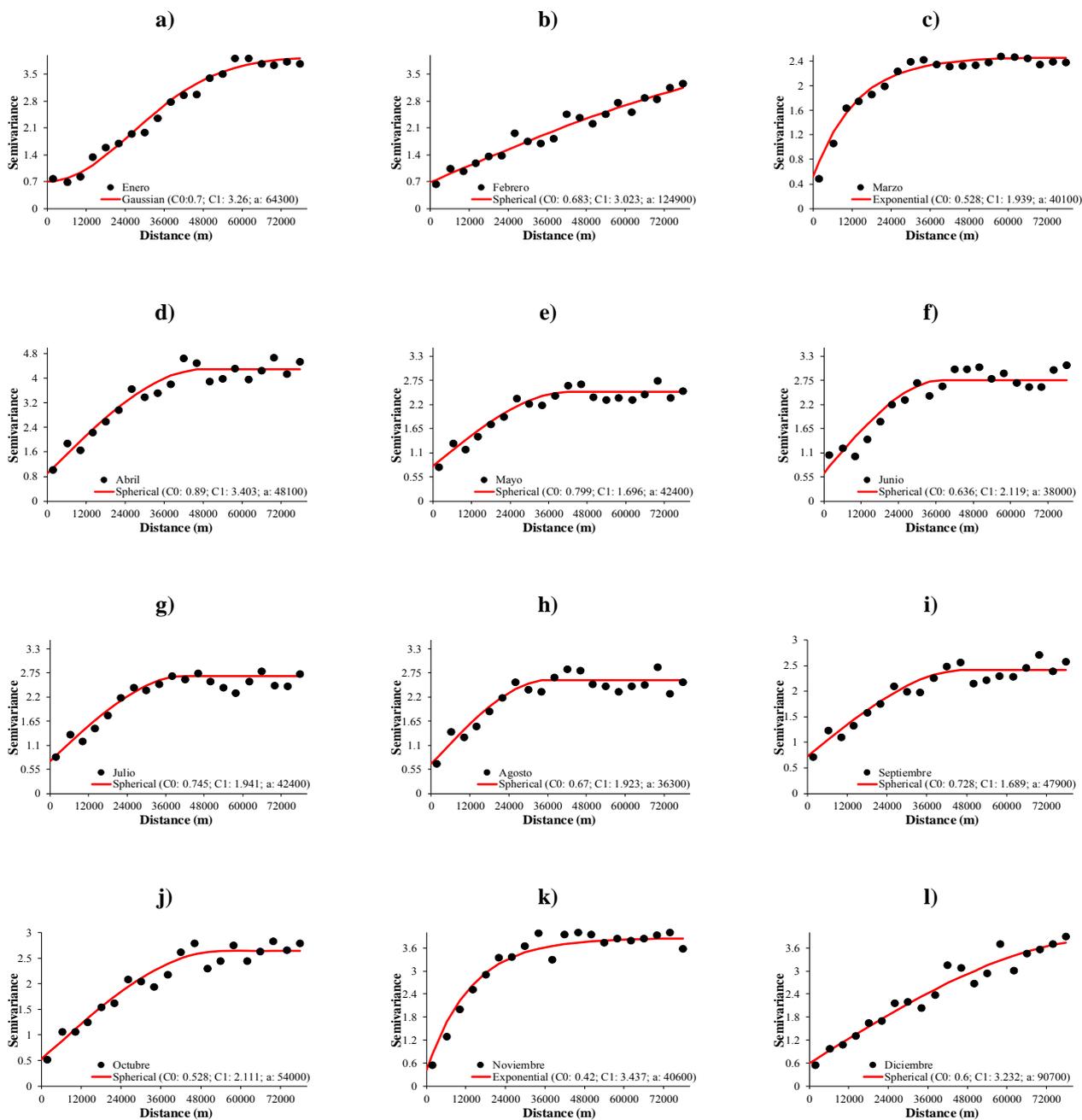
En el año de 2010 (Figura 26) se observa que solamente los datos de temperatura mensual de los meses de noviembre y diciembre presentaron una meseta con un alcance superior a los 50 km, mientras que en los restantes meses las mesetas se estabilizaron a distancias más cortas. Los semivariogramas ajustados en los sucesivos meses del año 2011 (Figura 27) presentaron mesetas muy bien definidas. El año de 2012 (Figura 28) se comprobó, asimismo, que solo los meses de febrero y diciembre presentaron mesetas que se estabilizaban a distancias superiores a los 50 km, siendo en estos meses cuando los valores de semivarianza frente la distancia se estabilizaron a mayores distancias. Asimismo cuando se evalúa el grado de dependencia espacial, mediante el cociente entre los valores del efecto pepita y la meseta, se verifica que durante la mayor parte de los meses estudiados presentan valores que se pueden calificar de medianos, y no comprometen el ajuste del semivariograma.



**Figura 26.** Semivariogramas ajustados para los datos de temperatura mensual en el año de 2010: enero (a), febrero (b), marzo (c), abril (d), mayo (e), junio (f), julio (g), agosto (h), septiembre (i), octubre (j), noviembre (k) y diciembre (l).



**Figura 27.** Semivariogramas ajustados para los datos de temperatura mensual en el año de 2011: enero (a), febrero (b), marzo (c), abril (d), mayo (e), junio (f), julio (g), agosto (h), septiembre (i), octubre (j), noviembre (k) y diciembre (l).

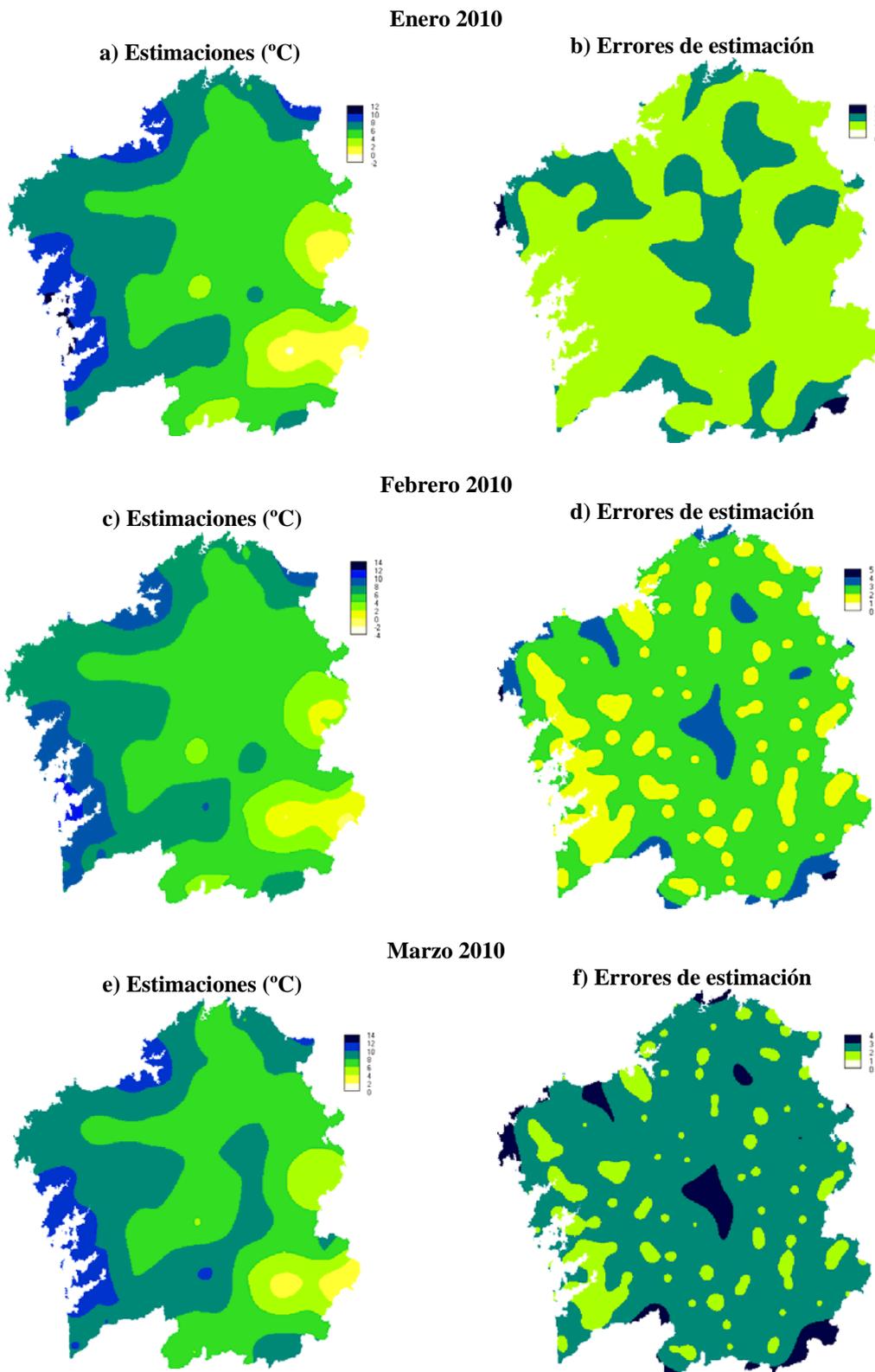


**Figura 28.** Semivariogramas ajustados para los datos de temperatura mensual en el año de 2012: enero (a), febrero (b), marzo (c), abril (d), mayo (e), junio (f), julio (g), agosto (h), septiembre (i), octubre (j), noviembre (k) y diciembre (l).

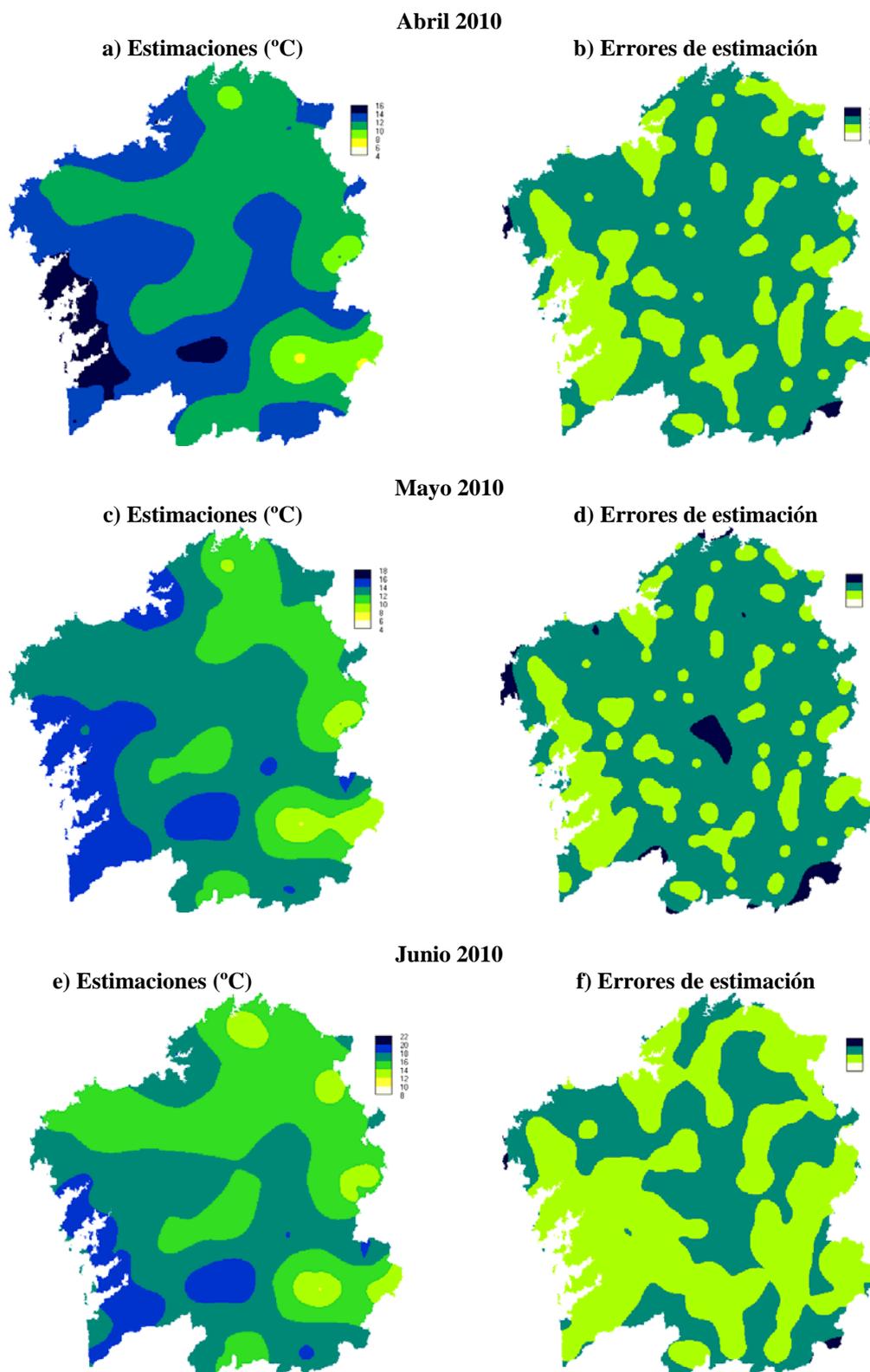
La bondad de ajuste de los modelos de semivariograma también puede ser evaluada por medio de los parámetros de  $r^2$  y RSS (Tablas 11, 12 y 13) que presentaron valores elevados. Con todo, como se indicó anteriormente, se aprecian algunas diferencias en los modelos ajustados para los datos de temperatura en los distintos años en estudio. Siqueira et al. (2012) estudiando la variabilidad espacial de valores de temperatura y del relieve, comprobaron que hay una tendencia a que los modelos de semivariograma ajustados a datos de temperatura presenten cierta similitud con los que se ajustan a la topografía, lo que parece estar relacionado con el hecho de este parámetro condiciona los valores de temperatura. Los autores resaltan que además del relieve, otros factores que afecta a la variabilidad espacial de la temperatura son la continentalidad y la latitud.

En las Figuras 29, 30, 31 y 32 se presentan los mapas de variabilidad espacial obtenidos mediante kriging ordinario para el año de 2010, así como los respectivos mapas de errores de estimación, elaborados a partir de los datos registrados en 134 estaciones meteorológicas.

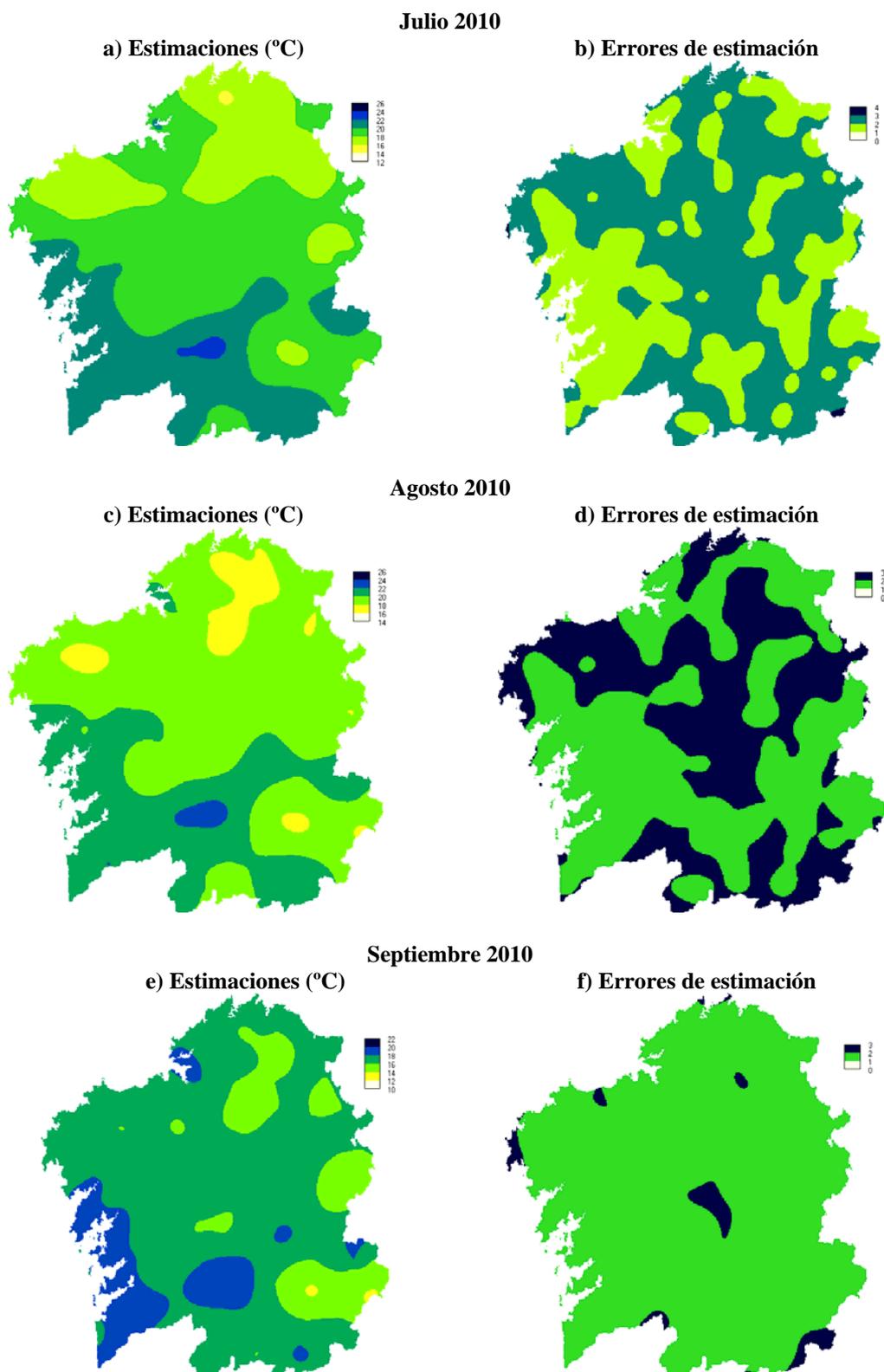
En los meses de enero, febrero y marzo de 2010 (Figura 29), es posible verificar que las temperaturas son más elevadas en la costa que en el interior. Además en marzo se puede apreciar una tendencia al aumento de las temperaturas medias siguiendo la zona de influencia de los valles del Miño y el Sil. Los mayores errores de estimación (errores de kriging) de los valores medios de temperatura mensual corresponden a las zonas con menor densidad de medidas en las comarcas interiores. Al comparar dichos mapas de errores de kriging se comprueba que el mes de marzo de 2010 se presenta una distribución de los mismos más bien uniforme, con valores próximos de 3 °C (Figura 29). Por otra parte, se comprueba que los mayores valores anuales de los errores de kriging corresponde a los meses de enero, febrero y marzo, de modo que los mayores valores (5 °C) se encontraron el mes de febrero. Durante los meses sucesivos (abril, mayo, junio, julio, agosto y septiembre) que se presentan en las Figuras 30 y 31, los más cálidos del año, se verifica que además del litoral, muchas zonas del interior presentan un aumento pronunciado de la temperatura media. Pero, en estos meses los valores de errores de estimación son menores que en los meses iniciales del año (Figura 29), entando los errores de estimación en torno de 2 o 3 °C.



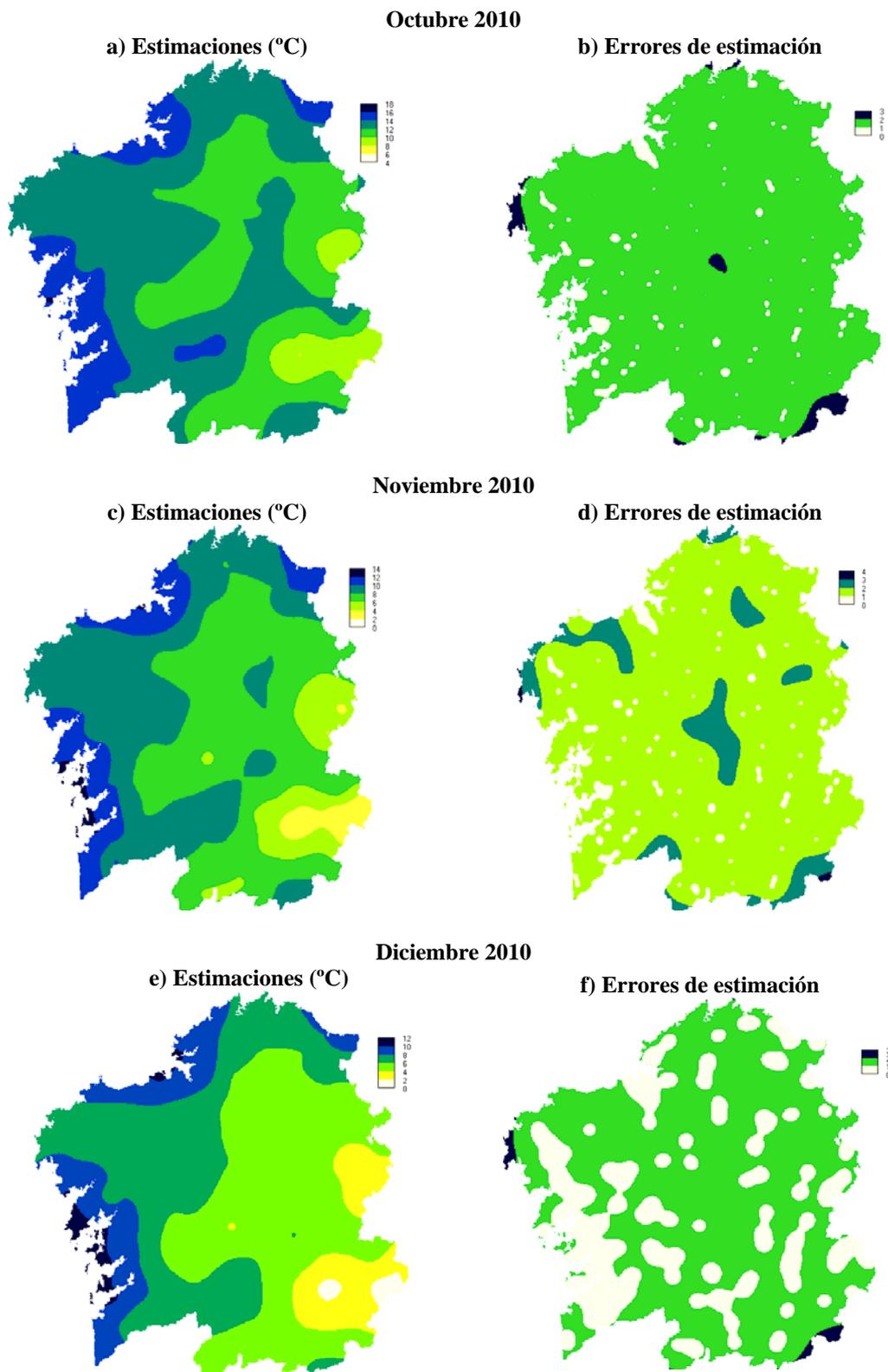
**Figura 29.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método de krigado ordinario para enero, febrero y marzo de 2010 con sus respectivos mapas de errores.



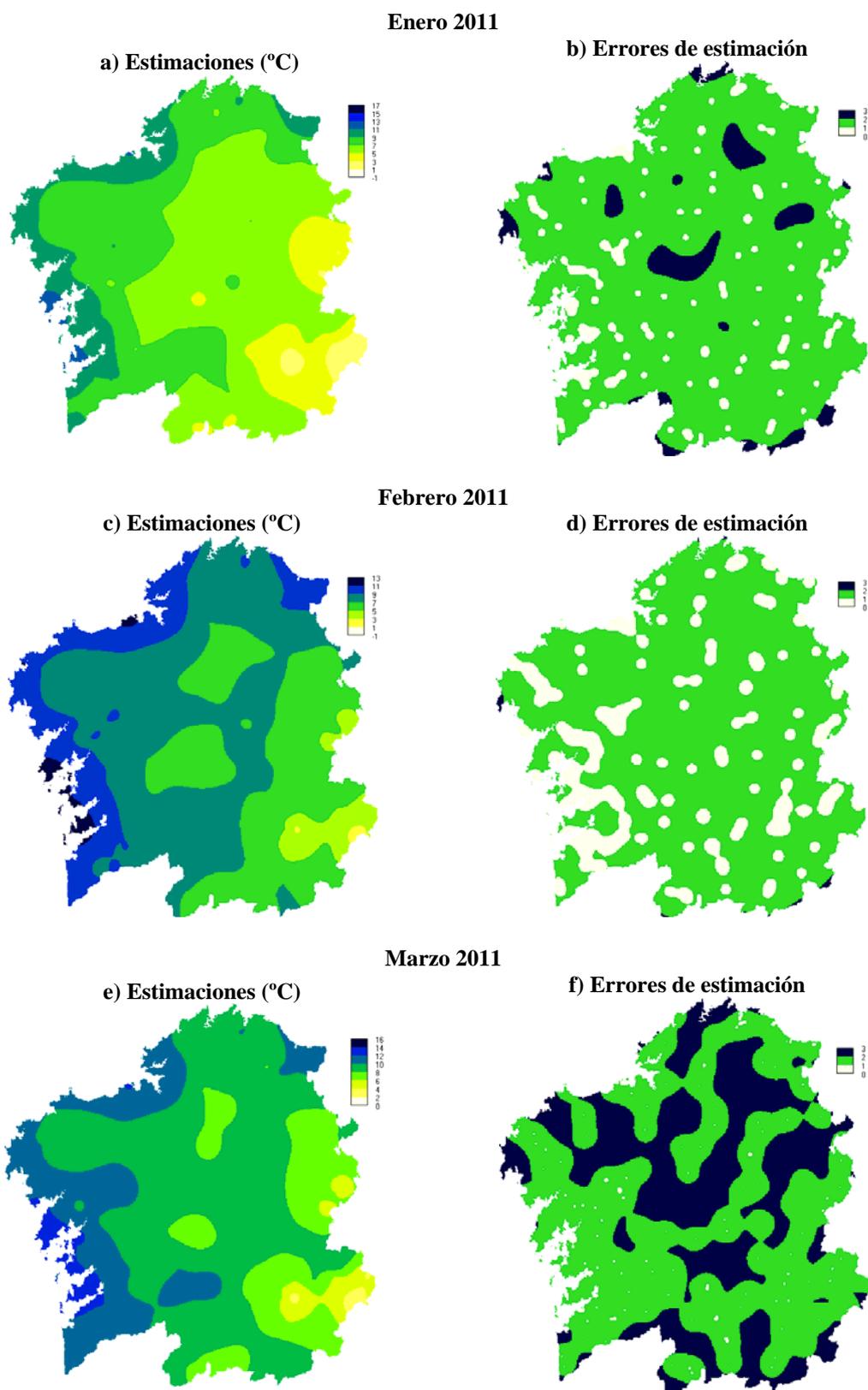
**Figura 30.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método de krigado ordinario para abril, mayo y junio de 2010 con sus respectivos mapas de errores.



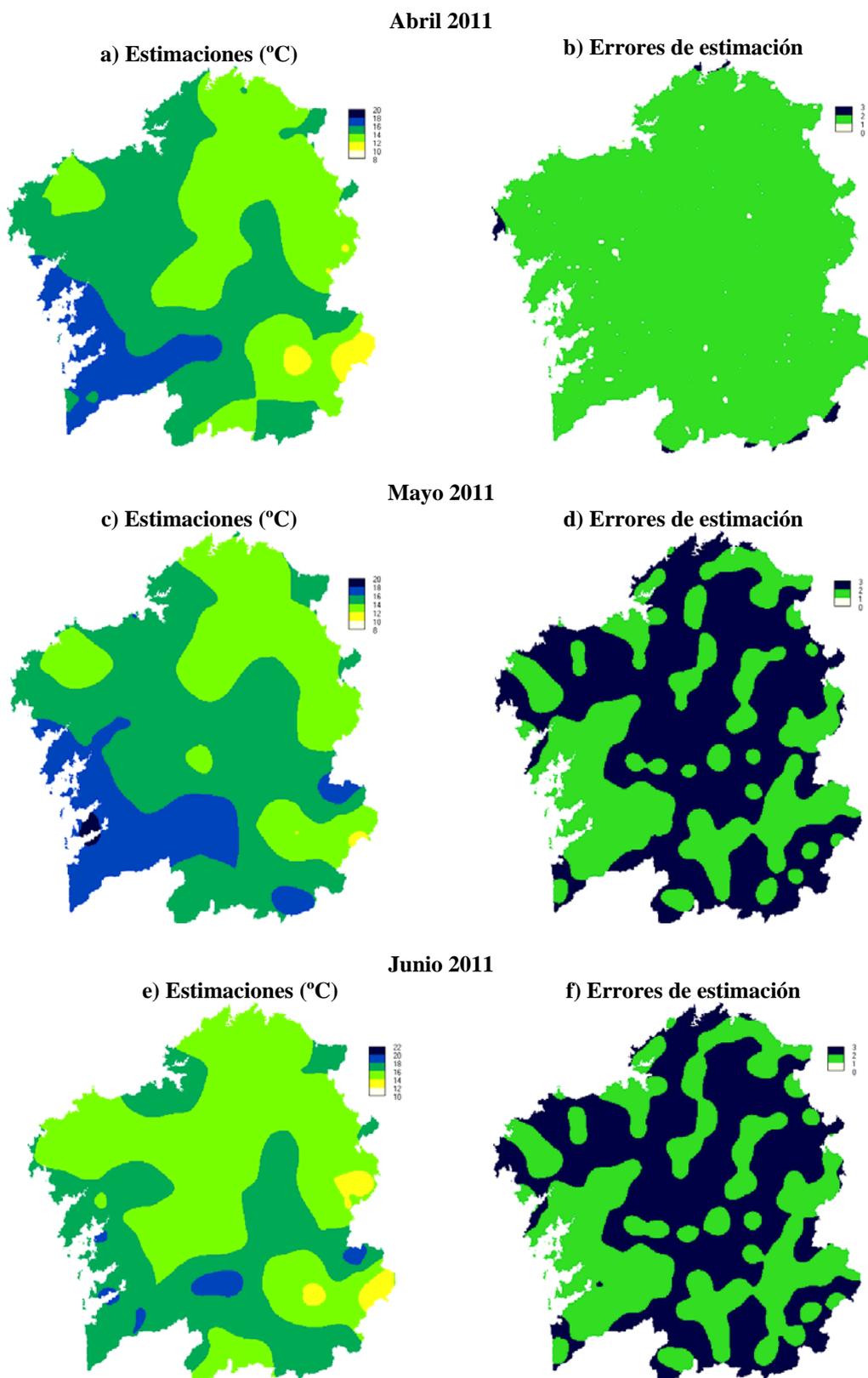
**Figura 31.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método de krigado ordinario para julio, agosto y septiembre de 2010 con sus respectivos mapas de errores.



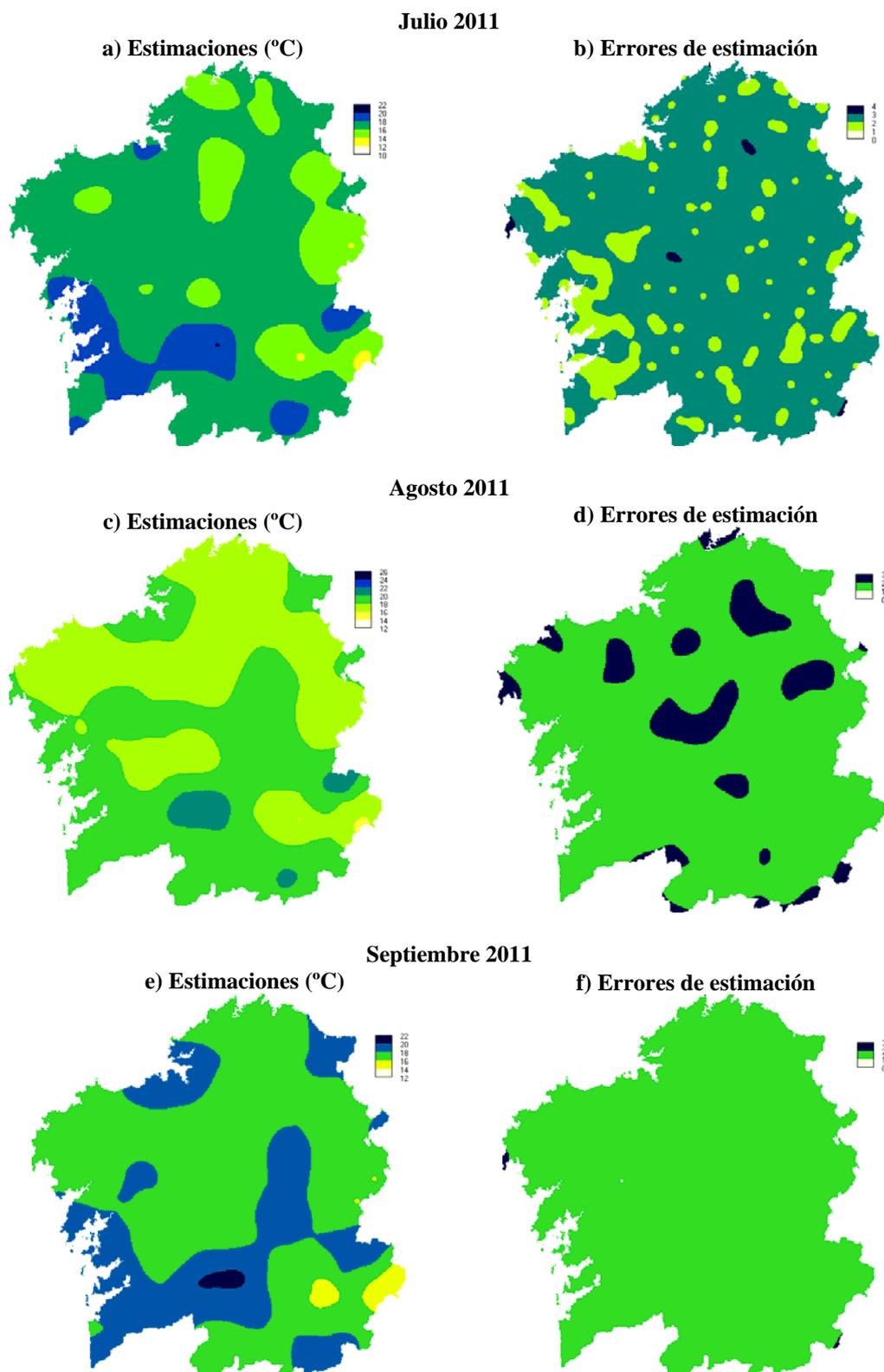
**Figura 32.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método de krigado ordinario para octubre, noviembre y diciembre de 2010 con sus respectivos mapas de errores.



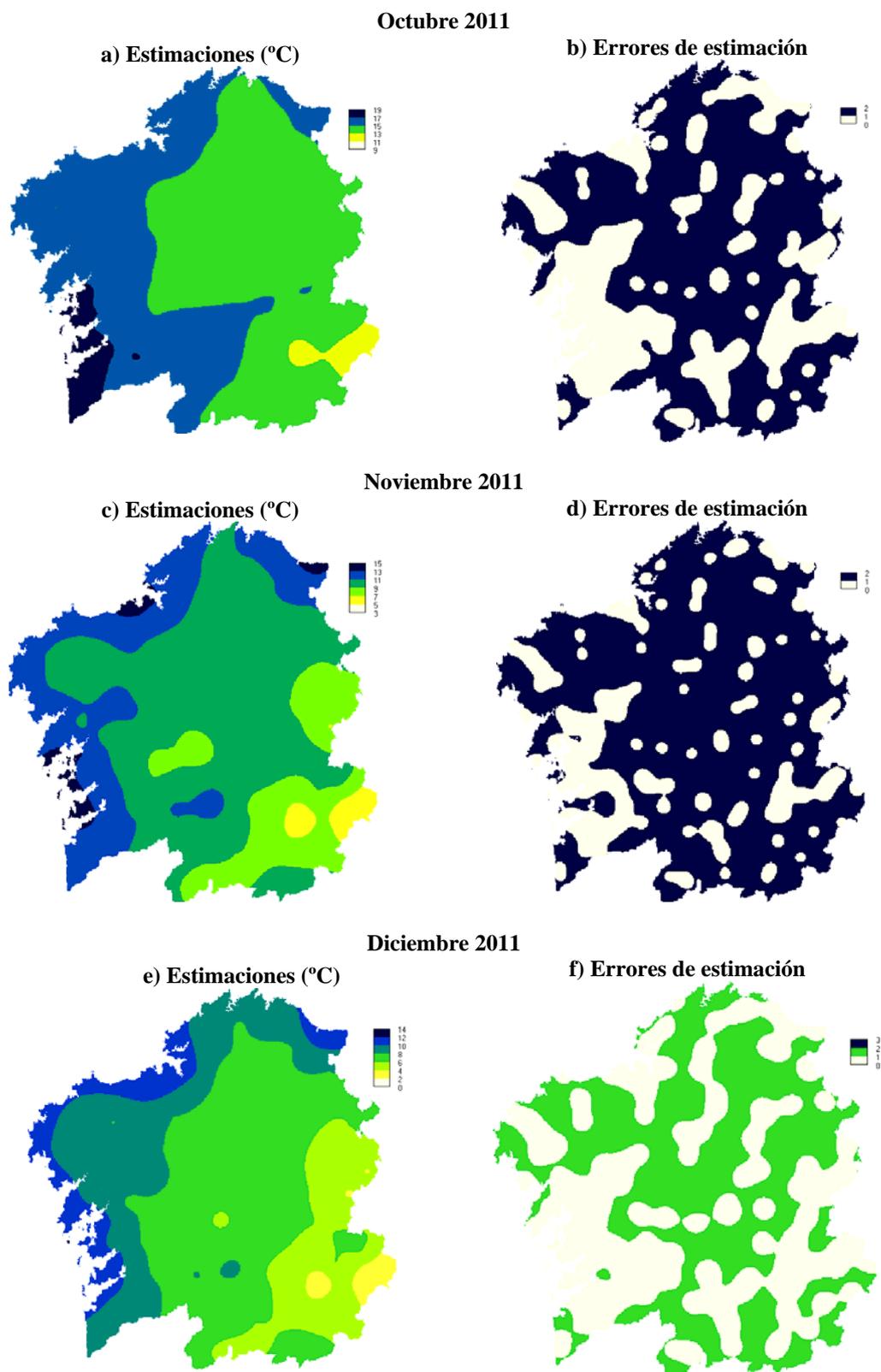
**Figura 33.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método de krigado ordinario para enero, febrero y marzo de 2011 con sus respectivos mapas de errores.



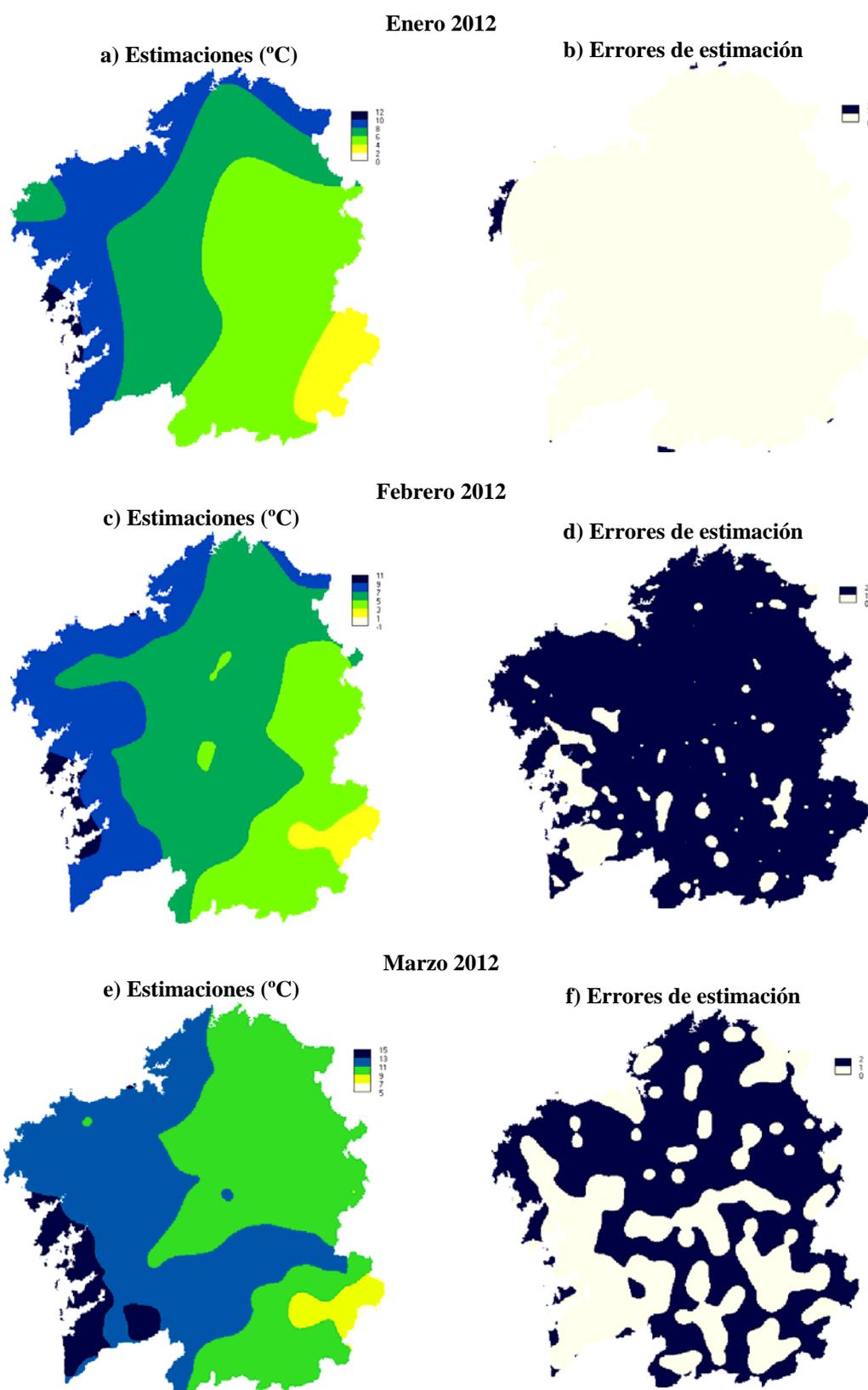
**Figura 34.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método de krigado ordinario para abril, mayo y junio de 2011 con sus respectivos mapas de errores.



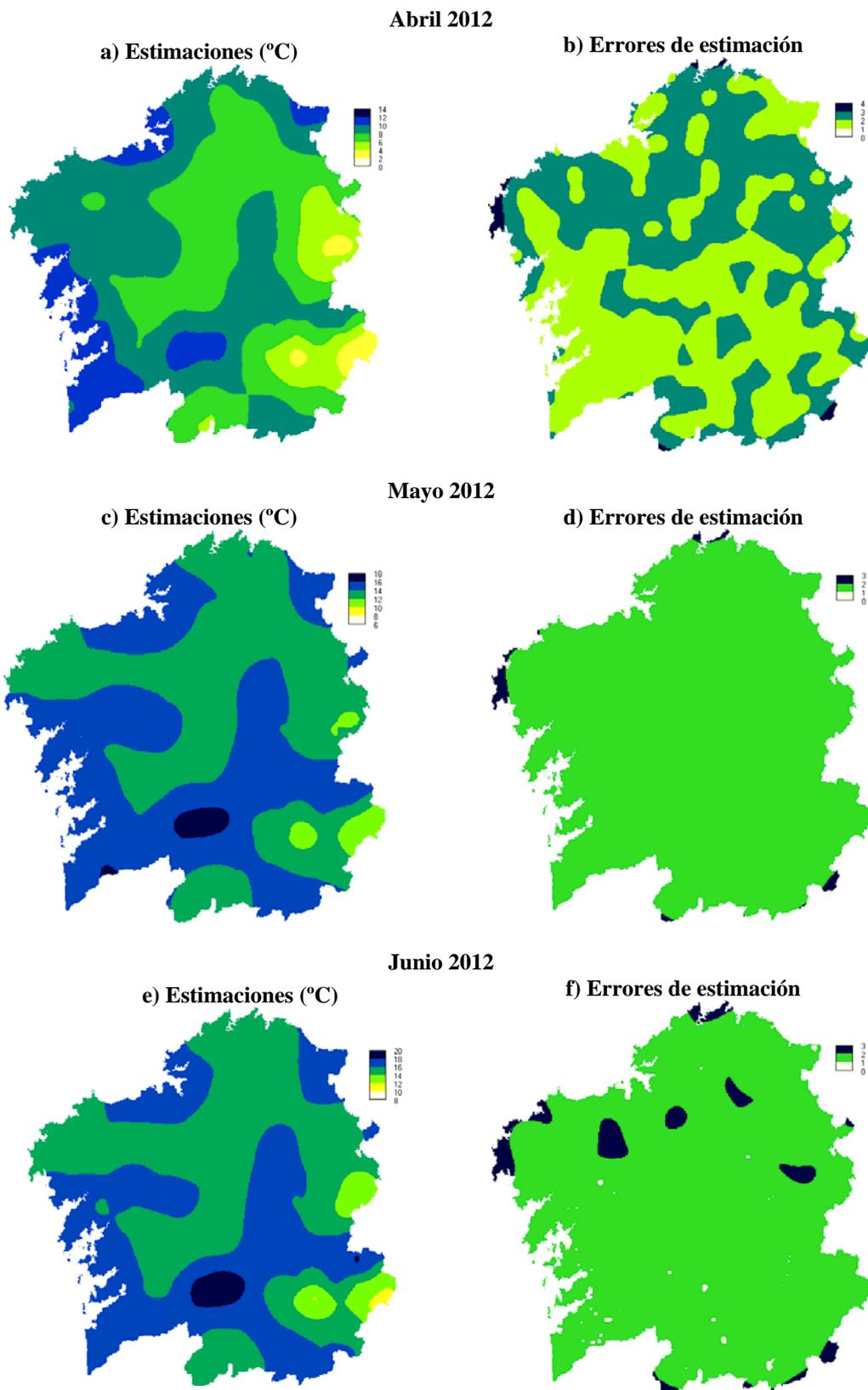
**Figura 35.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método de krigado ordinario para julio, agosto y septiembre de 2011 con sus respectivos mapas de errores.



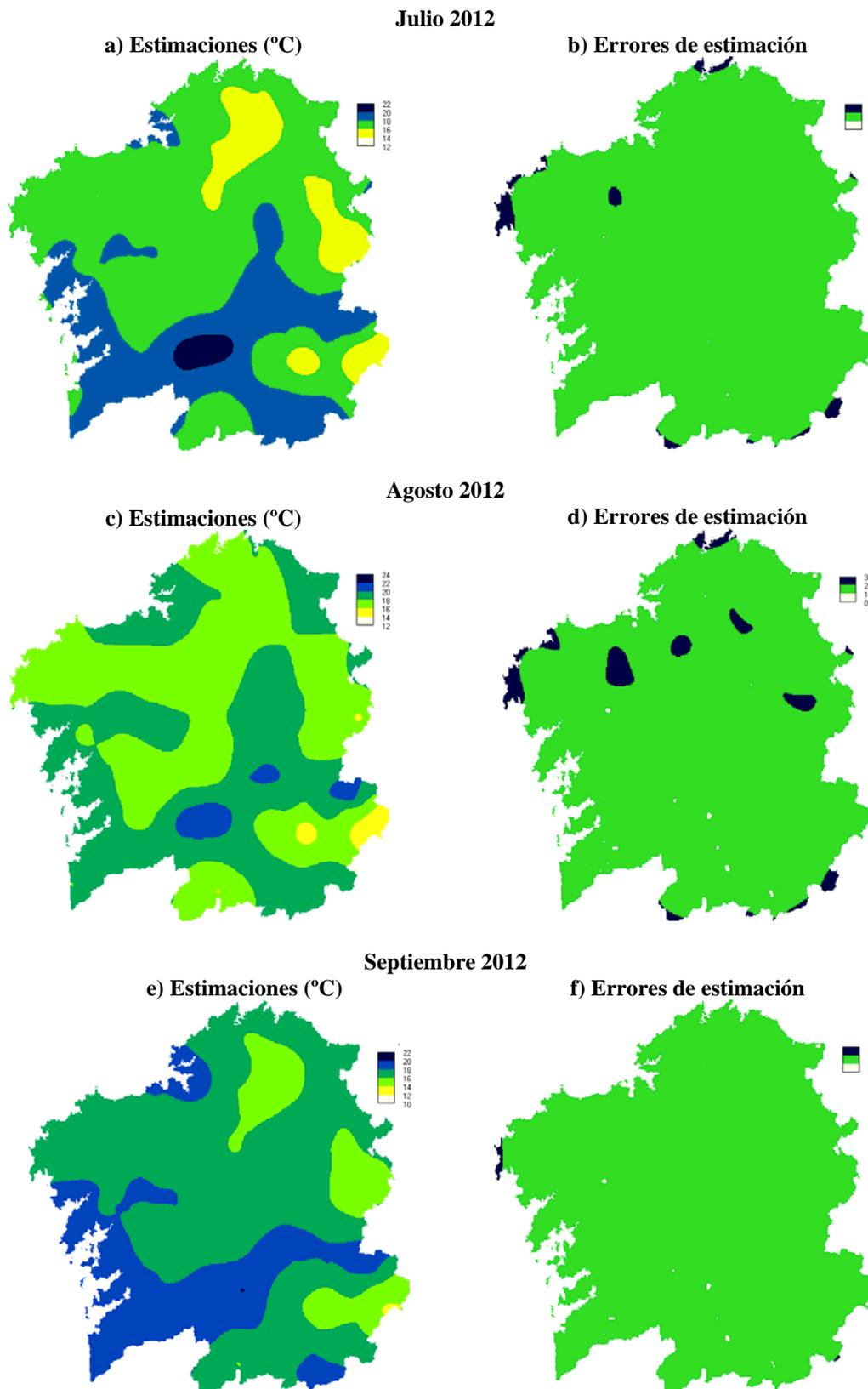
**Figura 36.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método de krigeado ordinario para octubre, noviembre y diciembre de 2011 con sus respectivos mapas de errores.



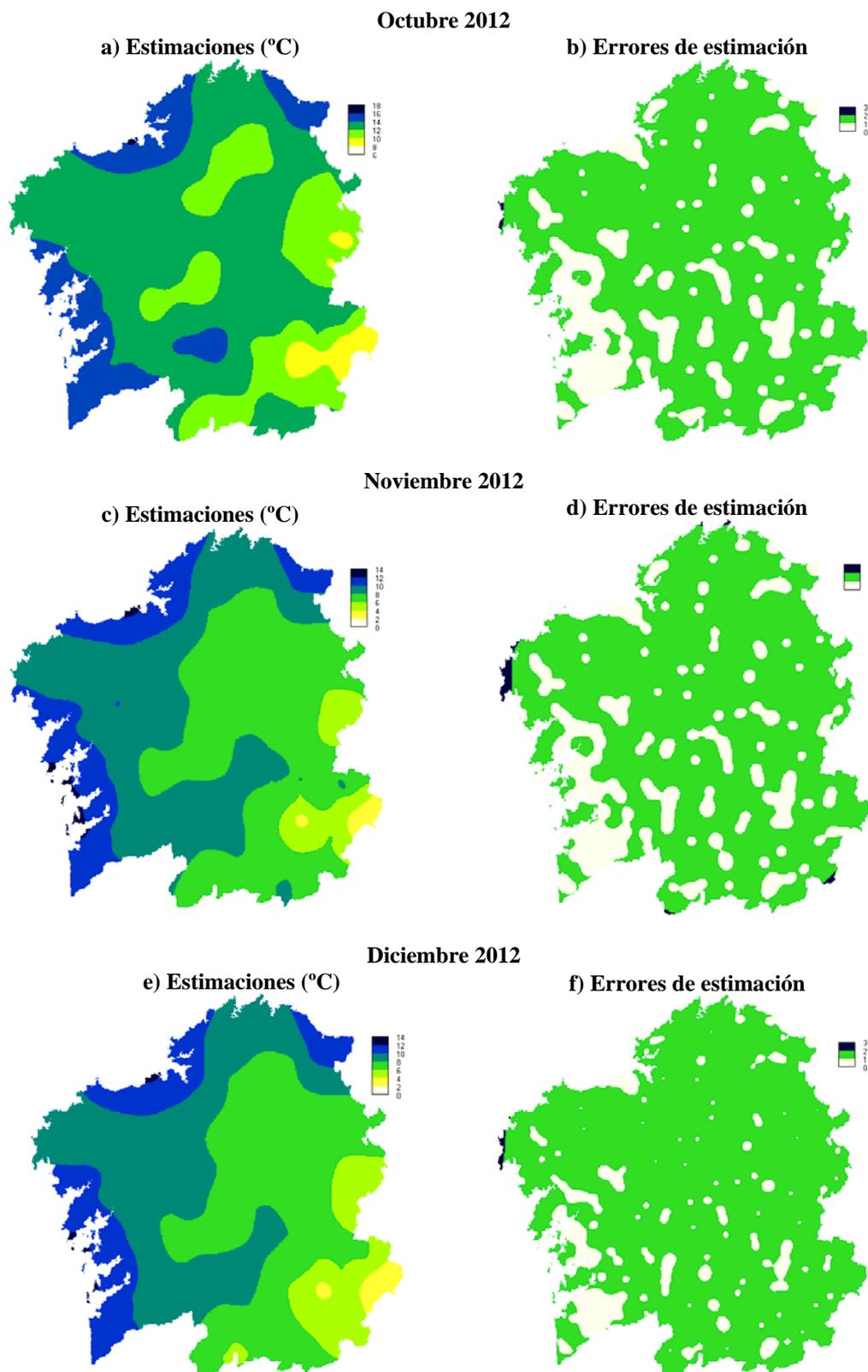
**Figura 37.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método de krigeado ordinario para enero, febrero y marzo de 2012 con sus respectivos mapas de errores.



**Figura 38.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método de krigado ordinario para abril, mayo y junio de 2012 con sus respectivos mapas de errores.



**Figura 39.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método de krigado ordinario para julio, agosto y septiembre de 2012 con sus respectivos mapas de errores.



**Figura 40.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método de krigado ordinario para octubre, noviembre y diciembre de 2012 con sus respectivos mapas de errores.

Los meses de septiembre (Figura 31), octubre y noviembre (Figura 32) de 2010 fueron los meses que presentaron los menores valores de varianza de los errores de estimación, al tiempo que los mapas ponen de manifiesto una notable homogeneidad en el conjunto del territorio de Galicia. Se aprecia que la varianza de los errores de estimación en °C para estos meses valen cerca de la mitad del valor encontrado para los meses anteriores del año 2010. En ocasiones los valores de la varianza de los errores de estimación son próximos a cero, lo que pone de manifiesto la precisión lograda con esta técnica de interpolación geoestadística en Galicia, en donde las oscilaciones locales de las cotas topográficas pueden ser abruptas.

Los mapas de temperatura mensual para el año de 2011 (Figuras 33, 34, 35 y 36) y 2012 (Figuras 37, 38, 39 y 40) ponen de manifiesto que los valores de los errores de la varianza de estimación disminuyen en torno de 2 hasta 3 °C, lo que puede estar motivado por el aumento del número de estaciones meteorológicas, dado que en 2011 se pudo disponer de una red con 151 estaciones meteorológicas. En 2012 dicha red alcanzó por 185 estaciones y en este caso el error de la varianza de estimación disminuye hasta valores en torno a 1 - 2 °C. De nuevo, se pone de manifiesto la tendencia a la disminución de los valores del error de la varianza de estimación con el aumento del número de estaciones.

De acuerdo con Mirás Avalos (2003) la incertidumbre en la estimación de la precipitación media mensual en Galicia por kriging ordinario y/o residual puede disminuir al ampliar el número de estaciones en aquellos meses en que la red es poco densa. Por otro lado, cabe esperar que, si se hubiesen utilizado datos de la red de estaciones de zonas limítrofes a Galicia, como las del norte de Portugal, Zamora, León y Asturias, los errores de kriging en las sierras orientales y en el sur de la provincia de Ourense se verían reducidos. Por otro lado, en otras zonas como Finisterre y algunas comarcas del interior de Galicia conviene instalar más estaciones de medida de la temperatura para reducir los errores de la varianza de estimación.

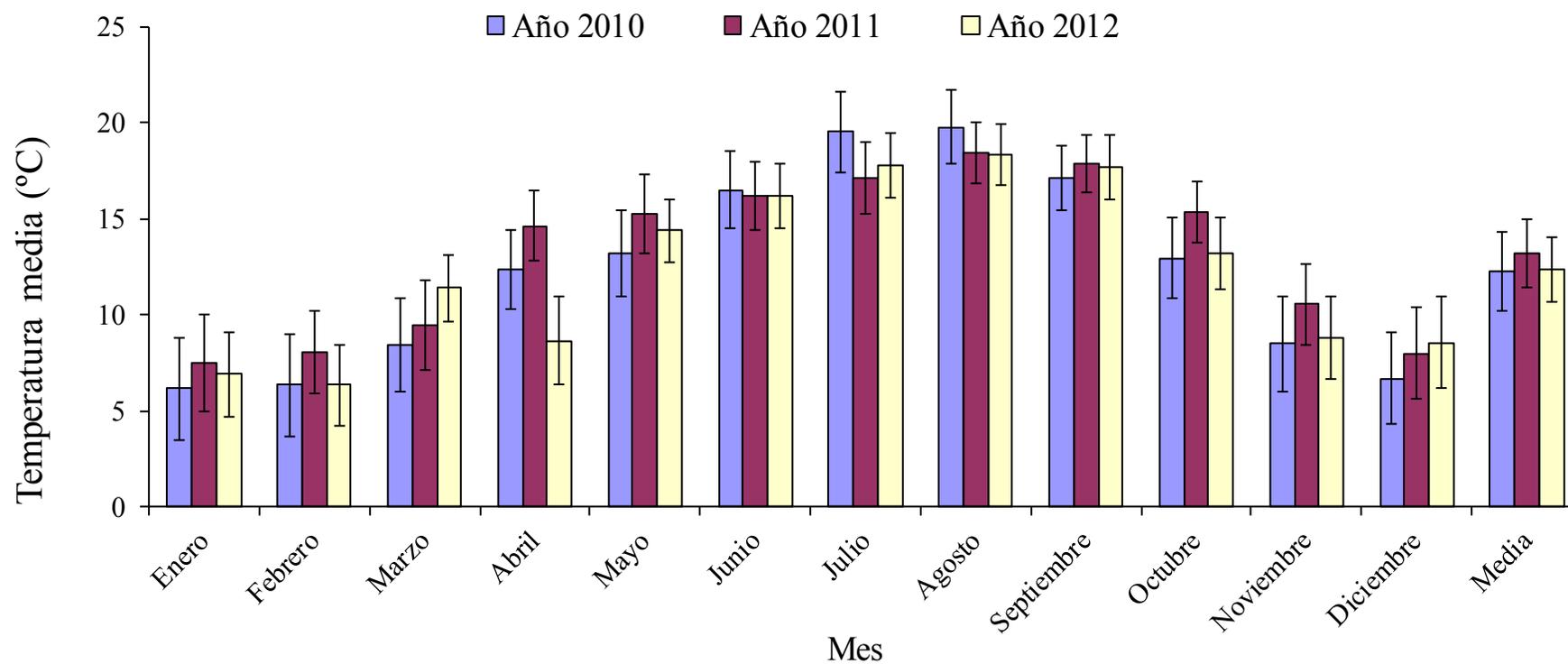
La distribución espacial de temperaturas obtenidas por kriging son similares a las obtenidas anteriormente en otros trabajos que usan métodos de interpolación clásicos. Así, con referencia a las características termométricas de Galicia y a la vista de los mapas que figuran en el Atlas Climático Ibérico (AEMET, 2011), para el período 1971-2000, así como los confeccionados a partir de los valores medios del período 1956/1985, en la mayor parte de Galicia la temperatura media anual presenta valores

comprendidos entre 10 °C y 15 °C. No obstante, este último valor es superado en una franja próxima al litoral occidental de la región, mientras que en las zonas más montañosas de las provincias de Lugo (sierras de Os Ancares y de O Caurel) y Ourense (sierras de Queixa, San Mamede, O Eixe y Segundeira), los valores del mencionado parámetro permanecen por debajo de los 10 °C, e incluso, en torno a Cabeza de Manzaneda, dentro de la Sierra de Queixa, dichos valores son inferiores a 7,5 °C) (AEMET, 2011).

El mes más frío del año es, generalmente, enero, cuya temperatura media presenta valores inferiores a 7,5 °C en toda la Galicia interior (acusando los efectos de relativa continentalidad y altitud). Estos valores pueden descender por debajo de los 5 °C en las zonas más elevadas, acercándose ya a los 0 °C en las sierras de Queixa y de Os Ancares. En cambio, en las zonas pre litorales de la región el citado mes invernal presenta temperaturas más suaves, con valores medios superiores a 7,5 °C, especialmente en las Rías Baixas, donde los promedios correspondientes llegan a superar los 10 °C (XUNTA, 2016). Por su parte, el mes más caluroso suele ser julio (aunque, en algunos lugares, puede ser agosto), cuya temperatura media presenta sus valores más elevados -por encima de los 20 °C en torno a las Rías Baixas, cuenca inferior del Miño y valle del Sil, mientras que en las tierras altas del interior de la región (meseta lucense y zonas montañosas de Ourense) los promedios termométricos del citado mes estival se mantienen entre 15 °C y 17,5 °C (XUNTA de GALICIA, 2016).

La Figura 41 presenta la temperatura media mensual y la correspondiente desviación estándar para los años de 2010, 2011 y 2012. Se verifica que el año de 2010 presentó no solo los menores valores medios en los meses más fríos (enero, febrero y marzo) y los mayores valores en los meses más cálidos (junio, julio y agosto), sino también los mayores valores de desviación estándar. Este resultado corrobora los errores de estimación presentados en los mapas de variabilidad espacial construidos por medio de la técnica de interpolación por krigeado ordinario (Figuras 29, 30, 31 y 32).

Para los años 2011 y 2012 la Figura 41 muestra que no hay un patrón general de variación de temperatura a lo largo del año; no obstante hay que resaltar que los valores de desviación estándar son menores que los valores para el año de 2010.



**Figura 41.** Temperatura media mensual para los años de 2010 (134 estaciones meteorológicas), 2011 (151 estaciones meteorológicas) y 2012 (185 estaciones meteorológicas) y la desviación estándar.

De acuerdo con Tabios y Salas (1985), Laslett et al. (1987), Warrick et al. (1988) y Kravchenco y Bullock (1999) el krigado ordinario es el método de interpolación con mejor precisión para estimación cuando comparado, a otros modelos de estimación. Kravchenco y Bullock (1999) describen aun que la única ventaja que el método de interpolación por lo inverso de la distancia es la economía de tiempo. Así, el krigado ordinario merece destaque debido a su capacidad de estimación que lleva en cuenta la dependencia aleatoria de los datos entre datos distribuidos en el espacio para minimizar la varianza de los errores de estimación.

#### **5.4.2. GEOESTADÍSTICA MULTIVARIANTE (CO-KRIGEADO)**

El análisis geoestadístico multivariante o co-krigeado está basado en la correlación espacial entre dos propiedades. La ventaja es que si se cumple esta condición, es posible utilizar una propiedad medida con elevada resolución (variable primaria) y que tenga una buena asociación con otra propiedad medida con menos resolución (variable secundaria) para así mejorar los valores de estimación de la llamada variable secundaria. En este estudio se han utilizado los datos de altitud de cada una de las estaciones meteorológicas para correlacionarlas con la temperatura y, posteriormente dicha información se ha correlacionado con un modelo de elevación digital (MED) para efectuar una nueva estimación de los valores de temperatura media mensual en los años de 2010, 2011 y 2012.

La Tabla 14 presenta los valores de correlación lineal entre los datos de altitud y temperatura mensual para los años en estudio. Se verifica una elevada correlación, de modo todos los pares de valores temperatura versus altitud de la estación meteorológica fueron significativas para un nivel de probabilidad del 95 % ( $p > 0,05$ ). Se comprueban, no obstante importantes diferencias en cuanto a la dispersión de la regresión de la altitud versus temperatura entre las diferentes estaciones, de modo que los coeficientes de correlación entre estas dos variables son inferiores durante los meses de julio y o agosto en comparación con los meses de invierno.

De acuerdo con Goovaerts (1999; 2000) y Vieira (2000) antes de iniciar el análisis de la dependencia espacial usando cokrigeado, es necesario verificar si existe una correlación significativa entre las variables primaria y secundaria; dicha correlación debe ser elevada para que las estimaciones por cokrigeado sean consistentes. Las ecuaciones de co-krigeado se han implementado para minimizar la varianza de los errores de estimación, al igual que las ecuaciones de krigeado; pero en el cokrigeado se explora la correlación espacial cruzada entre dos variables, es decir las estimaciones se hacen en base a semivariogramas cruzados calculados usando la información disponible acerca de las variables de interés.

**Tabla 14.** Valores de correlación entre la temperatura mensual y la altura de las estaciones meteorológicas en los años de 2010, 2011 y 2012 al nivel de significancia de 95 %.

<b>Año</b>	<b>Mes</b>	<b>Coefficiente de Correlación (r)</b>	<b>Significación al 95%</b>
2010	Enero	-0,960	Muy significativa
	Febrero	-0,960	Muy significativa
	Marzo	-0,953	Muy significativa
	Abril	-0,830	Muy significativa
	Mayo	-0,868	Muy significativa
	Junio	-0,700	Muy significativa
	Julio	-0,420	Muy significativa
	Agosto	-0,510	Muy significativa
	Septiembre	-0,763	Muy significativa
	Octubre	-0,931	Muy significativa
	Noviembre	-0,956	Muy significativa
	Diciembre	-0,897	Muy significativa
	<b>MEDIA</b>	<b>-0,905</b>	<b>Muy significativa</b>
2011	Enero	-0,954	Muy significativa
	Febrero	-0,924	Muy significativa
	Marzo	-0,942	Muy significativa
	Abril	-0,795	Muy significativa
	Mayo	-0,679	Muy significativa
	Junio	-0,715	Muy significativa
	Julio	-0,724	Muy significativa
	Agosto	-0,526	Muy significativa
	Septiembre	-0,725	Muy significativa
	Octubre	-0,747	Muy significativa
	Noviembre	-0,945	Muy significativa
	Diciembre	-0,913	Muy significativa
	<b>MEDIA</b>	<b>-0,907</b>	<b>Muy significativa</b>
2012	Enero	-0,777	Muy significativa
	Febrero	-0,862	Muy significativa
	Marzo	-0,724	Muy significativa
	Abril	-0,943	Muy significativa
	Mayo	-0,810	Muy significativa
	Junio	-0,814	Muy significativa
	Julio	-0,622	Muy significativa
	Agosto	-0,708	Muy significativa
	Septiembre	-0,755	Muy significativa
	Octubre	-0,923	Muy significativa
	Noviembre	-0,922	Muy significativa
	Diciembre	-0,929	Muy significativa
	<b>MEDIA</b>	<b>-0,917</b>	<b>Muy significativa</b>

La Tabla 15 presenta los valores de ajuste del semivariograma cruzado para los valores de temperatura mensual y altitud en los años de 2010, 2011 y 2012. Para 2010 todos los semivariogramas cruzados de temperatura se ajustaron al modelo esférico, hecho que también ocurrió para los correspondientes semivariograma univariantes durante el mismo año (Tabla 11). Además, cuando se comparan los valores del

parámetro alcance ( $a$ , m) del semivariograma univariante (Tabla 11) del semivariograma cruzado (Tabla 15), se puede verificar que con frecuencia no son similares. Así, en febrero de 2010 se aprecia un aumento del valor del alcance en el semivariograma cruzado con respecto al univariante de 2138,5 m, dado que el valor ajustado de este parámetro fue de 48200 m en el caso univariante (Tabla 11) y de 50338,5 m (Tabla 15) en el caso corregeionalizado. Sin embargo, se verificó una disminución en el valor de alcance para el semivariograma cruzada durante le mes de julio de del mismo año que se cifra en -10101,4 m, al pasar de 43500 m (Tabla 11) a 33398,6 m (Tabla 15)].

Durante los sucesivos meses de los años 2011 y 2012 los semivariograma cruzado se ajustaron empleando diferentes modelos matemáticos (Tabla 15), siendo el esférico, de todos modos, el más frecuente. Durante el año 2011 se pudo ajustar el modelo exponencial para las series: febrero x altura, abril x altura, octubre x altura, noviembre x altura y diciembre x altura. En 2012 de ajustó el modelo exponencial para las series marzo x altura, noviembre x altura y diciembre x altura; en este período, únicamente se ajustó el semivariograma cruzado enero x altura a un modelo gaussiano. Al igual que en el año 2010, los valores del parámetro alcance de los semivariogramas cruzados en 2011 y 2012 aumentó durante algunos meses y disminuyó durante otros con respecto al valor calculado para los semivar. Así como en el año de 2010, para 2011 y 2012 ocurrieron aumento o disminución de los valores de alcance cuando comparados los semivogramas univariantes, y no se observaron diferencias entre los meses más fríos y los meses más cálidos. Por tanto. las diferencias observadas para el valor del parámetro alcance entre el semivariograma univariante (Tablas 11, 12 e 13) y el semivariograma cruzado (Tabla 15 y Figuras 42, 43 y 44) no presentan una tendencia definida indicando una tendencia al aumento o a la disminución del mismo.

Por otro lado, es necesario señalar que de acuerdo con el fundamento teórico de la técnica multivariante, el co-krigeado ordinario requiere conocer y describir mediante un modelo no sólo el semivariograma de cada una de las variables, sino también el semivariograma cruzado obtenido por comparación de pares de valores de las dos variables (Isaaks y Srivastava, 1989; Webster y Oliver, 1990; Wackernagel, 1995; Vieira, 2000).

**Tabla 15.** Parámetros de ajuste del semivariograma cruzado para la temperatura media mensual versus altitud en los años de 2010, 2011 y 2012.

<b>Año 2010</b>					
	<b>Modelo</b>	<b>C<sub>0</sub></b>	<b>C<sub>0</sub>+C<sub>1</sub></b>	<b>C<sub>1</sub></b>	<b>a (m)</b>
<b>Enero x Altura</b>	Esférico	-75.8	-582.97	-507.17	52264.3
<b>Febrero x Altura</b>	Esférico	-105.83	-615.72	-509.89	50338.5
<b>Marzo x Altura</b>	Esférico	-116.17	-570.74	-454.57	46833.3
<b>Abril x Altura</b>	Esférico	-78	-455.92	-377.92	38418.2
<b>Mayo x Altura</b>	Esférico	-129.52	-505.7	-376.18	42026.7
<b>Junio x Altura</b>	Esférico	-88.73	-408.39	-319.66	35198
<b>Julio x Altura</b>	Esférico	-131.63	-338.47	-206.84	33398.6
<b>Agosto x Altura</b>	Esférico	-116.39	-332.61	-216.22	34918.2
<b>Septiembre x Altura</b>	Esférico	-96.59	-349.72	-253.13	37650
<b>Octubre x Altura</b>	Esférico	-53.94	-461.53	-407.59	49522.2
<b>Noviembre x Altura</b>	Esférico	-57.47	-550.07	-492.6	52095.7
<b>Diciembre x Altura</b>	Esférico	-48.47	-474.24	-425.77	61167.1
<b>Media anual x Altura</b>	Esférico	-86.87	-467.77	-380.9	44555.5
<b>Año 2011</b>					
	<b>Modelo</b>	<b>C<sub>0</sub></b>	<b>C<sub>0</sub>+C<sub>1</sub></b>	<b>C<sub>1</sub></b>	<b>a (m)</b>
<b>Enero x Altura</b>	Esférico	-95	-519.38	-424.38	60424.1
<b>Febrero x Altura</b>	Exponencial	-79.7	-499.14	-419.44	34749.8
<b>Marzo x Altura</b>	Esférico	0	-486.52	-486.52	44626.7
<b>Abril x Altura</b>	Exponencial	-87.03	-366.44	-279.41	18150
<b>Mayo x Altura</b>	Esférico	-100	-401.3	-301.3	34465.2
<b>Junio x Altura</b>	Esférico	-122.97	-393.49	-270.52	30570.8
<b>Julio x Altura</b>	Esférico	-137.95	-408.12	-270.17	30137.8
<b>Agosto x Altura</b>	Esférico	24.97	-308.85	-333.82	5543.4
<b>Septiembre x Altura</b>	Esférico	-115.45	-322.4	-206.95	35786.4
<b>Octubre x Altura</b>	Exponencial	-19.45	-273.76	-254.31	28346.8
<b>Noviembre x Altura</b>	Exponencial	-90	-496.56	-406.56	32445.3
<b>Diciembre x Altura</b>	Exponencial	-65.8	-551.24	-485.44	43185.3
<b>Media anual x Altura</b>	Esférico	-100	-393.1	-293.1	46712.1
<b>Año 2012</b>					
	<b>Modelo</b>	<b>C<sub>0</sub></b>	<b>C<sub>0</sub>+C<sub>1</sub></b>	<b>C<sub>1</sub></b>	<b>a (m)</b>
<b>Enero x Altura</b>	Gaussiano	-54.6	-399.37	-344.77	49329.8
<b>Febrero x Altura</b>	Esférico	-66.18	-439.76	-373.58	88329.8
<b>Marzo x Altura</b>	Exponencial	11.33	-335.42	-346.75	29619.3
<b>Abril x Altura</b>	Esférico	-89.27	-576.92	-487.65	51035
<b>Mayo x Altura</b>	Esférico	-81.2	-394.58	-313.38	43789
<b>Junio x Altura</b>	Esférico	-75.5	-418.95	-343.45	40801.7
<b>Julio x Altura</b>	Esférico	-56.2	-357.31	-301.11	35684.6
<b>Agosto x Altura</b>	Esférico	-53.3	-371.72	-318.42	36037.9
<b>Septiembre x Altura</b>	Esférico	-60.44	-366.73	-306.29	46851
<b>Octubre x Altura</b>	Esférico	-37.3	-430.03	-392.73	53787.6
<b>Noviembre x Altura</b>	Exponencial	-1.97	-528.91	-526.94	30050.2
<b>Diciembre x Altura</b>	Exponencial	-30.17	-616.54	-586.37	40433.1
<b>Media anual x Altura</b>	Esférico	-49.25	-406.02	-356.77	51792.6

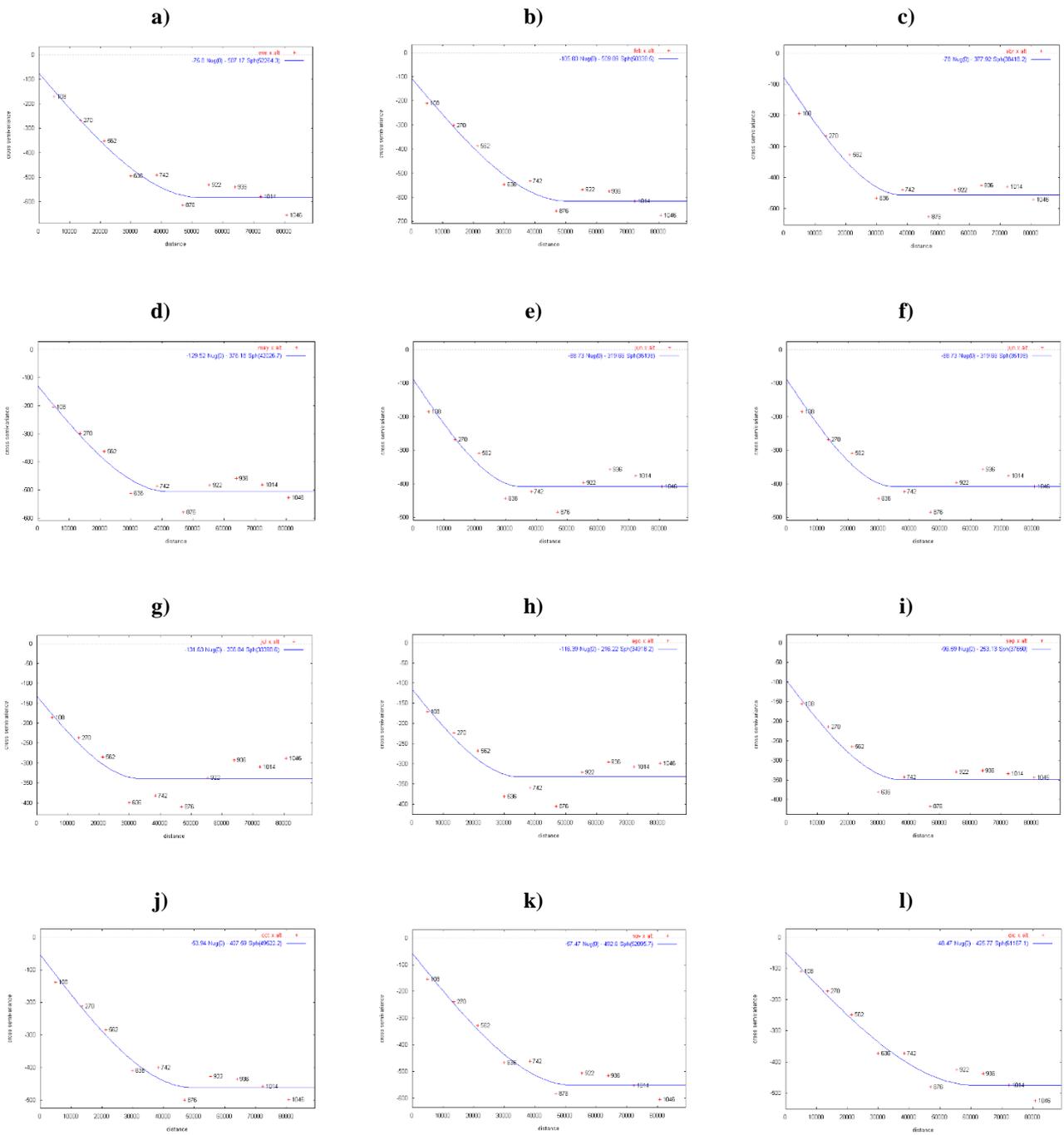
En las Figuras 42, 43 y 44 se presentan los modelos de semivariogramas cruzados ajustados para los sucesivos meses de los años de 2010, 2011 y 2012 respectivamente. Se aprecia que para todas las series de datos estudiadas los modelos ajustados son negativos, como cabe esperar, ya que la correlación linear (Tabla 14) presentó coeficientes negativos, como consecuencia de la relación inversa entre temperatura y altitud.

Por otro lado en la Tabla 15 y las Figuras 42, 43 y 44 se comprueba que el tipo de modelo de semivariogramas cruzado ajustado (esférico, exponencial o gaussiano) coincide con el ajustado durante el análisis de la dependencia espacial mediante geoestadística univariante.

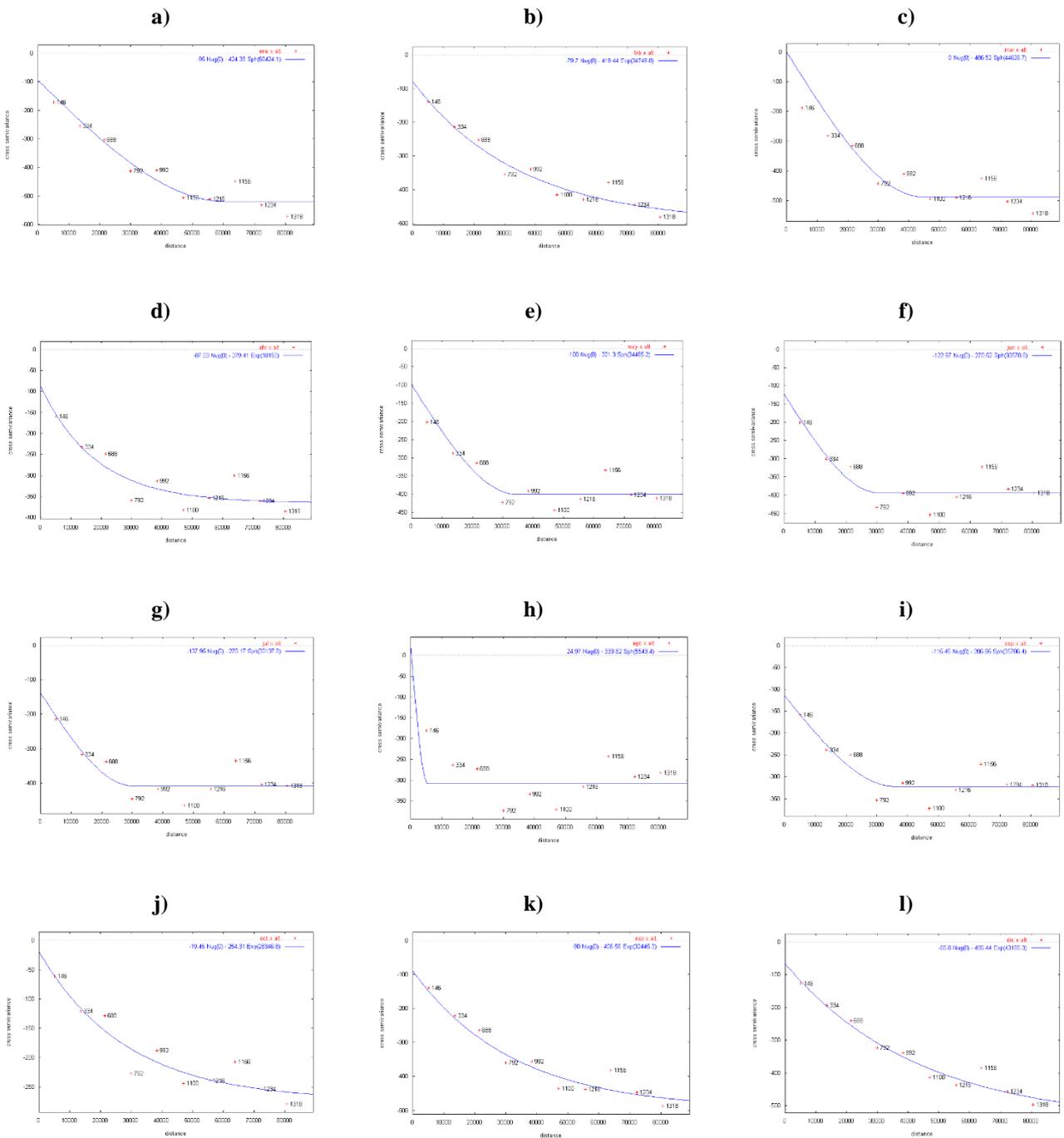
El mapa del co-krigeado entre las variables temperatura x altitud para los meses de enero, febrero y marzo de 2010 (Figura 45) presenta un patrón similar al observado mediante krigeado ordinario en cuanto a la distribución de las líneas de contorno, si bien en algunas regiones se presenta una mayor riqueza de detalles en relación a lo evidenciado mediante krigeado ordinario. Lo mismo se puede decir de la observación de los restantes mapas correspondientes a los años 2010 (Figuras 46, 47 y 48), 2011 (Figuras 49, 50, 51 y 52) y 2012 (Figuras 53, 54, 55 y 46).

Los mapas de errores del co-krigeado ponen de manifiesto que, en general, las varianzas de los errores de estimación pueden descender alrededor de 2 °C, en comparación con los errores del krigeado ordinario que alcanzaban valores máximos de hasta 7 °C. Esta disminución de las varianzas de los errores de estimación de cokigeado no significa necesariamente que los mapas estimados mediante esta técnica sean más precisos que los obtenidos por krigeado ordinario; para evaluar con mayor precisión el significado de los errores sería necesario considerar la modelización de los mismos para obtener las desviaciones estándar para cada serie de datos estudiada, lo que permitiría cuantificar la eficacia de cada uno de los métodos y compararlas entre sí.

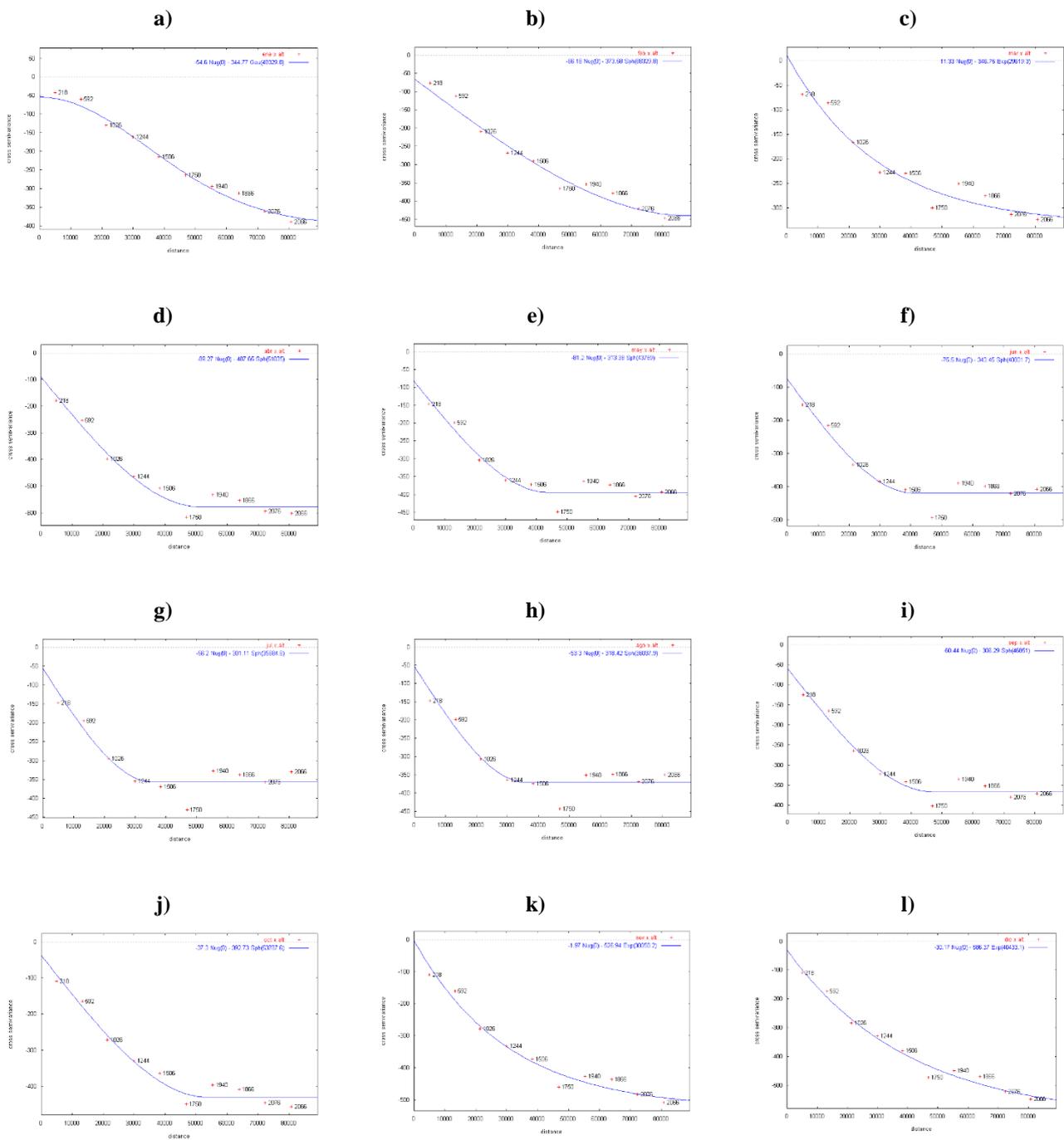
Por otro lado no solo es importante evaluar las varianzas de los errores de estimación absolutas, sino que es necesario considerar también la relación entre los valores medidos y los valores estimados por los diferentes métodos de interpolación de los datos de temperatura que se han empleado.



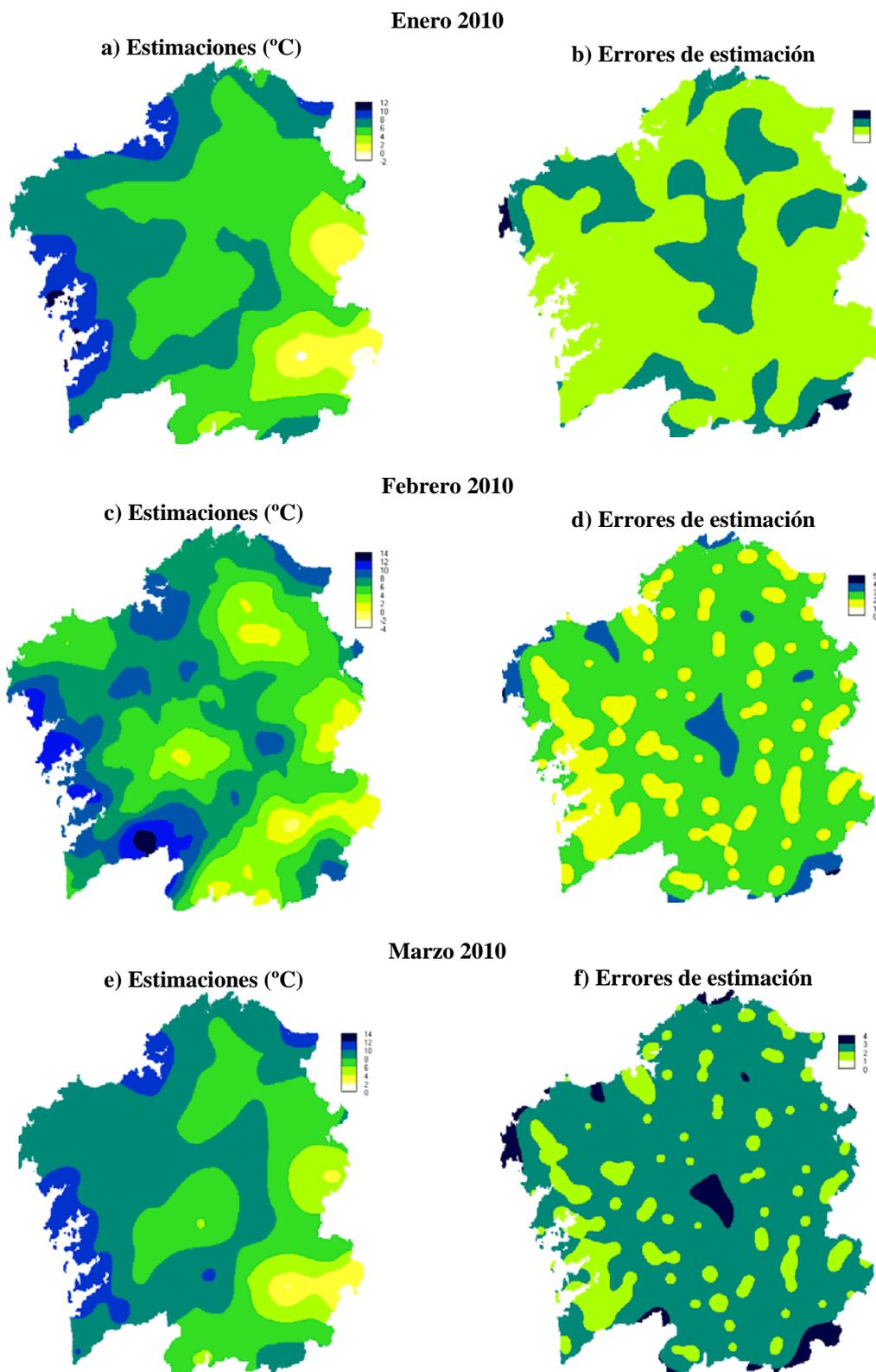
**Figura 42.** Semivariogramas cruzados ajustados para los datos de temperatura mensual en el año de 2010 x altitud: enero (a), febrero (b), marzo (c), abril (d), mayo (e), junio (f), julio (g), agosto (h), septiembre (i), octubre (j), noviembre (k) y diciembre (l).



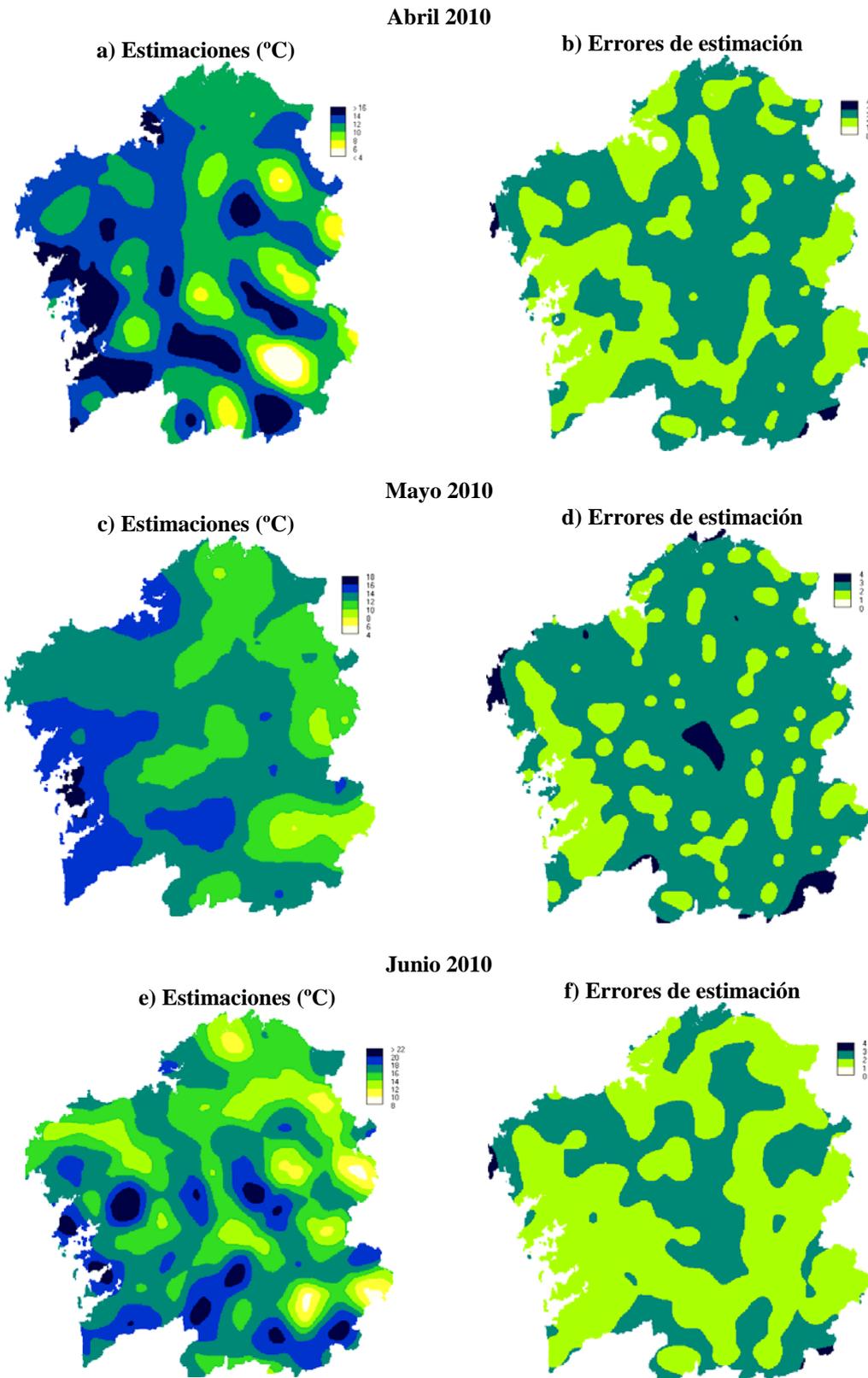
**Figura 43.** Semivariogramas cruzados ajustados para los datos de temperatura mensual en el año de 2011 x altitud: enero (a), febrero (b), marzo (c), abril (d), mayo (e), junio (f), julio (g), agosto (h), septiembre (i), octubre (j), noviembre (k) y diciembre (l).



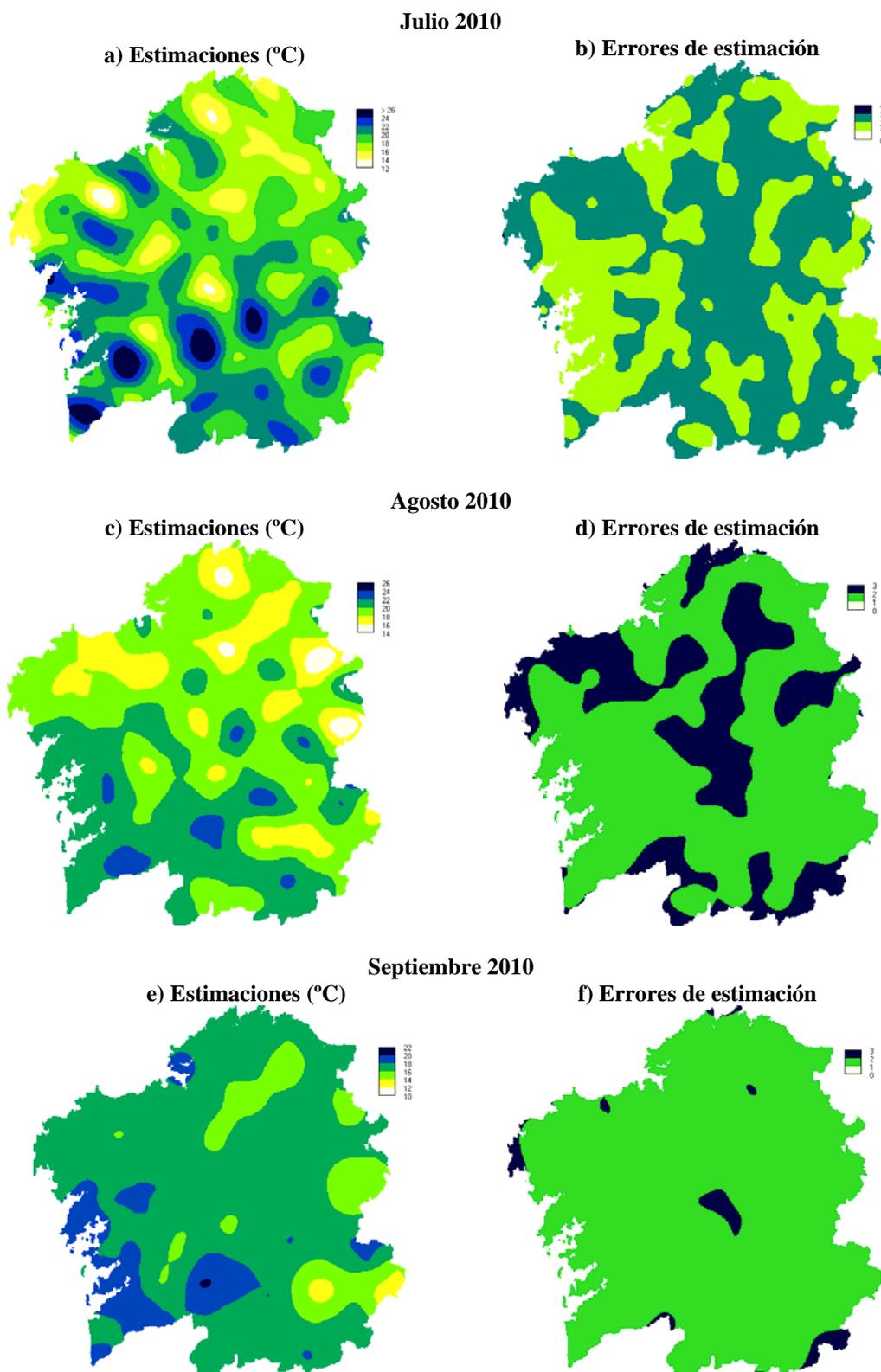
**Figura 44.** Semivariogramas cruzados ajustados para los datos de temperatura mensual en el año de 2012 x altitud: enero (a), febrero (b), marzo (c), abril (d), mayo (e), junio (f), julio (g), agosto (h), septiembre (i), octubre (j), noviembre (k) y diciembre (l).



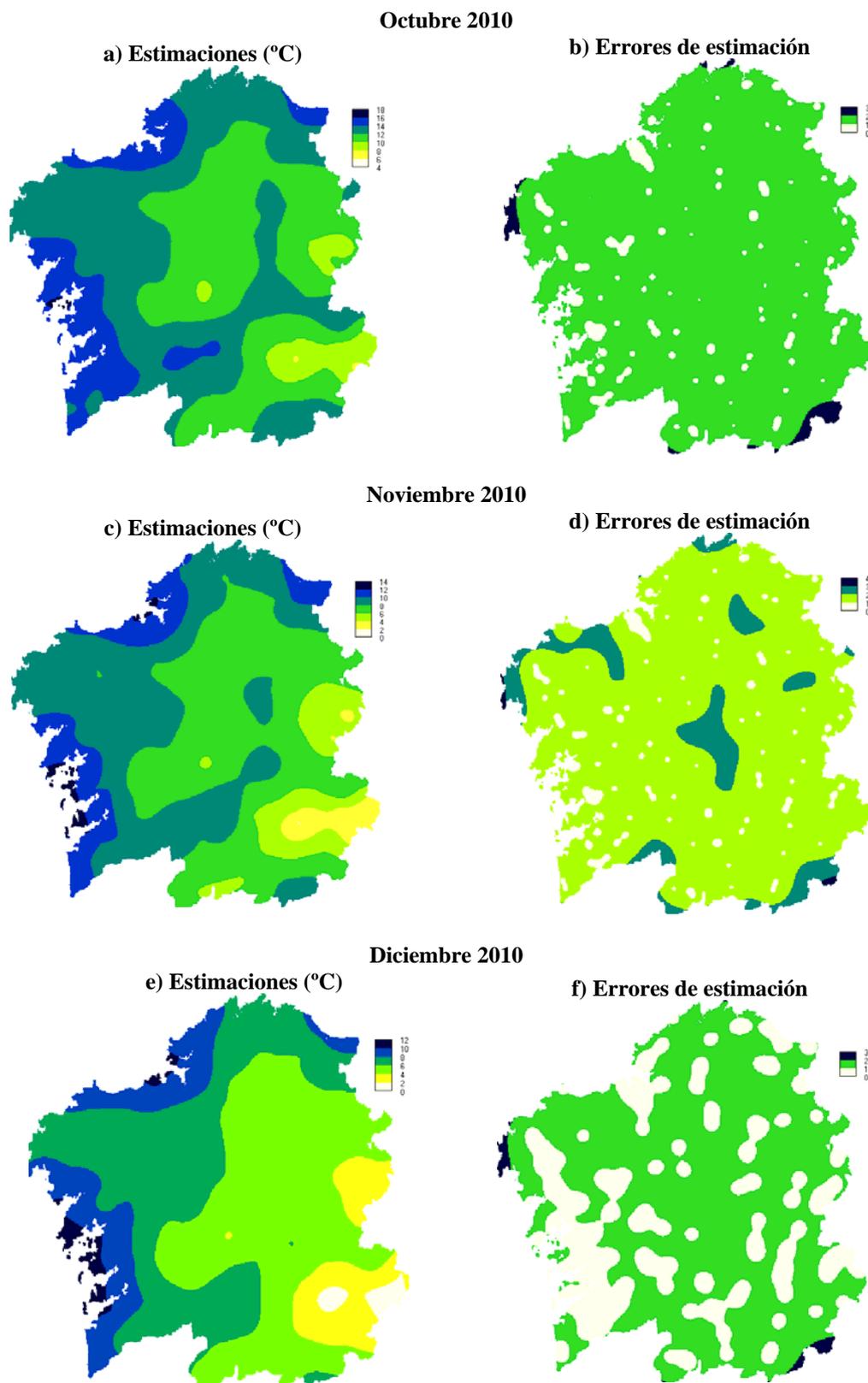
**Figura 45.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método del co-krigeado ordinario para enero, febrero y marzo de 2010 con sus respectivos mapas de errores.



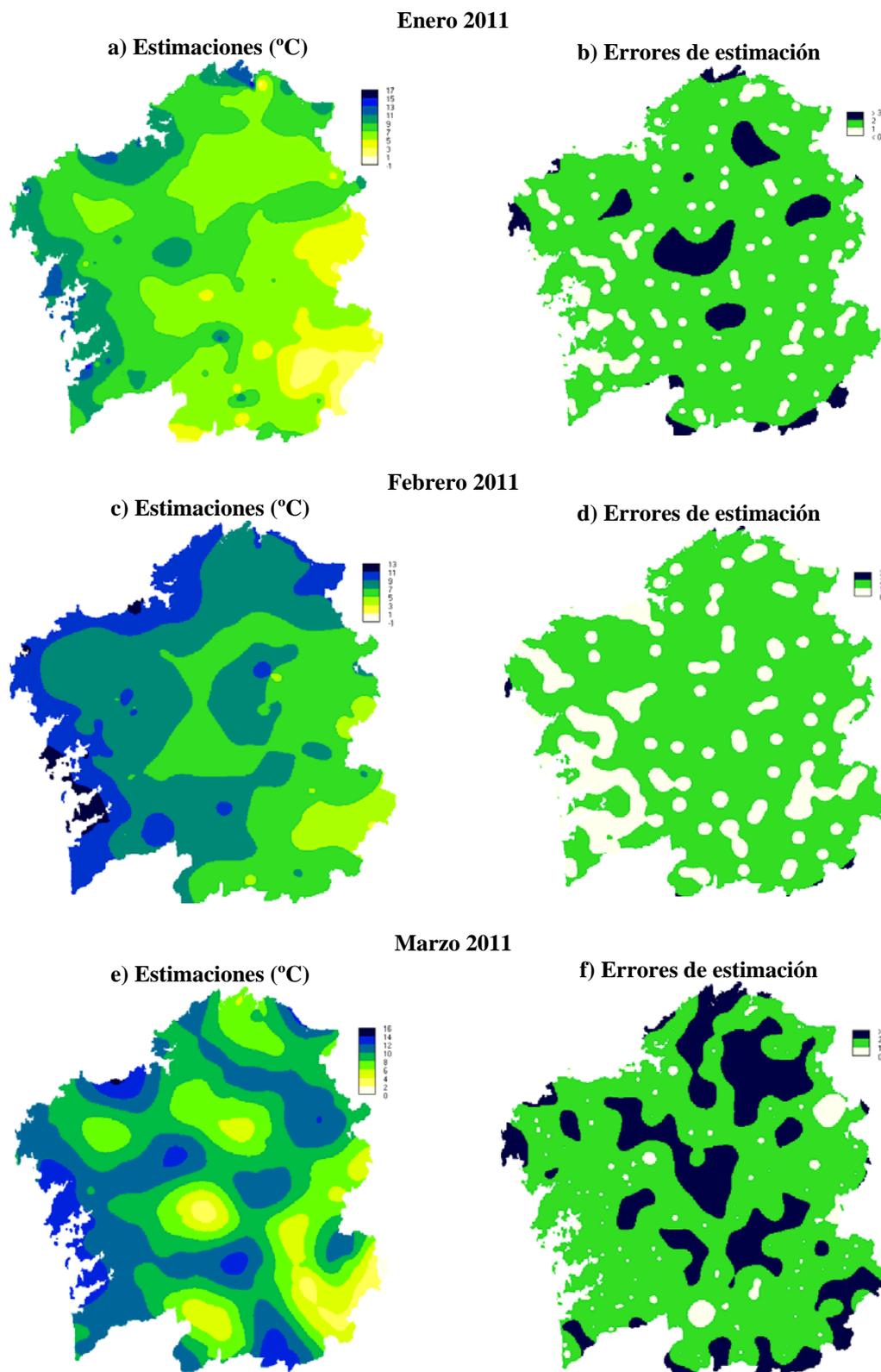
**Figura 46.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método del co-krigeado ordinario para abril, mayo y junio de 2010 con sus respectivos mapas de errores.



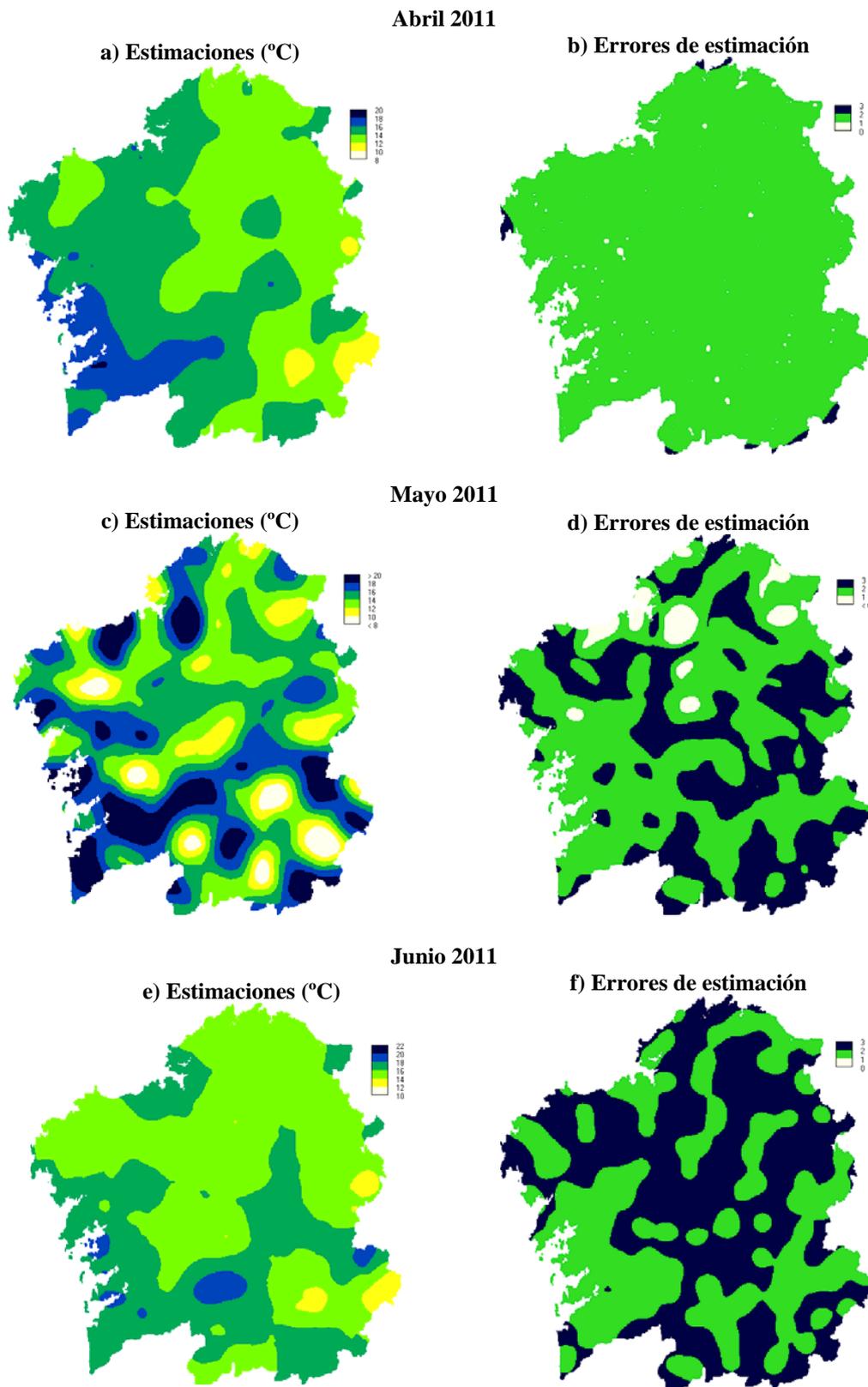
**Figura 47.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método del co-krigeado ordinario para julio, agosto y septiembre de 2010 con sus respectivos mapas de errores.



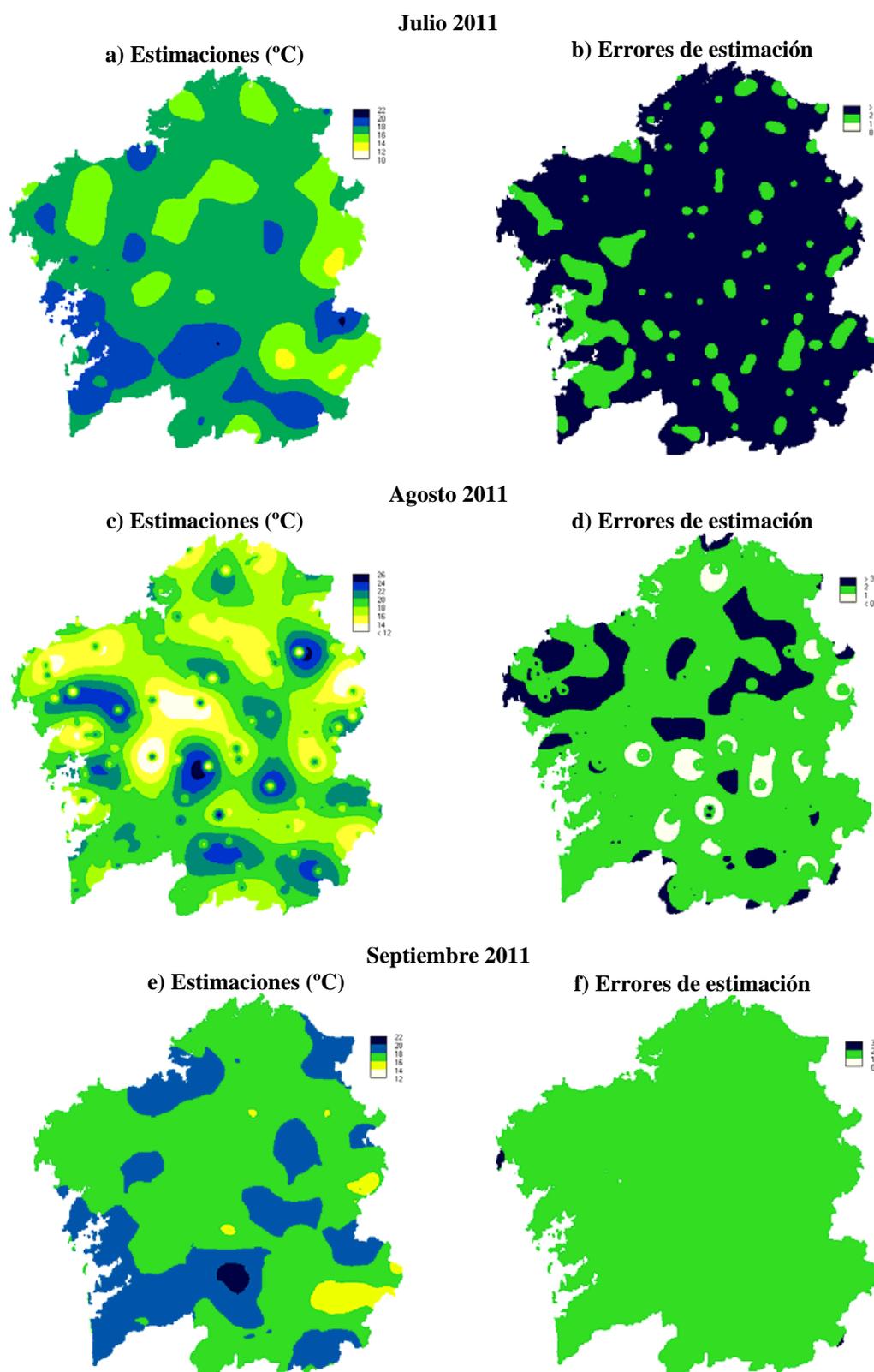
**Figura 48.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método del co-krigeado ordinario para octubre, noviembre y diciembre de 2010 con sus respectivos mapas de errores.



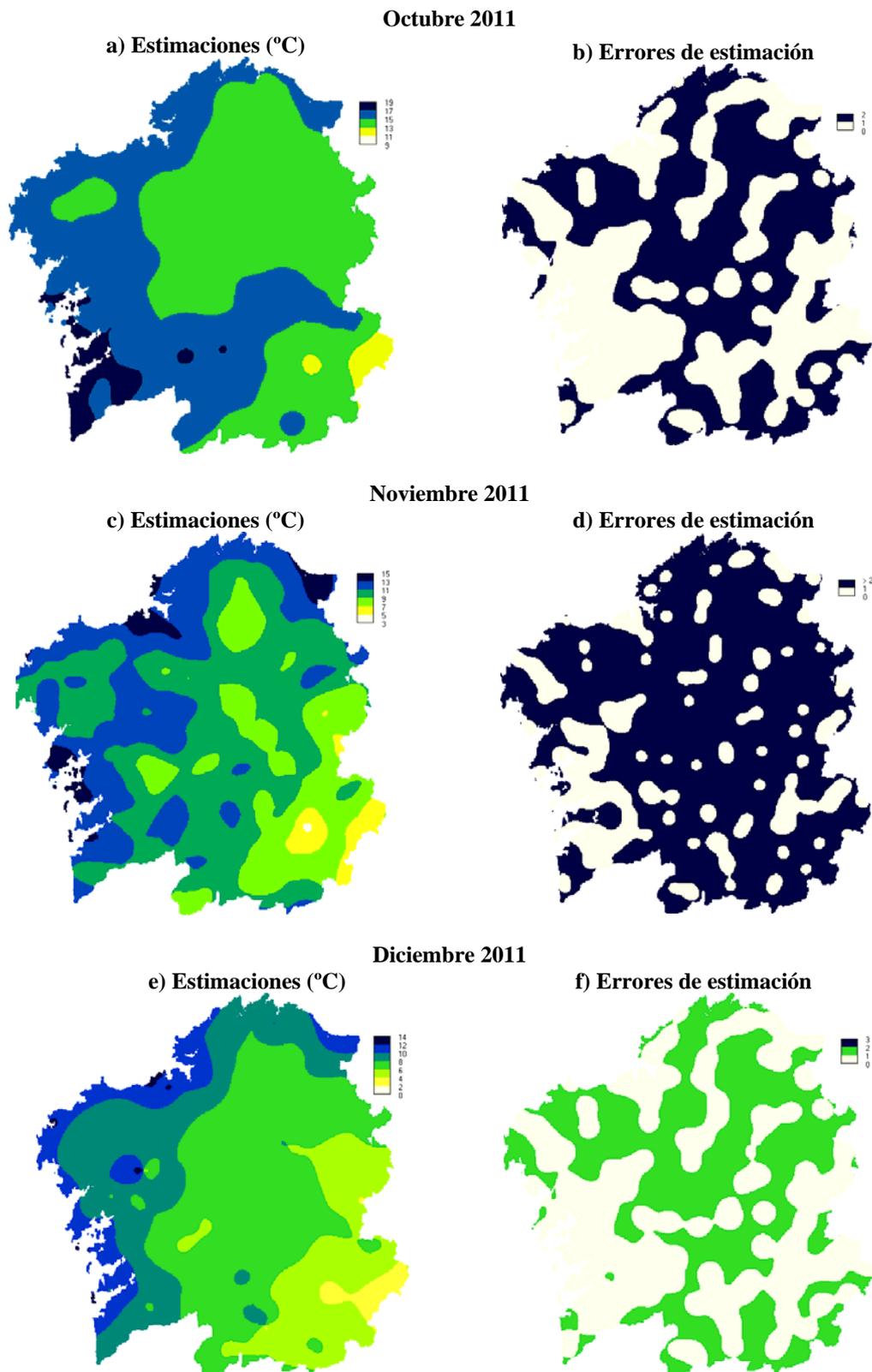
**Figura 49.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método del co-krigeado ordinario para enero, febrero y marzo de 2011 con sus respectivos mapas de errores.



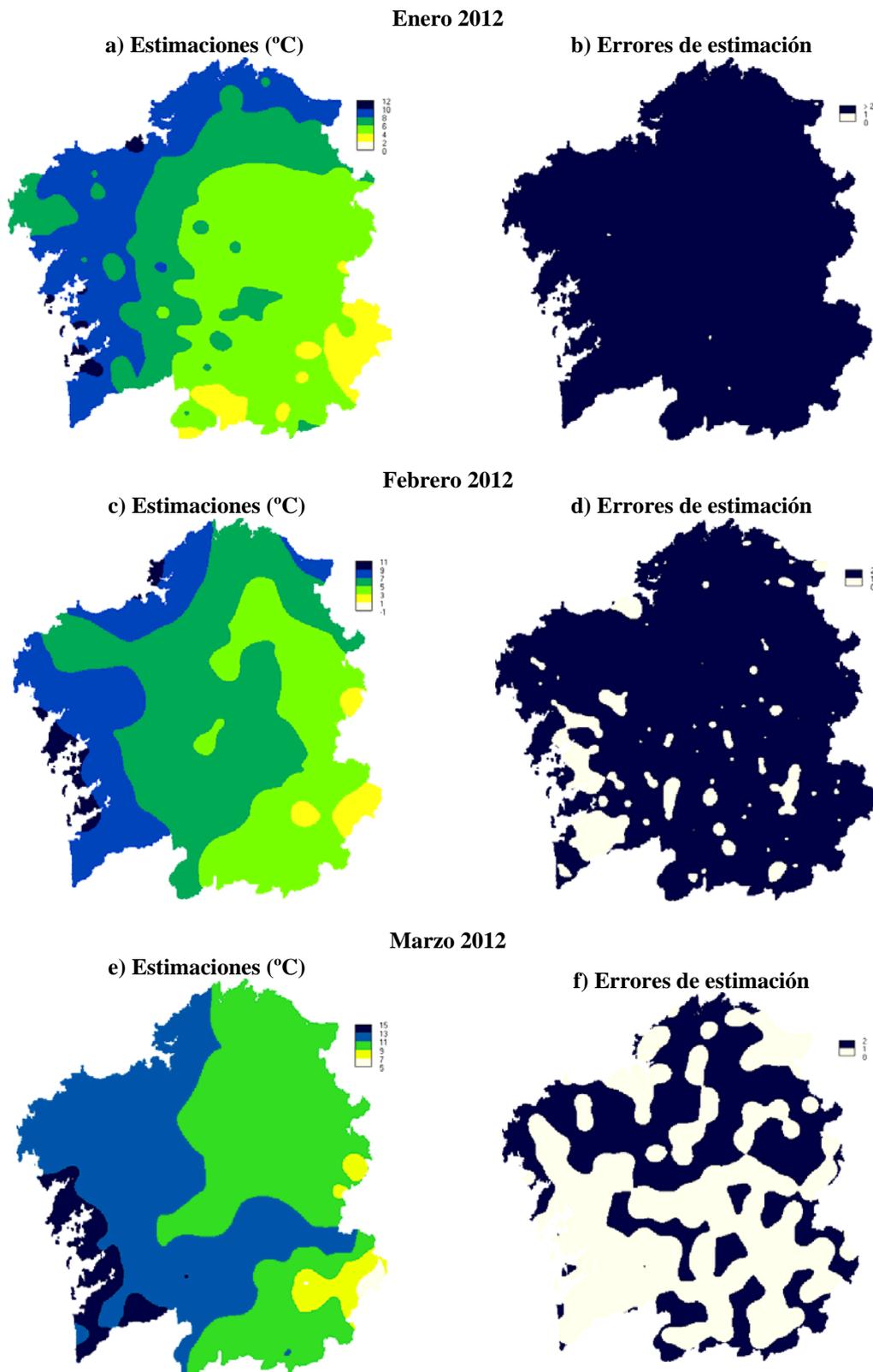
**Figura 50.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método del co-krigeado ordinario para abril, mayo y junio de 2011 con sus respectivos mapas de errores.



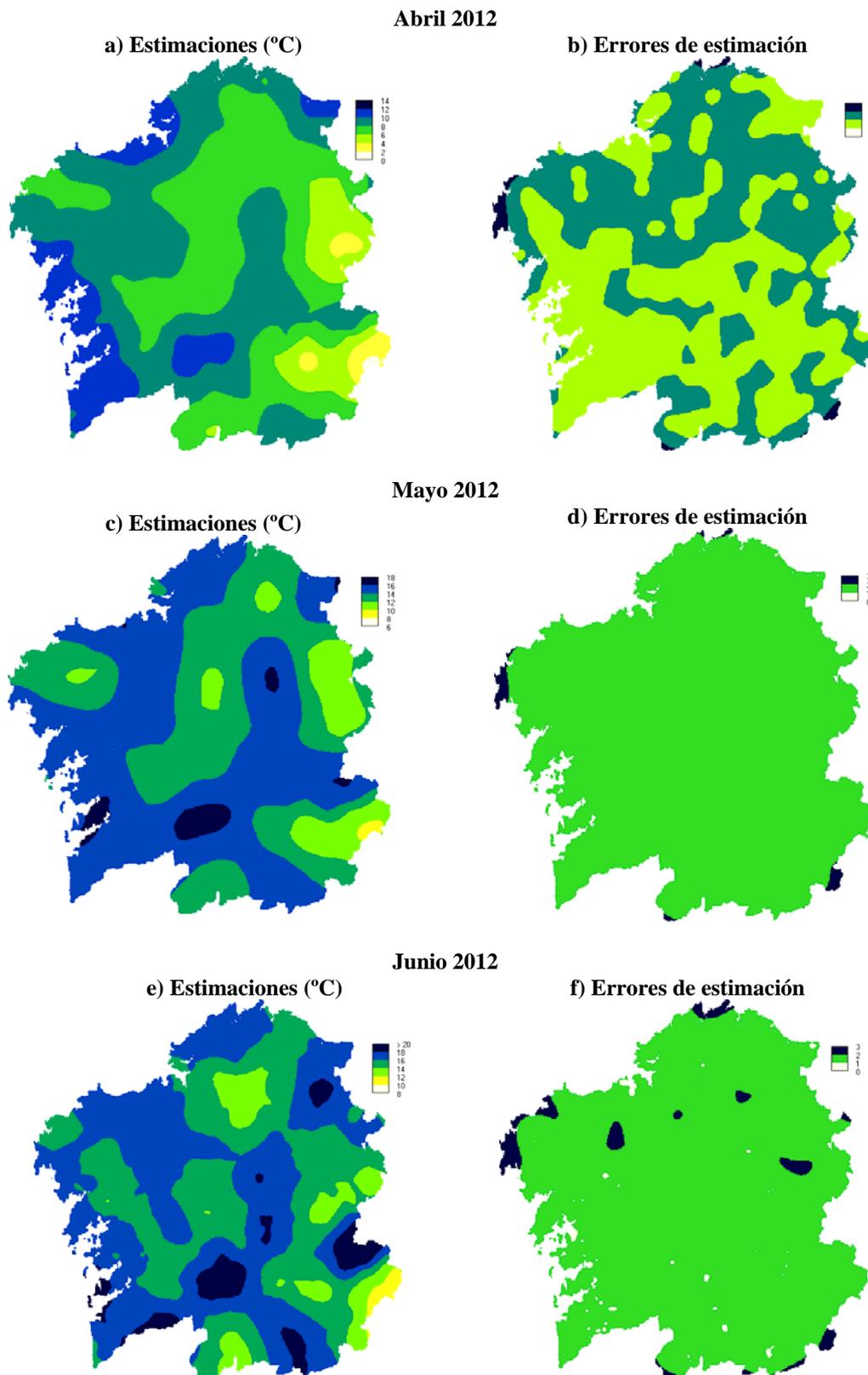
**Figura 51.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método del co-krigeado ordinario para julio, agosto y septiembre de 2011 con sus respectivos mapas de errores.



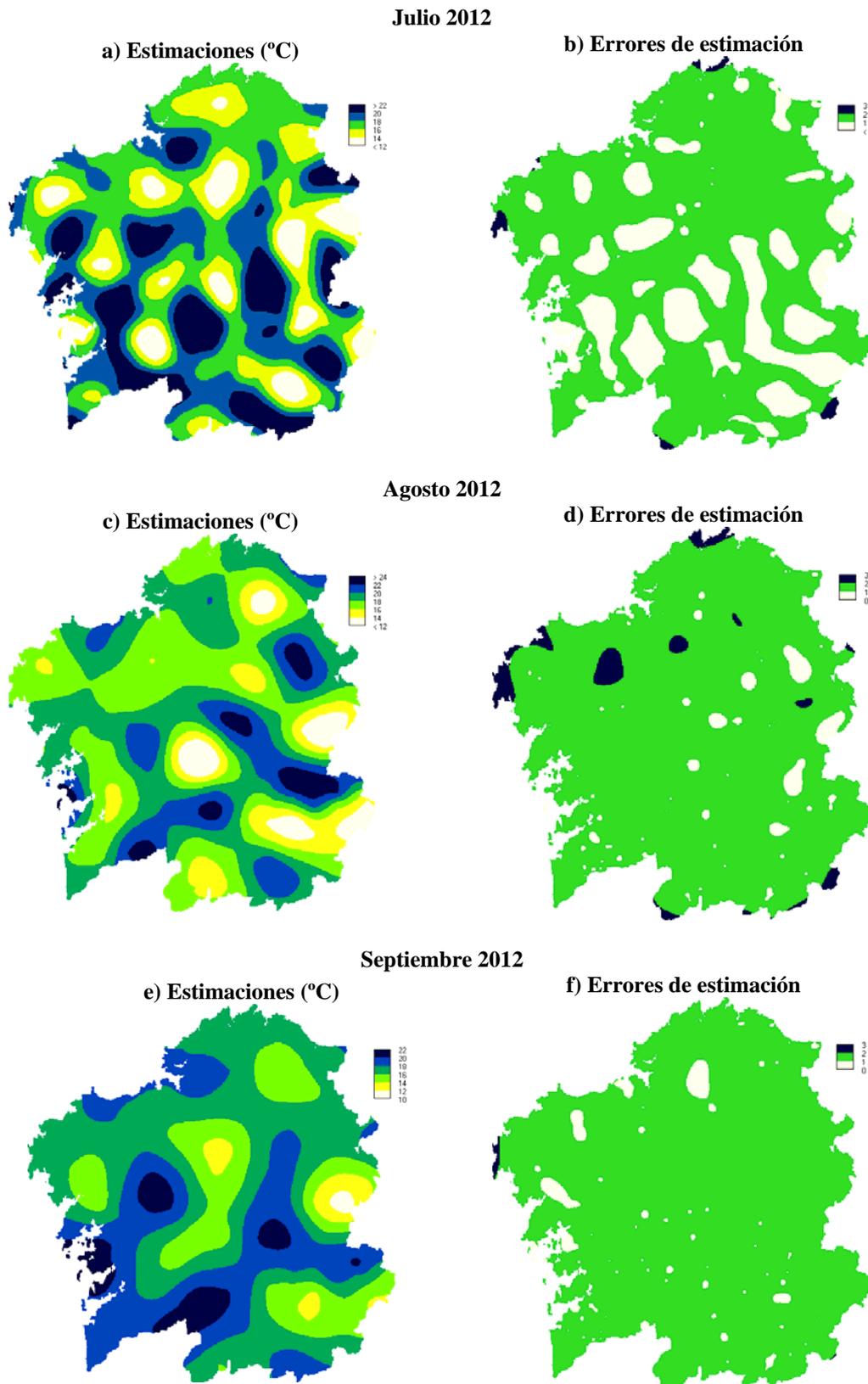
**Figura 52.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método del co-krigeado ordinario para octubre, noviembre y diciembre de 2011 con sus respectivos mapas de errores.



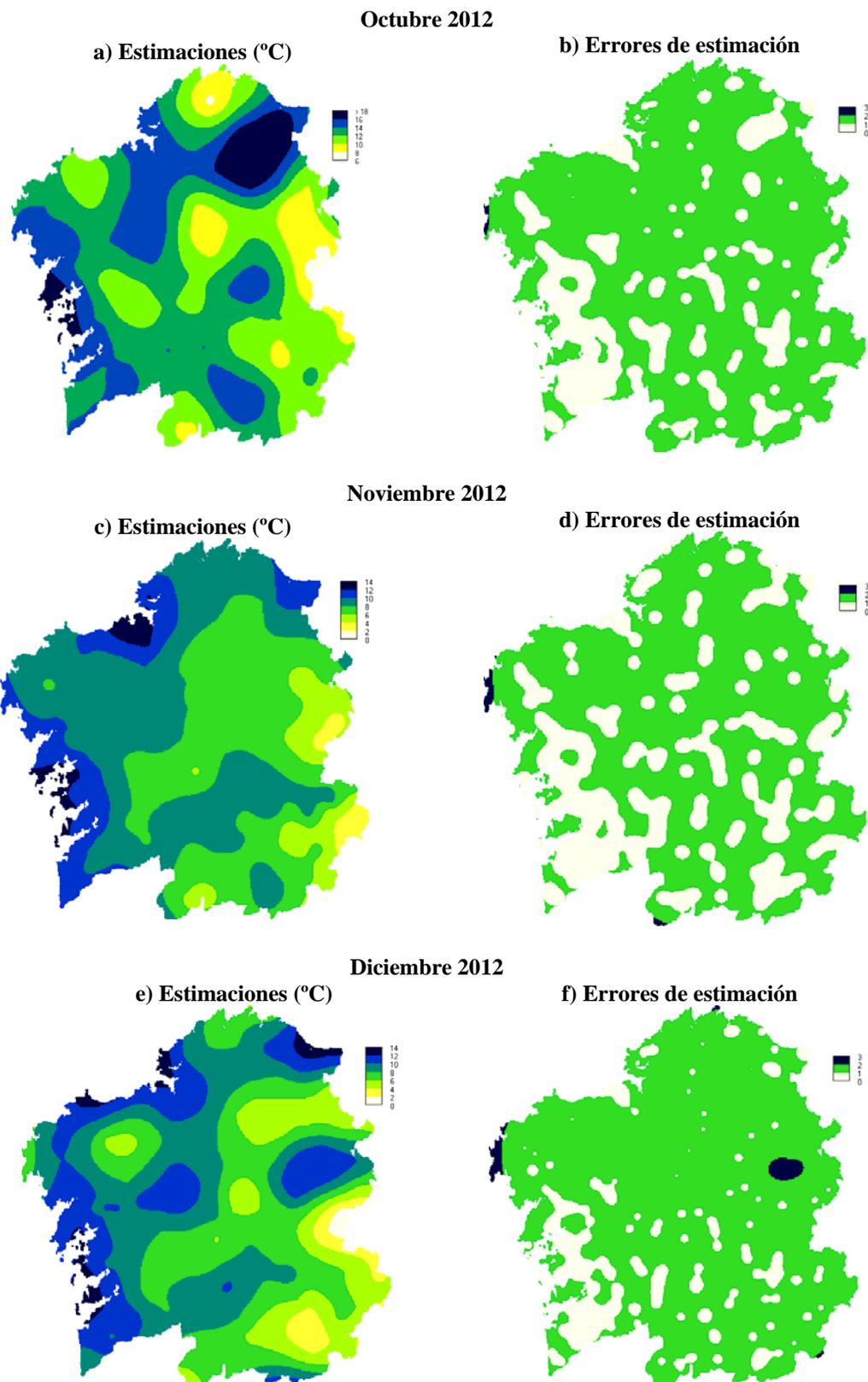
**Figura 53.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método del co-krigeado ordinario para enero, febrero y marzo de 2012 con sus respectivos mapas de errores.



**Figura 54.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método del co-krigeado ordinario para abril, mayo y junio de 2012 con sus respectivos mapas de errores.



**Figura 55.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método del co-krigeado ordinario para julio, agosto y septiembre de 2012 con sus respectivos mapas de errores.



**Figura 56.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método del co-krigeado ordinario para octubre, noviembre y diciembre de 2012 con sus respectivos mapas de errores.

Cuando se comparan los mapas obtenidos por krigado ordinario y cokrigado parece observarse una tendencia a una mejor estimación de los valores de los valores de temperatura mensual. Sin embargo ninguno de los dos tipos de simulación permite representar la influencia de factores como el relieve en la distribución de los valores medios de temperatura mensual en Galicia. Los mapas obtenidos tanto por krigado como por co-krigado reflejan una “suavización” de las isolíneas de temperatura,

Se verifica que el patrón de variabilidad de los mapas de co-krigado de los años de 2010 (Figuras 45, 46, 47 y 48), 2011 (Figuras 49, 50, 51 y 52) y 2012 (53, 54, 55 y 56) presenta muchas discontinuidades a todos los meses de los años 2010, 2011 y 2012, independientemente de la estación. En este sentido el krigado como técnica de interpolación presenta mayores discontinuidades, que reflejan precisamente una mayor sensibilidad a los datos registrados en las estaciones meteorológicas. Por tanto no es de extrañar que en algunos mese los mapas obtenidos por co-krigado se asemejen mucho a los mapas que resultan de la aplicación de la técnica de las distancias inversas.

### 5.4.3. KRIGEADO CON DERIVA EXTERNA

La modalidad de krigeado denominada krigeado en presencia de una tendencia externa (KDE), es diferente del krigeado residual (KR). Este último supone que la variable aleatoria puede descomponerse en una deriva, que es desconocida, aunque se admite que es regular, y un término residual no determinista, del que se conoce perfectamente el semivariograma.

Sin embargo aunque el KDE requiere la determinación a priori del semivariograma de los residuos, su cálculo no es directo, ya que los datos disponibles son los datos originales de temperatura no los residuos. En la práctica, el semivariograma residual es sustituido por el semivariograma de los datos registrados, considerando pares de valores no afectados o levemente afectados por la tendencia. Al aplicar esta técnica se comprueba que los mapas de variabilidad espacial construidos por el krigeado con deriva externa presentan una riqueza de detalles mayor que los métodos de interpolación hasta aquí presentados.

Una observación preliminar de los mapas de variabilidad de la temperatura obtenidos por KDE puede sugerir incluso que los resultados de este tipo de krigeado son exagerados, dada la semejanza con los mapas de relieve. Pero hay que considerar que lo que en realidad ocurre es que la técnica de interpolación por deriva externa considera el la altura como una variable más en el espacio geográfico.

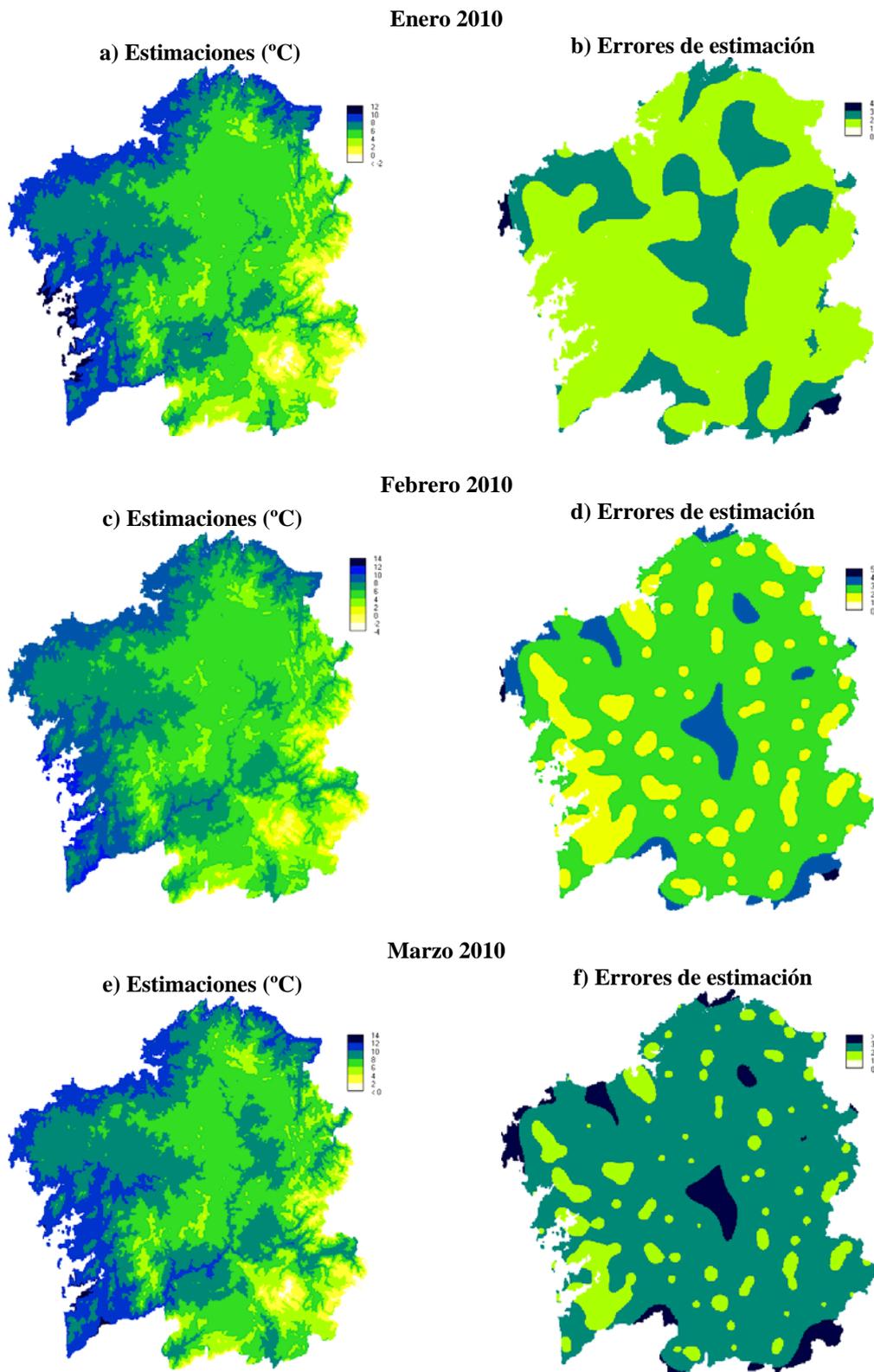
Con ello es posible no solo tener en cuenta el valor medido de la variable estudiada en un punto del espacio sino también tomar en consideración las características del entorno geográfico McBratney et al. (1999) y Minasny & McBratney (2007a,b). Por tanto si se utiliza el relieve como variable secundaria, los mapas de variabilidad espacial de la temperatura recogen con fidelidad la influencia de este factor, uno de los más determinantes.

Sería interesante considerar otras técnicas. Por ejemplo Minasny & McBractney (2007) proponen el método de la varianza “quad-tree” que es un método alternativo si se cuenta con variables secundarias, pero que exige un muestreo particular. Éste método divide el área de interés en cuadrantes que son más o menos homogéneos, en este caso el objetivo del muestreo es diseñar teniendo en cuenta una variable secundaria que tiene una estructura de covarianza no estacionaria. El empleo de este método podría tal vez permitir la generación de mapas de variabilidad espacial más representativos, tomando en consideración el relieve de cada cuadrante de Galicia

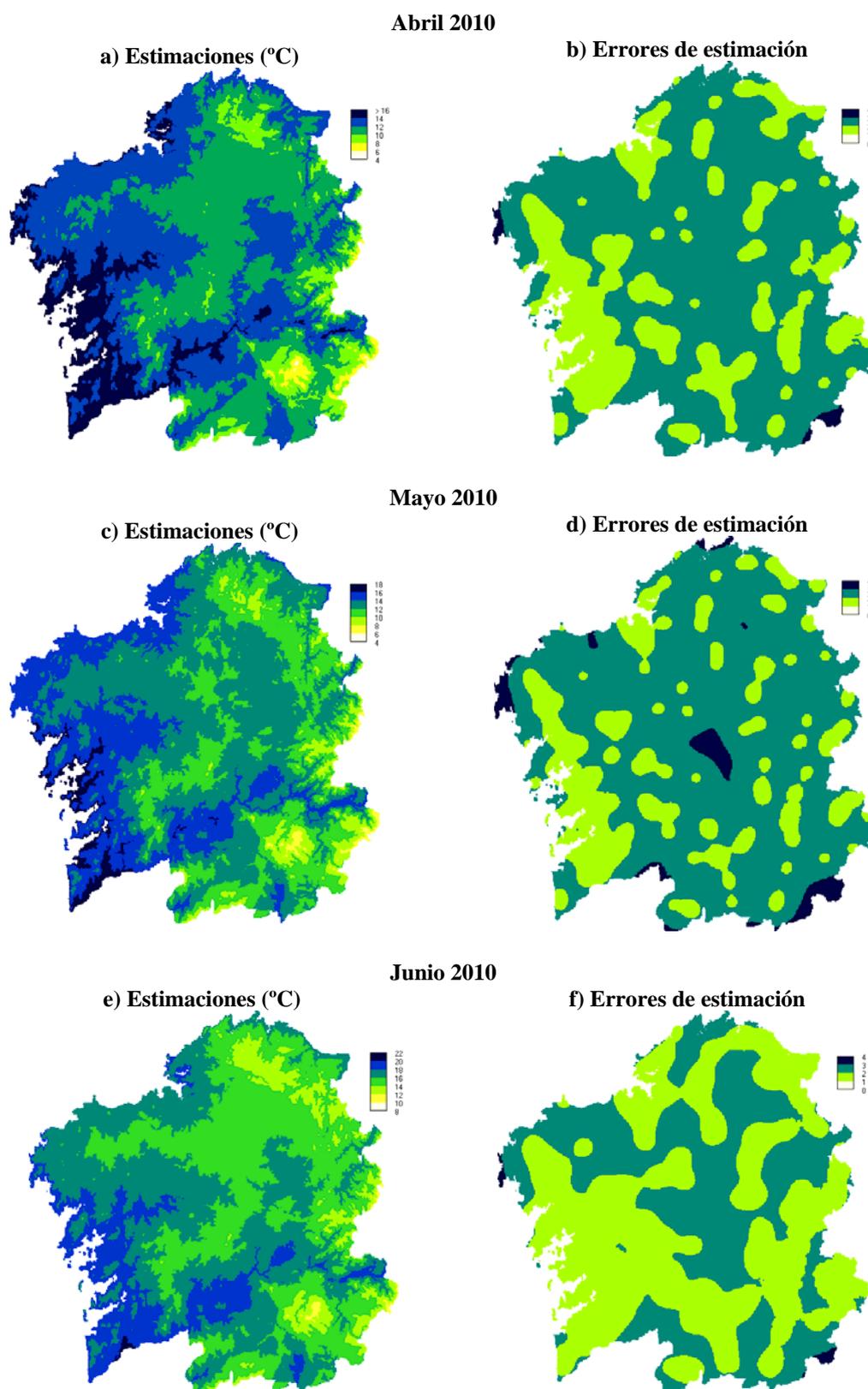
En las Figuras 57, 58, 59, 60 (año 2010), 61, 62, 63, 64 (año 2011), 65, 66, 67 y 68 (año 2012) destaca a primera vista el contraste entre la costa y los valles del Miño y Sil con las mesetas interiores y las zonas de montaña. Los resultados están de acuerdo con los esquemas establecido y admitidos acerca del efecto amortiguador de las aguas marinas sobre la temperatura y con la influencia de la orientación de los valles del Miño y Sil con al mar, ya que estos valles representan un medio natural de penetración de la influencia oceánica en el interior, (XUNTA de GALICIA, 2016).

Por tanto, los mapas de variabilidad espacial construidos mediante krigado con deriva externa, permiten apreciar que durante todos los meses y años estudiados los valores estimados de temperatura del aire, presentan un buen paralelismo y notable similitud con los mapas de relieve publicados por diferentes autores (Figuras 16, 17, 18 y 60). Además dichos mapas reflejan la heterogeneidad esperada en la distribución espacial de la temperatura no solo en función del conocimiento de que se dispone acerca del relieve, sino considerando otros factores como continentalidad o las situaciones atmosféricas más comunes.

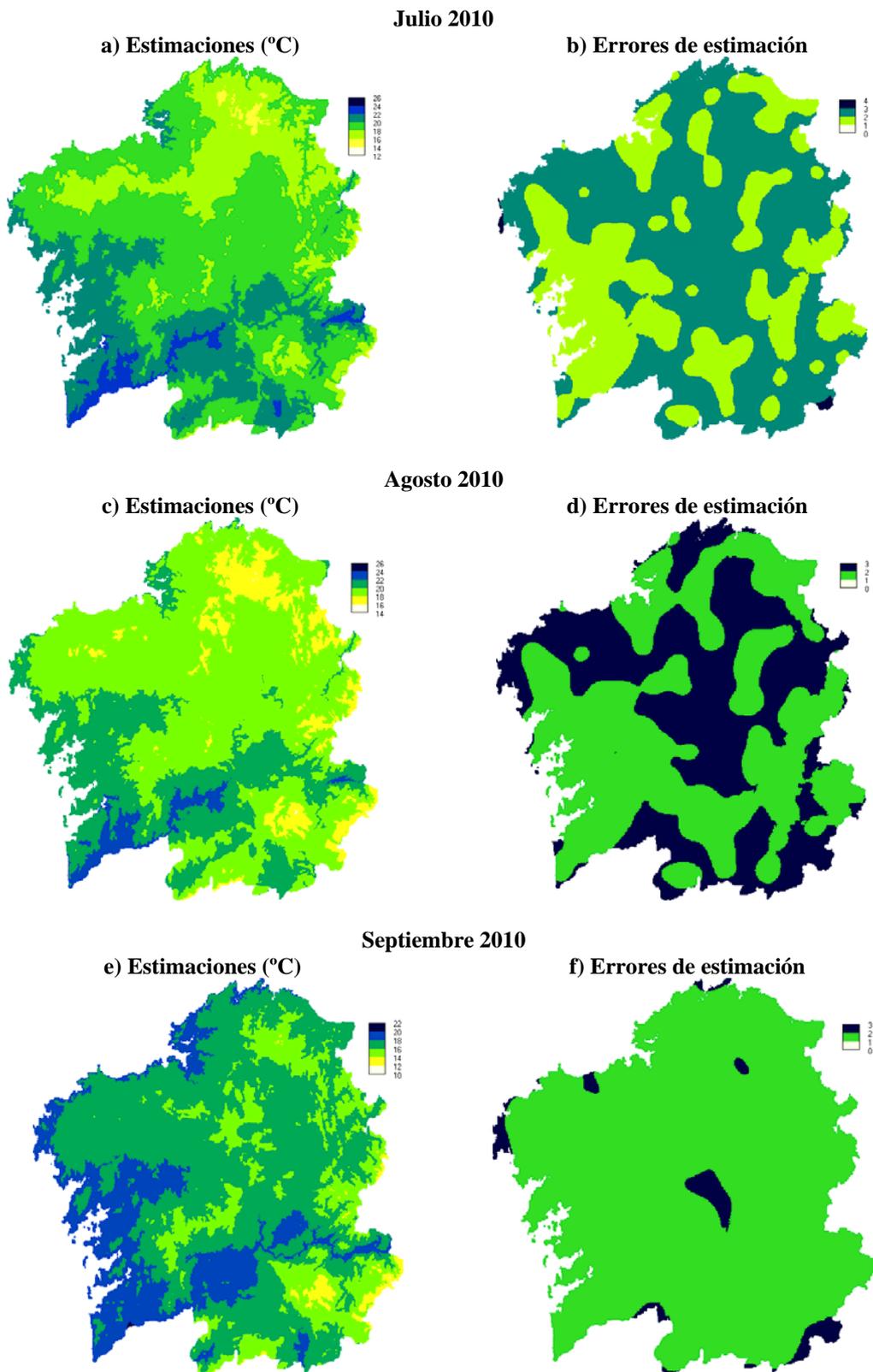
Por otro lado, el krigado con deriva externa permite obtener, no solo buenos resultados de distribución espacial de la temperatura, sino también errores de la varianza de estimación relativamente poco importantes, dado que los máximos oscilan en torno a los 3 °C en la mayor parte de los meses estudiados. También se puede observar que los valores de la varianza de los errores de estimación presentan notables diferencias entre meses sucesivos, siendo relativamente homogéneos en el conjunto de Galicia, cuando se comparan con los obtenidos por otras técnicas geoestadística.



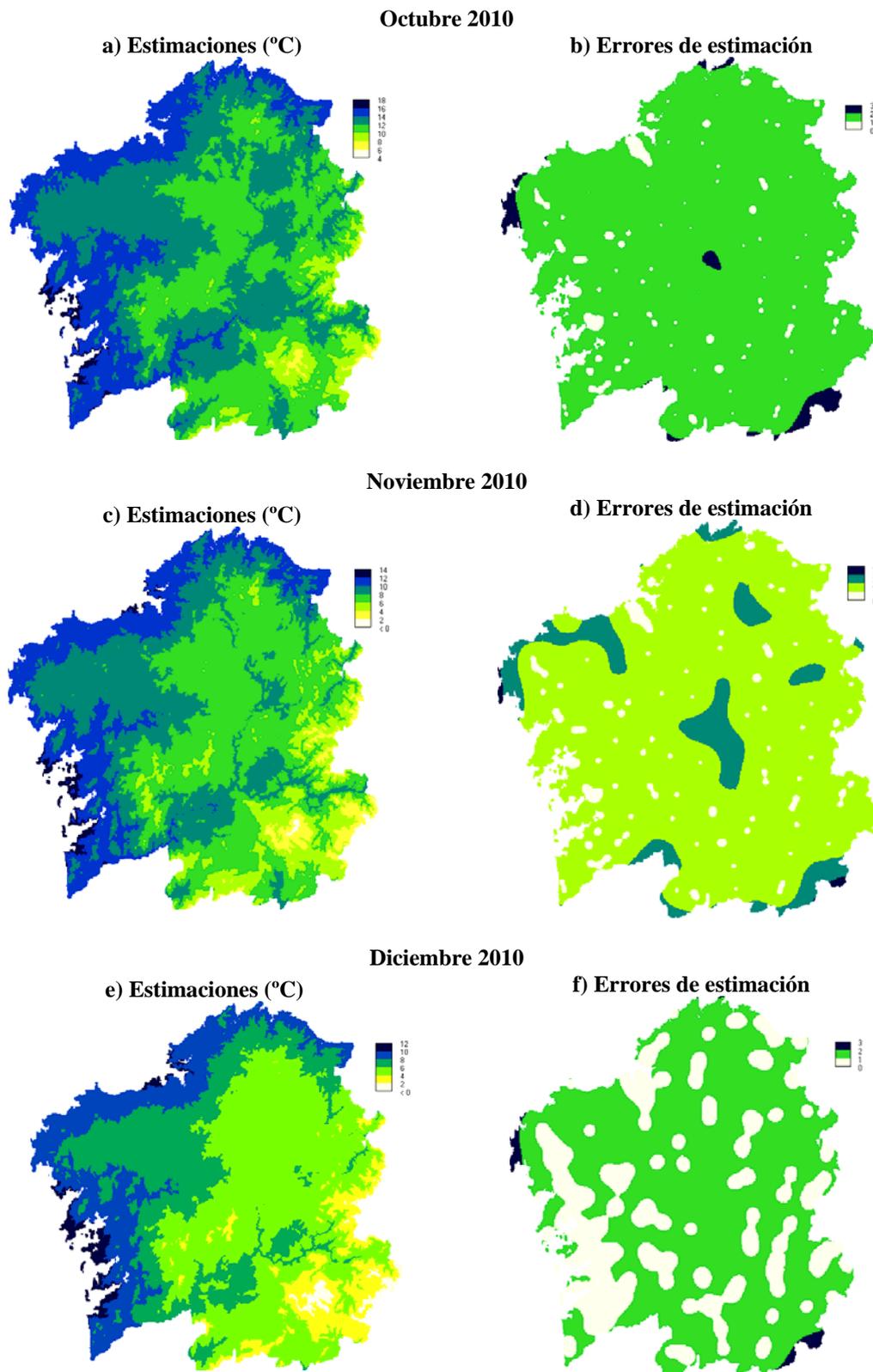
**Figura 57.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método del krigado con deriva externa para enero, febrero y marzo de 2010 con sus respectivos mapas de errores.



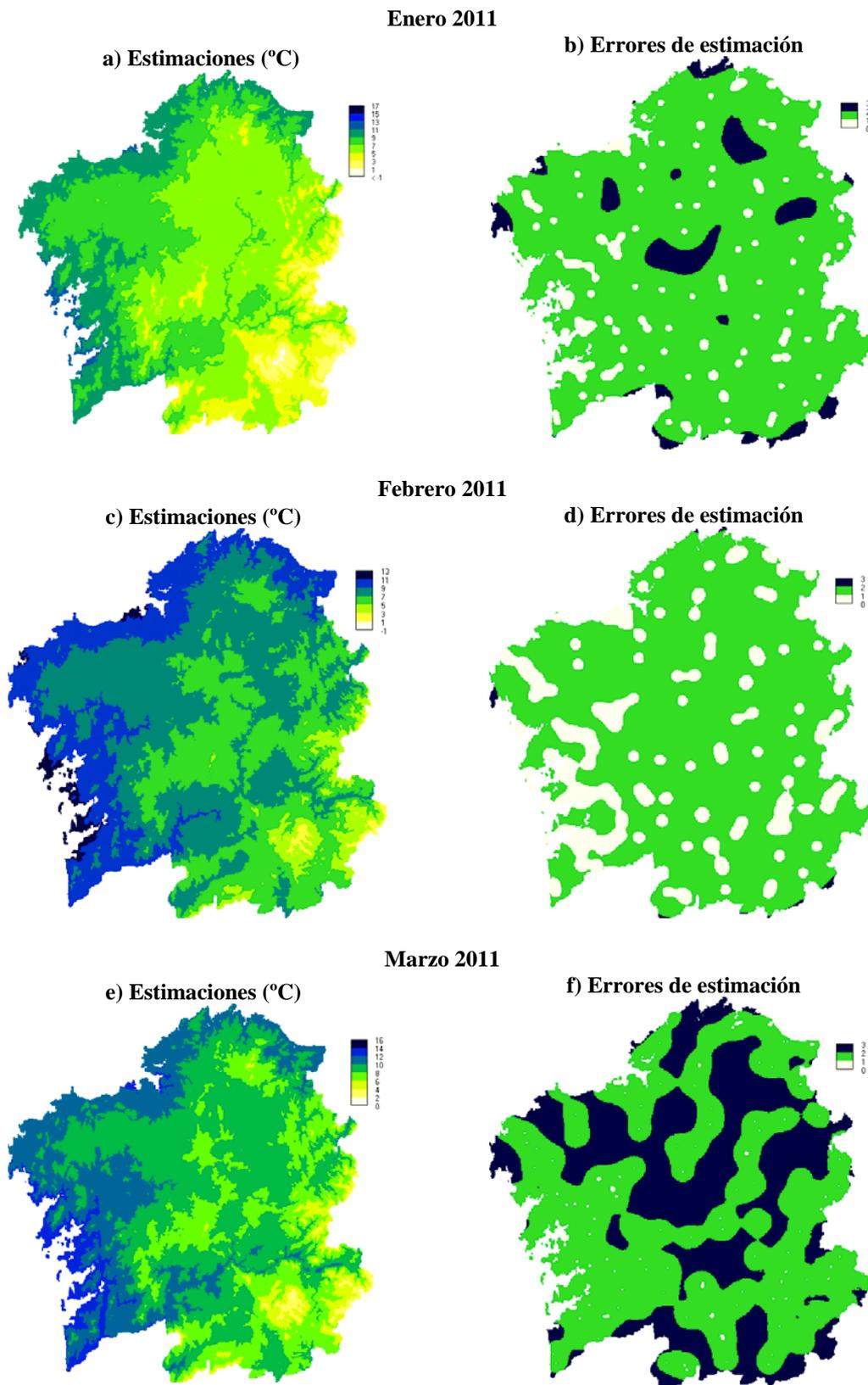
**Figura 58.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método del krigado con deriva externa para abril, mayo y junio de 2010 con sus respectivos mapas de errores.



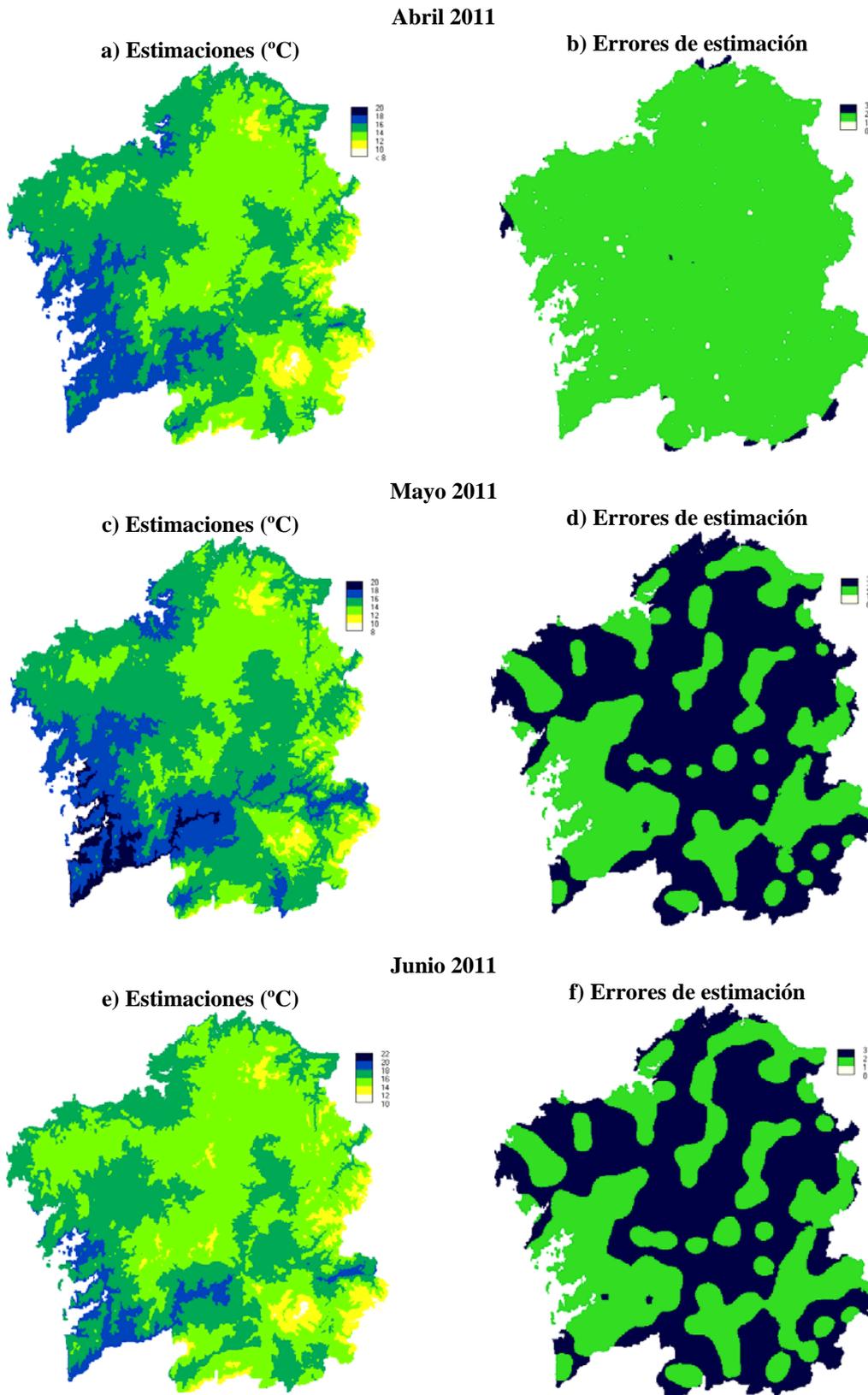
**Figura 59.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método del krigado con deriva externa para julio, agosto y septiembre de 2010 con sus respectivos mapas de errores.



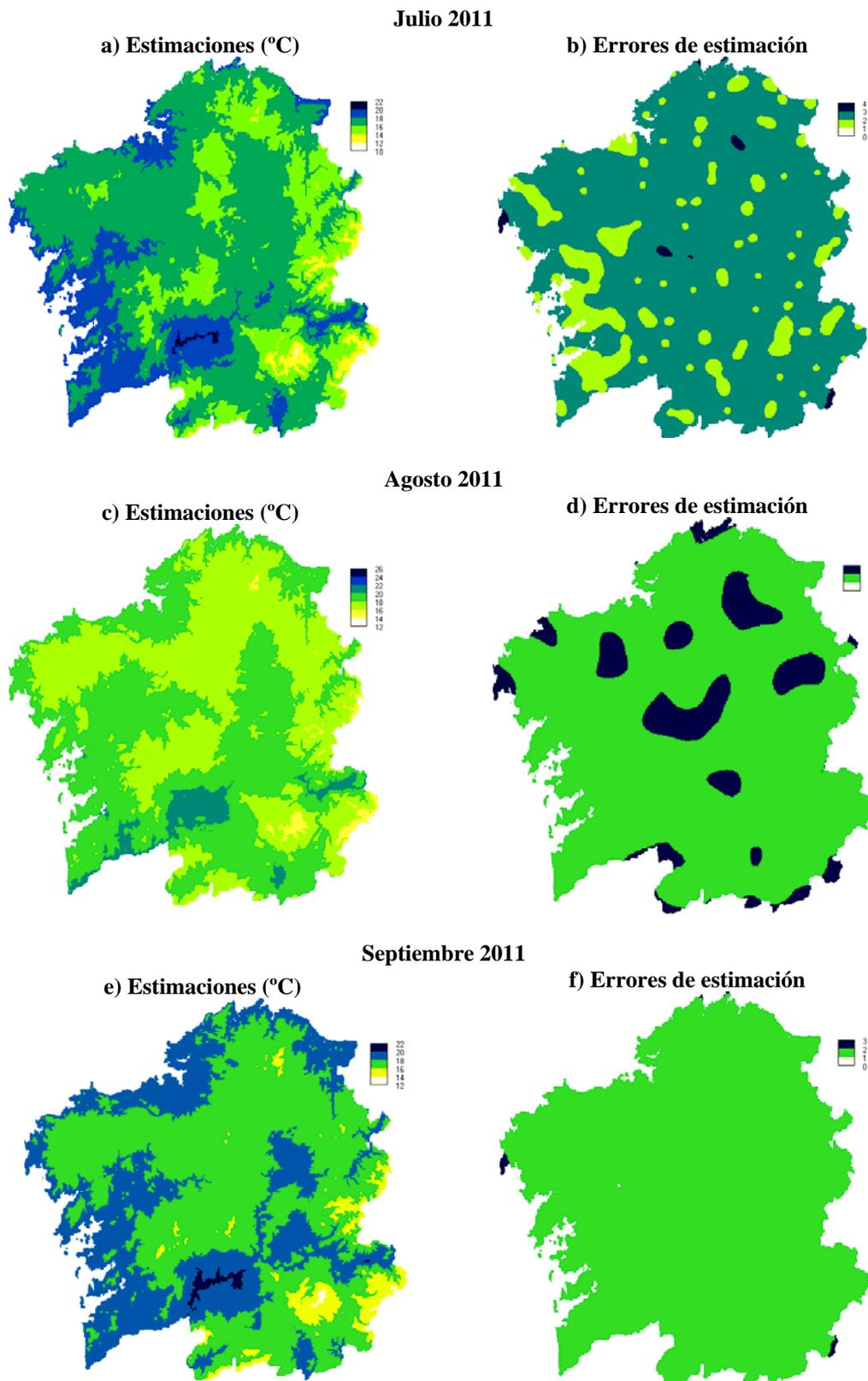
**Figura 60.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método del krigado con deriva externa para octubre, noviembre y diciembre de 2010 con sus respectivos mapas de errores.



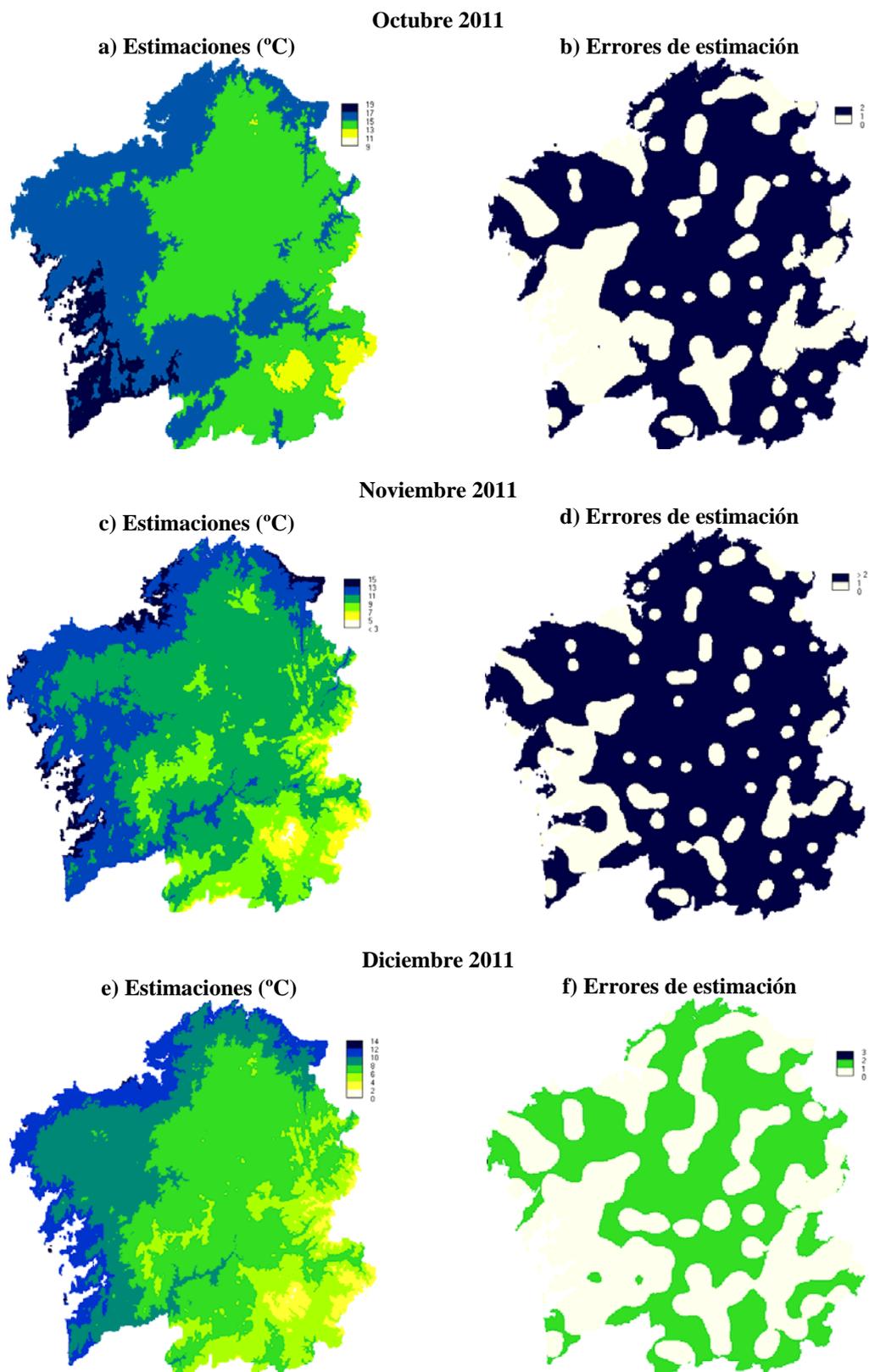
**Figura 61.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método del krigado con deriva externa para enero, febrero y marzo de 2011 con sus respectivos mapas de errores.



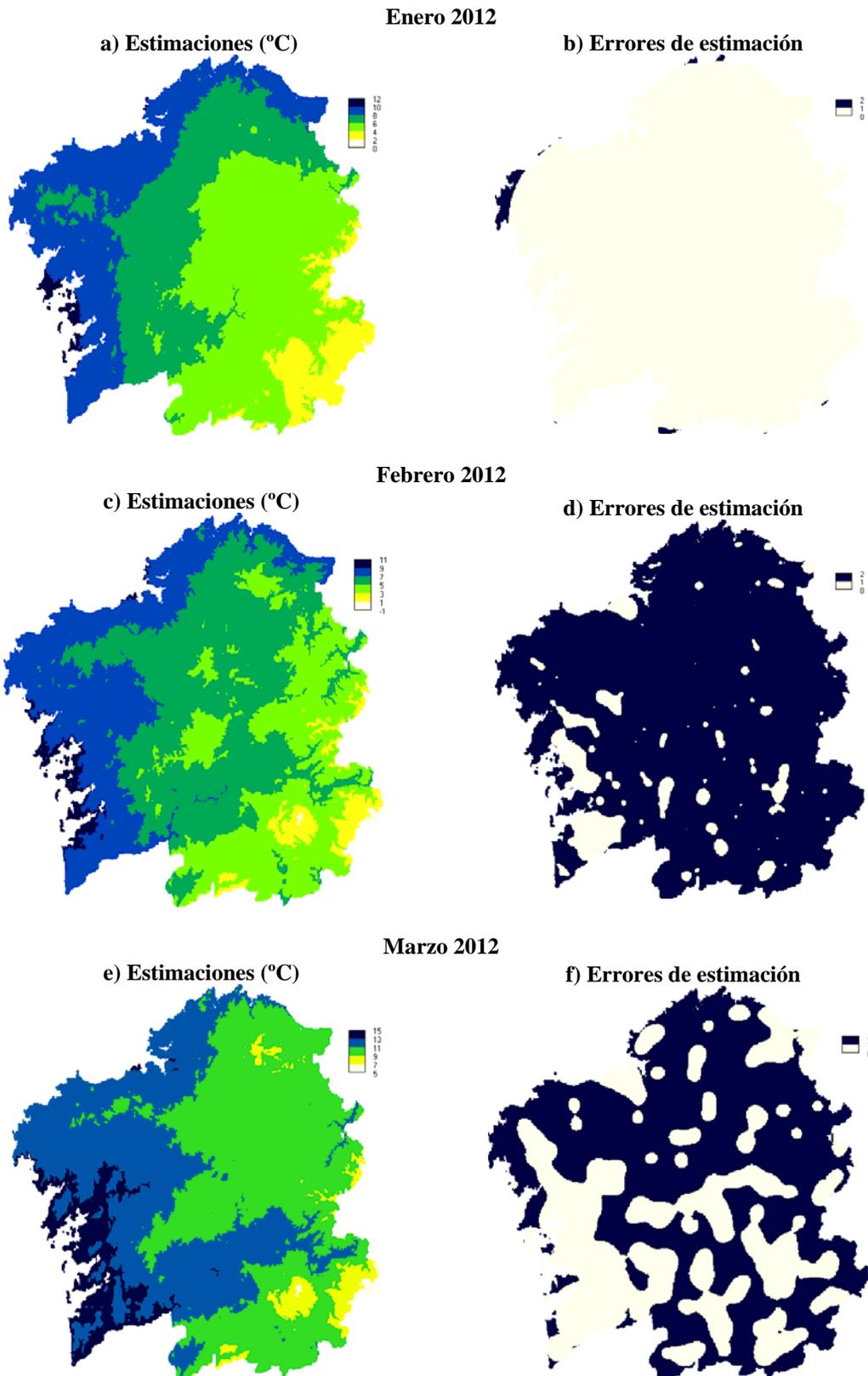
**Figura 62.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método del krigado con deriva externa para abril, mayo y junio de 2011 con sus respectivos mapas de errores.



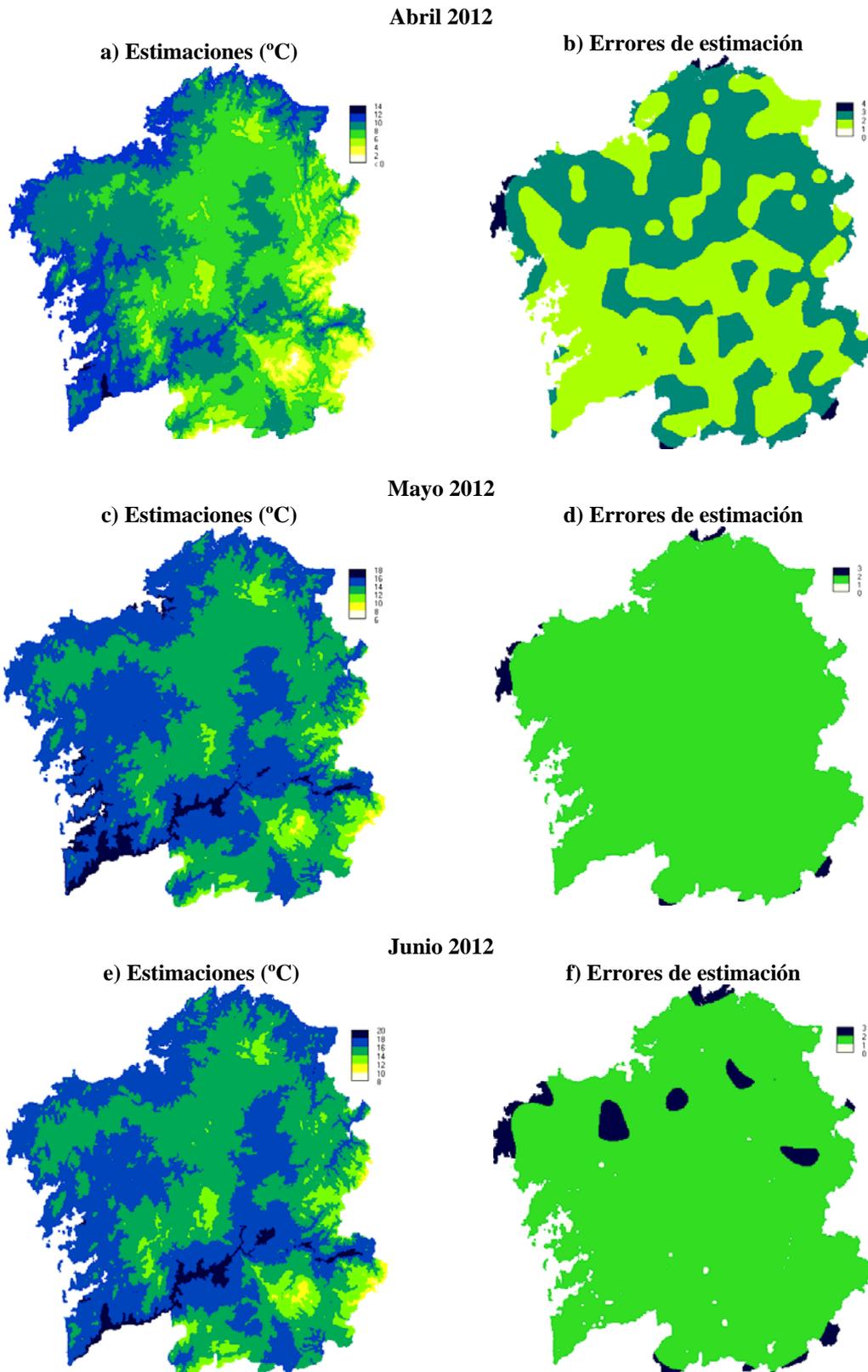
**Figura 63.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método del krigado con deriva externa para julio, agosto y septiembre de 2011 con sus respectivos mapas de errores.



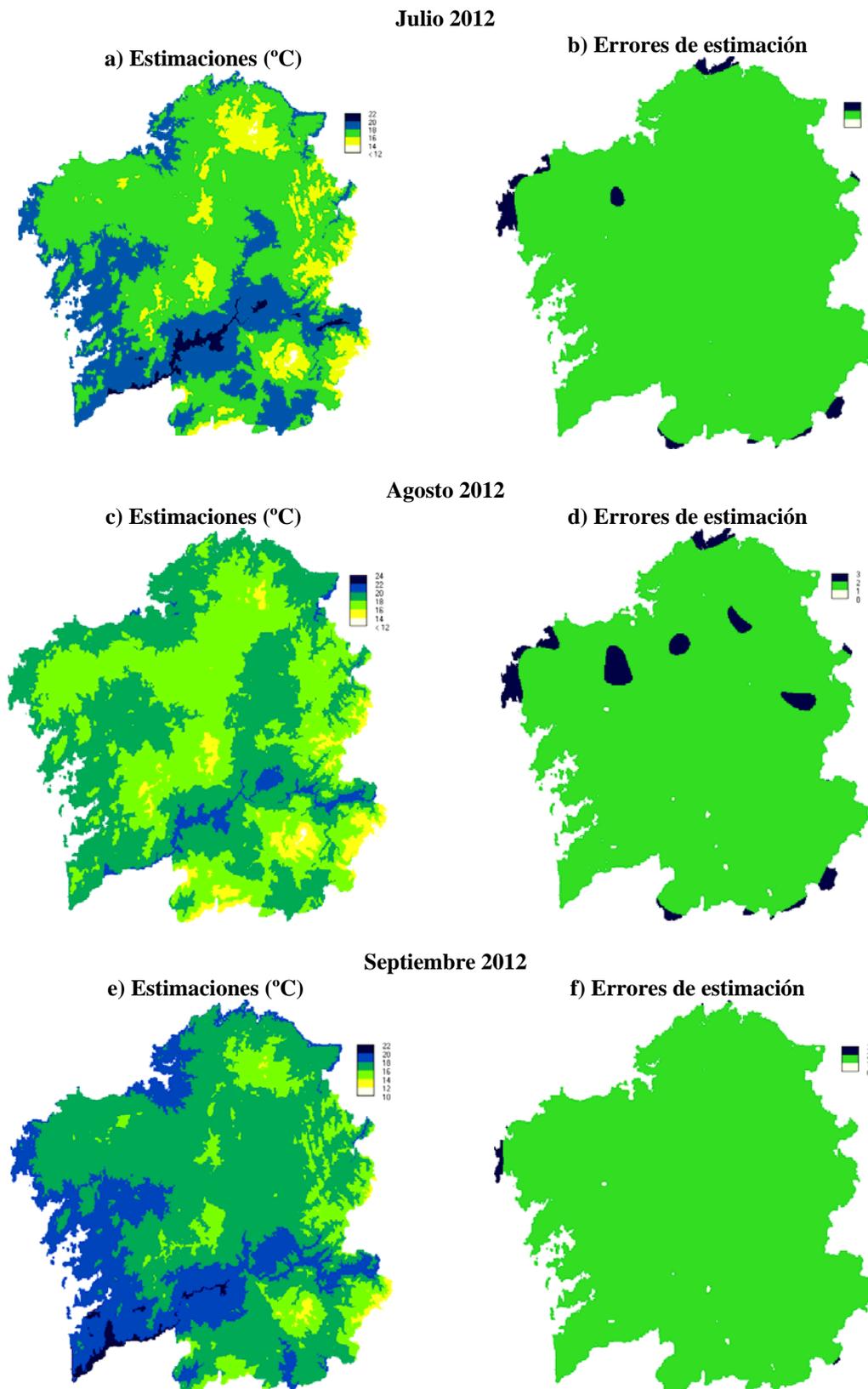
**Figura 64.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método del krigado con deriva externa para octubre, noviembre y diciembre de 2011 con sus respectivos mapas de errores.



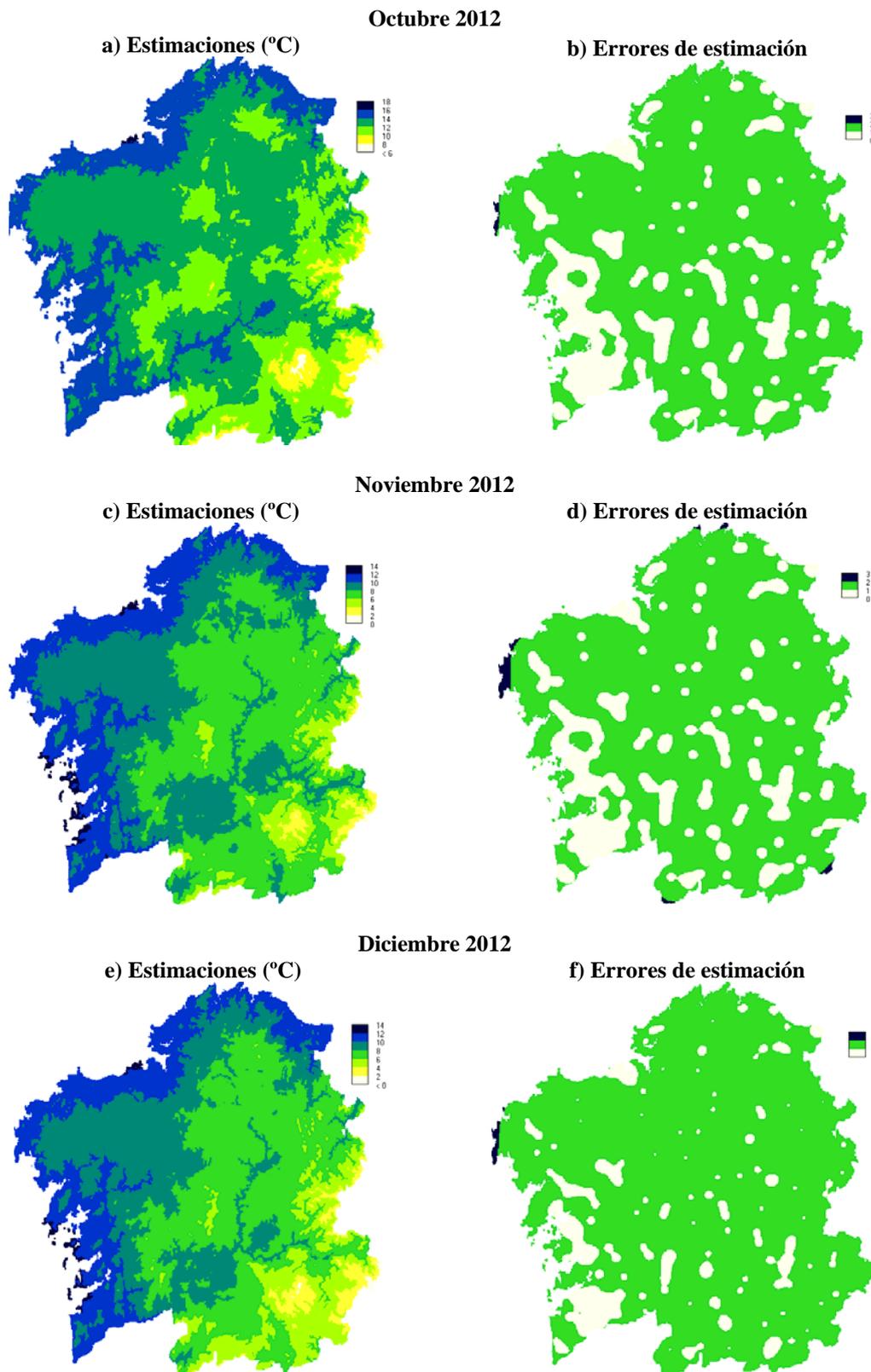
**Figura 65.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método del krigado con deriva externa para enero, febrero y marzo de 2012 con sus respectivos mapas de errores.



**Figura 66.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método del krigeado con deriva externa para abril, mayo y junio de 2012 con sus respectivos mapas de errores.



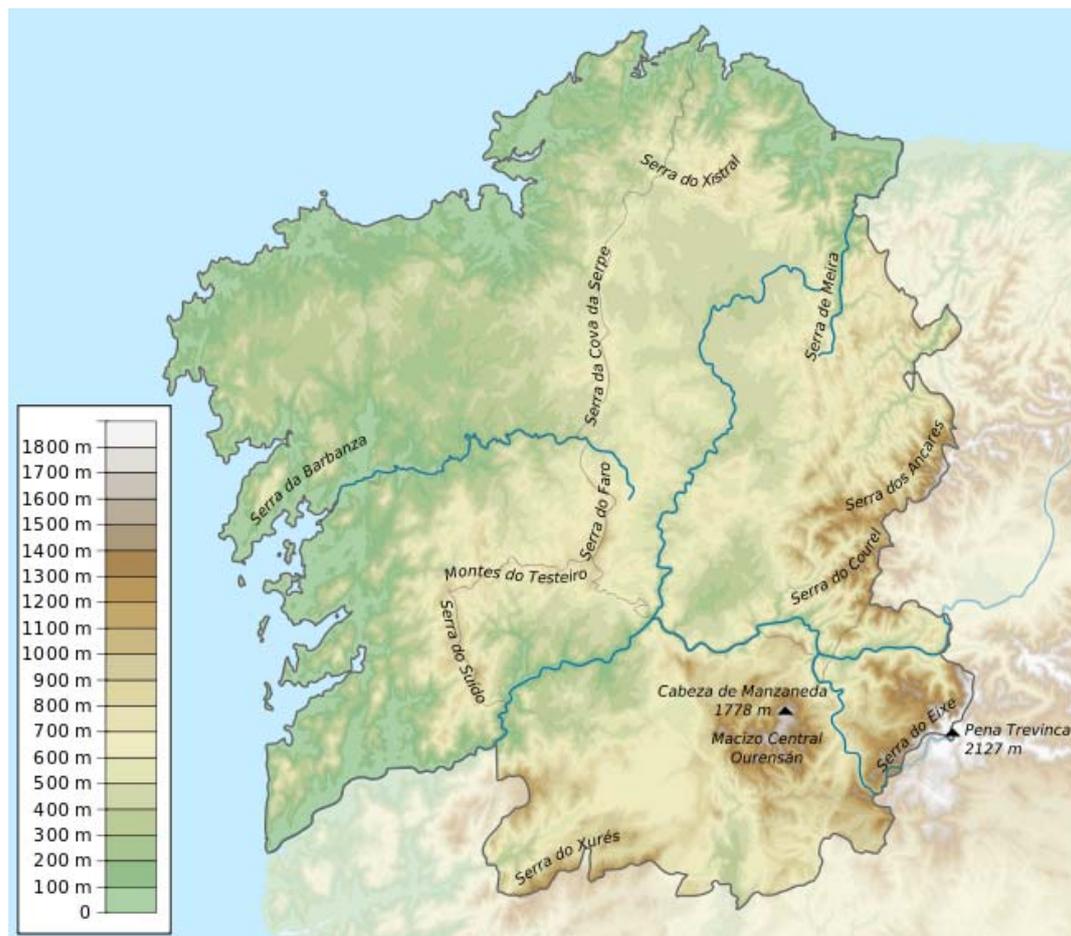
**Figura 67.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método del krigado con deriva externa para julio, agosto y septiembre de 2012 con sus respectivos mapas de errores.



**Figura 68.** Interpolación de la temperatura en Galicia mediante el método del krigado con deriva externa para octubre, noviembre y diciembre de 2012 con sus respectivos mapas de errores.

Conviene insistir en el hecho de que los mapas de variabilidad espacial de la temperatura obtenidos por medio de la técnica de deriva externa (KDE), describen con fiabilidad la orografía de Galicia. En los mapas de temperatura mensual para los años de 2010, 2011 y 2012 es posible vislumbrar las cinco grandes unidades morfológicas de Galicia: el litoral, las superficies de aplanamiento, las depresiones tectónicas, las cordales y, como nexo de unión entre ellas, los vales fluviales, conforme a lo descrito por XUNTA de GALICIA (2016).

En la Figura 69 se representa, una vez más, el relieve de Galicia con las principales sierras y zonas de montaña. El análisis conjunto de los mapas de temperatura del aire construidos por medio de la técnica del krigado con deriva externa para los años de 2010 (Figura 57, 58, 59 y 60), 2011 (Figura 61, 62, 63 y 64) y 2012 (Figura 65, 66, 67 y 68) con la Figura 69, demuestra que la técnica geoestadística con interpolación por deriva externa fue capaz de diferenciar y demostrar la correlación del relieve con la disminución de la temperatura del aire.



**Figura 60.** Relieve y principales sierras y zonas de montaña de Galicia.

En los mapas obtenidos por krigado con deriva externa para los años de 2010 (Figura 57, 58, 59 y 60), 2011 (Figura 61, 62, 63 y 64) y 2012 (Figura 65, 66, 67 y 68) es posible verificar de modo detallado la disminución de la temperatura con la altura y su relación con las principales sierras (Figura 60). El paralelismo entre temperatura media mensual y relieve se aprecia nítidamente tanto en la zona este (Serra do Courel, Serra dos Ancares, Manzaneda y Serra do Eixe) como en la zona norte (Serra do Xistral) y en el sur (Serra do Xurés); dicha correspondencia se observa también en el oeste (Serra da Barbanza) para 2010 (Figura 57, 58, 59 y 60), 2011 (Figura 61, 62, 63 y 64) y 2012 (Figura 65, 66, 67 y 68).

Por otra parte, en los mapas de variabilidad espacial construidos por interpolación mediante krigado con deriva externa en 2010 (Figura 57, 58, 59 y 60), 2011 (Figura 61, 62, 63 y 64) y 2012 (Figura 65, 66, 67 y 68) es posible visualizar las diferencias de temperatura que caracterizan a los valles de los principales ríos de Galicia: el Miño y el Sil con respecto a las zonas de meseta y sierras circundantes, lo que una vez más demuestra la eficacia de este método de interpolación. Las características térmicas de otros ríos de menor extensión como el Río Ulla, con su cuenca hidrográfica limitada por la Serra da Barbanza, la Serra do Faro y los Montes del Testeiro, también están bien representadas en los mapas de variabilidad espacial de la temperatura media mensual.

## 5.5. COMPARACIÓN ENTRE LOS MÉTODOS DE INTERPOLACIÓN

La Tablas 16 presenta los promedios de los valores observados y estimados por los diferentes métodos de interpolación estudiados. Se verifica en la Tabla 16 que de manera general todos los valores promedios de las estimaciones en los años de 2010, 2011 y 2012 son iguales o muy parecidos al promedio del valor observado, para cada uno de los meses del año.

Con relación a la media anual en los años de 2010, 2011 y 2012 podemos verificar que todos los valores son muy cercanos, no habiendo diferencias significativas entre métodos. Además, hay que tener en cuenta que cada uno de los métodos de interpolación tiene sus puntos positivos y negativos. El principal criterio para juzgar acerca de la bondad de un método es que sea capaz de representar la temperatura media mensual de teniendo en cuenta los valores reales de la misma en los puntos en que se localizan las estaciones meteorológicas y que presente continuidad espacial de acuerdo con las particularidades del relieve.

Para comparar entre sí los métodos de interpolación usados en este trabajo (distancias inversas, krigado ordinario, co-krigado y krigado con deriva externa), se han elaborado las Tabla 16 y 17. En la Tabla 16 se comparan los valores medios de la temperatura media mensual obtenida con cada uno de los métodos con los datos observados. En la Tabla 17 se presentan los promedios de las desviaciones típicas de las temperaturas medias observadas, así como los obtenidos mediante diferentes métodos de interpolación. En el año de 2010 el valor medio de desviación típica para los datos observados/medidos fue de 2,05. El método de interpolación que permita obtener datos sin incrementar su tendencia hacia valores positivos o negativos sería el que mejor puede representar la temperatura del aire en escala mensual. De esta manera, para 2010 los resultados son: krigado ordinario con desviación típica media de 1,66; co-krigado ordinario con desviación típica media de 1,69; krigado con deriva externa con desviación típica media de 1,97 y por fin la interpolación por distancias inversas con desviación típica media de 2,04 (Tabla 17).

**Tabla 16.** Promedio de los valores observados y estimados por los diferentes interpoladores: krigado ordinario, co-krigado, krigado con deriva externa y distancias inversas.

Año	Mes	Medias (°C)				
		Observados	Distancias Inversas	Krigado Ordinario	Co-krigado	Krigado Deriva Externa
2010	Enero	6,24	6,24	6,25	6,24	6,24
	Febrero	6,40	6,40	6,40	6,36	6,40
	Marzo	8,47	8,47	8,48	8,48	8,48
	Abril	12,42	12,42	12,42	12,43	12,42
	Mayo	13,23	13,23	13,23	13,23	13,24
	Junio	16,54	16,54	16,55	16,51	16,55
	Julio	19,54	19,54	19,55	19,56	19,55
	Agosto	19,81	19,81	19,82	19,82	19,82
	Septiembre	17,15	17,16	17,16	17,16	17,16
	Octubre	12,99	12,99	13,00	12,99	12,99
	Noviembre	8,57	8,57	8,57	8,57	8,57
	Diciembre	6,76	6,76	6,76	6,76	6,76
	<b>Media</b>	<b>12,34</b>	<b>12,34</b>	<b>12,35</b>	<b>12,35</b>	<b>12,35</b>
2011	Enero	7,61	7,61	7,61	7,61	7,61
	Febrero	8,14	8,14	8,15	8,15	8,14
	Marzo	9,52	9,52	9,53	9,54	9,53
	Abril	14,71	14,71	14,71	14,71	14,71
	Mayo	15,29	15,29	15,30	15,30	15,30
	Junio	16,20	16,21	16,21	16,21	16,22
	Julio	17,12	17,12	17,13	17,13	17,14
	Agosto	18,44	18,44	18,44	18,52	18,45
	Septiembre	17,88	17,88	17,89	17,89	17,89
	Octubre	15,43	15,42	15,43	15,43	15,43
	Noviembre	10,60	10,61	10,61	10,59	10,61
	Diciembre	8,09	8,09	8,10	8,10	8,09
	<b>Media</b>	<b>13,25</b>	<b>13,25</b>	<b>13,26</b>	<b>13,26</b>	<b>13,26</b>
2012	Enero	6,44	6,46	6,46	6,45	6,45
	Febrero	5,92	5,93	5,94	5,95	5,93
	Marzo	11,13	11,14	11,15	11,13	11,14
	Abril	8,30	8,31	8,33	8,33	8,31
	Mayo	14,27	14,28	14,30	14,27	14,27
	Junio	16,13	16,14	16,15	16,16	16,12
	Julio	17,77	17,77	17,77	17,75	17,75
	Agosto	18,35	18,35	18,36	18,26	18,34
	Septiembre	17,54	17,55	17,55	17,53	17,53
	Octubre	12,91	12,91	12,93	12,87	12,91
	Noviembre	8,41	8,42	8,43	8,45	8,42
	Diciembre	8,13	8,13	8,14	8,14	8,13
	<b>Media</b>	<b>12,11</b>	<b>12,12</b>	<b>12,13</b>	<b>12,10</b>	<b>12,12</b>

**Tabla 17.** Promedio de las desviaciones típicas de los valores observados y estimados por los diferentes interpoladores: distancias inversas, krigado ordinario, co-krigado y krigado con deriva externa.

Año	Mes	Desviaciones típicas (°C)				
		Observados	Distancias Inversas	Krigado Ordinario	Co-krigado	Krigado Deriva Externa
2010	Enero	2,63	2,63	2,35	2,37	2,59
	Febrero	2,69	2,69	2,30	2,61	2,64
	Marzo	2,45	2,45	1,97	2,06	2,39
	Abril	2,10	2,09	1,55	2,58	1,94
	Mayo	2,26	2,26	1,78	1,78	2,15
	Junio	2,05	2,05	1,58	2,28	1,86
	Julio	2,10	2,10	1,53	1,94	1,74
	Agosto	1,92	1,91	1,29	1,76	1,55
	Septiembre	1,67	1,67	1,15	1,24	1,48
	Octubre	2,08	2,08	1,80	1,81	2,02
	Noviembre	2,47	2,47	2,26	2,28	2,44
	Diciembre	2,38	2,37	2,22	2,22	2,32
	<b>Media</b>	<b>2,05</b>	<b>2,04</b>	<b>1,66</b>	<b>1,69</b>	<b>1,97</b>
2011	Enero	2,48	2,47	2,31	2,63	2,45
	Febrero	2,16	2,15	2,00	2,13	2,11
	Marzo	2,32	2,32	2,07	2,38	2,28
	Abril	1,85	1,84	1,52	1,60	1,74
	Mayo	2,12	2,11	1,60	2,74	1,91
	Junio	1,83	1,82	1,31	1,31	1,62
	Julio	1,92	1,91	1,31	1,53	1,67
	Agosto	1,63	1,62	1,07	2,41	1,31
	Septiembre	1,49	1,49	1,00	1,07	1,29
	Octubre	1,57	1,57	1,24	1,23	1,37
	Noviembre	2,07	2,07	1,85	1,88	2,03
	Diciembre	2,34	2,34	2,24	2,33	2,31
	<b>Media</b>	<b>1,78</b>	<b>1,78</b>	<b>1,42</b>	<b>1,49</b>	<b>1,71</b>
2012	Enero	1,98	1,97	1,78	1,92	1,83
	Febrero	1,96	1,95	1,65	1,69	1,81
	Marzo	1,68	1,68	1,36	1,43	1,48
	Abril	2,36	2,36	1,94	1,98	2,29
	Mayo	1,73	1,72	1,23	1,54	1,59
	Junio	1,77	1,77	1,37	1,56	1,67
	Julio	1,78	1,78	1,34	2,79	1,61
	Agosto	1,68	1,68	1,25	2,75	1,52
	Septiembre	1,70	1,69	1,27	1,91	1,54
	Octubre	1,88	1,88	1,58	2,13	1,79
	Noviembre	2,05	2,04	1,84	2,25	1,98
	Diciembre	2,25	2,24	2,00	2,38	2,19
	<b>Media</b>	<b>1,72</b>	<b>1,72</b>	<b>1,39</b>	<b>1,44</b>	<b>1,64</b>

En el año de 2011 y 2012 (Tabla 17) el valor de desviación típica media para los datos observados/medidos fue de 1,78 y 1,72, respectivamente. Nuevamente el krigado ordinario presentó el menor valor de desviación típica y el KDE el mayor. Por tanto, los coeficientes de desviación de los valores mensuales de temperatura se ordenan del siguiente modo: krigado ordinario < co-krigado < krigado con deriva externa < distancias inversas.

Los valores más altos de desviación típica para el interpolador por distancias inversas ya era esperado una vez que los mapas de temperatura mensual para los años de 2010, 2011 y 2012 presentaran inclusiones en todos los mapas, independientemente del mes y de la localización geográfica, de acuerdo con los valores registrados.

Finalmente, hay de considerar que los valores medios y las desviaciones estándar presentados en las Tablas 16 y 17, respectivamente, no proporcionan una idea acerca de los resultados de la interpolación. Al construir los mapas, ya se ha puesto de manifiesto que las interpolaciones por distancias inversas y co-krigado presentaban gran número de inclusiones distribuidos a lo largo del territorio de Galicia. El krigado ordinario proporciona una distribución “alisada” de la temperatura, independientemente del relieve. El krigado con deriva externa, por tanto, representa mucho mejor el efecto de la topografía

## 6. CONCLUSIONES

1) Se analizaron los datos de temperatura media del aire, medidos a escala mensual durante los años 2010, 2011 y 2012. Se tuvieron en cuenta únicamente aquellas estaciones con registros continuos. El año 2010 presentó el mayor valor de amplitud térmica (22,7 °C). Todas las series de datos de temperatura mensual analizadas presentan distribución de frecuencia del tipo normal: sin embargo, la distribución de frecuencias del relieve es asimétrica, lo que tiene consecuencias para llevar a cabo interpolaciones en las que se usa el relieve como variable auxiliar mediante técnicas geoestadísticas.

2) La cartografía de la temperatura por el método de las distancias inversas puso de manifiesto que dicho método puede ser adecuado para una rápida caracterización de la temperatura. Sin embargo, los mapas obtenidos mediante este método, en general presentan un aspecto caracterizado por la presencia de discontinuidades o anomalías espaciales. La distribución zonal de la temperatura presenta baja resolución espacial y se ve interrumpida con frecuencia por la presencia de inclusiones asociadas a la presencia de valores localmente bajos o elevados.

3) Los semivariogramas ajustados a las series de temperatura media mensual presentaron meseta bien definida y un fuerte grado de dependencia espacial, dado por la relación entre el efecto pepita y la varianza estructurada. sin grandes variaciones en los valores de los pares de semivarianza. El tipo de semivariograma más frecuentemente empleado para modelizar la temperatura mensual fue el esférico, pero en algunos meses se ajustaron modelos exponenciales y gaussianos. La magnitud del efecto pepita oscila entre valores de 0 y 20% con respecto al valor de la meseta.

4) El rango de dependencia espacial o alcance por término medio fue de 36,1 km en 2011, 46,3 km en 2010 y de 53,1 km en 2012. Los datos de temperatura media mensual son independientes para estaciones situadas a distancias superiores a las del alcance. Por

tanto, la dependencia espacial de la temperatura ocurre entornos del orden de 45 a 55 km

5) Los datos mensuales de temperatura en los años estudiados presentaron correlaciones muy significativas, con coeficientes de correlación superiores a 0,9 con los datos de altitud. Por tanto, la altitud es una variable secundaria que se puede usar para estudiar la variabilidad espacial por medio de técnicas como el co-krigeado y el krigeado con deriva externa. Los semivariogramas cruzados entre los datos medios mensuales de temperatura y altitud fueron de tipo esférico, con valores bajos de efecto peripta.

6) Los mapas de variabilidad espacial de temperatura media obtenidos por krigeado ordinario se caracterizan por la presencia de isotermas suaves y la ausencia de discontinuidades en el interior de zonas con temperaturas similares. No obstante, estos mapas presentaban, a grandes trazos, numerosas similitudes en cuanto a la distribución en zonas isotérmicas desde la costa hacia el interior con los de distancias inversas. Ni el método de las distancias inversas ni el krigeado ordinario permitieron describir la relación entre temperaturas medias mensuales y factores geográficos en Galicia.

7) El co-krigeado permitió obtener mapas de distribución espacial de la temperatura media mensual en la que se reducen la varianza de los errores de estimación con respecto a los que resultan del krigeado ordinario. No obstante, los mapas obtenidos presentan una división en zonas isotérmicas dentro de cuyos límites se observan numerosas inclusiones, que vienen determinadas por los valores de temperatura registrados en determinadas estaciones, que no presentan continuidad con el entorno en el que se localizan las mismas.

8) El mejor método de interpolación resultó ser el Krigeado con deriva externa (KED), comprobándose que representa el efecto del relieve sobre la temperatura adecuadamente y que los errores de las estimaciones son del mismo orden de magnitud que lo obtenidos por los dos restantes métodos geoestadísticos empleados. Los mapas construidos con este método usando una red de 500 x 500 m describen adecuadamente

la variabilidad espacial de la temperatura media mensual en toda la Comunidad Autónoma y en particular la asociación de la misma con la orografía.

9) El análisis de los mapas de varianza de errores de estimación obtenidos por krigado ordinario, co-krigado y krigado por deriva externa ha demostrado su utilidad para establecer las comarcas en que el número de estaciones meteorológicas es más escaso. Dicho análisis permite establecer aquellas localidades en que la instalación de nuevas estaciones puede ser más eficiente.

## 7. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abril, E.R. 2007. El efecto invernadero producido por el CO<sub>2</sub> atmosférico: una nueva interpretación termodinámica. *Ecología austral*, 17(2), 299-304.
- AEMET. 2011. Atlas climático Ibérico. Agencia Nacional de Meteorología. Ministerio de Medio Ambiente y
- Álvarez, V., Lorenzo, M., Taboada, J., & Santos-Gonzalez, F. 2012. Tendencias y variabilidad climática para el siglo XXI en Galicia. In Cambio climático. Extremos e impactos. number 8, pages 23–38, Salamanca. Publicaciones de la Asociación Española de Climatología(AEC), 2012, Serie A.
- Álvarez-Salgado, X.A., Piedracoba, S., Rosón, G., Cabanas, J.M. y Groom, S. 2007. O vento na costa ten virado de norte a sur nos derradeiros 40 anos. [on line] CLIGAL <http://www.siam.cma.org/cligal/inico.do> [accedido 05/12/2007].
- Aronoff, S. 1989. Geographic information systems: a management perspective.
- Barry, R.G., Chorley, R.J. 1985. *Atmósfera, tiempo y clima*. Ediciones Omega, Barcelona, 500p.
- Basualdo, A. 2015. Inventario y características principales de los mapas de riesgos para la agricultura disponibles en los países de América Latina y el Caribe / Adriana Basualdo, Mercedes Berterretche y Fernando Vila -- San José: C.R.: IICA.
- Bosque, J. 1992. *Sistemas de Información geográfica*. Ediciones RIALP, S.A., Madrid.
- Brus, D.J., Heuvelink, G.B.M. 2007. Optimization of sample patterns for universal kriging of environmental variables. *Geoderma*, 138:86-95.
- Burgess, T. M. and Webster, R. 1980. Optimal interpolation and isarithmic mapping of soil properties. *Journal of Soil Science*, 31: 315–331. doi:10.1111/j.1365-2389.1980.tb 02084.x

- Burrough, P. A. & McDonnell, R. A. 1998. Principles of geographical information systems.
- Burrough, P. A.; Van Gaans, P. F. M.; Hootsm Ans, R. 1997. Continuous classification in soil survey: spatial correlation, confusion and boundaries. *Geoderma*, 77: 115-135.
- Cahn, M.D., Hummel, J.W., Brouer, B.H. 1994. Spatial analysis of fertility for site-specific crop management. *Soil Science Society of America Journal*, v.58, p.1240-1248.
- Camargo, Â.P., Pinto, H. S., Pedro Junior, M.J. 1974. Aptidão climática de culturas agrícolas. São Paulo: Secretaria da Agricultura. Zoneamento agrícola do Estado de São Paulo, São Paulo, CATI, v. 1, p 109-49.
- Cambardella, C.A., Mooman, T.B., Novak, J.M., Parkin, T.B., Karlem, D.L., Turvo, R.F. & Konopa, A.E. 1994. Field scale variability of soil properties in central Iowa soil. *Soil Science of América Journal*, Madison, v.47, p.1501-1511.
- Carballeira, A., Juste, J., Molina, A.M., Retuerto, R., Ucieda, F. 1981. Predicción de parámetros climáticos de interés ecológico en Galicia. Relación clima-topografía. *Anales de Edafología y Agrobiología*, XL (11-12): 2121-2138.
- Carballeira, A., Devesa, C., Retuerto, R., Santillán, E., Ucieda, F. 1981a. Climatología Básica de Galicia. I: Normalización de datos termopluviométricos y gradientes térmicos verticales. *Avances sobre la Investigación en Bioclimatología*, 7: 45-57.
- Carballeira, A., Devesa, C., Retuerto, R., Santillán, E., Ucieda, F. 1981b. Climatología Básica de Galicia. III: Clasificaciones climáticas. *Avances sobre la Investigación en Bioclimatología*, 7: 67-87.
- Carballeira, A., Devesa, C., Retuerto, R., Santillán, E., Ucieda, F. 1981c. Climatología Básica de Galicia. IV: Análisis pluviométrico, termométrico y ombrotérmico. *Avances sobre la Investigación en Bioclimatología*, 7: 87-111.
- Carballeira, A., Devesa, C., Retuerto, R., Santillán, E., Ucieda, F. 1983. *Bioclimatología de Galicia*. Ed. Fundación P. Barrié de la Maza. A Coruña.
- Carvalho, J.R., Vieira, S.R., Marinho, P.R., Dechen, S.C.F., Maria, I.C., Pott, C.A., Dufranc, G. 2001. Avaliação da variabilidade espacial de parâmetros físicos do

solo sob semeadura direta em São Paulo, Brasil. Campinas: EMBRAPA, p.1-4. (Comunicado Técnico).

Carvalho, J.R.P, Silveira, P.M., Vieira, S.R. 2002. Geoestatística na determinação da variabilidade espacial de características químicas do solo sob diferentes preparos. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, 37(8):1151-1159.

Carvalho, J.R.P, Silveira, P.M., Vieira, S.R. 2002. Geoestatística na determinação da variabilidade espacial de características químicas do solo sob diferentes preparos. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, 37(8):1151-1159.

Carvalho, M.P., Takeda, E.Y., Freddi, O.S. 2003. Variabilidade espacial de atributos de um solo sob videira em vitória Brasil (SP). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, 27: 695-703.

Caloiero, T., Buttafuoco, G., Coscarelli, R., & Ferrari, E. 2015. Spatial and temporal characterization of climate at regional scale using homogeneous monthly precipitation and air temperature data: an application in Calabria (southern Italy). *Hydrology Research*, 46(4), 629. <http://dx.doi.org/10.2166/nh.2014.022>

Castro, F. da S. 2008. Zoneamento agroclimático para a cultura do pinus no Estado do Espírito Santo. 121 f. Dissertação (Mestrado em Agrometeorologia Agrícola) - Universidade Federal do Espírito Santo, Alegre, ES.

CICA. 2016. Centro de Investigaciones Científicas. Tiempo y clima. <https://thales.cica.es/rd/Recursos/rd99/ed99-0151-01/capitulos/cap2.htm>

Cochran, W. G. 1947. Annual Report of the President of the Institute for 1946. *Ann. Math. Statist.* 18, nº 1, 150--155. doi:10.1214/aoms/1177730508. <http://projecteuclid.org/euclid.aoms/1177730508>.

Costa, P., Gomes, B., Venâncio, A., Pérez, E., Pérez-Muruñuzi, Z. 2012. Using the Regional Ocean Modelling System (ROMS) to improve the sea surface temperature predictions of the MERCATOR Ocean System. *Scientia Marina*, p.165-175.

Costa, T.C.C. 1999. Avaliação de estratégias para classificação de imagens orbitais em mapeamento de uso e cobertura da terra. 1999. Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Viçosa.

- Cressie, N.A.C. 1985. *Mathematical Geology* 17: 563
- Cressie, N.A.C. 1991. New York: John Wiley & Sons, 920 pp., ISBN 0-471-84336-9, 71
- Cruz, R., Lago, A., Lage, A. y Salsón, S. 2007. Evolución das precipitacións extremas en Galicia dende 1950. [online] CLIGAL <http://www.siam.cma.org/cligal/inico.do> [accedido 05/12/2007].
- Cuadrat, J., Vicente- Serrano, S., Saz, M. 2005. Los efectos de la urbanización en el clima de Zaragoza (España): La isla de calor y sus factores condicionantes. *Boletín de la A.G.E.*, 2005, N° 40, p. 311-327.
- De Uña Álvarez, E. 2001. El Clima. En: Atlas de Galicia. Tomo 1: Medio Natural. Dirigido por Precedo Ledo, A. y Sancho Comíns, J. Sociedade para o Desenvolvemento Comarcal de Galicia. Xunta de Galicia. pp.: 137-156.
- EcoHuellas Blog. 2013. Alerta mundial por las consecuencias del cambio climático en la salud. Calentamiento Global y Biodiversidad. WordPress.com [Internet]. [citado 10 octubre 2012]. Disponible en: <http://ecohuellas.wordpress.com/2008/04/08/alerta-mundial-por-las-consecuencias-del-cambio-climatico-en-la-salud/>
- Eisenhart, C. 1947. The assumptions underlying the analysis of variance. *Biometrics* 3, 1–21.
- Ferreira, C.C.M. 1997. Zoneamento agroclimático para implantação de sistemas agroflorestais com eucaliptos, em Minas Gerais. 158 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, MG.
- Font Tullot, I. 2002. *Climatología de España y Portugal*. Ediciones de la Universidad de Salamanca. 422 pp.
- Frogbrook Z.L. 1999. The effect of sampling intensity on the reliability of predictions and maps of soil properties. In: Stafford J.V. (ed.): *Precision agriculture '99*, nd Eur. Conf., Denmark: 71–80.
- García de Pedraza, L. 1977. Variedad climática de Galicia. *Calendario meteorofenológico*. Servicio Meteorológico Nacional, pp: 173-183.

- Georgakis, C., Santamouris, M., Kaisarlis, G. 2010. The vertical stratification of air temperature in the center of Athens. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2010, N° 49, p. 1219-1232.
- Goovaerts, P. 1997. Geostatistics for natural resources evaluation. Oxford University Press. New York.
- Goovaerts, P. 1999. Geostatistics in Soil Science: State-of-the-art and Perspectives. *Geoderma*, 89: 1-45.
- Goovaerts, P. 2000a. Estimation or Simulation of Soil Properties? An Optimization Problem with Conflicting Criteria. *Geoderma*, 97: 165-186.
- Goovaerts, P. 2000b. Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *Journal of Hydrology*, 228: 113-129.
- Harradine, F. F. 1949. The variability of soil properties in relation to stage of profile development, *Soil Science Society of American Proceedings*, 14:302-311
- Heuvelink and Webster, 2001. Modelling soil variation: past, present and future. *Geoderma*, 100, p. 269-3.
- Hudson, G., & Wackernagel, H. 1994. Mapping temperature using kriging with external drift: theory and an example from Scotland. *International journal of Climatology*, 14(1), 77-91.
- Huijbregts, C.J. 1975. Regionalized variables and quantitative analysis of spatial data. In: Davis, J. C., Mccullagh, M. J. (Ed.). *Display and Analysis Os Spatial Data*. New York: John Wiley, p. 38-53.
- IPCC. 2001. *Climate Change: The Scientific Basis-Contribution of Working Group 1 to the IPCC Third Assessment Report*. Cambridge Univ. Press.
- IPCC. 2007. *Climate Change: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourths Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Solomon S, D. Qin, M. Manning.
- IPCC. 2012. *Gestión de los riesgos de fenómenos meteorológicos extremos y desastres para mejorar la adaptación al cambio climático. Informe especial del Grupo intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático*. Ginebra, CH.

- IPCC. 2014. Cambio climático 2014: Impactos, adaptación y vulnerabilidad – Resumen para responsables de políticas. Contribución del Grupo de trabajo II al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático. Organización Meteorológica Mundial, Ginebra, Suiza, 34 págs. (en árabe, chino, español, francés, inglés y ruso).
- Isaaks, E.H., Srivastava, R.M. 1989. An introduction to applied geostatistics. New York: Oxford University Press, 561p.
- Jo, M., Lee, K., Jun, B., Kwon, B., Jo, Y. 2001. The spatial topographic of urban surface temperature using remotely sensed data and GIS. In: 22nd Asian conference on remote sensing, Singapore.
- Journel, A.G., Huijbregts, C.J. 1978. Mining geostatistics. London: Academic Press, 600p.
- Journel, A.G. 1986. Math Geol 18: 119. doi:10.1007/BF00897658
- Karl, T.R., Jones, P.D., Knight, R.W., Kuklac, G., Plummer, N., Razuvayeva, V., Gallo, K.P., Lindsey, J., Charlson, R.J., Peterson, T.C. 1993. A new perspective on recent global warming: asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature. *Bulletin of the American Meteorological Society* 74, 1007-1023.
- Köppen, W., Geiger, R. Klimate der Erde. Gotha: Verlag Justus Perthes. 1928. Wall-map 150cm x 200cm.
- Krajewski, S.A. & Gibbs, B.L. 1966. Understanding Contouring: A practical Guide to Spatial Estimation and Contouring Using a Computer and Basics of Using Variograms: Gibbs Associates.
- Kravchenko, A. N, Bullock, D. G. 1999. A comparative study of interpretation methods for mapping properties. *Agron. J.* p. 393 - 400.
- Lago, A., Cruz, R., Lage, A. y Salsón, S. 2007. Evolución das temperaturas extremas en Galicia desde 1950. [online] CLIGAL <http://www.siam.cma.org/cligal/inico.do> [accedido 05/12/2007].
- Landim, P. M. B. 2000. Introdução aos métodos de estimação espacial para confecção de mapas. UNESP. 2000. 20p.

- Laslett, G. M., Mc Bratney, A. B., Pahl, P., Hutchinson, M. 1987. Comparison of several spatial prediction methods for soil pH. *J Soil Sci.*, 38: p. 325 - 341.
- Leenaers, H., Ohx, J. P., Burrough, P. A. 1990. comparison of spatial prediction methods for mapping floodplain soil pollution. *Catena*, v. 17, p. 535-550.
- Linés, A. 1996. Contribución al concepto de clima. *Jerritoris*, n° 1, p. 201-213.
- Londoño, C.A.E. 2006. Estimación de la emisión de gases de efecto invernadero en el municipio de Montería (Córdoba, Colombia). *Revista Ingenierías Universidad de Medellín*, 5(9), 85-96.
- Marengo, J., T. Ambrizzi. 2006. Use of regional climate models in impacts assessments and adaptations studies from continental to regional and local scales: The CREAS (Regional Climate Change Scenarios for South America) initiative in South America. Proceedings of 8 ICSHMO, Foz do Iguaçu, Brazil, April 24-28, 2006, p. 291-296.
- Martínez Cortizas, A., Castillo Rodriguez, F., Blanco Caho, R. 1999. En: Martínez Cortizas, A. y Pérez Alberti, A. (coords). Atlas Climático de Galicia. Xunta de Galicia. Consellería de Medio Ambiente. Santiago de Compostela (A Coruña), pp.75-91.
- Martínez Cortizas, A., y Pérez Alberti, A. (coords.) 1999. Atlas Climático de Galicia. Xunta de Galicia, Santiago de Compostela, 207 pp.
- Matheron, G. 1962. *Traité de géostatistique appliquée*. *Memories du Bureau de recherches Géologiques et Minières*. Tome I, 333p. tome II, 172p.
- Matheron, G. 1971. The theory of regionalized variables and its applications. *Cahiers du Centre de Morphologie Mathématique de Fountoinebleau*. V 5.
- Mc Bratney, A.B., Webster, R. 1986. Choosing functions for semi-variograms of soil properties and fitting them to sampling estimates. *Journal of Soil Science*, 37:617-639.
- Mc Bratney, A.B., Whelan, B.M., Walvoort, D.J.J. Minasny, B. 1999. Apupositive sampling scheme for precision agriculture. In: STAFFORD, J.J. (Ed.), Precision Agriculture '99. Sheffield Academic Press, Sheffield, pp.101-110.

- Medio Rural y Marino. Instituto de Meteorología de Portugal. ISBN: 978-84-7837-079-5.
- Meehl, G.A., T.F. Stocker, W.D. Collins, P. Friedlingstein, A.T. Gaye, J.M. Gregory, A. Kitoh, R. Knutti, J.M. Murphy, A. Noda, S.C.B. Raper, I.G. Watterson, A.J. Weaver and Z.-C. Zhao, 2007: Global Climate Projections. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Mendonça, F., Danni-Oliveira, I. M. 2007. *Climatologia: noções básicas e climas do Brasil*. São Paulo: Oficina de Texto, 206 p.
- Mesquita, S., & Sousa, A. 2009. Bioclimatic mapping using geostatistical approaches: application to mainland Portugal. *International Journal Of Climatology*, 29(14), 2156-2170. <http://dx.doi.org/10.1002/joc.1837>
- Miller, A. 1971. *Meteorology*. Charles E. Merrill, Columbus, Ohio.
- Minasny, B., Mc Bratney, A.B. 2007. Lantin hypercube sampling as tool for digital soil mapping. In: Lagacherie, P., Mcbratney, A. B., Voltz, M. *Digital soil mapping: an introductory perspective*. Elsevier, 31:153-165.
- Minasny, B., Mc Bratney, A.B. 2007. The variance quad-tree algorithm: use for spatial sampling design. *Computers & Geosciences* 33, 383-392.
- Mirás Avalos, J.M. 2003. Estimación y simulación de la precipitación en Galicia a escala mensual. Tese de doutorado. UDC, 271p.
- Mirás Avalos, J.M.; Paz González, A.; Vidal Vázquez, E.; Sande Fouz, P. 2007. Mapping monthly rainfall data in Galicia (NW Spain) using inverse distances and geostatistical methods *Advances in Geosciences* 10: 51-57
- Molina, A.M., Juste, J., Ucieda, F., Retuerto, R., Carballeira, A. 1983. Predicción de parámetros climáticos de interés ecológico en Galicia. Pluviometría y Termometría. *Anales de Edafología y Agrobiología*, XLII (1-2):43-66.

- Olea, R.A. 1975. Optimum mapping techniques using regionalized variable theory. Lawrence, university of Kansas, 137p. (Series on Spatial Analysis, 2).
- Oliveira Neto, S. N., Reis, G. G., Reis, M. G. F., Leit E, H. G., Costa, J. M. N. 2002 Estimativa de temperaturas mínima, média e máxima do território brasileiro situado entre 16 e 24° latitude sul e 48 e 60° longitude oeste. *Engenharia na Agricultura*, v.10, n.1-4, p.57-61.
- Ometto, J.C. 1981. Bioclimatologia Vegetal. São Paulo: Ceres, 435 p.
- Paz González A. y Díaz-Fierros Viqueira, F. 1999. Estudio de las medidas de radiación solar en Galicia. I. Media directa de la radicación y cálculo indirecto a partir de la insolación. En: Blanco de Pablos, A. (editor): Avances sobre la Investigación en Bioclimatología. CSIC. pp 467-474.
- Pebesma, E.J., Wesseling, C.G. 1998. Gstat: a Program for Geostatistical Modelling, Prediction and Simulation. *Computers & Geosciences* 24 (1), pp.:17-31.
- Pebesma, E.J. 2000. Gstat User's Manual. Dept. Of Physical Geography. Utrecht University. 100 pp.
- Peel, M.C., Finlayson, B.L., McMahon, T.A. 2007. Updated world map of the Koppen-Geiger climate classification, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11, 1633–1644.
- Petazzi, A. y Salsón casado, S. 2011. Atlas de radiación solar de Galicia. Xunta de Galicia. Consellería de Medio Ambiente, Territorio e Infraestrutura. 124 pp.
- Piazza, A., Conti, F., Viola, F., Eccel, E., & Noto, L. 2015. Comparative Analysis of Spatial Interpolation Methods in the Mediterranean Area: Application to Temperature in Sicily. *Water*, 7(5), 1866-1888. <http://dx.doi.org/10.3390/w7051866>
- Pinto, H.S., Ortolani, A.A., Alfonsi, R.R. 1972. Estimativa das temperaturas médias mensais do Estado de São Paulo em função da altitude e latitude. São Paulo: USP, 20p. (Caderno Ciências da Terra, 23).
- Prevedello, B.M.S. 1987. Variabilidade espacial de parâmetros de solo e planta. Piracicaba, Tese (Doutorado) – Escola Superior de Agricultura “Luiz de Queiroz”, Universidade de São Paulo.

- R DEVELOPMENT. 2015. Core Team: R: a language and environment for statistical computing. Vienna: R Foundation for Statistical Computing.
- Retallack, B.J. 1973. Compendio de apuntes para la formación de personal meteorológico de la clase IV. Vol. 1, Ciencias de la Tierra. OMM N° 266, Ginebra, Suiza, 219p.
- Rocha, J.S.M. 1997. Manual de projetos ambientais. Brasília: MMA. 446p.
- Rolim, G.S., Blain, G.C., Ribeiro, R.V., Tremocoldi, W.A., Calheiros, R.V., Camargo, M.B.P., Pedro Junior, M. J. 2008. Monitoramento ambiental e hidrometeorológico no Estado de São Paulo - Uma ação pelo Ciagro. Revista Tecnologia & Inovação Agropecuária, v. 1, p. 90-97.
- Samper y Carrera, 1990. Geoestadística: aplicaciones a la hidrogeología subterránea. Centro Internacional de Métodos Numéricos en Ingeniería. ISBN 84-404-6045-7
- Santana, A., Olave, C., Butorovic, N. 2010. Estudio Climatológico Con Registros De Alta Resolución Temporal En Campamento Posesión (Enap): Magallanes, Chile. Anales del Instituto de la Patagonia, 38(1), 5-34.
- Santos, C.M.A. 2007. Estatística Descritiva - Manual de Auto-aprendizagem, Lisboa, Edições Sílabo, 261p.
- Schröder, W., Schmidt, G., & Hasenclever, J. 2006. Geostatistical Analysis of data on AIR Temperature and Plant Phenology From Baden-Württemberg (GERMANY) as a Basis for Regional Scaled Models of Climate Change. Environmental Monitoring And Assessment, 120(1-3), 27-43. <http://dx.doi.org/10.1007/s10661-005-9047-y>
- Sediyama, G.C., Melo Júnior, J.C.F., Santos, A. R., Souza, J. A., Santana, M. O. 2002. Modelo para estimativas das temperaturas normais mensais médias, máximas, mínimas e anual georreferenciados para o estado do Espírito Santo. In: Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola, 31, 2002, Salvador. Anais. Salvador: Sociedade Brasileira de Engenharia Agrícola. 1 CD-ROM.
- Siqueira, G.M., Vieira, S.R., Camargo, M.B.P. 2008. Variabilidade espacial do armazenamento e da perda média diária de água pelo solo no sistema de semeadura direta em Campinas, SP. *Bragantia*, 67(1): 213-223.

- Siqueira, G.M. 2009. Medida de la conductividad eléctrica aparente del suelo por inducción electromagnética y variabilidad espacial de propiedades físicas y químicas del suelo. Tese de doutoramento. USC.
- Siqueira, G.M., Vieira, S.R., Souza, Z.M., Dafonte Dafonte, J. and Paz González, A. 2007. Utilización de herramientas estadísticas y geoestadísticas para optimización del muestreo de propiedades físicas del suelo. In: Cervera, J.V.G. and Hornero, F.J.J. (eds) VIII Estudios de la Zona No Saturada del Suelo, p. 173-178.
- Siqueira, G.M., Bezerra, J.M., Vieira, S.R., Camargo, M.B.P. 2012. Zoneamento de Parâmetros Climáticos no Estado de São Paulo (Brasil) utilizando Técnicas de Geoestatística. *Revista Brasileira de geografia Física*, v.3, p.612-629.
- Siqueira, G.M., Silva, J.S., Bezerra, J.M., Silva, E. F.F., Dafonte, J.D., Melo, R. 2015. Estacionariedade do conteúdo de água de um Espodossolo Humilúvico, *Agriambi*, v.19, n.5, p.439-448.
- Siqueira, G.M., Vieira, S.R., CAMARGO, M.B.P. 2012. Zoneamento de Parâmetros Climáticos no Estado de São Paulo (Brasil) Utilizando Técnicas de Geoestatística. *Revista Brasileira de Geografia Física*, v.3, p.612-629.
- Siqueira, G.M., Vieira, S.R., Ceddia, M.B. 2008. Variabilidade de atributos físicos do solo determinados por métodos diversos. *Bragantia*, 67(1): 203-211.
- Smith, P., Romero, H. 2016. Factores explicativos de la distribución espacial de la temperatura del aire de verano en Santiago de Chile. *Revista de geografía Norte Grande*, v. 63, p.45-62.
- Souza, Z.M., Marques Júnior, J., Pereira, G.T., BARBIERI, D.M. 2004. Variabilidade espacial da textura de um latossolo vermelho eutroférico sob cultivo de cana-de-açúcar. *Engenharia Agrícola*, 24(2): 309-319.
- Souza, Z.M., Marques Júnior, J., Pereira, G.T. 2004. Variabilidade espacial de atributos do solo em diferentes formas do relevo sob cultivo de cana-de-açúcar. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 28: 937-944.
- Steinke, E.T. 2012. Climatologia Fácil, São Paulo, 144p.

- Sturaro, J.R. 1993. Mapeamento geoestatístico de propriedades geológico-geotécnicas obtidas de sondagens de simples reconhecimento. Tese (Doutorado) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos.
- Tabios, G.Q., Salas, J.D.A 1985 comparative analysis of techniques for spatial interpolation of precipitation. *Walter Rev. Bull.* 21, p. 365 - 380.
- Thonon, I., Paz González, A. 2002. A Geostatistically Interpolated Digital Elevation Model of Galicia (NorthWest Spain). En *GeoENV 2002. Fourth European Conference on Geostatistics for Environmental Applications*.
- Torres, F.T.P., Machado, P.J.O. 2011. *Introdução a climatología*. São Paulo, 256p.
- Tough, J.G. and Leyson, P.R. 1985. SPHINX a program to fit the spherical and exponential models to experimental semi-spherical and exponential models to experimental semivariograms. *Computers & Geosciences. Vol. 11, núm. 1*, pp. 95-99.
- Trangmar, B.B., YOST, R.S., UEHARA, G. 1985. Application of geostatistics to spatial studies of soil properties. *Advances in Agronomy*, 38: 45-93.
- Trenberth, K.E. et al. 2007. *Observations: Surface and Atmospheric Climate Change*. In: SOLOMON, S. D. et al. (Ed.) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge, United Kingdom, New York: Cambridge University Press.
- Van Deursen, W.P.A. & Wesseling, C.G. 1992. *The PCRaster Package*. Vakgroep Fysische Geografie. Faculteit Ruimtelijke Wetenschappen. Universiteit Utrecht, Utrecht (The Netherlands), 192 pp.
- Vieira, S.R., Hatfield, J.L., Nielsen, D.R., Biggar, J.W. 1983. Geoestatitital theory and application to variability of some agronomical properties. *Hilgardia*, 51(3): 1-75.
- Vieira, S.R. 2000. Geoestatística em estudos de variabilidade espacial do solo. In: Novais, R.F., Alvarez, V.H., Schaefer, G.R. (ed.) *Tópicos em Ciência do solo*. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, v.1, p.1-54.
- Vieira, S.R., Millete, J., Topp, G.C., Reynolds, W.D. 2002. Handbook for geoestatistical analysis of variability in soil and climate data. In: Alvarez, V.V.H.,

- Schaefer, C.E.G.R., Barros, N.F., Mello, J.W.V., Costa, J.M. Tópicos em Ciência do solo. Viçosa: Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, v.2, 2002. p.1-45.
- Vitousek, P.M. 1994. Beyond global warming: Ecology and global change. *Ecology* 75, 1861-1876.
- Wackernagel, H. 1995. Multivariate Geostatistic, an Introduction with applications, Berlin: Springer, 256 p.
- Warrick, A.W.Z.; Myers, D.E.& Nielsen, D.R. 1986. Geostatistical methods applied to soil science. En: (eds.). *Methods of Soil Analysis. Part 1. Physical and Mineralogical Methods*. 2<sup>ed</sup>. Soil Science Society of America. Madison, USA.
- Warrick, A.W.Z., Hang, R., Harris, M.R., Myers, D.E. 1988. Direct comparisons between kriging and other interpolation validation of flow and transport models for the unsaturated zone. New Mexico, p. 254 - 326.
- Warrick, A.W., Nielsen, D.R. 1980. Spatial variability of soil physical properties in the field. In: Hillel, D. *Applications of soil physics*. New York: Academic Press.
- Weber, D.D., Englund, E. J. 1994. Evaluation and comparison of spatial interpolators II. *Math. Geol.*, v. 26, p. 589-603.
- Webster, R. 1985. Quantitative spatial analysis of soil in the field. *Advances in Soil Science*, New York, p. 1-70.
- Webster R., Oliver, M.A. 1990. *Statistical methods in soil and land resource survey*. Spatial Information Systems, New York: Oxford University Press, p. 316.
- Xunta de Galicia. 2016. Plan espacial de protección civil ante o risco de inundación en Galicia. Consellería de Xustiza, Interior e Administración Local. 219p.
- Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, H.L. Miller (eds). Cambridge University Press, UK.

## **8. ANEXOS**

## ANEXO 1

**Tabla 18.** Datos de altitud y temperatura del aire para el año de 2010.

UTMX-29T	UTMY-29T	ALTITUD (m)	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Media mensual
689003	4767620	670	4.1	4.6	7.2	11.1	11.8	15.4	19.3	18.6	16.1	11.5	6.8	4.2	10.9
662322	4737243	1020	1.5	3.1	5.5	11.3	11.0	15.0	19.1	19.2	17.0	10.5	5.4	3.9	10.2
673270	4767625	308	5.9	6.1	8.5	14.4	14.3	17.3	21.5	21.4	17.8	12.5	7.7	4.9	12.7
653229	4802744	340	6.6	7.0	8.8	12.4	13.0	15.8	18.6	18.8	16.6	13.2	9.5	6.5	12.2
495486	4773043	405	6.91	6.75	8.24	11.92	12.9	15.0	16.4	17.3	16.3	12.9	9.3	7.7	11.8
570154	4823868	278	7.54	7.4	9.28	12.28	13.3	15.9	17.8	18.1	16.9	13.8	9.7	8.4	12.5
560578	4815885	37	9.49	9.46	11.1	13.92	15.3	17.9	19.9	20.2	18.3	15.5	11.9	9.7	14.4
497771	4711638	30	10.58	10.56	12.04	15.14	16.1	18.4	21.4	21.2	18.7	16.5	12.5	11.1	15.4
550783	4801765	5	9.82	9.7	11.14	13.26	14.4	16.5	18.2	18.6	17.1	15.2	11.9	10.2	13.8
502146	4764251	490	6.75	6.59	8.76	11.78	13.5	16.1	18.1	18.5	16.3	13.1	8.9	7.3	12.1
510859	4757557	369	6.75	6.64	8.52	11.04	13.3	15.9	17.5	18.1	16.3	13.0	8.8	7.2	11.9
560019	4788103	94	7.9	7.71	9.61	12.71	14.1	16.8	18.9	19.3	16.8	13.6	10.1	8.1	13.0
513379	4798361	161	8.93	8.77	10.24	12.44	13.6	15.6	17.2	18.1	16.9	14.6	11.1	9.5	13.1
589733	4799728	651	4.49	4.37	6.42	10.22	10.9	14.1	16.2	16.6	15.3	11.2	7.0	5.3	10.2
583167	4751251	477	5.71	5.49	7.93	11.84	12.7	16.2	18.4	19.0	16.6	12.4	7.9	6.2	11.7
518427	4732806	661	5.03	4.73	6.56	11.06	11.6	14.8	16.8	17.4	15.5	11.4	7.6	6.0	10.7
558736	4775147	401	5.5	5.38	7.39	11.09	12.0	14.7	16.9	17.3	15.2	11.7	7.5	6.0	10.9
576464	4839683	254	8.49	8.25	9.74	12.39	13.3	15.4	17.1	17.8	17.0	14.3	10.4	9.3	12.8
566252	4753162	368	6.31	6.13	8.43	12.05	13.1	16.5	18.8	19.0	16.5	12.5	8.1	6.5	12.0
525267	4771652	540	5.48	5.21	7.12	11.15	11.9	14.2	15.7	16.4	15.5	12.1	7.8	6.1	10.7

Continua...

UTMX-29T	UTMY-29T	ALTITUD (m)	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Media mensual
536101	4747354	255	7.55	7.37	9.36	13.07	14.2	17.2	19.4	19.8	17.6	13.7	9.4	7.8	13.0
544158	4741500	231	7.44	7.2	9.39	13.14	14.3	17.6	19.9	20.3	17.6	13.7	9.0	7.4	13.1
597892	4827467	576	4.6	4.4	4.6	7.5	7.7	10.2	13.4	16.0	15.0	11.6	7.5	6.0	9.0
559794	4814203	4	9.7	10.2	11.6	14.8	16.2	18.8	21.0	21.0	18.9	16.0	12.1	10.2	15.0
592345	4811349	343	6.6	7.0	9.0	12.5	13.3	16.6	19.1	19.3	17.3	13.4	9.2	7.0	12.5
592256	4811204	343	6.2	6.6	8.7	12.4	13.0	16.1	18.7	18.8	16.9	13.0	8.8	6.5	12.1
570671	4800906	274	8.1	8.6	10.6	13.6	14.6	17.6	20.2	20.8	19.0	15.6	10.8	9.7	14.1
553641	4799269	60	8.4	9.0	10.1	12.8	14.2	16.6	18.9	19.3	17.4	14.8	11.5	9.2	13.5
557705	4792731	40	7.6	7.7	9.3	12.6	13.8	16.6	19.6	19.4	17.7	13.4	11.0	8.6	13.1
547006	4801824	58	10.1	10.2	12.0	14.7	15.6	17.6	19.5	20.2	18.8	16.2	12.5	10.9	14.9
551038	4795313	98	7.9	8.4	10.4	13.3	14.2	16.5	18.5	19.1	17.2	15.2	11.3	9.7	13.5
552012	4794474	20	8.8	9.0	10.4	13.4	14.9	17.0	19.3	19.5	17.9	15.2	11.8	9.3	13.9
496301	4767422	287	7.5	7.3	9.2	12.4	14.0	17.0	18.1	18.8	17.3	13.6	9.6	7.9	12.7
500645	4753849	340	7.2	7.0	8.9	13.0	13.6	16.5	18.6	19.0	17.0	13.4	9.2	7.7	12.6
496301	4767422	110	9.7	9.6	11.5	14.5	15.9	18.7	21.4	21.6	18.4	15.6	11.3	10.5	14.9
507929	4743381	10	9.9	10.0	12.3	14.2	16.3	19.5	22.2	21.7	18.7	14.7	9.9	9.6	14.9
579773	4765693	500	5.3	5.4	7.4	11.3	12.3	15.3	18.2	18.6	16.4	12.0	7.4	6.0	11.3
548233	4748742	370	6.1	6.3	8.5	12.7	14.1	16.6	18.8	19.6	17.8	13.4	8.9	7.2	12.5
510254	4738865	128	8.7	9.0	10.7	14.7	15.5	18.5	21.3	21.6	19.1	15.2	10.9	9.2	14.5
508959	4721497	10	9.5	9.4	11.5	15.1	16.0	19.0	21.7	22.2	18.7	15.6	11.2	9.4	14.9
536828	4747361	240	7.6	7.9	9.9	13.5	14.6	17.8	20.2	20.6	18.6	14.3	9.8	8.2	13.6
523470	4733283	210	8.0	7.9	10.2	15.0	15.3	18.2	20.8	21.1	18.8	14.6	10.2	8.3	14.0
654996	4822847	43	9.2	9.2	10.5	12.6	13.7	16.2	18.7	19.5	17.6	15.3	12	9.1	13.6

Continua...

UTMX-29T	UTMY-29T	ALTITUD (m)	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Media mensual
632725	4810243	125	7.8	8.1	9.8	13.3	13.8	16.2	18.9	19.7	17.6	14.4	10.5	7.7	13.2
632602	4834652	80	9.4	9.5	11.2	13	14.1	16.6	19.1	20.2	18.1	15.7	11.8	9.5	14.0
613063	4834717	15	8.1	8.1	10.9	11.9	13.1	16.2	18.3	19.8	17.5	14.6	11.1	8.8	13.2
643449	4734442	826	3.7	3.7	6.1	10.9	11.3	14.9	18.0	18.4	15.8	10.8	6.0	4.9	10.4
669916	4743224	1364	0.3	0.2	2.8	8.2	8.1	12.6	17.2	17.0	14.0	8.7	3.0	2.6	7.9
625025	4723028	432	5.6	5.8	8.3	12.7	13.4	17.2	20.0	20.5	17.5	12.3	7.7	5.4	12.2
631194	4833932	421	6.7	6.6	8.4	10.6	11.4	13.7	16.1	16.9	15.5	13.1	9.0	7.5	11.3
618769	4761493	419	5.8	5.6	8.1	11.8	12.9	16.2	18.8	19.2	16.4	12.2	7.8	5.4	11.7
623222	4779463	428	5.5	5.2	7.5	11.0	11.9	15.3	17.9	18.4	15.4	11.8	7.4	5.4	11.1
641809	4706108	697	4.0	4.4	6.9	11.7	12.7	16.5	19.7	20.1	17.2	12.0	6.8	5.2	11.4
648423	4717609	777	4.6	4.6	7.2	12.1	12.4	16.3	19.8	20.0	17.0	11.7	6.6	5.6	11.5
639190	4824470	73	8.2	8.1	9.8	11.9	13.1	15.8	18.0	18.8	16.4	14.1	10.3	7.9	12.7
625827	4812691	595	4.9	4.6	6.5	9.6	10.1	13.1	15.2	15.9	14.1	11.3	7.2	5.3	9.8
598945	4786917	684	4.3	4.1	6.4	10.3	10.9	14.1	16.0	16.7	15.3	11.1	6.7	4.9	10.1
623277	4703623	645	5.1	5.2	7.6	12.1	12.6	16.2	18.9	19.6	17.1	12.1	7.3	5.6	11.6
660057	4730358	1310	-0.3	-0.3	2.4	7.6	8.3	12.7	17.2	16.9	13.3	8.2	2.9	0.9	7.5
658781	4782554	789	3.7	3.6	6.1	10.4	10.7	14.4	17.0	17.5	15.6	11.0	6.3	4.7	10.1
654995	4822868	51	9.2	9.0	10.5	12.5	13.7	16.4	18.9	19.5	17.1	15.2	11.7	9.1	13.6
615988	4835419	545	4.5	4.2	6.2	9.1	10.0	13.7	15.5	16.1	15.2	12.2	7.9	6.7	10.1
639736	4780523	647	4.6	4.5	6.9	10.8	11.1	14.3	16.9	17.5	15.7	11.5	6.9	5.2	10.5
648619	4800328	490	4.0	4.1	6.3	9.3	9.0	10.7	16.3	17.0	15.2	12.5	8.1	6.0	9.9
612930	4741204	447	5.5	5.1	7.6	11.3	12.4	15.8	18.4	18.9	15.9	11.6	7.3	5.2	11.3
598421	4777923	496	5.2	5.0	7.1	10.4	11.6	14.7	17.0	17.4	14.9	11.3	7.2	5.2	10.6

Continua...

UTMX-29T	UTMY-29T	ALTITUD (m)	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Media mensual
670165	4758256	910	3.3	3.1	5.8	10.1	10.3	14.0	17.3	17.6	15.1	10.4	5.6	4.4	9.7
625625	4774556	445	5.9	6.1	8.2	12.3	12.9	16.2	19.3	19.6	17.2	12.8	8.3	5.7	12.0
618111	4761864	442	6.0	6.3	9.0	14.0	13.9	17.0	20.1	20.6	16.8	11.5	8.5	5.9	12.5
622740	4744944	403	5.8	6.2	8.5	13.6	13.6	17.0	20.0	20.2	17.5	12.9	8.1	5.8	12.4
648367	4747515	1080	2.0	2.1	4.8	10.7	10.2	13.8	17.4	17.8	15.4	10.0	4.8	3.4	9.4
622423	4710103	291	6.8	7.5	9.8	14.9	15.6	19.3	23.0	23.1	19.6	14.3	9.2	6.3	14.1
679612	4719633	500	5.4	6.2	8.9	13.7	14.5	18.4	22.8	22.1	19.3	13.0	8.2	4.9	13.1
684005	4707000	523	3.8	4.8	7.4	11.9	13.5	17.5	21.5	20.4	17.5	11.5	7.4	3.6	11.7
695239	4684244	1240	1.9	2.4	5.3	10.3	10.7	15.6	20.9	20.8	16.1	10.1	4.5	3.7	10.2
616292	4684126	981	2.7	2.7	5.2	10.1	10.3	14.4	17.9	18.3	15.4	10.2	5.3	4.0	9.7
562796	4696309	553	5.0	5.0	7.3	11.8	12.5	16.5	19.4	19.9	17.0	11.9	7.2	4.7	11.5
607180	4644830	807	3.3	3.4	5.6	10.1	11.0	15.2	19.2	18.8	15.0	10.0	5.4	3.8	10.1
640477	4680282	1758	-2.0	-2.0	0.3	5.3	5.8	10.0	16.4	15.8	11.7	6.7	0.9	0.2	5.8
574209	4644255	763	4.7	4.9	7.2	12.0	12.6	16.9	21.2	21.2	17.4	12.2	7.1	5.9	11.9
585343	4669787	623	5.3	5.5	7.8	12.5	13.0	17.0	19.8	20.3	17.6	12.4	7.7	5.8	12.1
682612	4694030	1620	-0.8	-1.0	1.6	6.8	7.3	12.2	17.3	17.0	12.9	7.9	1.9	1.5	7.1
613230	4676811	608	5.2	5.5	7.8	12.3	13.0	16.9	20.2	20.2	17.1	11.8	7.1	5.3	11.9
636959	4664595	1026	2.5	2.4	4.9	9.6	10.8	15.2	19.8	19.7	15.4	9.6	4.8	2.6	9.8
594370	4688943	140	8.0	8.1	10.4	14.7	15.8	19.8	22.5	22.9	19.5	14.3	9.8	7.2	14.4
670351	4703493	577	4.8	5.6	8.3	13.1	13.9	17.9	22.1	21.9	18.0	12.5	7.3	5.1	12.5
640275	4695132	1026	1.8	2.0	4.7	9.5	9.9	13.9	17.7	18.0	14.8	9.6	4.5	2.7	9.1
664123	4691376	1229	1.2	1.0	3.7	8.7	9.4	13.9	18.2	18.3	14.7	9.4	3.7	2.4	8.7
632785	4648384	546	5.5	5.7	8.3	13.1	14.1	18.3	22.4	22.4	18.4	12.7	7.7	5.3	12.8

Continua...

UTMX-29T	UTMY-29T	ALTITUD (m)	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Media mensual
657933	4669863	851	3.8	3.9	6.4	11.2	11.8	15.9	20.0	19.9	16.2	10.7	5.9	4.2	10.8
674089	4675218	1762	-1.7	-2.1	0.5	6.0	6.6	12.5	16.6	16.3	12.1	6.9	0.8	0.4	6.2
585393	4639803	1059	2.2	2.2	4.7	9.8	10.3	14.7	19.3	19.4	15.7	10.6	5.3	4.0	9.9
665251	4698086	315	5.8	7.5	10.2	15.9	16.4	20.2	24.8	24.3	20.2	13.8	9.0	5.9	14.5
594077	4686741	143	8.3	8.8	11.0	15.3	16.6	20.5	24.2	24.5	20.7	15.2	10.4	7.6	15.3
559474	4702219	610	4.9	5.1	7.0	11.1	12.0	15.9	18.6	19.3	15.9	11.2	6.7	4.4	11.0
574784	4697183	400	5.9	6.5	8.6	12.8	13.4	17.1	20.5	21.1	18.1	12.4	7.5	5.1	12.4
572017	4683875	100	7.7	8.2	10.5	15.3	16.2	20.3	23.6	23.9	20.0	14.8	9.9	6.2	14.7
599052	4670044	450	6.0	6.9	9.0	13.2	14.2	17.9	21.3	20.9	18.0	13.0	8.2	6.9	13.0
599542	4670991	492	5.6	6.6	8.7	13.5	13.9	17.8	21.6	21.3	18.1	12.8	7.7	6.2	12.8
605663	4657645	600	4.3	5.0	7.9	12.0	12.5	16.1	20.9	20.3	17.9	11.6	7.0	5.6	11.8
583949	4643182	730	4.8	5.1	7.5	12.6	13.0	17.0	21.2	21.0	17.7	12.0	6.8	5.5	12.0
630966	4643057	380	5.9	6.6	9.1	14.1	14.4	18.8	22.7	22.4	18.8	12.8	8.3	5.7	13.3
695327	4661818	935	2.2	2.5	4.7	9.3	10.9	15.5	18.9	18.2	15.1	9.4	5.0	2.2	9.5
531377	4716165	268	7.8	7.8	9.7	13.7	14.7	17.6	20.3	20.8	18.0	14.1	9.8	8.4	13.5
511201	4649389	473	7.0	7.1	8.6	12.9	13.4	17.0	20.3	20.5	17.4	13.7	9.6	8.0	12.9
524431	4701030	424	7.0	7.1	8.9	13.4	13.9	17.2	20.3	20.7	17.7	13.9	9.5	8.2	13.2
516145	4714422	3	10.1	10.0	11.6	14.8	15.9	18.3	20.4	20.5	18.4	15.9	12.0	10.2	14.8
549546	4685177	705	5.2	5.1	7.3	12.0	12.3	16.7	20.5	20.8	17.1	12.5	7.6	6.7	12.0
507678	4673514	25	10.6	10.9	12.0	15.1	15.9	17.9	20.6	20.1	18.5	16.2	12.7	11.1	15.1
527749	4695489	57	8.8	9.2	10.9	14.2	15.8	18.8	21.6	21.0	18.2	14.9	10.6	8.8	14.4
526634	4658771	484	6.7	6.7	8.4	12.9	13.6	17.5	20.6	21.0	17.7	13.2	9.0	7.3	12.9
570876	4718574	500	5.6	5.5	7.5	11.1	12.1	16.0	18.3	18.6	15.4	11.2	7.3	5.5	11.2

Continua...

UTMX-29T	UTMY-29T	ALTITUD (m)	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Media mensual
532925	4685679	260	8.2	8.4	10.1	14.2	14.8	18.0	21.3	21.5	18.3	14.7	10.4	8.9	14.1
505372	4692421	121	10.0	10.0	11.3	14.5	15.4	17.3	20.0	19.7	18.0	15.6	12.1	10.5	14.5
555930	4720490	717	4.1	4.0	6.2	10.7	11.3	15.0	17.6	18.1	15.6	11.0	6.6	5.0	10.4
547280	4675170	371	6.7	6.9	9.0	13.7	14.5	18.5	22.0	22.2	18.5	13.8	9.0	7.7	13.5
540986	4702027	367	6.5	6.4	8.2	12.0	12.9	16.4	19.8	19.8	16.0	12.2	7.9	6.8	12.1
516677	4694770	34	10.1	10.5	11.9	15.3	16.1	18.5	21.4	21.4	18.7	16.0	12.0	10.9	15.2
587674	4714920	991	2.3	2.1	4.6	9.5	9.9	14.3	17.6	18.0	15.2	9.9	5.0	3.3	9.3
526050	4668909	460	7.4	7.5	9.3	13.5	14.0	17.8	20.9	21.1	18.0	14.2	9.9	8.2	13.5
520553	4675090	6	10.9	11.1	12.5	15.8	16.5	18.9	21.8	21.4	19.1	16.7	12.8	11.3	15.7
637867	4689673	978	2.9	3.4	6.1	10.6	11.4	15.0	18.7	19.0	16.0	10.6	5.6	3.7	10.3
542011	4670354	90	7.9	8.6	10.6	15.0	15.5	19.3	22.5	22.7	19.1	14.6	9.9	7.6	14.4
532112	4657239	403	8.6	9.5	11.1	15.5	16.7	20.1	23.6	23.7	20.0	15.5	10.8	8.3	15.3
536753	4661950	80	6.7	7.3	9.7	13.6	14.6	18.5	21.4	21.4	17.9	13.3	8.7	6.3	13.3
512764	4643780	55	9.4	10.0	11.7	15.4	16.4	19.8	23.4	23.7	19.9	16.1	11.5	9.6	15.6
560914	4728081	435	7.2	7.4	9.6	14.5	14.3	17.8	20.9	21.4	19.1	14.5	9.5	7.8	13.7
540921	4727133	269	7.3	7.3	9.4	13.2	14.6	17.7	20.3	20.6	18.2	13.7	9.2	7.6	13.3
519108	4714870	32	9.4	9.6	11.7	15.4	16.8	19.6	22.8	23.1	19.9	15.9	11.7	9.9	15.5
516214	4714617	20	10.0	10.1	11.7	14.9	16.3	18.8	20.9	21.3	19.3	15.9	12.1	10.3	15.1
531720	4698738	108	8.9	9.2	11.1	15.0	15.8	18.8	21.6	22.0	19.0	15.2	10.6	9.2	14.7
529651	4695722	40	8.0	8.9	10.2	14.3	15.5	18.8	21.9	22.2	18.6	14.2	10.3	8.0	14.2
517374	4678346	30	9.5	10.1	11.8	14.9	15.7	18.4	21.6	21.4	19.2	15.7	11.8	9.5	15.0
531156	4676652	261	8.6	9.4	11.1	14.8	15.6	18.5	21.2	21.7	18.9	15.5	10.9	9.0	14.6

## ANEXO 2

**Tabla 19.** Datos de altitud y temperatura del aire para el año de 2011.

UTMX-29T	UTMY-29T	ALTITUD (m)	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Media mensual
689003	4767620	670	4.9	6.2	8	13	13.6	15.8	16.6	18.4	17.3	13.7	9	5.4	11.8
662322	4737243	1020	4.5	6	6.9	13.5	14.2	14.7	15.1	17.9	17.6	15.1	8.5	5.5	11.6
673270	4767625	308	6.8	7.5	9.5	15.8	16.7	18.6	19	21.3	19.7	15.5	11	7.6	14.1
672439	4766256	780	5.8	7.4	8.1	14.3	14.2	15.6	16.2	18.6	18.3	16	9.5	6.3	12.5
653229	4802744	340	8.5	9.4	10.7	15.1	15.2	16.4	17.6	19	19.5	15.6	12	8.7	14.0
495486	4773043	334	8.1	8.5	9.2	13.7	12.8	14.2	15.0	16.2	16.5	15.9	10.8	9.2	12.5
570154	4823868	277	8.8	9.2	10.0	14.9	14.1	15.2	16.0	17.4	17.7	16.3	12.1	9.7	13.5
485614	4774870	5	11.4	11.6	12.1	15.0	15.3	16.4	17.3	17.9	18.1	16.0	13.7	12.5	14.8
560578	4815885	37	10.4	10.6	11.6	15.6	15.7	16.9	17.8	18.9	18.7	16.1	12.7	11.1	14.7
497771	4711638	21	11.6	11.8	13.2	17.1	17.5	17.7	18.0	18.6	18.1	16.9	13.1	11.4	15.4
547859	4801512	50	10.9	11.1	12.0	15.8	16.1	17.3	18.1	19.0	19.1	16.5	13.4	11.8	15.1
551308	4802469	10	11.0	11.0	11.6	15.1	15.2	16.2	17.2	18.0	18.2	15.4	13.3	11.8	14.5
502146	4764251	490	8.2	8.2	9.5	13.6	14.0	15.1	16.4	16.9	16.6	14.0	10.7	9.0	12.7
510859	4757557	358	8.1	8.1	9.6	14.2	14.1	15.3	16.2	17.0	16.7	15.2	10.5	8.7	12.8
513457	4738994	157	9.6	9.6	11.2	15.7	16.0	16.8	17.6	18.4	17.6	16.5	11.9	9.9	14.2
489814	4738281	170	10.1	10.4	11.9	16.2	16.5	17.0	17.3	18.4	17.8	17.6	12.9	11.0	14.8
560019	4788103	88	9.2	9.2	10.2	14.6	15.2	16.3	17.7	18.0	18.3	14.8	11.6	9.7	13.7
513379	4798361	157	10.2	10.1	10.7	13.9	13.8	15.2	16.4	17.2	17.3	15.8	12.3	10.9	13.7
589733	4799728	647	5.9	6.7	7.4	12.5	12.0	13.2	14.0	15.8	15.8	14.4	9.2	6.9	11.2
583167	4751251	470	7.1	7.4	9.0	14.2	14.3	15.4	16.5	17.9	17.1	14.8	10.2	7.5	12.6
518427	4732806	610	6.2	6.8	8.1	13.3	13.1	13.5	14.3	15.9	15.5	15.2	9.1	7.2	11.5

Continua...

UTMX-29T	UTMY-29T	ALTITUD (m)	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Media mensual
558736	4775147	386	6.8	7.0	8.7	14.1	13.9	14.7	16.0	16.7	16.6	14.6	10.2	7.9	12.3
546355	4737289	225	8.9	8.8	10.7	15.6	16.0	16.9	18.0	18.9	18.1	16.0	11.7	9.3	14.1
576464	4839683	216	9.4	9.7	10.1	14.2	13.4	14.7	15.4	16.9	17.4	16.5	12.4	10.1	13.4
556252	4753162	353	7.5	7.4	9.2	14.3	14.6	15.6	16.6	17.7	17.0	14.3	10.4	7.8	12.7
525267	4771652	506	6.9	7.2	8.4	13.3	12.5	13.8	14.4	15.7	15.8	15.0	9.6	7.7	11.7
540339	4797835	18	11.0	11.2	11.6	15.0	15.2	16.4	17.4	18.1	18.5	15.8	13.6	12.1	14.7
498997	4701610	24	11.6	12.1	12.8	16.2	17.3	17.7	17.9	18.5	18.3	17.0	14.2	12.6	15.5
536101	4747354	223	8.8	8.9	10.5	15.3	15.6	16.7	17.6	18.5	17.9	15.9	11.4	9.2	13.9
544158	4741500	234	8.6	8.5	10.5	15.5	16.0	16.8	17.9	18.9	17.9	15.6	11.3	8.9	13.9
597892	4827467	562	6.3	7.2	7.6	12.4	11.4	13.2	13.8	15.5	15.9	14.4	9.9	7.4	11.3
592345	4811349	343	8.1	8.4	9.9	14.8	15	16.1	17.2	18.3	18.6	15.4	10.7	8.2	13.4
592256	4811204	343	7.8	8	9.5	14.4	14.6	15.7	16.9	17.8	18.2	15	10.4	7.8	13.0
570671	4800906	274	9.9	10.4	11.8	16.5	16.6	17.3	18.2	19.3	19.6	17.4	13.1	10.5	15.1
547006	4801824	58	11.3	11.6	12.6	16.5	16.5	17.9	18.6	19.2	19.6	17.3	13.7	11.8	15.6
545316	4801615	120	11	11.9	12.2	16.1	16.2	17.2	18.1	19.2	19.9	18	13.9	12	15.5
551038	4795313	98	10.4	10.5	11.6	16	16.5	17.7	18.9	19.1	20	16.9	13.3	11.9	15.2
523616	4783687	98	8.8	9.1	9.8	13.7	14	15.7	17	17.4	18	14.8	11.3	9.6	13.3
482984	4778888	50	10.3	11	11.3	14.4	14.5	15.9	16.9	17.7	17.8	16.4	13	11.6	14.2
496301	4767422	287	8.7	8.7	10.2	14.7	14.5	15.5	17.2	17.6	17.3	15.7	11	8.9	13.3
500645	4753849	340	8.3	8.5	10.1	14.6	15	15.6	16.7	17.4	17.2	15.6	10.7	8.8	13.2
496301	4767422	110	10.9	10.7	12.9	17.1	18.1	17.9	18.8	19.4	18.5	17.1	13	10.6	15.4
579773	4765693	500	6.7	6.7	8.6	14	14.1	14.7	16.6	17.3	16.8	14.1	9.4	6.9	12.2
548233	4748742	370	7.8	8.2	10.3	15.4	15.4	16.2	17.3	18.3	17.9	16.2	10.7	8.4	13.5
508959	4721497	10	10.7	10.7	12.4	17.1	18.3	18.3	19	19.6	18.8	16.8	12.8	10.4	15.4

Continua...

UTMX-29T	UTMY-29T	ALTITUD (m)	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Media mensual
544100	4741975	220	8.7	8.9	11	15.8	16.6	17.1	18	19.4	18.3	16.7	11.3	8.7	14.2
530637	4732046	100	8.8	9.1	11.4	16.3	17.6	17.9	19.2	19.7	19	16.4	11.5	8.8	14.6
536828	4747361	240	9.5	9.6	11.5	16.5	16.7	17.4	18.5	19.5	19	17	12.1	9.6	14.7
523470	4733283	210	9.2	9.6	11.3	16.5	16.9	17.4	18.4	19.3	18.7	17.2	11.9	9.6	14.7
654996	4822847	43	10.1	10.7	11.1	14.1	14.9	16.6	17.9	19	19.3	16	13.7	11.3	14.6
632725	4810243	125	8.9	9.9	11	15	14.9	17	17.9	19.3	19.7	15.6	12.6	9.6	14.3
632602	4834652	80	10.5	11	11.6	14.7	15.1	16.8	18.1	19.2	19.3	16.7	13.7	11.5	14.9
613063	4834717	15	10	9.8	10.7	15	14.6	16	17.3	18.4	18.6	14.4	11.4	10	13.9
643449	4734442	809	5.0	6.2	7.4	13.7	13.7	15.1	15.5	17.5	17.0	14.9	9.1	5.8	11.7
669916	4743224	1340	2.4	3.8	4.3	10.9	11.6	12.2	12.6	15.6	15.0	12.6	6.4	3.6	9.3
610567	4832008	53	9.6	9.4	10.5	14.0	14.4	16.2	17.3	18.3	18.3	14.6	11.8	10.2	13.7
625025	4723028	409	6.6	6.9	8.9	14.9	15.9	17.4	18.1	19.5	18.6	14.8	9.5	6.3	13.1
631194	4833932	375	8.0	8.6	8.8	12.9	12.5	14.1	14.9	16.3	17.0	14.9	11.7	9.2	12.4
618769	4761493	402	6.9	6.9	8.8	13.9	14.5	16.3	17.1	18.5	18.0	13.8	10.1	7.1	12.7
623222	4779463	413	6.6	6.5	8.3	12.9	13.5	15.6	16.5	17.7	17.3	13.0	9.7	7.1	12.1
641809	4706108	659	5.9	6.8	8.4	14.5	15.2	16.4	16.9	19.0	18.3	15.2	9.4	5.9	12.7
590324	4765782	697	5.1	6.4	6.9	12.4	11.8	13.4	14.2	16.0	15.8	14.4	8.7	6.2	10.9
648423	4717609	733	6.1	6.9	8.3	14.6	15.1	16.2	16.4	18.7	17.9	15.6	9.6	5.9	12.6
639190	4824470	56	9.4	9.5	10.3	13.5	14.1	16.0	18.0	18.8	18.6	15.3	12.9	10.9	13.9
625827	4812691	589	6.0	6.8	7.2	11.9	11.2	13.3	14.0	15.4	15.7	13.0	9.7	7.1	10.9
598945	4786917	655	5.6	6.7	7.3	12.5	11.9	13.6	14.4	16.1	16.1	14.6	9.2	6.7	11.2
623277	4703623	616	6.3	7.3	8.3	14.2	14.6	16.2	16.6	18.6	18.0	15.6	9.7	6.4	12.7
660057	4730358	1292	1.7	3.1	4.0	10.5	11.6	12.8	13.2	15.6	14.4	11.6	5.5	3.1	8.9
658781	4782554	783	5.1	6.4	6.9	12.8	12.4	14.1	14.6	16.5	16.6	14.4	9.1	5.9	11.2

Continua...

UTMX-29T	UTMY-29T	ALTITUD (m)	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Media mensual
654995	4822868	48	10.3	10.7	11.1	14.0	15.0	16.4	17.9	19.0	19.0	15.7	13.5	11.6	14.5
615988	4835419	494	6.8	7.7	7.8	12.6	11.4	13.5	13.9	15.6	16.3	14.6	10.7	7.8	11.6
639736	4780523	600	5.9	6.9	7.5	12.9	12.6	14.4	14.8	16.6	16.7	14.5	9.5	6.5	11.6
648619	4800328	490	7.0	7.9	8.2	12.7	12.3	14.2	15.2	16.7	17.0	14.2	10.7	7.8	12.0
612930	4741204	430	6.7	6.8	8.3	13.4	14.4	16.1	17.0	18.4	17.8	13.7	9.9	6.9	12.5
598421	4777923	489	6.4	6.5	8.0	12.8	13.2	14.6	15.7	16.8	16.6	12.8	9.5	7.0	11.7
605239	4719015	391	7.0	7.0	8.8	14.7	15.5	17.0	17.9	19.4	18.7	14.8	10.5	7.4	13.2
603852	4725233	414	7.3	7.5	9.3	14.1	15.1	16.5	17.4	19.0	18.2	14.0	10.1	7.2	13.0
670165	4758256	910	4.5	5.8	6.6	12.4	12.6	14.0	14.3	16.6	16.2	13.7	8.4	5.3	10.9
625625	4774556	445	7.2	7.6	9.3	14.3	14.8	16.2	17.7	18.9	18.3	14.5	10.1	7	13.0
618111	4761864	442	7.2	8.1	10	15.4	15.7	16.9	18.3	19.9	19.6	15.8	10.5	6.9	13.7
622740	4744944	403	6.9	7.4	9.3	14.7	15.6	16.7	17.9	19.8	19.3	14.9	10.3	6.7	13.3
648367	4747515	1080	3.7	5.3	6.2	12.7	12.8	13.4	13.9	16.4	16.1	13.7	7.7	4.7	10.6
690465	4737684	770	5.2	5.9	8	13.9	15.5	16.4	17.5	19.6	18.3	14.9	8.5	4.9	12.4
679612	4719633	500	6.2	7.2	10.1	15.7	17.6	18.3	19.3	21.1	19.8	15.3	9.4	5.6	13.8
684005	4707000	523	5	5.4	7.6	13.5	16.3	17.7	18.3	19.9	17.7	12.7	8.3	5.8	12.4
695239	4684244	1240	3.7	5.4	6.2	12.5	14.1	16.4	17.3	19.2	17.8	13.5	7.4	5.2	11.6
616292	4684126	963	4.1	5.4	6.3	12.5	13.0	13.9	14.5	16.9	16.0	14.2	7.9	5.2	10.8
562796	4696309	531	6.2	7.5	9.1	14.9	15.3	16.2	17.3	18.8	17.9	15.9	9.5	6.9	13.0
607180	4644830	800	4.5	4.7	6.6	12.4	13.3	14.7	16.6	18.2	16.1	12.9	8.0	5.6	11.1
640477	4680282	1740	-0.1	1.3	1.3	8.1	9.3	10.3	11	13.4	12.4	9.9	3.7	1.7	6.9
574209	4644255	734	6.1	7.1	8.6	15.0	15.6	16.4	17.3	18.8	17.7	16.0	9.2	6.7	12.9
585343	4669787	576	6.6	7.7	8.8	14.8	15.1	16.3	17.3	19.0	18.3	16.2	9.7	7.1	13.1
682612	4694030	1621	1.3	2.7	2.8	9.7	11.0	12.1	12.9	15.2	14.2	11.3	5.2	2.7	8.4

Continua...

UTMX-29T	UTMY-29T	ALTITUD (m)	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Media mensual
651939	4690732	524	6.2	7.0	8.9	15.0	16.3	18.0	18.8	20.6	19.2	15.2	9.8	6.5	13.5
613230	4676811	587	6.1	6.7	8.6	14.6	15.3	16.4	17.1	18.7	17.7	14.8	9.4	6.3	12.6
636959	4664595	977	3.4	4.2	5.9	12.2	13.5	15.4	16.5	17.9	16.0	12.7	6.9	4.3	10.7
594370	4688943	148	8.6	8.6	11.0	16.8	17.9	19.3	20.2	21.7	20.4	16.2	11.5	8.4	15.1
670351	4703493	549	6.2	6.8	9.1	15.3	16.6	18.2	18.8	20.6	19.1	15.4	9.5	6.1	13.5
640275	4695132	1008	3.3	4.6	5.7	11.9	12.7	13.8	14.6	17.2	16.1	13.3	7.3	4.4	10.4
664123	4691376	1184	2.7	4.3	4.8	11.4	12.6	13.7	14.4	16.6	15.8	13.0	6.9	4.1	10.0
632785	4648384	516	6.2	7.2	9.6	15.2	16.6	17.8	19.1	20.7	18.8	15.4	9.3	6.4	13.5
657933	4669863	847	4.6	5.7	7.4	13.2	14.1	15.6	16.7	18.5	16.7	13.3	8.2	5.1	11.6
673934	4675124	1729	0.4	1.5	1.5	8.5	9.9	11.2	11.6	14.1	13.0	10.3	3.8	1.8	7.3
585393	4639803	1071	4.1	5.6	6.4	13.1	13.9	14.5	15.4	17.5	16.5	14.6	7.7	5.4	11.2
665251	4698086	315	7	7.3	10.3	16.9	19.2	20.5	21.4	23	21	15.4	10.4	7	15.0
633445	4680159	990	4.3	5.7	6.6	13	14	14.7	15.2	18	17.2	13.8	8.1	4.9	11.3
594077	4686741	143	9.1	9.5	11.4	17.4	19.2	20.1	21.4	22.7	21.7	17.2	12.3	8.6	15.9
559474	4702219	610	5.9	6.6	8	13.6	14.4	14.5	16.2	17.1	16.7	13.7	8.6	5.8	11.8
574784	4697183	400	7.1	7.8	10.2	16.2	17.3	17.1	18.7	20.2	19.4	15.8	10	6.7	13.9
572017	4683875	100	8.8	9	10.9	17.2	18.8	19.5	21	22.3	21.3	16.9	11.7	8.3	15.5
599052	4670044	450	7.6	7.6	9.3	16	16.9	17.1	18.4	19.6	18.8	15.2	10.4	7.4	13.7
599542	4670991	492	6.9	7.3	8.7	15.4	16.6	16.9	18.3	20.1	19.1	15.5	9.9	6.8	13.5
605663	4657645	600	6.2	7.3	8.2	13.6	15.1	16	17.4	19.5	17.5	14.4	8.2	5.5	12.4
604875	4659561	600	7.6	7.9	10	15.6	17.3	17.4	18.6	20.6	19	15.5	10.8	7.8	14.0
583949	4643182	730	6	7	8.5	14.9	15.6	16.2	17.3	18.9	17.9	15.2	8.8	6.1	12.7
650537	4654614	900	4.5	6.2	7.6	14.4	15.7	17.1	18.1	20.2	18.5	15.4	8.2	5.7	12.6
630966	4643057	380	6.3	7.2	9.5	15.2	17.1	17.9	19.5	21.1	19.1	14.8	9.8	6.6	13.7

Continua...

UTMX-29T	UTMY-29T	ALTITUD (m)	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Media mensual
695327	4661818	935	1.8	4.1	5.9	11.3	13.6	14.6	16	17.2	15.3	11.7	6.7	3.7	10.2
539352	4670134	41	9.0	8.5	10.9	16.2	18.0	18.3	19.4	19.8	18.7	15.0	11.3	8.6	14.5
527029	4694945	100	10.2	10.3	12.0	16.6	17.7	17.9	18.8	19.3	18.4	16.6	12.5	10.4	15.1
531377	4716165	228	8.9	9.2	10.8	16.0	16.6	17.3	18.2	18.9	18.2	16.9	11.6	9.5	14.3
511201	4649389	438	8.2	8.9	10.1	15.4	16.2	15.9	16.4	17.9	17.6	17.5	11.0	9.0	13.7
524431	4701030	380	8.4	8.8	10.5	16.0	16.2	16.2	16.8	18.3	17.7	17.4	11.1	8.9	13.9
516254	4714274	11	11.1	11.2	12.5	16.4	17.4	17.9	18.6	19.3	18.8	16.8	13.5	11.6	15.4
536320	4657785	92	9.2	9.3	11.4	16.9	18.6	19.0	19.9	20.3	19.0	16.6	11.6	9.0	15.1
549546	4685177	684	6.6	7.4	8.9	15.0	15.6	15.3	16.4	17.9	17.3	16.6	9.8	7.3	12.8
508154	4674044	25	11.4	11.8	12.8	16.6	17.9	18.0	18.1	18.7	18.4	17.3	13.7	12.3	15.6
527749	4695489	93	10.1	10.1	11.9	16.6	18.0	18.3	19.3	19.6	18.7	16.3	12.4	10.3	15.1
526634	4658771	432	7.9	8.5	10.0	15.7	16.3	16.4	17.2	18.3	17.9	17.1	10.6	8.3	13.7
570876	4718574	480	6.5	6.6	7.8	13.2	14.4	15.0	16.4	17.3	16.6	13.1	9.1	6.8	11.9
505372	4692421	83	10.8	10.8	11.7	15.7	16.7	17.0	17.1	18.0	17.8	17.0	12.9	11.2	14.7
555930	4720490	691	5.9	6.9	8.4	14.0	14.1	14.5	15.5	17.4	16.6	15.3	9.2	6.8	12.1
547280	4675170	365	8.3	8.8	10.9	17.0	17.8	18.0	18.9	19.9	19.0	17.9	11.4	8.7	14.7
540986	4702027	348	7.9	7.7	10.1	15.2	15.8	16.1	17.2	17.9	16.8	14.9	10.4	7.8	13.2
516677	4694770	27	11.1	11.3	13.0	17.2	18.4	18.3	19.1	19.5	18.9	17.3	13.5	11.4	15.8
587674	4714920	991	3.7	5.1	6.1	12.2	12.4	13.0	13.9	16.4	15.5	14.0	7.4	5.3	10.4
517820	4709967	72	10.1	10.0	11.8	16.5	17.6	17.8	18.7	19.1	18.4	16.5	12.5	10.4	15.0
523762	4675121	100	10.8	10.9	12.7	17.7	18.7	18.7	19.2	19.8	19.3	18.0	13.3	11.0	15.8
526050	4668909	450	8.6	9.0	10.5	16.0	16.6	16.3	17.0	18.4	17.9	17.7	11.3	9.2	14.0
520604	4675140	6	11.9	11.7	13.3	17.6	18.6	18.5	19.0	19.5	19.1	17.5	14.1	11.9	16.1
534026	4725092	715	6.0	6.7	8.1	13.6	13.3	13.8	14.5	16.3	15.8	15.5	9.0	6.9	11.6

Continua...

UTMX-29T	UTMY-29T	ALTITUD (m)	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Media mensual
637867	4689673	978	4.4	5.7	6.8	12.7	14.1	15.2	15.8	18.2	16.8	13.7	8	5.3	11.4
559457	4674458	560	7.9	8.8	10	16.9	16.9	17.3	18.2	19.5	19.3	17.2	10.3	7.3	14.1
542011	4670354	90	9.1	9.4	11.4	16.9	18.4	18.4	19.6	20.3	19.8	16.9	11.8	8.6	15.1
512764	4643780	55	10.2	10.8	12.8	18.3	19.4	19.3	20.1	20.8	20.1	18.4	12.8	10.2	16.1
519108	4714870	32	10.9	11.1	12.9	18	18.9	19.3	20.3	20.7	20.1	17.9	13.4	10.8	16.2
518608	4714947	36	10.7	10.9	12.8	17.8	18.9	19.1	20.3	20.5	19.9	18	13.1	10.6	16.1
531720	4698738	108	9.9	10.1	12.2	17.4	18.2	18.4	19.3	19.8	19.1	17.6	12.5	9.8	15.4
517374	4678346	30	11	12.5	14.3	17.8	18.8	18.2	19.2	19.7	19.3	17.7	13.4	10.6	16.0
545291	4695327	395	8.1	8.1	10.5	16.3	16.7	16.6	17.7	18.6	17.9	16.3	10.7	7.9	13.8
531156	4676652	261	10.1	10.4	12.4	17.3	17.8	18	18.6	19.5	19.2	17.6	12.5	9.9	15.3

### ANEXO 3

**Tabla 20.** Datos de altitud y temperatura del aire para el año de 2012.

UTMX-29T	UTMY-29T	ALTITUD (m)	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Media mensual
689003	4767620	670	4.2	4.6	9.8	7.4	14.2	16	17.4	18.1	16.3	11.4	7.2	6.5	11.1
662322	4737243	1020	5.5	4.3	10.6	4.8	12.7	14.5	16.6	17.7	16.5	11.2	6.1	5.4	10.5
673270	4767625	308	6	5.9	11.5	9.2	16.2	17.9	20	21.1	18.7	13.1	8.5	8.4	13.0
672439	4766256	780	5.9	5.1	11.3	6.7	14.7	15.5	17.6	18.7	17.2	12.4	7.2	7.3	11.6
660195	4822383	40	9.7	7.5	10.3	10.7	14.7	17.1	17.7	20	17.8	15.5	11.5	11.5	13.7
653229	4802744	340	8	6.3	11	9.4	15.4	17.5	18.1	20.2	17.8	13.7	8.8	9.6	13.0
657092	4809006	340	8	6.1	10	8.6	13.9	16	16.7	19.1	17	14.3	9.5	10.1	12.4
495486	4773043	405	8.3	7.3	11.6	8.1	12.4	14.4	15.5	16.4	16.0	12.9	9.1	9.1	11.8
570154	4823868	278	8.8	7.8	12.0	9.1	14.0	15.7	17.0	18.0	17.3	14.3	10.4	10.0	12.9
512035	4724917	59	9.4	9.0	13.3	11.1	15.7	17.6	19.0	19.0	19.1	14.6	11.0	11.1	14.2
560578	4815885	37	9.5	8.9	12.8	10.9	15.5	17.1	18.3	19.3	18.6	15.0	11.5	11.4	14.1
497771	4711638	30	10.3	9.2	13.3	11.2	15.1	16.9	17.9	18.6	19.5	15.3	12.0	11.9	14.3
550783	4801765	5	10.3	9.4	13.0	11.4	15.9	17.5	18.5	19.8	18.8	16.0	12.1	12.0	14.6
502146	4764251	490	6.8	6.3	10.3	8.4	13.2	15.2	16.3	16.8	16.3	12.5	8.8	9.0	11.7
510859	4757557	369	7.5	6.8	11.5	8.4	13.5	15.5	16.6	17.1	16.7	12.9	9.1	9.2	12.1
513457	4738994	157	9.0	8.2	12.8	9.8	14.6	16.4	17.9	18.1	18.1	14.2	10.6	10.6	13.4
489814	4738281	170	10.2	9.2	13.8	10.4	14.7	16.3	17.5	18.0	18.8	14.9	11.6	11.3	13.9
560019	4788103	94	7.8	6.6	11.1	9.7	15.0	16.9	17.7	18.7	17.6	14.3	10.1	10.5	13.0
513379	4798361	161	9.6	8.7	11.4	10.1	13.5	15.4	16.5	17.7	16.8	14.5	11.2	11.1	13.0
589733	4799728	651	6.0	5.1	10.2	6.1	12.0	13.9	14.9	15.9	15.3	11.7	7.4	7.2	10.5

Continua...

UTMX-29T	UTMY-29T	ALTITUD (m)	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Media mensual
583167	4751251	477	6.6	5.9	11.3	7.7	13.7	15.7	16.9	17.6	17.0	12.6	8.0	8.1	11.8
518427	4732806	661	6.9	5.7	11.3	6.5	12.0	13.7	15.3	15.5	15.4	11.7	7.6	7.6	10.8
564469	4822905	69	8.7	8.3	11.9	10.4	15.0	16.6	17.7	18.8	18.1	14.5	11.1	11.0	13.5
558736	4775147	401	7.1	6.0	10.8	7.6	13.1	15.0	16.0	16.7	16.2	12.5	8.3	8.2	11.5
546355	4737289	225	8.0	7.6	12.6	9.6	15.1	17.0	18.2	18.7	18.3	14.0	9.9	9.8	13.2
576464	4839683	254	9.3	8.1	11.8	9.0	13.6	15.3	16.5	17.5	16.9	14.7	11.0	10.5	12.9
566252	4753162	368	6.5	6.0	10.9	8.0	13.8	15.7	16.9	17.5	16.9	12.6	8.4	8.5	11.8
525267	4771652	540	7.1	6.1	11.1	7.0	12.4	14.4	15.3	16.0	15.6	12.2	8.2	8.0	11.1
540339	4797835	18	10.2	8.9	12.0	11.2	15.2	16.9	17.6	19.2	17.8	15.9	12.3	12.2	14.1
498997	4701610	24	11.3	10.1	13.4	12.2	15.6	17.4	17.8	18.7	19.0	16.0	13.3	13.0	14.8
536101	4747354	255	8.1	7.6	12.4	9.3	14.7	16.5	17.8	18.4	17.8	13.7	9.7	9.7	13.0
544158	4741500	231	7.7	7.3	12.2	9.3	14.9	16.7	18.0	18.4	18.1	13.5	9.5	9.4	12.9
597892	4827467	576	6.6	5.3	9.9	6.5	11.9	14.1	14.7	16.2	15.0	12.3	8.0	7.8	10.7
592345	4811349	343	7.4	7.1	11.3	8.9	14.9	16.5	17.3	18.7	16.6	13.5	9.1	9.1	12.5
592256	4811204	343	7	6.7	11.1	8.4	14.4	16	16.9	18.3	17.4	13.1	8.8	8.7	12.2
570671	4800906	274	9.7	8.6	13.5	10.2	16	17.5	18.5	19.9	19.7	15.5	11.2	10.8	14.3
553641	4799269	60	9	8.3	12.4	10.2	15.3	16.4	17.1	18.6	18.1	15.7	10.7	10.8	13.6
547006	4801824	58	10.6	9.5	13.4	11.7	16.4	17.9	18.8	20.4	19.4	16.5	12.4	12.4	15.0
545316	4801615	120	10.7	9.5	13.9	11.3	16	17.8	18.6	20.3	19.3	16.6	12.4	12.5	14.9
551038	4795313	98	9.8	7.3	11.3	9.4	14.6	16.1	16.7	17.9	16.6	14	11.5	11.8	13.1
552012	4794474	20	9.4	7.7	11.8	10.7	15.8	17.8	18.6	19.5	18.1	15.4	11.2	10.8	13.9
523616	4783687	98	8	6.9	10.6	9.5	14.7	16.5	17.1	18.2	16.7	13.9	10.1	10.5	12.7
496301	4767422	287	8.2	7.5	12.1	9.2	13.8	15.7	17.3	17.7	17.4	13.2	9.6	9.8	12.6

Continua..

UTMX-29T	UTMY-29T	ALTITUD (m)	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Media mensual
500645	4753849	340	7.6	7.3	11.9	8.8	13.8	15.7	17.2	17.6	17.3	13.1	9.3	9.4	12.4
507929	4743381	10	9.2	9	13.4	11	16.1	17.6	19.3	19.6	19.7	14.1	10.9	11.2	14.3
579773	4765693	500	6.1	5.3	10.7	7.2	13.6	14.9	16.4	16.9	16.6	11.7	7.4	7.9	11.2
548233	4748742	370	7.8	7.4	12.7	8.9	14.4	15.7	17.5	18	17.5	13.1	9	8.8	12.6
508959	4721497	10	9.5	9.1	13.4	11.2	15.6	17.4	18.9	19	19.3	14.5	11.2	11.3	14.2
600825	4740658	680	6.3	6	11.9	7.5	13.9	16	17.7	18.6	17.5	12.7	7.6	7.4	11.9
585790	4729485	274	5.7	4.6	9.7	7	12.7	14.5	16.2	16.4	16.3	11.2	6.6	7.1	10.7
572828	4724449	463	6.7	5.7	10.6	8.1	14	15.7	17	17.9	16.9	12.7	8.3	8.6	11.9
560914	4728081	435	8.7	7.7	13.5	9	15.3	16.5	18.3	19.3	19.2	14.2	9.6	9.6	13.4
530637	4732046	100	7.8	7.7	12.7	9.9	15.1	16.7	18.4	18.7	18.6	13.6	9.8	9.3	13.2
536828	4747361	240	8.9	8.6	13.4	10.1	15.3	17.3	18.8	19.3	18.8	14.4	10.5	10.1	13.8
536399	4747374	239	8.9	8.7	13.5	9.9	15.4	16.9	18.8	19.1	18.8	14.3	10.3	10.1	13.7
523470	4733283	210	8.8	8.6	13.8	10.5	15.4	16.9	18.8	19	18.8	14	10.3	9.6	13.7
654996	4822847	43	9.2	6.8	9.4	9.9	14.3	16.4	17.1	19	17.2	14.9	11	11.1	13.0
654998	4822856	41	9.9	8	10.5	11	15.2	17.4	18	20.1	17.9	15.8	11.7	12	14.0
632602	4834652	80	10.6	9.1	11.5	11.2	15.3	17.2	18.4	20	18.4	16	11.8	12	14.3
613063	4834717	15	9.1	7.5	10.6	10.3	16	16.8	17.6	19.2	18	14.9	10.3	11	13.4
643449	4734442	826	5.3	4.5	10.7	5.9	13.3	15.0	16.5	17.5	16.3	11.6	7.0	6.7	10.9
669916	4743224	1364	3.9	1.8	8.0	2.1	10.5	11.9	14.1	14.9	14.1	8.7	4.0	3.3	8.1
625025	4723028	432	5.1	5.6	11.3	8.5	14.9	17.1	18.7	19.3	17.8	12.7	7.7	7.2	12.2
631194	4833932	421	8.3	6.3	9.7	8.0	12.6	15.1	15.4	17.6	15.9	14.1	9.7	9.7	11.9
618769	4761493	419	5.5	5.5	10.2	8.3	14.2	16.6	17.8	18.6	17.0	12.4	7.9	7.9	11.8
623222	4779463	428	5.4	4.8	9.0	7.7	13.5	16.0	16.9	18.1	16.3	12.0	7.5	7.5	11.2

Continua...

UTMX-29T	UTMY-29T	ALTITUD (m)	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Media mensual
641809	4706108	697	5.0	5.1	11.4	7.1	14.2	16.0	17.9	18.7	17.6	12.5	7.4	6.7	11.6
590324	4765782	731	5.4	4.5	9.9	5.7	11.8	13.9	15.1	16.0	15.2	11.4	6.7	6.6	10.2
648423	4717609	777	5.4	5.3	11.6	6.5	14.1	15.7	17.6	18.3	17.5	12.2	7.3	6.2	11.5
647041	4766600	917	4.8	3.9	9.6	4.7	11.8	13.6	14.9	16.1	15.1	10.7	5.9	5.5	9.7
639190	4824470	73	9.2	8.0	10.4	10.5	14.6	16.8	17.9	19.6	17.8	14.9	10.9	11.3	13.5
625827	4812691	595	6.1	4.4	8.5	6.5	11.7	14.2	14.6	16.4	14.7	11.7	7.7	7.5	10.3
598945	4786917	684	5.9	5.0	10.2	6.2	12.2	14.4	15.5	16.6	15.6	11.9	7.3	7.0	10.7
621411	4807150	662	5.9	4.6	9.5	6.1	11.7	14.1	14.7	16.2	14.8	11.6	7.3	6.8	10.3
639376	4811033	103	8.0	6.5	9.8	10.0	14.9	17.6	18.3	19.7	17.5	14.3	10.0	10.7	13.1
623277	4703623	645	5.3	5.4	11.5	7.4	14.2	16.2	17.8	18.6	17.3	12.8	7.8	7.4	11.8
606475	4710252	340	6.3	6.4	12.1	9.8	15.9	18.4	20.7	20.6	19.4	13.8	8.8	8.6	13.4
632472	4739726	416	4.3	4.3	9.2	8.3	14.5	16.8	18.3	18.9	17.2	12.1	7.6	7.6	11.6
660057	4730358	1310	3.1	1.6	7.5	2.7	10.9	12.2	14.4	14.9	14.0	8.2	3.4	2.6	8.0
658781	4782554	789	5.3	4.1	9.7	5.6	12.7	14.7	15.7	17.0	15.5	11.5	6.7	6.6	10.4
595785	4730646	647	5.2	4.7	10.4	6.8	13.0	15.4	16.7	17.3	16.2	11.8	7.1	6.9	11.0
654995	4822868	51	9.8	8.2	10.7	10.9	15.1	17.3	18.2	19.9	18.0	15.6	11.7	12.0	14.0
615988	4835419	545	7.1	5.5	9.8	6.8	12.1	14.4	14.9	16.9	15.3	13.1	8.7	8.4	11.1
639736	4780523	647	5.7	4.7	9.9	6.2	12.7	14.9	15.6	17.3	15.8	12.2	7.3	7.1	10.8
612930	4741204	447	5.0	4.8	9.7	8.1	14.1	16.5	17.6	18.5	16.7	12.4	7.7	7.8	11.6
598421	4777923	496	5.5	4.8	9.2	7.1	13.0	15.1	16.2	17.0	15.7	11.6	7.2	7.5	10.8
640942	4702837	257	4.9	4.8	11.2	10.1	16.5	18.6	20.6	21.0	19.0	13.4	8.9	8.0	13.1
605239	4719015	391	6.0	5.9	11.2	9.0	14.8	17.1	18.6	19.0	17.9	13.0	8.4	8.3	12.4
603852	4725233	414	5.6	5.4	10.5	8.8	14.6	16.9	18.2	18.8	17.5	12.8	8.2	8.3	12.1

Continua...

UTMX-29T	UTMY-29T	ALTITUD (m)	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Media mensual
670165	4758256	910	4.4	3.5	9.3	4.9	12.7	14.2	15.5	16.7	15.2	10.8	6.4	6.3	10.0
634409	4813115	115	8.4	7.1	10.3	10.1	14.7	17.4	18.0	19.6	17.6	14.3	10.2	10.7	13.2
625625	4774556	445	6.1	5.7	10.4	8.5	14.7	16.7	17.9	19.2	17.4	12.9	8	8.3	12.2
618111	4761864	442	6	6.4	12	9.1	15.4	17.3	19.1	20	18.4	13.7	8.2	8.1	12.8
622740	4744944	403	5.5	5.7	10.6	8.8	15.2	17	18.8	19.7	17.9	13.2	8	8.3	12.4
629915	4737811	550	4	3.8	9.4	6.7	12.9	14.9	16.5	17.4	16.2	11.7	7.2	6.7	10.6
691005	4717263	510	3.5	5.9	11.3	9.4	16.3	18.2	19.8	20.5	18.9	12.9	8.3	6.1	12.6
679612	4719633	500	3.6	6.5	12.2	9.8	15.7	18.2	20.1	20.7	19.5	13.5	8.7	6.4	12.9
684005	4707000	523	3.4	4	10	8.6	15.3	17.1	18.9	19.2	17.6	12.3	7.6	6.1	11.7
616292	4684126	981	4.8	3.8	9.8	4.9	12.1	13.5	15.6	16.0	15.5	10.6	5.9	5.2	9.8
562796	4696309	553	6.3	6.4	12.0	8.0	14.1	15.9	18.0	18.0	17.7	12.4	8.1	7.8	12.1
607180	4644830	807	3.8	3.3	9.3	6.7	12.9	15.1	17.4	17.0	16.2	11.2	6.8	6.0	10.5
640477	4680282	1758	2.0	-0.5	5.0	0.1	7.8	9.6	12.2	12.4	11.9	6.0	1.4	1.3	5.8
591657	4646327	890	2.9	2.0	8.1	5.6	11.9	13.6	15.6	15.2	14.9	9.9	6.0	5.2	9.2
665889	4675388	1217	2.7	1.3	7.6	3.6	11.4	13.0	15.0	15.7	14.3	8.9	4.4	3.5	8.5
574209	4644255	763	6.3	5.8	11.8	6.9	13.6	15.1	18.2	17.4	17.8	12.1	7.7	6.8	11.6
572716	4690255	105	5.6	5.5	11.8	10.9	16.4	18.7	20.4	20.4	19.3	13.7	8.8	8.6	13.3
585343	4669787	623	6.1	6.0	12.2	7.8	14.4	16.3	18.4	18.4	17.8	12.9	8.1	7.8	12.2
682612	4694030	1620	3.2	1.1	6.7	1.5	9.7	11.5	14.2	14.6	13.7	7.5	2.9	2.4	7.4
651939	4690732	524	4.4	5.7	11.9	8.9	15.5	17.6	19.6	20.3	18.9	13.3	8.4	7.2	12.6
626493	4658587	575	4.6	5.3	11.1	8.2	14.8	16.9	19.3	19.2	18.1	12.3	7.7	6.5	12.0
613230	4676811	608	5.3	5.2	11.4	7.7	14.4	16.1	17.9	18.1	17.4	12.6	7.8	7.1	11.8
636959	4664595	1026	3.3	3.3	8.6	5.4	12.3	14.4	17.1	16.8	15.5	9.6	5.3	4.1	9.6

Continua...

UTMX-29T	UTMY-29T	ALTITUD (m)	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Media mensual
628182	4640320	376	3.7	4.6	10.7	9.8	15.6	18.1	20.4	20.2	18.5	12.7	8.1	6.9	12.4
594942	4688775	143	5.9	6.0	12.4	10.8	16.7	19.3	21.1	21.1	20.0	14.3	9.3	9.1	13.8
594370	4688943	140	6.6	7.0	13.1	11.0	17.0	19.3	20.8	21.0	20.1	14.6	9.7	9.7	14.2
595830	4698343	403	6.1	6.7	12.3	8.9	15.0	17.1	18.9	19.1	18.4	13.4	8.6	8.4	12.7
629191	4694218	469	5.3	5.5	12.0	8.9	15.5	17.4	19.1	19.7	18.3	13.3	8.4	8.3	12.6
571829	4676992	120	5.4	5.2	11.6	10.6	16.0	18.4	20.3	20.1	18.9	13.4	8.8	8.5	13.1
642127	4648807	830	4.2	4.9	10.5	7.0	13.9	15.6	18.4	18.4	17.5	11.6	7.0	5.5	11.2
640275	4695132	1026	3.9	3.3	9.2	4.7	12.0	13.6	15.6	16.4	15.6	10.1	5.1	4.6	9.5
664123	4691376	1229	4.0	2.7	8.3	3.6	11.4	13.0	15.3	16.1	15.1	9.4	4.4	3.8	8.9
632785	4648384	546	4.7	5.5	11.6	8.7	15.4	17.5	19.7	19.7	18.8	13.0	8.2	6.9	12.5
629480	4645955	392	3.2	3.5	9.4	9.3	15.0	17.4	19.0	18.9	17.3	12.0	7.6	6.4	11.6
657933	4669863	851	3.8	3.7	9.8	6.5	13.6	15.4	17.6	18.1	16.6	11.1	6.7	5.6	10.7
674089	4675218	1762	2.5	0.1	5.3	0.0	8.2	10.3	12.9	13.2	12.5	6.2	1.5	1.2	6.2
604861	4659551	615	4.2	3.8	9.7	7.6	13.7	16.0	18.0	18.0	16.8	11.8	7.4	6.7	11.1
585393	4639803	1059	5.4	3.9	10.1	4.8	12.2	13.6	16.4	15.9	15.9	10.3	5.6	5.3	10.0
665251	4698086	315	5	6	12.8	11.1	17.9	19.8	22	22.5	20.8	14.4	9.3	8	14.1
633445	4680159	990	4.2	3.3	9.7	5.6	13.2	14.4	16.5	17.4	16.2	11.1	5.9	5.3	10.2
637867	4689673	978	4.5	3.6	9.8	6.2	13	14.6	16.7	17.6	16.5	11	6	5.4	10.4
622423	4710103	291	6.4	6.7	12.1	10.5	16.4	18.4	20.9	21.2	19.8	14.5	8.9	8.2	13.7
594077	4686741	143	7.6	7.7	13.5	11.9	17.3	19.7	21.9	21.8	21.1	15.7	10.4	10	14.9
559474	4702219	610	5.3	5.1	9.8	7.3	12.9	14.4	16.4	16.5	16.2	11.1	6.8	7.1	10.7
575241	4697050	400	6.3	6.9	12.4	9.8	15.3	17.4	19.4	19.4	18.9	13.7	8.9	8.1	13.0
574784	4697183	400	6.3	7.4	12.5	9.7	15.3	16.8	19.3	19.3	18.9	13.6	8.6	8.4	13.0

Continua...

UTMX-29T	UTMY-29T	ALTITUD (m)	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Media mensual
572017	4683875	100	7.1	7.4	13.3	11.6	17	18.9	21.6	21.4	20.7	15.1	10	9.5	14.5
599052	4670044	450	6.3	5.5	12	9.4	15.4	17.2	18.8	19.1	18.6	14.1	8.7	8.2	12.8
599542	4670991	492	5.8	5.2	11.7	9	15.2	16.9	19.2	19.5	18.6	13.4	8.3	8	12.6
605663	4657645	600	4.6	4.1	9.9	7.5	13.1	16.4	18.2	18.2	18	12	7.5	6.9	11.4
604875	4659561	616	6.8	6.2	12.2	9.6	15.4	16.8	19.2	19.5	18.7	13.7	9.4	8.6	13.0
583949	4643182	730	5.6	5.3	11.3	7.5	13.8	15.3	18	17.5	17.9	11.9	7.4	6.7	11.5
695327	4661818	935	2.6	2.1	7.2	6.6	12.2	14.3	16.1	16.3	14.9	9.6	5.9	3.9	9.3
650537	4654614	910	5.2	5.3	11.2	7	14	16.2	19.3	19.4	18	11.7	6.8	5.2	11.6
630966	4643057	380	4.9	5.3	11	10.2	15.6	17.8	19.9	20.2	18.9	13.4	8.5	7.2	12.7
539352	4670134	41	6.5	6.9	11.8	10.9	16.0	17.9	19.5	19.1	18.9	14.1	9.5	9.8	13.4
527050	4653471	74	8.4	8.1	13.0	10.9	16.1	17.8	19.2	19.2	19.9	14.6	10.4	10.3	14.0
527029	4694945	100	9.3	8.5	13.0	10.9	15.8	17.6	18.7	19.0	19.3	14.9	11.1	11.2	14.1
517400	4643155	52	8.3	8.1	12.7	11.3	15.9	17.7	18.9	18.8	19.6	14.7	10.6	10.9	14.0
531377	4716165	268	8.5	7.8	12.9	9.4	14.8	16.5	18.0	18.4	18.2	14.1	10.0	9.8	13.2
511201	4649389	473	8.5	7.5	12.9	8.6	13.9	15.2	17.1	17.1	18.2	13.4	9.5	9.1	12.6
524431	4701030	424	8.8	7.8	13.4	8.7	14.3	15.7	17.6	17.5	18.4	13.5	9.6	9.3	12.9
560980	4665145	187	7.3	7.5	13.3	10.6	16.1	18.2	20.3	19.9	20.0	14.5	9.8	9.6	13.9
516145	4714422	3	10.4	9.5	13.4	11.7	16.0	18.0	18.7	19.4	19.0	15.5	12.2	12.1	14.7
536320	4657785	92	7.7	7.8	12.9	10.8	16.2	17.9	19.7	19.4	19.9	14.4	9.9	10.0	13.9
549546	4685177	705	7.6	6.5	12.4	6.9	13.3	14.6	17.2	16.6	17.7	12.2	7.8	7.4	11.7
507678	4673514	25	11.4	10.2	13.7	12.1	15.7	17.9	18.0	18.8	19.5	16.1	13.1	12.6	14.9
534039	4673658	220	7.0	7.1	11.9	9.6	14.6	16.3	17.7	17.8	18.0	13.5	9.3	9.3	12.7
527749	4695489	57	8.9	8.1	12.6	11.2	16.0	17.8	18.9	18.9	19.3	14.8	10.9	11.1	14.0

Continua...

UTMX-29T	UTMY-29T	ALTITUD (m)	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Media mensual
546192	4663306	150	8.0	8.2	13.4	10.8	16.3	18.0	19.9	19.7	19.9	14.8	10.2	10.3	14.1
526634	4658771	484	7.7	7.5	12.8	8.6	14.1	15.5	17.8	17.6	18.3	13.3	9.2	8.7	12.6
570876	4718574	500	5.4	4.3	9.5	7.4	13.4	15.3	16.4	16.9	15.9	11.9	7.6	7.9	11.0
505372	4692421	121	10.2	8.9	12.9	11.0	14.9	16.6	17.1	18.1	18.5	15.1	11.9	11.5	13.9
555930	4720490	717	6.4	5.5	11.4	6.5	12.9	14.4	16.3	16.3	16.3	11.7	7.4	7.2	11.0
547280	4675170	371	8.4	8.2	14.1	9.4	15.4	17.0	19.4	18.9	19.6	14.2	9.7	9.1	13.6
540986	4702027	367	6.6	6.1	11.2	8.3	13.9	15.6	17.3	16.9	17.4	12.7	8.7	8.7	12.0
516677	4694770	34	10.4	9.2	13.7	11.6	16.1	17.9	18.9	19.3	19.8	16.0	12.2	12.0	14.8
587674	4714920	991	5.1	4.0	9.8	4.7	11.6	13.1	15.4	15.3	15.3	10.1	5.3	5.0	9.6
535683	4686409	169	8.6	8.1	13.1	10.3	15.4	17.1	18.7	18.6	19.1	14.3	10.4	10.4	13.7
523431	4709674	52	9.0	8.3	12.9	10.8	15.6	17.4	18.8	19.1	19.2	14.8	10.8	11.1	14.0
517820	4709967	72	9.4	8.5	13.0	10.9	15.6	17.4	18.6	18.8	19.0	14.7	11.0	11.1	14.0
526050	4668909	460	10.2	9.5	14.1	11.6	16.3	17.9	19.0	19.6	20.4	15.8	11.9	11.6	14.8
520553	4675090	6	11.0	10.1	14.0	12.1	16.5	18.1	18.9	19.6	20.3	16.2	12.8	12.6	15.2
534026	4725092	715	6.7	5.6	11.6	6.2	12.3	13.6	15.7	15.5	15.8	11.6	7.4	7.1	10.8
559457	4674458	560	7.2	7.3	13.6	8.8	14.5	15.9	18.7	18.7	19.1	13.1	8.7	8.2	12.8
542011	4670354	90	7.6	8	12.9	10.6	16.1	17.4	19.4	19.5	19.8	14.5	9.9	9.8	13.8
532112	4657239	403	9.1	9.3	14	12.4	18	18.7	19.8	20.1	20.6	15.8	12.2	11.4	15.1
536753	4661950	80	6.2	6.7	11.8	9.8	15.1	16.8	18.5	18.4	18.6	13.6	8.7	9	12.8
512764	4643780	55	9.6	9.4	13.9	11.8	16.7	18	19.8	19.9	21.1	15.5	11.5	11.3	14.9
519108	4714870	36	10.1	9.6	14.1	11.9	16.5	18.4	20.1	20.4	20.4	15.7	11.9	11.7	15.1
518608	4714947	32	10.1	9.5	13.9	11.6	16.3	18.1	20	20.1	20.5	15.4	11.6	11.4	14.9
531720	4698738	108	9.5	8.9	13.7	10.8	15.8	17.4	18.9	19.2	19.7	14.9	10.9	10.7	14.2

Continua...

UTMX-29T	UTMY-29T	ALTITUD (m)	Enero	Febrero	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Agosto	Septiembre	Octubre	Noviembre	Diciembre	Media mensual
545291	4695327	395	7.7	7.2	12.1	8.5	14.3	15.8	17.7	17.6	18.7	12.7	8.7	8.9	12.5
531156	4676652	261	9.5	9.5	13.9	10.7	15.5	16.7	18.3	18.8	19.3	14	10.3	10.3	13.9
518148	4662433	18	9.4	8.2	12.9	11.5	16.1	17.5	17.8	19.1	19.4	15.7	11.5	11.8	14.2
522885	4675634	120	9.5	9.5	13.9	10.7	15.5	16.7	18.3	18.8	19.3	14	10.3	10.3	13.9