

Un modelo de pronóstico de temperaturas de formación de nieblas de radiación

J. L. LABAJO SALAZAR, A. PIORNO HERNANDEZ, M. J. IZQUIERDO GALLEGO

Departamento de Física General y de la Atmósfera, Universidad de Salamanca, España

(Manuscrito recibido el 17 de agosto de 1994; aceptado en forma final el 19 de enero de 1995)

ABSTRACT

In this work, a model for the short term prediction of the temperature of formation of radiation fogs is developed. The model is generated from a lineal relationship between the relative humidity and the air temperature, that in function of it the temperature of saturation of the air mass is established. The subsequent decrease of temperature, necessary to produce the phenomenon ("interval of fog") is determined considering a minimum quantity of the water vapour that the air should contain in order that the products of condensation reach the concentration and necessary size to establish the conditions of fog.

The validity of the model is verified comparing their output upon applying it by cases of radiation fog observed in three stations of the half basin of the river Duero (Salamanca, Valladolid and Zamora), in several intervals of time, with the corresponding real values of fog formation temperature.

RESUMEN

En este trabajo se desarrolla un modelo para la predicción a corto plazo de la temperatura de formación de nieblas de radiación. El modelo se genera a partir de una relación lineal entre la humedad relativa y la temperatura del aire, a partir de la cual se establece la temperatura de saturación de la masa de aire. La posterior disminución de temperatura necesaria para que se produzca el fenómeno ("intervalo de bruma"), se determina considerando una cantidad mínima de vapor de agua que debe contener el aire para que los productos de condensación alcancen la concentración y tamaño necesarios para establecer las condiciones de niebla.

La validez del modelo se comprueba comparando sus resultados al aplicarlo a casos de nieblas de radiación observados en tres estaciones de la cuenca media del río Duero (Salamanca, Valladolid y Zamora), en distintos intervalos de tiempo, con los correspondientes valores reales de temperatura de formación de la niebla.

1. Introducción

Los estudios sobre nieblas realizados hasta ahora han enfocado el problema desde distintos puntos de vista perfectamente diferenciados. Así, se realizan estudios sobre características del fenómeno a meso y microescala (Jiusto and Lala, 1979; Jiusto, 1980; Gerber, 1984), sobre su distribución temporal (Tschirart, 1979; Gómez y Smith, 1984) y su posible pronóstico cualitativo y cuantitativo.

La incidencia que presenta la niebla en la actividad humana determina la necesidad de modelizar el fenómeno en orden a su predicción. En la bibliografía consultada, los trabajos que abordan de forma directa el desarrollo de modelos de formación y disipación de nieblas no son demasiados. En general están dirigidos al análisis, y pronóstico, cualitativo o semicuantitativo del fenómeno siendo casi todos de aplicación local (Brown, 1980; Tyabotov y Tikhonov, 1982). Sólo en algún caso, y dentro de estudios más generales, aparece algún modelo que lo cuantifica (Fitzjarrald y Lala, 1989). En esta línea se ha desarrollado el presente trabajo, cuyo objetivo es establecer un modelo sencillo, de aplicación general, para el pronóstico de temperaturas de formación de nieblas de radiación.

2. Descripción del modelo

Las condiciones requeridas para que se produzca el fenómeno de la niebla determinan los valores concretos que deben tomar las magnitudes que intervienen en él. Admitiendo que la niebla se puede considerar como una formación nubosa de tipo estratiforme a nivel del suelo, estas condiciones implican, entre otras, la saturación de la masa de aire en la que tiene lugar el fenómeno.

La saturación de la masa de aire se puede alcanzar de dos formas totalmente diferenciadas (Morán, 1944; Tverskoi, 1965; Pruppacher y Clett, 1978):

- a) Por advección de vapor de agua dentro de la masa hasta que la tensión de vapor (e) alcance su valor saturante (E) a la temperatura a la que se encuentra.
- b) Disminuyendo la temperatura de la masa de aire hasta alcanzar el valor para el cual la tensión real de la masa se hace saturante.

En el caso de nieblas de radiación, la saturación y posterior sobresaturación de la masa de aire son condiciones imprescindibles para el desarrollo del fenómeno, ya que si no se produce una sobresaturación mínima los productos de condensación, o sublimación, aunque estables, no alcanzan el tamaño y número necesario para disminuir la visibilidad hasta los valores que determinan la niebla (≤ 1000 m).

Las condiciones indicadas se establecerán para valores determinados de contenido de vapor de agua y temperatura de la masa de aire, en cada caso. Esto implica que la temperatura y la humedad sean dos parámetros determinantes en la producción del fenómeno, y habrá que tenerlos en cuenta cuando se intente establecer un modelo de pronóstico del mismo.

La temperatura para la cual se establece la condición de saturación de la masa de aire y aquella a la que se forma la niebla, es decir a la que el agua condensada enturbia el aire reduciendo la visibilidad a 1000 m o menos, presentan una diferencia apreciable que algunos autores denominan "intervalo de bruma" (Morán, 1944). Por tanto, la temperatura de formación de la niebla (T_f) se puede expresar en función de la temperatura de saturación de la masa de aire (T_s) y del intervalo de bruma (ΔT), mediante la relación

$$T_f = T_s - \Delta T \quad (1)$$

La temperatura de saturación se va a expresar en función de la humedad relativa (h), de acuerdo con una relación de la forma

$$h_2 - h_1 = a + b(T_2 - T_1) \quad (2)$$

siendo h_1 y h_2 los valores de la humedad relativa en los extremos de un intervalo de tiempo concreto y T_1 y T_2 los correspondientes valores de temperatura. Esta relación fue establecida por Labajo *et al.* (1989b)

Los autores consideran la definición de humedad relativa, en la forma

$$\frac{dh}{h} = \frac{de}{e} - \frac{dE}{E} \quad (3)$$

siendo e la tensión de vapor real de la masa de aire y E la tensión saturante a la temperatura a que se encuentra dicha masa. El término $\frac{dE}{E}$ lo expresan, en función de la temperatura, mediante la ecuación de Clausius-Clapeyron en la forma

$$\frac{dE}{E} = \frac{L}{R_v} \frac{dT}{T^2} \quad (4)$$

siendo $L(cal/g)$ el calor latente de condensación, $R_v(cal/gK)$ la constante de los gases para el vapor de agua y $T(K)$ la temperatura de la masa de aire.

Hacen la hipótesis de trabajo de que la tensión de vapor (e) permanece constante en el intervalo en que se establecen las variaciones de humedad relativa y temperatura, con lo que la ecuación (3) se expresa como

$$\frac{dh}{h} = -\frac{L}{R_v} \frac{dT}{T^2} \quad (5)$$

Considerando $L = cte$, integran la ecuación (5), obteniendo una aproximación a la solución de la ecuación (2) de forma exponencial. También determinan una aproximación de tipo potencial.

Asimismo, consideran y justifican la posibilidad de una aproximación lineal de la forma de la ecuación (2). Los valores de los coeficientes a y b se determinan empíricamente, a partir de series de variaciones trihorarias de humedad relativa y temperatura con longitudes de 8760 datos, resultando la expresión

$$h_2 - h_1 = -0,03 - 3,59(T_2 - T_1) \quad (6)$$

Comparando los resultados que proporcionan las expresiones exponencial, potencial y lineal, comprobaron que la más eficaz es esta última. También contrastaron su carácter general, estableciendo la no dependencia que del espacio y el tiempo presenta la citada relación, así como el hecho de que en ella no incide la longitud del intervalo de tiempo en el que se establecen las variaciones de h y T (Labajo *et al.*, 1991).

Teniendo en cuenta la relación (6), y considerando que la temperatura de saturación corresponde al 100% de humedad relativa, se puede poner

$$100 - h_1 = -0,03 - 3,59(T_2 - T_1) \quad (7)$$

y, de aquí,

$$T_s = T_1 \frac{(100 - h_1) + 0,03}{3,59} \quad (8)$$

Dado el orden de magnitud del tercer sumando del segundo miembro de (8), se puede despreciar sin cometer error significativo alguno. En consecuencia esta relación toma la forma

$$T_s = T_1 - \frac{(100 - h_1)}{3,6} \quad (9)$$

aproximando el denominador de la fracción a un decimal.

En un día de niebla, si hay algún momento en el que se pueda haber disipado, éste se encontrará en un entorno más o menos amplio del instante en que se produce la temperatura máxima del día. Por tanto se puede tomar como temperatura inicial para la aplicación del modelo la temperatura máxima inmediatamente anterior al momento de producirse la niebla (T_M en K) y el valor de humedad relativa (h_m en %) correspondiente, que deberá coincidir con el mínimo en el intervalo de pronóstico. Por lo que la expresión (9) toma la forma

$$T_s = T_M - \frac{(100 - h_m)}{3,6} \quad (10)$$

El hecho de expresar el contenido de vapor del aire por medio de un índice relativo de humedad es debido a que de esta manera la condición de saturación se expresa siempre por el mismo valor del índice (100), cualquiera que sea el contenido del vapor de agua de la masa de aire, e independiente de la temperatura, mientras que el uso de índices absolutos de humedad implica un valor distinto en cada caso.

En cuanto al valor de ΔT , se podrá calcular fijando el contenido mínimo de agua líquida de la niebla, necesario para que los productos de condensación sean suficientes, en tamaño y número, para disminuir la visibilidad hasta valores de 1000 m. Según Tverskoi (1965), se puede establecer la disminución de temperatura (ΔT) necesaria para que se condense la cantidad de vapor que constituye ese contenido de agua líquida (a_{liq}), a partir de la definición de humedad absoluta (a) en la forma

$$a = 217 \frac{e}{T} \quad (11)$$

La humedad absoluta (a) viene dada en g/m^3 cuando la tensión de vapor (e) se da en hPa y la temperatura (T) en K.

Derivando logarítmicamente la ecuación (11) resulta

$$\frac{da}{a} = \frac{de}{e} - \frac{dT}{T} \quad (12)$$

La ecuación de Claussius–Clapeyron puede expresarse en la forma

$$\frac{dE}{E} = \frac{L}{R_v} \frac{dT}{T^2} = \frac{L}{R_v T} \frac{dT}{T} \quad (13)$$

En condiciones de niebla, la temperatura T es la de saturación, T_s , y la variación en la humedad absoluta de la masa de aire (Δa) se debe al agua que se licúa. En consecuencia, la ecuación (12) puede expresarse en términos de diferencias finitas, en la forma

$$\Delta a = a_{liq} = a_s \left(\frac{L}{R_v T_s} - 1 \right) \frac{\Delta T}{T_s} \quad (14)$$

Teniendo en cuenta que $a_s = 217 \frac{E}{T_s}$, y despejando ΔT de la ecuación (14), resulta

$$\Delta T = \frac{\Delta a}{217 \frac{E}{T_s^2} \left(\frac{L}{R_v T_s} - 1 \right)} \quad (15)$$

Considerando $L = 597 \text{ cal/g}$ y $R_v = 0,1104 \text{ cal/g K}$, la ecuación (15) permite calcular la disminución de temperatura necesaria para que una niebla de radiación tenga un contenido de agua líquida determinado, en función de E y T_s .

De acuerdo con resultados obtenidos a partir de observaciones directas (Tverskoi, 1965, pág. 318), el contenido promedio de agua líquida de las nieblas de radiación, en todos sus grados de densidad, oscila entre 0,3 y 0,9 g/m^3 . Los valores más bajos corresponden al caso de nieblas muy poco densas, incluyendo las brumas o neblinas, casos que se han excluido en este trabajo por considerar que no podían asumirse como nieblas totalmente desarrolladas. En consecuencia, el contenido mínimo de agua líquida de la niebla, a considerar, debe ser superior a 0.3 g/m^3 .

De acuerdo con lo indicado por autores como Morán (1944) y Byers (1973), el contenido medio de agua líquida en la masa de aire para que se den las condiciones que definen la niebla, o estratos bajos, es del orden de 0,5 g/m^3 . Para el desarrollo del modelo que se presenta en este trabajo asumiremos este valor como el mínimo necesario para considerar situación de niebla, aunque a medida que transcurra el tiempo puede incrementarse.

Por tanto, la ecuación final del modelo propuesto resulta

$$T_f = T_M - \frac{(100 - h_m)}{3,6} - \Delta T \quad (16)$$

Con ΔT obtenido por la ecuación (15).

3. Verificación del modelo

Para contrastar la validez del modelo propuesto, se ha aplicado a una serie de casos de niebla de radiación, observados en tres estaciones de características diferenciadas que se encuentran situadas en la cuenca media del río Duero (Fig. 1), considerando intervalos de tiempo diferentes en cada una de ellas.

Las estaciones seleccionadas son Salamanca-Matacán (altitud 795 m), Valladolid (altitud 690 m) y Zamora (altitud 661 m). La estación de Matacán está situada a orillas del río Tormes, afluente del Duero, en una zona de aeropuerto y separada de núcleos urbanos grandes. La estación de Valladolid se encuentra situada dentro de la zona urbana de la población, siendo de destacar que esta ciudad tiene una actividad industrial importante. El observatorio de Zamora está situado en el casco urbano, siendo ésta una ciudad relevantemente pequeña y con muy escasa actividad industrial.

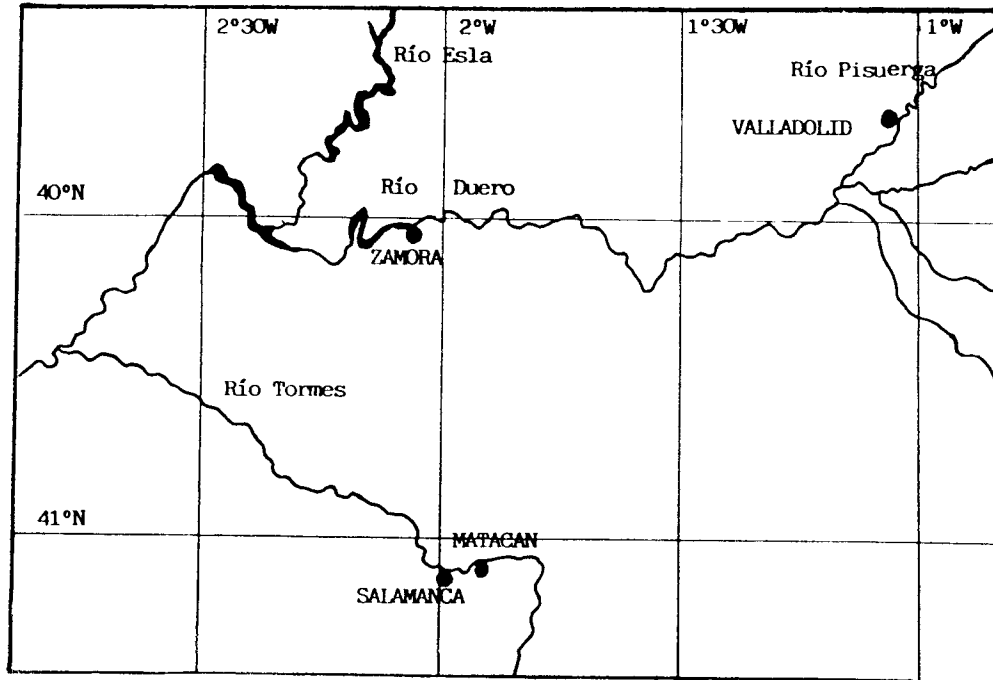


Fig. 1. Situación de las estaciones de estudio en la cuenca del Duero.

Las series de datos consideradas incluyen los casos comprendidos en los intervalos de tiempo siguientes: Matacán (Salamanca), de 1964 a 1983 (439 casos); Valladolid, de 1980 a 1986 (164 casos); Zamora, de 1977 a 1985 (154 casos). La razón fundamental de haber escogido las estaciones y los intervalos de tiempo indicados ha sido diversificar lo más posible las condiciones de aplicación del modelo para confirmar, en la medida que se pueda, su carácter general.

Las series de datos a utilizar son las de temperatura máxima del periodo de pronóstico (T_M) y humedad relativa correspondiente a esa temperatura (h_m). Los valores de temperatura máxima, y la hora a que se produce, son datos que constan de forma explícita en los observatorios considerados. La humedad relativa se obtiene de forma directa a partir del registro del higrógrafo. Con los valores de estas series se determinan en cada caso los valores de la temperatura de saturación (T_s) y la tensión de vapor (E) a esa temperatura. A partir de estos valores se calcula ΔT , que se emplea, junto con T_M y h_m para alimentar el modelo y obtener la temperatura de formación de la niebla en cada caso.

Los valores así obtenidos se comparan con los correspondientes valores reales observados mediante la regresión lineal expresada por la ecuación

$$T_f = a + bT_{fc} \quad (17)$$

Siendo T_f la temperatura de formación de la niebla observada en cada caso y T_{fc} la correspondiente obtenida mediante el modelo. Los valores de los coeficientes a y b , así como los coeficientes de correlación y estadísticos complementarios, para cada una de las estaciones de estudio y para el conjunto de todas ellas, se muestran en la Tabla I. En la Figura 2 se muestra la recta de regresión y el diagrama de dispersión de los valores observados de T_f respecto de los obtenidos con el modelo, cuando se considera el conjunto de las tres estaciones de estudio.

Tabla I. Valores de los coeficientes de la regresión lineal $T_f = a + bT_{fc}$ de los coeficientes de correlación (r), y de parámetros estadísticos complementarios, cuando se aplica el modelo propuesto a cada una de las tres estaciones de estudio y al conjunto de todas ellas.

Estación	Coef. de la regresión		coeficiente de correl. r	Variación explicada r^2 (%)	F- test	Grados de libertad $n_1; n_2$	Nivel de probab. p
	a	b					
Salamanca	.912	.696	.806	64.9	807.9	1;437	10^{-4}
Valladolid	1.079	.805	.853	72.8	433.6	1;162	10^{-4}
Zamora	.589	.925	.879	77.3	516.8	1;152	10^{-4}
Sa, Va, Za	.915	.749	.828	68.5	1641.5	1;755	10^{-4}

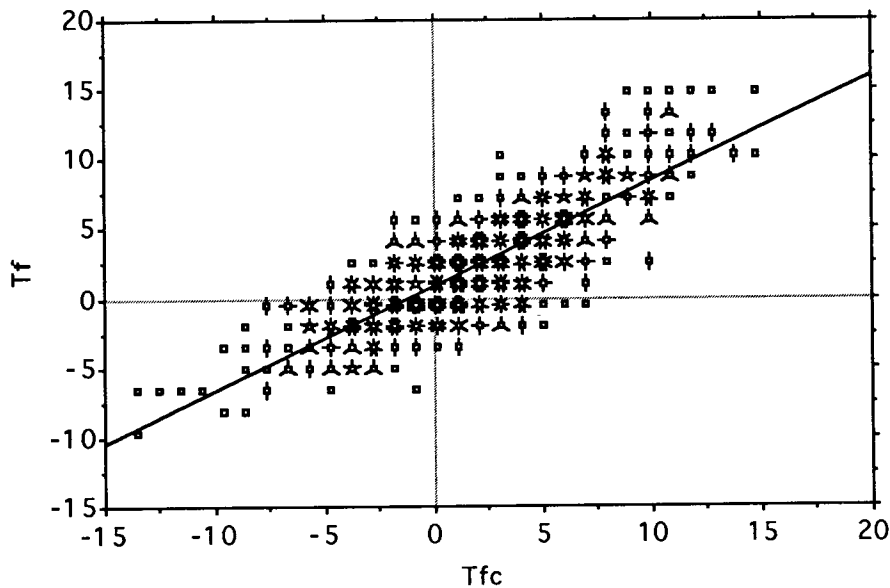


Fig. 2. Recta de regresión y diagrama de dispersión de los valores observados de T_f respecto de los calculados mediante el modelo ($^{\circ}\text{C}$), cuando se consideran las series completas de datos del conjunto de las tres estaciones de estudio.

Además, para un contraste más fino de los resultados se establecen en cada caso las desviaciones de los valores calculados de la temperatura de formación de la niebla respecto de los observados y se determinan las frecuencias que presentan tales desviaciones para intervalos de 1 K. En la Tabla II se muestran los resultados que se obtienen cuando se consideran las tres estaciones en conjunto.

El modelo propuesto se ha aplicado hasta ahora sin hacer hipótesis restrictiva alguna. Sin embargo hay que tener en cuenta que se fundamenta en la relación lineal entre la humedad relativa y la temperatura del aire referenciada antes, lo que implica que la tensión de vapor de la masa de aire (e) debería permanecer prácticamente constante durante el intervalo de predicción. En general es así, pero siempre hay casos en los que durante el intervalo de pronóstico varía el contenido de vapor de agua de la masa de aire, ya sea por advección de vapor o por que se produce un cambio de masa. En estos casos las condiciones iniciales que se establecen para la aplicación del modelo pueden diferir bastante de las reales que determinan la formación de la niebla, lo que hace que los resultados finales puedan estar afectados de un error importante.

Tabla II. Distribución de frecuencias de las diferencias entre los valores de temperatura de formación observados y los correspondientes calculados con el modelo, para las series completas de las tres estaciones de estudio.

Intervalo ($T_f - T_{fc}$)	Nº de casos n	Pocentaje %
-9 a -8	1	.132
-8 a -7	1	.132
-7 a -6	3	.396
-6 a -5	8	1.057
-5 a -4	17	2.246
-4 a -3	38	5.020
-3 a -2	58	7.662
-2 a -1	75	9.908
-1 a 0	128	16.909
0 a 1	116	15.324
1 a 2	107	14.135
2 a 3	88	11.625
3 a 4	40	5.284
4 a 5	44	5.812
5 a 6	19	2.510
6 a 7	8	1.057
7 a 8	5	.661
8 a 9	1	.132
Total	757	100

Por lo tanto, si se quiere determinar la validez del modelo con la mayor exactitud posible, es necesario considerar sólo aquellos casos en los que se cumplan, con suficiente aproximación, las condiciones establecidas para la determinación del mismo. Para ello se eliminan de las series de trabajo aquellos casos que no cumplen con la condición de $e \approx cte$, dentro del intervalo de tiempo de pronóstico. El filtrado de las series se realiza con un criterio ya establecido por Labajo *et al.* (1989a), ampliado hasta los valores más extremos que aparecen en este trabajo.

Tabla III. Valores de los coeficientes de la regresión lineal $T_f = a + bT_{fc}$ de los coeficientes de correlación (r), y de parámetros estadísticos complementarios, cuando se aplica el modelo propuesto a cada una de las tres estaciones de estudio y al conjunto de todas ellas.

Estación	Coef. de la regresión a	regresión b	coeficiente de correl. r	Variación explicada r^2 (%)	F- test	Grados de libertad $n_1; n_2$	Nivel de probab. p
Salamanca	.727	.856	.925	85.5	1871.1	1;317	10^{-4}
Valladolid	.982	.845	.911	83.1	623.1	1;127	10^{-4}
Zamora	1.221	.888	.908	82.4	596.3	1;127	10^{-4}
Sa, Va, Za	.908	.854	.918	84.3	3098.7	1;575	10^{-4}

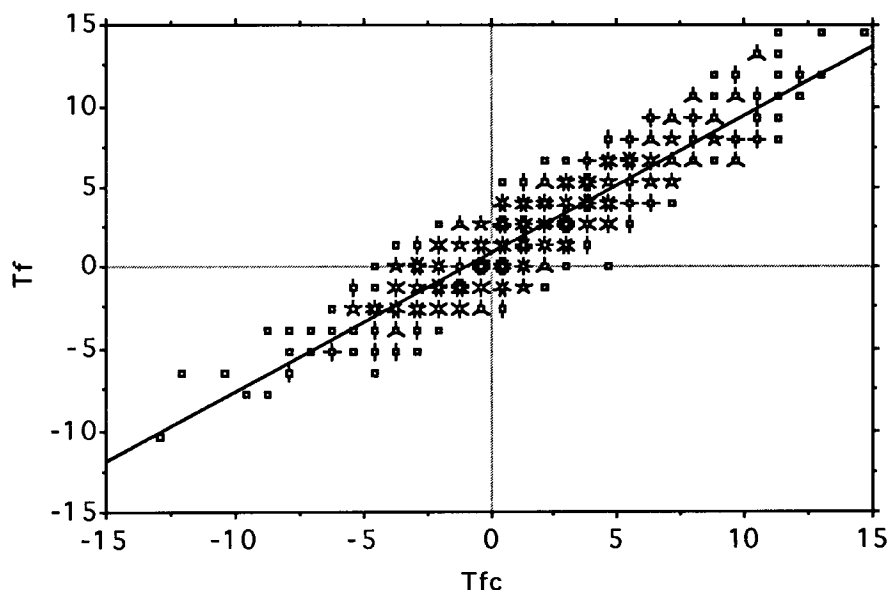


Fig. 3. Recta de regresión y diagrama de dispersión de los valores observados de T_f respecto de los calculados mediante el modelo ($^{\circ}\text{C}$), cuando se consideran las series filtradas de datos del conjunto de las tres estaciones de estudio.

El proceso de filtrado elimina el 27% de los datos, lo que concuerda bien con los porcentajes que, respecto a la misma cuestión, se dan en los trabajos antes citados. Las series filtradas se usan, nuevamente, para determinar los resultados de aplicación del modelo, los cuales se comparan con los correspondientes valores observados, como se ha hecho para la serie completa de datos. Los resultados obtenidos se muestran en la Tabla III. La gráfica de la Figura 3 corresponde a la recta de regresión y diagrama de dispersión de los valores observados de T_f respecto de los obtenidos con el modelo, para el conjunto de las tres estaciones de estudio.

Tabla IV. Distribución de frecuencias de las diferencias entre los valores de temperatura de formación observados y los correspondientes calculados con el modelo, para las series filtradas de las tres estaciones de estudio.

Intervalo ($T_f - T_{fc}$)	Nº de casos n	Pocentaje %
-5 a -4	1	.173
-4 a -3	6	1.040
-3 a -2	27	4.679
-2 a -1	65	11.265
-1 a 0	120	20.797
0 a 1	105	18.198
1 a 2	109	18.891
2 a 3	93	16.118
3 a 4	38	6.586
4 a 5	11	1.906
5 a 6	2	.347
Total	577	100

La distribución de frecuencias de las diferencias entre los valores observados de T_f y los calculados en cada uno de los casos considerados, para las series de datos filtrados, se muestran en la Tabla IV.

4. Análisis de los resultados

De los valores que aparecen en la Tabla I se puede observar que los resultados de la regresión entre los valores de temperatura de formación de niebla de radiación observados y los obtenidos por el modelo, son muy parecidos en todas las estaciones de trabajo. Los coeficientes de correlación son, también, del mismo orden de magnitud en todas las estaciones, con valores superiores a 0,80. Estos valores, y los de los parámetros de análisis de varianza, permiten aceptar que los resultados del modelo son altamente significativos.

Además, cuando se consideran las series de datos correspondientes al conjunto de las tres estaciones de estudio, los resultados que se obtienen son totalmente comparables a los obtenidos cuando se consideran individualmente. En consecuencia, parece lógico admitir que el modelo produce resultados equivalentes en cualquiera de las estaciones de estudio, a pesar de su diferente situación geográfica, su diferente entorno, y de aplicarlo en intervalos de tiempo distintos.

El hecho de que la actividad industrial no presente incidencia apreciable en los resultados del modelo se deriva de las características del propio modelo. La acción principal de tal actividad, para favorecer la formación de la niebla, consiste en el hecho de emitir al aire núcleos de condensación activos en cantidad importante. Como el modelo no incluye como parámetro la cantidad de núcleos de condensación activos, pues se admite que el aire contiene cantidad suficiente de tales núcleos (cosa que generalmente sucede, como se comprobó en un experimento sobre intensificación de precipitación -Precipitation Enhancement Project, P. E. P. -, que la O. M. M. realizó en 1979 en la cuenca del Duero), la incidencia de la actividad industrial en la temperatura de formación de la niebla es prácticamente nula, aunque pueda manifestarse en la densidad de la misma.

Los resultados de la Tabla II muestran claramente que la distribución de frecuencias de los errores del modelo (diferencia entre la T_f observada y la calculada con el modelo), considerados a intervalos de 1 K, resulta ser una distribución casi normal, ligeramente desviada hacia los valores positivos. Esto implica que el modelo produce resultados algo menores que la realidad. En más del 75% de los casos estudiados, las diferencias entre los valores observados de la temperatura de formación de la niebla y los obtenidos con el modelo se encuentran en un entorno de cero de amplitud 3 K.

Cuando se consideran las series filtradas de datos (Tabla III), los valores de los coeficientes de correlación aumentan considerablemente (todos son mayores que 0.90), y los parámetros del análisis de varianza son más significativos. En este caso, los resultados que se obtienen para las estaciones de estudio, tanto de forma individual como en conjunto, siguen siendo totalmente comparables. Esto era de esperar al haber eliminado de las series de trabajo aquellos datos que no cumplen con las condiciones con que se ha elaborado el modelo.

Cuando se analiza la distribución de frecuencias de las diferencias entre la T_f observada y la calculada con el modelo (Tabla IV), se observa que sigue siendo una distribución casi normal. Mantiene una ligera desviación hacia los valores positivos y es mucho más apuntada, pues en un entorno de cero de 3 K de amplitud se encuentran incluidos el 90% de los casos estudiados. Este último resultado indica el grado de bondad del modelo cuando se aplica a casos en los que se cumplen, aunque sólo sea de forma aproximada, las condiciones que han permitido su desarrollo.

5. Conclusiones

El análisis de los resultados obtenidos al verificar el modelo permite establecer, entre otras, las siguientes conclusiones:

Los valores que proporciona el modelo sin imponer ningún tipo de restricciones (series completas de datos) son suficientemente representativos. Cuando se filtran los datos de acuerdo con la hipótesis establecida para el desarrollo del modelo, los resultados mejoran notablemente.

En ambos casos, los resultados que se obtienen al aplicar el modelo propuesto en cada estación de trabajo, y en el conjunto de todas ellas, son totalmente comparables, lo que permite llegar a la conclusión de que el entorno de las estaciones donde se aplica el modelo, ya se encuentren situadas en núcleos urbanos, con actividad industrial importante o sin ella, o están alejadas de ellos, no presenta influencia apreciable en sus resultados.

Si admitimos como error asumible el modelo hasta ± 3 K, las distribuciones de frecuencias de $T_f - T_{fc}$, tanto para las series completas como para las series filtradas de datos, confirman la validez del modelo ya que dentro de este rango de error se encuentra siempre más del 75% de los casos estudiados.

Como conclusión final, consideramos que el modelo propuesto es un modelo relativamente sencillo, que permite el pronóstico de la temperatura de formación de la niebla de radiación con márgenes de error aceptables. Este modelo podría modificarse, a fin de mejorar sus resultados, para tener en cuenta las variaciones que puede sufrir el contenido de vapor de agua de la masa de aire donde se forma la niebla durante el periodo de pronóstico. Esta cuestión, y la de la determinación de la hora de formación de la niebla, serán objeto de otros trabajos ya iniciados.

Agradecimientos

Al I. N. M. de España, por las facilidades que nos han dado para la recopilación de las series de datos utilizadas en este trabajo.

REFERENCIAS

- Brown, R., 1980. Numerical study of radiation fog with an explicit formulation of the microphysics. *Roy. Met. Soc.*, **106**, 781-802.
- Byers, H. R., 1973. Elements of cloud physics. The University of Chicago Press, 191.
- Fitzjarrald, D. R., G. G. Lala, 1989. Hudson valley fog environments. *J. Appl. Meteor.*, **28**(12), 1303-1328.
- Gerber, H., 1984. Liquid water content of fogs and hazes from visible light scattering. *J. of Climate Appl. Meteor.*, **23**(8), 1247-1252.
- Gómez, B. and C. G. Smith, 1984. Atmospheric pollution and fog frequency in Oxford, 1926-1980. *Weather*, **39**(12), 389-394.
- Jiusto, J. E. and G. G. Lala, 1979. Thermodynamics of radiation fog formation and dissipation: a case study. *J. de Recherches Atmospheriques*, **13**(4). Clermont-Ferand.
- Jiusto, J. E., 1980. Radiation fog formation and dissipation: a case study. *J. de Recherches Atmospheriques*, **14**(3/4), 391-397. Clermont-Ferrand.

- Labajo, J. L., A. Labajo, M. J. Izquierdo, 1989a. Estudio de algunas relaciones humedad relativa temperatura del aire. Actas de las XVII Jornadas Científicas de la A. M. E. Meteorología y Climatología Ibéricas (J. Garmendia, C. Tomás, J. Labajo, Eds.). Ediciones Univ. de Salamanca.
- Labajo, J. L., S. C. Tomas, F. de Pablo, 1989b. Estudio de una relación lineal entre la humedad relativa y la temperatura del aire. *Anal. Fis.*, Serie B, **85**, 92-98.
- Labajo, J. L., F. de Pablo, E. L. García, 1991. An equation relating temporal changes of relative humidity and temperature: case of variable intervals of time. *Atmósfera*, **4**(4), 257-264.
- Moran, F., 1944. Apuntes de Termodinámica de la Atmósfera. I. N. M., Publicaciones serie B (Textos), No. 4 (Ed. Facsímil 1984), Madrid, 345 pp.
- Pruppacher, H. R. and J. D. Clett, 1978. Microphysics of clouds and precipitation. D. Reidel Publishing Co., 713 pp.
- Tschirart, G., 1979. Le brouillard en France. *La Météorologie*, 45-66.
- Tverskoi, P. N., 1965. Physics of the atmosphere. Israel prog. for Scientific Translations, 561 pp.
- Tyabotov, A. and A. P. Tikhonov, 1982. Indication of the origen and evolution of radiation fog with the aid of a lidar. *Meteorologiya i Gidrologiya*, 42-47.