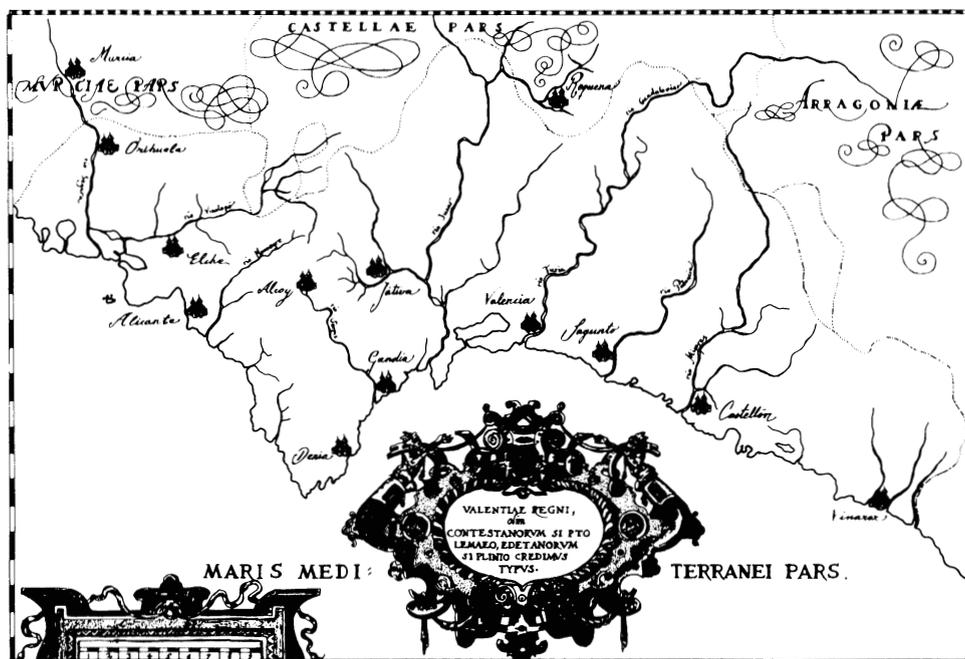


INVESTIGACIONES GEOGRÁFICAS

INSTITUTO UNIVERSITARIO DE GEOGRAFÍA
UNIVERSIDAD DE ALICANTE



ANALES DE LA UNIVERSIDAD DE ALICANTE
INSTITUTO UNIVERSITARIO DE GEOGRAFÍA
ENERO-ABRIL 2004

33

EVOLUCIÓN DEL VAPOR DE AGUA EN LA INTERFASE ATMÓSFERA-MAR DEL SURESTE ESPAÑOL*

J. Quereda, E. Montón, J. Escrig, A. Ruescas y B. Mollá

Área de A.G.R. Laboratorio de Clima
Universitat Jaume I (Castellón)

RESUMEN

Uno de los mayores retos actuales de la climatología mediterránea es la detección de alguna señal de alerta ante el aumento térmico y disminución de las precipitaciones previstas en la mayor parte de los modelos teóricos de Cambio Climático. El objetivo de nuestro trabajo concierne a un proceso básico escasamente tratado hasta ahora y que bien podría constituir un verdadero talón de Aquiles en la hipótesis sobre el Cambio Climático. Si la elevación regional de las temperaturas es un proceso real, la evaporación en las aguas superficiales del Mediterráneo ha de haber aumentado simultáneamente. ¿Dónde está ese vapor? Una cuestión ciertamente no menor por cuanto ese vapor es el principal gas de efecto invernadero y cuya retroacción sería la responsable de la mayor parte de los aumentos térmicos, tanto de los actuales como de los futuros previstos por los modelos teóricos.

Palabras clave: vapor de agua, cambio climático, aumento de las temperaturas, efecto de invernadero, climatología mediterránea.

ABSTRACT

Detection of some warning signs of the effects of climate change (rising temperature and scarce precipitation) is one of the greatest challenges in Mediterranean climatology. The objective of this paper concerns a basic process little studied as of yet and one of the weaknesses in the climate change hypothesis: if the increase in regional temperatures is real, then the evaporation in the skin surface of the Mediterranean sea should have

* Proyecto REN 2002, «Evolución del vapor de agua en la atmósfera mediterránea», Ministerio de Ciencia y Tecnología.

increased at the same time; but where is that excess vapor? This question is relevant because water vapor is the main atmospheric trace gas in the greenhouse effect and its action causes most of the present and future thermal increases forecast by theoretical models.

Key words: water vapour, climate change hypothesis, rising temperature, greenhouse effect, mediterranean climatology.

1. La evolución térmica registrada en la región mediterránea española

La evolución de la temperatura media anual a partir de las series disponibles de los observatorios del Mediterráneo español, regiones de Valencia y de Murcia, pone de manifiesto una tendencia, no significativa, de calentamiento climático (Fig. 1).

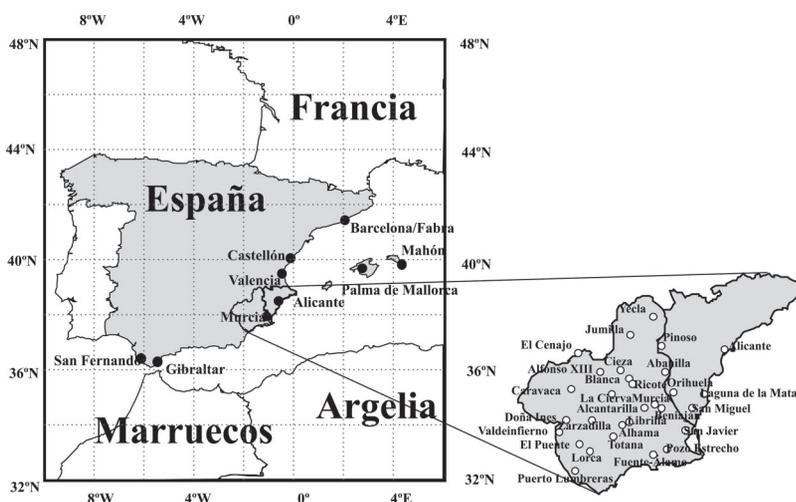


FIGURA 1. Mapa de los observatorios utilizados en el estudio de la evolución térmica regional.

Esta tendencia media regional, alcanza valores de 0.5°C entre 1950 y 2000. Sin embargo, los diferentes valores entre observatorios urbanos y rurales y las diferencias de comportamiento entre el acusado ascenso de las temperaturas mínimas y el sostenimiento de las temperaturas máximas, sugieren una heterogeneidad de calentamiento y ciertas dudas sobre su verdadera naturaleza. A este respecto, y como hemos demostrado (QUEREDA et al., 2000), una parte de esa elevación de la temperatura, 0.5°C a lo largo de la segunda mitad del siglo XX, podría estar causada por el efecto urbanización. El resultado de este proceso se habría venido traduciendo especialmente en un aumento de las temperaturas mínimas mucho más acusado que en las temperaturas máximas (Fig. 2).

Este fenómeno de elevación de las temperaturas, en la región mediterránea, se ha revelado mucho más intenso en los tres observatorios enclavados en urbes con más de 100.000 habitantes (Alicante, Murcia y Elche) que en los ubicados sobre núcleos de inferior demografía. Consecuentemente el proceso de calentamiento registrado, al margen de las alteraciones de vapor y nubosidad que en este estudio se analizan, parece rehuir su atribución a otras causas que no sean las del efecto de urbanización (Fig. 3).

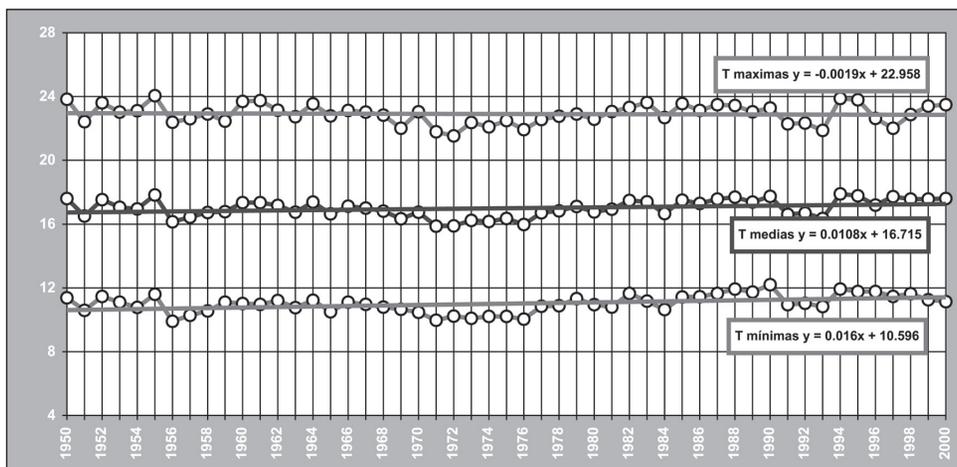


FIGURA 2. Evolución y tendencia de las temperaturas medias anual, máxima y mínima en los observatorios de la Región de Murcia y de la Provincia de Alicante. Fuente: I.N.M. y elaboración propia.

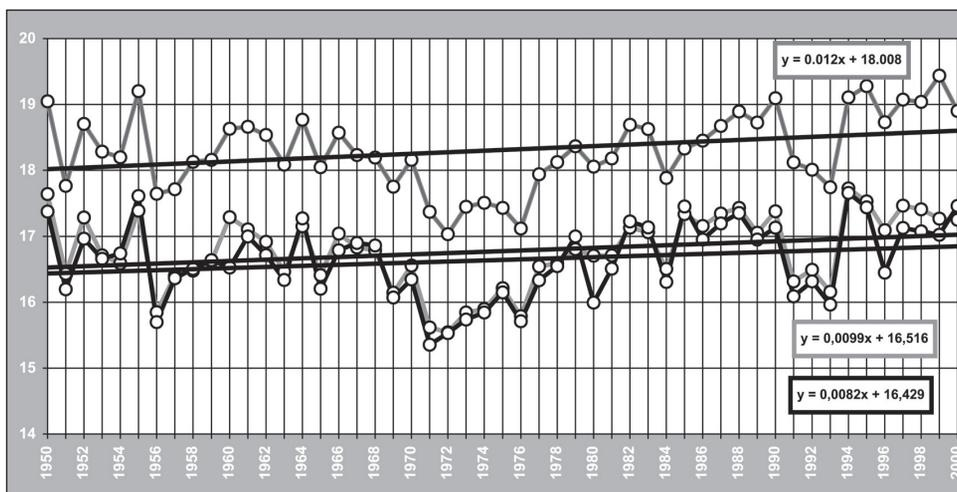


FIGURA 3. Evolución y tendencia de la temperatura media anual en los observatorios urbanos de Murcia, Elche y Alicante, así como en los restantes observatorios «más rurales». Fuente: I.N.M. y elaboración propia.

Este escenario climático regional, configurado por la elevación progresiva de las temperaturas, se muestra conforme al establecido, como escenario global, en las bases científicas del último informe de las Naciones Unidas IPCC, Climate Change 2001. Estas bases indican que el incremento global de la temperatura durante el siglo XX ha sido de $0.6\text{ }^{\circ}\text{C} \pm 0.2\text{ }^{\circ}\text{C}$. Un incremento térmico que para el rango de escenarios desarrollado en el IPCC, Special Report on Emision Scenarios (SRES), va a suponer un calentamiento global entre $1.4\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $5.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ hacia el año 2100.

2. Una cuestión clave

Ante esta tendencia de calentamiento y su importancia, el objetivo del presente trabajo concierne a una cuestión clave. Si la elevación regional de las temperaturas es un proceso real, y no urbano, la evaporación en las aguas superficiales del Mediterráneo ha de haber aumentado simultáneamente. ¿Dónde está ese vapor? Una interrogante que permanece como un verdadero talón de Aquiles de la hipótesis sobre el Cambio Climático. En síntesis, el presente trabajo tiene por objetivo la determinación de la tendencia seguida por la cantidad de vapor de agua contenido en la atmósfera regional.

Esta extraordinaria concreción y simplicidad del objetivo de nuestro estudio no impide que alcance cotas de la mayor importancia. En efecto, como hemos señalado, ese vapor es el principal gas de efecto invernadero. Tan sólo baste recordar que sin la atmósfera y su vapor la temperatura nocturna del planeta descendería hasta los $-150\text{ }^{\circ}\text{C}$ y ascendería a $100\text{ }^{\circ}\text{C}$ durante el día. Ya en la realidad, con la atmósfera sobre el Planeta, el vapor de agua es, junto a la radiación solar, el elemento que controla el régimen térmico diario y consecuentemente una parte importante de su mismo valor. Así, sobre la superficie terrestre, las amplitudes térmicas diarias registradas son variables: tan sólo $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ de amplitud sobre las selvas congolesas y amazónicas con humedades relativas del 95 al 100 %, y oscilaciones superiores a los $50\text{ }^{\circ}\text{C}$ sobre el Sahara con humedades relativas del 20 al 25 %, siendo el CO_2 semejante en ambos lugares. De este modo, el vapor de agua se nos muestra como el elemento clave del efecto de invernadero. Es más, su misma retroacción sería la responsable de la mayor parte de los aumentos térmicos, tanto de los actuales como de los futuros previstos por los modelos teóricos (D. CARIOLLE, 1955).

No obstante, y más allá de estos efectos térmicos, otra vertiente crucial del aumento de las interacciones entre las temperaturas y el vapor de agua, concierne a la existencia de posibles alteraciones del ciclo hidrológico. En una atmósfera enriquecida de gas carbónico y experimentando un efecto de invernadero adicional, la región mediterránea estaría caracterizada por una ralentización del ciclo hidrológico en base al exceso de la evapotranspiración sobre la precipitación (P. BARTHELET et al., 1998). Bien que estos parámetros climáticos esenciales son difíciles de calcular y modelizar, la excelente red de observatorios meteorológicos de la región de Murcia, nos ha permitido una adecuada modelización de los elementos climáticos básicos que intervienen en el ciclo del agua. Estos elementos han sido los registros de las precipitaciones (P) y el cálculo de las evapotranspiraciones potenciales (ETP) y reales (ETR). Elementos de cuyas interacciones surge el concepto básico de la escorrentía total o recursos hídricos disponibles (E) o aportaciones en régimen anual (A):

$$E(A) = P - ETR$$

Consecuentemente y dadas las estrechas relaciones existentes entre los elementos climáticos que intervienen en el ciclo hidrológico natural, ha sido posible establecer la función de ajuste que vincula las escorrentías totales con las precipitaciones. Los resultados obtenidos sobre los veinte observatorios de mayor longitud de observación y homogeneidad de datos de la Comunidad de Murcia han dado un ajuste bastante aceptable (Fig. 4). Este ajuste ha permitido poner de manifiesto que con tan solo un aumento térmico de $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, se asistiría a una reducción del 15 % en los recursos hídricos disponibles, reflejando el notable aumento de las evapotranspiraciones en todas las ocasiones en que tal escenario térmico se produce.

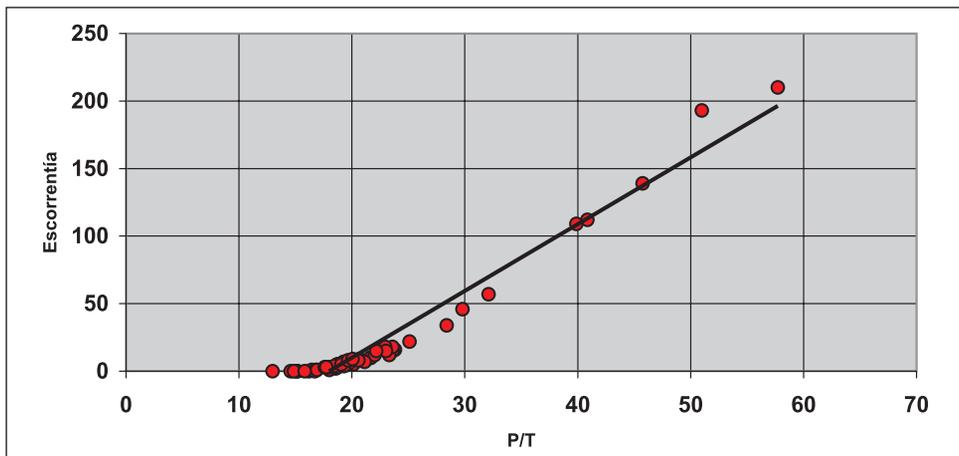


FIGURA 4. Relación entre la escorrentía regional y los valores de P y T.

3. Una lamentable paradoja

Factor clave del tiempo y del clima, es decir del mismo sistema climático, el vapor de agua constituye al mismo tiempo una de las mayores incertidumbres atmosféricas. En efecto, energía y agua son los ingredientes clave de nuestro sistema de tiempo y clima. Ambos están intrínsecamente y complejamente unidos en su transporte y transformación a los procesos esenciales del tiempo y del clima. De tal modo que las principales características de tiempo y clima están determinadas por las interacciones de agua y energía. No obstante, los procesos y efectos parecen ser muy complejos y lamentablemente poco conocidos. En este sentido, puede señalarse la ignorancia que existe sobre la retroalimentación de calor latente que la condensación engendra en la atmósfera.

Paradójicamente pues nuestro actual conocimiento de los ciclos globales y regionales de esos elementos es muy pobre. De ahí que constituyan uno de los principales objetivos del *Global Energy and Water Cycle Experiment* (GEWEX). Actualmente puede considerarse que mientras el balance energético está caracterizado por importantes intercambios radiativos con el espacio, la Tierra es un sistema cerrado con respecto al agua. La irradiación media en la cima de la atmósfera es de 345 W/m^2 . Las principales fuentes de energía para la atmósfera son de 65 W/m^2 por absorción de la energía solar y de 80 W/m^2 debido a la evaporación y subsiguiente condensación. Simultáneamente, más de la mitad de la energía que la superficie terrestre pierde es a través de la evaporación del agua. De este modo, el papel del agua y del vapor de agua son de gran importancia en la determinación de los balances energéticos, tal y como se pone de manifiesto en la figura adjunta (Fig. 5).

Consecuentemente, la nubosidad es uno de los más importantes elementos del tiempo. Sus efectos en el balance de radiación planetaria son, sin embargo, opuestos. Reflexión de energía solar y absorción de la misma se traducen respectivamente en enfriamiento y calentamiento. El resultado neto de esos efectos opuestos es un enfriamiento. A partir de las más recientes observaciones de satélites se puede estimar que, en cifra media global de efecto invernadero, la nubosidad proporciona un calentamiento de 30 W/m^2 , mientras que el albedo determina un enfriamiento de 45 a 50 W/m^2 (V. RAMANATHAN et al., 1989; en W. J. INGRAM, 1989).

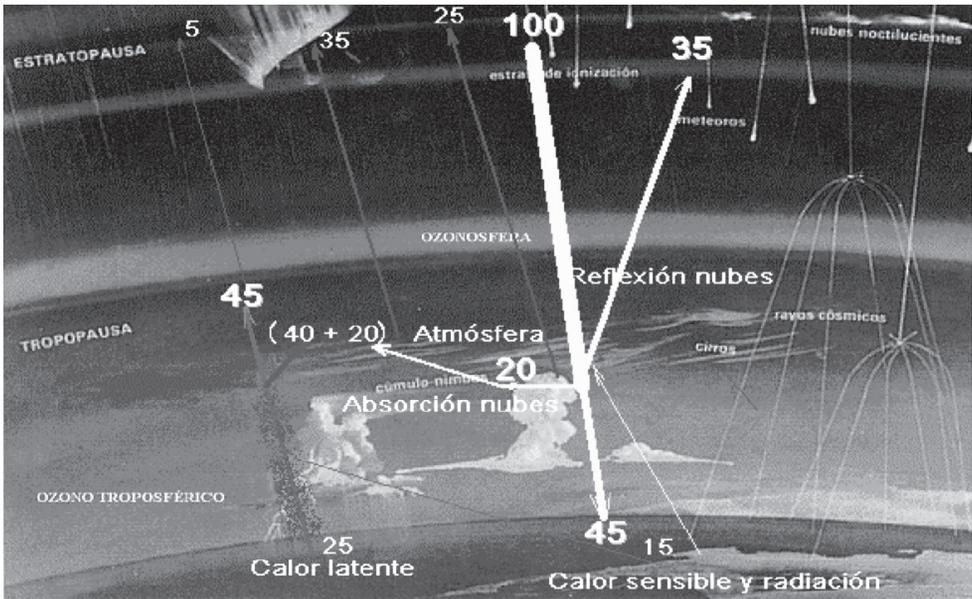


FIGURA 5. Balance de energía entre la Tierra y su atmósfera.

No obstante y aun asumiendo este balance en procesos tan complejos, las dudas surgen nuevamente en lo que concierne a las variaciones de nubosidad con el paso de un clima más fresco a otro más cálido. Así, una de las primeras tentativas de modelización (E.C. BARRET, 1976) estimaba que con el paso a una Europa más cálida se produciría una disminución en la nubosidad. Sin embargo, más recientemente, los modelos cálidos empleados sugieren que, con excepción de algunas áreas en Europa Central, la cantidad de nubes se incrementarían. Ello es explicado por dos razones (A. HENDERSON-SELLERS, 1986). La primera es el incremento en la frecuencia de situaciones de bloqueo que conlleva el calentamiento del clima. Las depresiones asociadas serían más frecuentes sobre el área mediterránea. La segunda razón es el incremento de la convectividad aparejado a unos océanos y mares más cálidos y con mayor desarrollo de nubosidad.

Para añadir mayores incertidumbres, la respuesta de las nubes ante una duplicación del CO_2 ha sido simulada por los modelos de Circulación General del *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory*, en Princeton (New Jersey); del *Goddard Institute of Space Sciences*, en Nueva York; y el *National Center for Atmospheric Research*, en Boulder, Colorado. Todos ellos coinciden en una cierta reducción de las nubes medio-troposféricas, y en una mayor medida de aquéllas de la troposfera superior. Esta reducción de las nubes medio y altotroposféricas disminuiría el albedo planetario, dando una retroalimentación positiva. La diferencia fundamental radica en la respuesta de las nubes bajas, que afectan, básicamente, al albedo planetario. Pueden incrementar lo suficiente como para que la reflexión extra de luz solar casi compense la retroalimentación positiva de las nubes altas, o disminuir bastante como para añadir una nueva y potente retroalimentación positiva (W.J. INGRAM, 1989).

Lamentablemente, la importancia del agua atmosférica a través del sistema nuboso, adolece de medidas insuficientes y poco fiables. Las series de nubosidad obtenidas en los observatorios españoles mediante heliógrafos de Cambell Stokes, ofrecen tales contrastes y

contradicciones entre estaciones vecinas que resulta infundada cualquier deducción sobre su efecto en las temperaturas. En cambio, sí tiene un mayor fundamento interrogarnos sobre el efecto que el aumento térmico debe haber provocado sobre el proceso de evaporación en los mantos líquidos regionales. En efecto, como hemos afirmado, si el aumento de las temperaturas estuviese siendo un proceso real, la humedad debería estar aumentando simultáneamente en las capas de la interfase mar-atmósfera: ¿Dónde está ese vapor?

4. Los datos y su coherencia espacial

Los datos utilizados para responder a esta importante cuestión u objetivo del estudio pertenecen a la red de observatorios de primer orden del I.N.M. Esta red es la correspondiente a la región climática mediterránea española, regiones de Valencia y de Murcia, definida por la clasificación Csa, Csb y BW-BS de Köppen (Fig. 6). La delimitación se ha establecido en función de un criterio de homogeneidad climática y geográfica al constituir parte de la vertiente peninsular que limita la Cuenca Occidental del Mediterráneo, foco esencial de los procesos de evaporación concernientes al aumento térmico estudiado. En conjunto, el estudio comprende un total de 6 observatorios con datos del período 1951-2000. Los datos de base (I.N.M., Instituto Nacional de Meteorología) han sido las medias mensuales de la humedad relativa, Hr, y las medias mensuales de temperatura.



FIGURA 6. Mapa de los observatorios utilizados en el estudio tras las operaciones de control de calidad.

Dado que la validez de toda conclusión sobre la evolución del clima depende de la calidad de los datos, todas las series utilizadas han sido sometidas a un cierto número de operaciones de control. La primera de ellas ha consistido en testear la continuidad y la coherencia espacial de las medidas. Seguidamente, los valores aberrantes por significación estadística así como los huecos, bien por carencia o generados en el control, han sido puestos en evidencia y reconstituidos con la ayuda de una interpolación simple con las

medias de los observatorios más próximos y de mejor coeficiente de correlación, $r > 0.7$. Y finalmente se ha procedido a comprobar la homogeneidad interna de las series.

De entre los primeros tests de homogeneidad interna, la Organización Meteorológica Mundial recomienda en diversos estudios la aplicación de las llamadas pruebas no paramétricas (O.M.M., 1990; J.M. MITCHELL, Jr. et al., 1966; A. NAYA, 1989; J.M. JANSÁ GUARDIOLA, 1969; H.C.S. THOM, 1966; R. SNEYERS, 1975), insensibles a la distribución que adopten las series climáticas. Y entre ellas se destaca la prueba de rachas o secuencias, empleada por Thom. De las seis series analizadas en el estudio, sólo Valencia y Almería resultaban no homogéneas en base al test de rachas. Visualizadas en comparación con la mejor serie en los resultados del test, Murcia, se observa un claro salto en los datos para el periodo 1951-1968 en Almería y 1965-1986 en Valencia. Ambos se corrigen siguiendo el método de las diferencias, recomendado y usado en distintas publicaciones (O.M.M., 1990; J.M. MITCHELL, Jr. et al., 1966; P.D. JONES et al., 1985, 1986).

5. La transformación de humedades relativas (Hr) en tensión de vapor (e)

Una vez realizadas todas las operaciones para el necesario control de calidad de las series de humedad relativa, hemos calculado los valores de la humedad absoluta o de la tensión del vapor de agua en la atmósfera mediterránea. En nuestro caso, esta fase ha consistido en la obtención de las series mensuales de tensión de vapor (e) en mb (hPa). Esta relación de tensiones resulta de:

$$\text{Hr (\%)} = 100 \cdot \frac{e}{e_s}$$

Para ello hemos empleado la tabla de tensiones basada en la ecuación de Clausius-Clayperon que refleja la presión máxima de vapor de agua con respecto al agua líquida:

$$\frac{de_s}{dT} = L \frac{e_s}{R_v T^2}$$

Una ecuación que, con R de constante universal de los gases referida a un gramo de vapor de agua, si el calor latente, L, o calor absorbido por un gramo de agua saturado de vapor, fuese realmente constante, podría integrarse, resultando para e_s una función creciente de la temperatura

$$\ln \cdot \frac{e_s}{e} = \frac{L}{R_v} \cdot \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right)$$

Sin embargo, dado que los calores latentes son variables en función de la temperatura, para encontrar la expresión analítica de la presión de saturación deberemos integrar numéricamente la expresión anterior de Clausius-Clayperon. Integración que puede llevarse a cabo con la ecuación de Magnus o Tetens, con T en °C (F. ELIAS y F. CASTELLVI, 1996):

$$e_s(\text{HPa}) = 6.11 \cdot e^{\frac{17.67T}{T+243.5}}$$

Con ello ha sido posible establecer la evolución y valor de la tendencia que este importantísimo gas atmosférico ha mostrado sobre la región climática mediterránea española. Dado que el examen se establece sobre las tendencias, no es necesario tener en cuenta la ley del decrecimiento de la tensión del vapor con la altura.

6. Conclusiones: la evolución de la tensión de vapor en la región mediterránea española

Todas estas operaciones han permitido obtener la evolución del vapor de agua sobre la región mediterránea española entre 1951 y 2000, es decir, durante el período en que mayor ha sido la elevación de las temperaturas. Esta evolución muestra una ligerísima tendencia

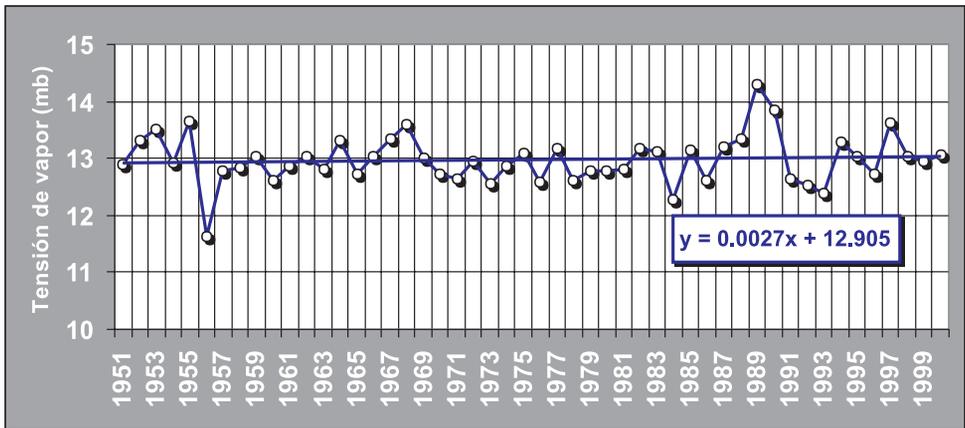


FIGURA 7. Evolución de la tensión de vapor (mb) en los 4 principales observatorios peninsulares (Valencia, Alicante, Murcia y Almería).

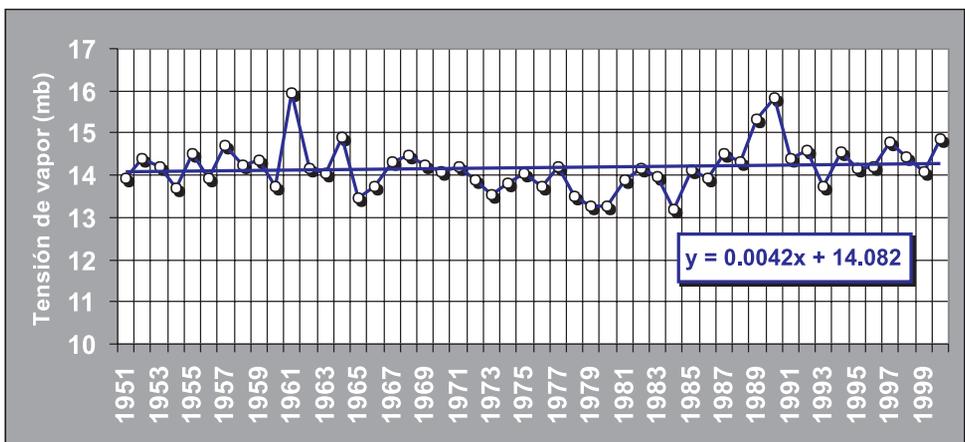


FIGURA 8. Evolución de la tensión de vapor (mb) en los 2 principales observatorios insulares de la región (Palma y Mahón).

ascendente cuyo valor no es significativo. La figura 7 corresponde a la evolución del vapor en los cuatro principales observatorios peninsulares de la región estudiada (Valencia, Alicante, Murcia y Almería). En la figura 8 se han promediado los valores correspondientes a los observatorios insulares de Palma y Mahón. Consecuentemente, la evolución manifestada y su valor de tendencia se mantienen dentro de lo que constituye la variabilidad natural del vapor de agua en la interfase mar-atmósfera de la región mediterránea. En todo caso el valor de tendencia obtenido no se corresponde con el fuerte impacto que con tan sólo una elevación térmica de 0.5 °C se produce en el ciclo hidrológico.

Bibliografía

- ALEXANDERSSON, H. (1986): «A homogeneity test applied to precipitation data». *International Journal of Climatology*, 6, pp. 661-675.
- ALEXANDERSSON, H. and MOBERG, A. (1997): «Homogenization of swedish temperature data. Part I: Homogeneity test for linear trends». *International Journal of Climatology*, 17, pp. 25-34.
- ANDRÉ, J.C., ROYER, J., (1999): «Fluctuations à court terme du climat et l'interprétation des observations recentes en termes d'effet de serre», *La Météorologie*, 8^a, série, 28, 12-22.
- BARTHELET, P. et al. (1998): «Global coupled simulations of climate change due to increased atmospheric CO₂ concentration», *C. R. Acad. Sci. Paris*, 326, série IIa, pp. 677-684.
- BARRET, E. C. (1976): «Cloud and thunder». *The Climate of the British Isles*. London, pp. 144-1200.
- CARIOLE, D. (1995): «Debat sur le changement climatique», *La Météorologie*, 8^a série, n° 11, pp. 52-60.
- ELIAS CASTILLO, F. Y CASTELLVÍ SENTIS, F. (1996): *Agrometeorología*, Ministerio de Agricultura, Pesa y Alimentación, MP, 517 pp.
- HENDERSON-SELLERS, A. (1986): «Cloud changes in a warmer Europe». *Climatic Change*, 8, 1, pp. 25-52.
- HENDERSON-SELLERS, A. (1986): «Increasing cloud in a warming world». *Climatic Change*, 9, 3, pp. 267-310.
- HENDERSON-SELLERS, A. and GORNITZ, V. (1984): «Possible climatic impacts of land cover transformations, with particular emphasis on tropical deforestation». *Climatic Change*, 6, 3, pp. 231-258.
- INGRAM, W. J. (1989): «Modelling cloud feedbacks on climate change». *Weather*, 44, 7, pp. 303-311.
- IPCC (1992): «Climate Change: The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment», J. T. HOUGHTON, B. A. CALLENDER and S. K. VARNEY (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, UK, 198 pp.
- IPCC Working Group I Third Assessment Report (2001): Climate Change 2001: The Scientific Basis. Draft version in <http://www.gcrio.org/online.html>. 18 pp.
- IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change). (1990): «Climate Change: the IPCC Scientific Assessment», J. T. HOUGHTON, G. J. JENKINS and J. J. EPHRAUMS (eds.) Cambridge University Press, Cambridge, UK, 365 pp.
- IPCC Working Group I Third Assessment Report (2001): Climate Change 2001: The Scientific Basis. Draft version in <http://www.gcrio.org/online.html>. 18 pp.
- JANSA GUARDIOLA, J. M. (1969): *Curso de climatología*. Servicio Meteorológico Nacional, Publicaciones Serie B-19 445 pp.
- JONES, P. D. (1994b): «Recent warming in global temperature series». *Geophysical Research Letters*, 21, pp. 1149-1152.
- JONES, P. D., RAPER, S. C. B., SANTER, B., CHERRY, B. S. G., GOODESS, C., KELLY, P. M. and WIGLEY, T. M. L. (1985): *A grid point surface air temperature data set for the Northern Hemisphere*. TR022, Department of Energy. 251 pp.
- JONES, P. D., RAPER, S. C. B., and WIGLEY, T. M. L. (1986): «Southern hemisphere surface air temperature variations: 1851-1984». *Journal of Climate And Applied Meteorology*, 25, 9, pp. 1213-1230.

- JONES, P. D., RAPER, S. C. B., BRADLEY, R. S., DIAZ, H. F., KELLY, P. M. and WIGLEY, T. M. L. (1986): «Northern hemisphere surface air temperature variations: 1851-1984». *Journal Of Climate and Applied Meteorology*, 25, 2, pp. 161-179.
- JONES, P. D. (1996): «1995-The warmest year on record (so far)». Draft Press Release for January 1996. Web Homepage of the Climatic Research Unit, University of East Anglia, Norwich, England.
- JONES, P.D., PARKER, D.E., OSBORN, T.J., and BRIFFA, K.R. (2000): Global and hemispheric temperature anomalies—land and marine instrumental records. In *Trends: A Compendium of Data on Global Change. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tenn., U.S.A.*
- MITCHELL, Jr, J. M., DZERDZEEVSKII, B., FLOHN, H., HOFMEYR, W. L., LAMB, H. H., RAO, K. N. and WALLÉN, C. C. (1966): *Climatic Change*. Technical note nº 79, W.M.O. Ginebra.
- NAYA, A. (1989). *Problemas de Meteorología Superior*. I. N. M., Publicaciones B-24, 258 pp.
- ORGANIZACIÓN METEOROLÓGICA MUNDIAL (1990): *Guía de prácticas meteorológicas*. O. M. M., OMM-Nº 100, Ginebra.
- QUEREDA SALA, J., GIL OLCINA, A., OLCINA CANTOS, J., RICO AMORÓS, A. MONTÓN CHIVA, E. and ESCRIG BARBERÁ, J. (2000): «Le réchauffement climatique à l'Espagne». *La Météorologie*, 32, pp. 40-46. Société M. de France, Paris.
- QUEREDA SALA, J., GIL OLCINA, A., PÉREZ CUEVA, A., OLCINA CANTOS, J., RICO AMORÓS, A. and MONTÓN CHIVA, E. (2000): «Climatic warming in the Spanish Mediterranean: Natural Trend or Urban effect», *Climatic Change*, 46, 4. Univ. de Stanford, Kluwer Academic.
- SNEYERS, R. (1975): «Sur l'analyse statistique des séries d'observations». *Organisation Météorologique Mondiale*, Note technique nº 143.
- THOM, H. C. S. (1966): «Some methods of climatological analysis». *Organización Meteorológica Mundial*, Nota técnica nº 81, OMM-Nº 199, Ginebra.
- VINNIKOV, K. Ya, GROISMAN, P. Ya and LUGINA, K. M. (1994): «Global and hemispheric temperature anomalies from instrumental surface air temperature records». pp. 615-627. En *Trends'93: A Compendium of Data on global change*. ORNL/CDIAC-65, Oak Ridge, Tenn, USA.
- VINNIKOV, K. Ya. et al. (1987): «Mean Air Temperature variations of the Northern Hemisphere for 1841-1985». *Soviet Meteorology*, 1, pp. 37-45.