

El polvo mineral desértico en el balance radiativo Tierra-Atmósfera

Omaira García^{1,2}, Ana M. Díaz¹, Francisco J. Expósito¹,
Juan P. Díaz¹, Miguel Hernández² y Cristina Cardós²

¹Universidad de La Laguna, Tenerife

²AEMET, Tenerife

El aumento observado del promedio mundial de la temperatura del océano y de la atmósfera, el deshielo generalizado de la criosfera y el aumento del promedio mundial del nivel del mar evidencian el calentamiento inequívoco del sistema climático.

Balance Radiativo en el Sistema Tierra-Atmósfera

La radiación solar es la principal fuente de energía para el sistema Tierra-Atmósfera y, directa o indirectamente, es la responsable de todos los fenómenos que afectan a la meteorología y climatología del mismo. Este sistema intercepta la radiación solar, reflejando parte de la misma y absorbiendo el resto, de tal forma que la energía absorbida en el espectro de onda corta o solar (0.2-4.0 μm) está en perfecto equilibrio con la emitida al espacio en el espectro de onda larga (4-100 μm). Sin embargo, existen diversos factores que pueden modificar este equilibrio. Cuando eso ocurre, los cambios en el balance radiativo del sistema se traducen, por ejemplo, en cambios en la configuración de la circulación atmosférica o en la temperatura.

Estos cambios ya han sido registrados. Por ejemplo, la variación en la temperatura superficial del planeta puede observarse en la figura 1, donde se muestran las anomalías de temperatura continental y mundial en el último siglo y las simulaciones realizadas por diversos modelos climáticos para evaluar las tendencias registradas, contempladas en el Cuarto Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático [IPCC, 2007]. En ellas se observa claramente que considerar únicamente la influencia de factores naturales como la variación solar y la actividad volcánica, representados por la banda sombreada en azul, no son

suficientes para reproducir adecuadamente los cambios de temperatura observados, siendo necesario la inclusión de los factores antropogénicos dados por los gases de efecto invernadero (GEI) y los aerosoles atmosféricos, representados por la banda sombreada en rosa.

Para cuantificar estos factores se introduce en la literatura el concepto de forzamiento radiativo (*radiative forcing*), el cual da cuenta de la variación de los niveles de radiación debidos a cambios en algún componente atmosférico. De las simulaciones anteriores se observa que, esencialmente, la alteración de las condiciones de equilibrio radiativo se puede atribuir, por una parte, a la variación en la concentración de los gases de efecto invernadero (principalmente dióxido de carbono, metano, óxido nítrico y halocarburos) los cuales tienen asociado un forzamiento radiativo

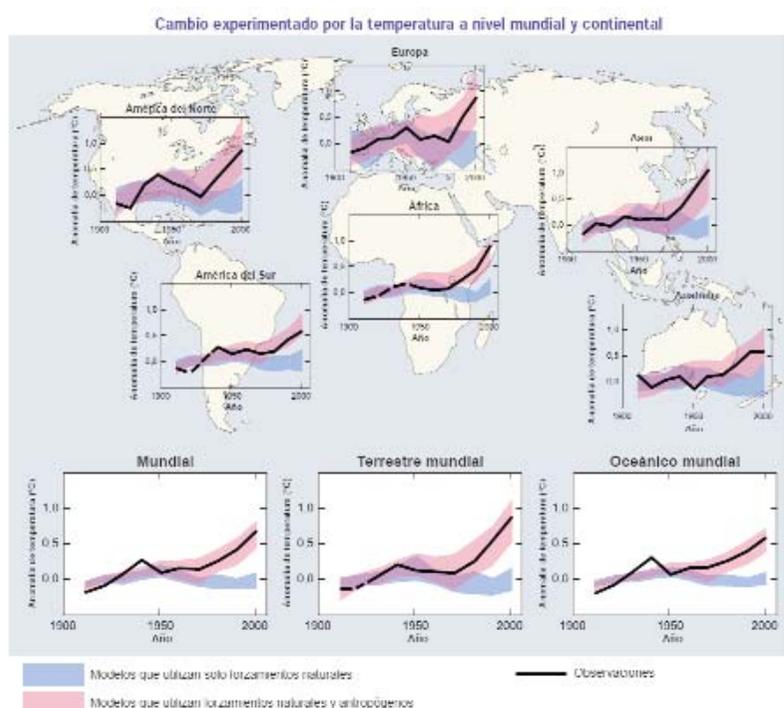


Figura 1

Comparación entre la temperatura superficial observada a escala continental y mundial y las simulaciones realizadas por modelos climáticos, considerando factores naturales o naturales y antropogénicos [IPCC, 2007]. Se incluyen los promedios decenales de las observaciones en el período 1906-2005 (línea negra) respecto de la fecha central del decenio

positivo, contribuyendo así al aumento de la temperatura del sistema. Según el IPCC [2007] este efecto se encuentra bien caracterizado a nivel global, siendo aproximadamente de $+2.6 \pm 0.26 \text{ Wm}^{-2}$. Por otro lado, debe tenerse en cuenta la influencia de los aerosoles atmosféricos. Si bien, mientras que en las últimas décadas el análisis del cambio climático se ha centrado en la mejora del conocimiento de los GEI, la influencia de los aerosoles atmosféricos constituye en la actualidad una de las principales incertidumbres en el balance radiativo del sistema climático. De hecho, según el IPCC [2007] su incertidumbre es del orden de los valores de su forzamiento radiativo. Por todo ello, es fundamental aumentar el conocimiento de las propiedades de los aerosoles, así como cuantificar sus efectos en el balance de energía en el sistema Tierra-atmósfera, mejorando así la comprensión actual del sistema climático.

Aerosoles Atmosféricos

Los aerosoles atmosféricos se definen como aquellas partículas sólidas o líquidas suspendidas en la atmósfera, cuyos tamaños oscilan entre las centenas y las milésimas de micra. La mayor parte de los aerosoles poseen un origen natural, siendo los ejemplos más notorios las partículas de sal del rocío marino o el polvo mineral de los desiertos, que con frecuencia es transportado a enormes distancias. También cabe destacar los generados en ambientes urbano-industriales como los sulfatos, hollín o nitratos.

Estos componentes atmosféricos ejercen tres tipos de efectos con consecuencias en el balance de energía en el sistema Tierra-atmósfera:

1.- Modifican directamente el balance radiativo, ya que son capaces de absorber y dispersar la radiación solar. Esto es debido a que el tamaño de estas partículas es comparable a la longitud de onda de la radiación proveniente del Sol, con lo que pueden interactuar eficazmente con ésta, reduciendo así la irradiancia solar total que alcanza la superficie de la Tierra.

2.- Pueden alterar de forma indirecta el balance energético modificando las propiedades de las nubes, puesto que actúan como núcleos de condensación (CCN) de las mismas. Twomey [1977], y posteriormente Charlson et al. [1987], han propuesto que dado un determinado contenido en agua, el aumento del número de núcleos de condensación provoca que el agua líquida disponible se distribuya en un mayor número de gotas, aunque de menor dimensión que las que habría con menos CCN. Esto produce, por una parte, un aumento en la cantidad de radiación de onda corta reflejada por la nube (albedo), especialmente en las nubes bajas, y por otra parte, la reducción de la eficiencia de las precipitaciones, lo que a su vez, modifica el contenido de agua en estado líquido, el espesor de las nubes y el tiempo de vida de las mismas.

3.- Finalmente, existen los llamados efectos semi-directos: la absorción de la radiación solar por parte de los aerosoles produce calentamientos desiguales de la atmósfera, con los consiguientes cambios en el gradiente térmico, que favorecen las condiciones de inestabilidad. Asimismo, esta absorción facilita la evaporación de la cantidad de agua de las gotas, contribuyendo así a la reducción del tamaño de las mismas.

La importancia de los aerosoles atmosféricos radica en que producen, en general, un enfriamiento del sistema climático, es decir, un forzamiento radiativo negativo, compensando parcialmente el efecto invernadero provocado por los GEI. Así, por ejemplo, aerosoles antropogénicos (principalmente sulfatos, carbono orgánico, hollín, nitratos y partículas minerales) producen conjuntamente un efecto de enfriamiento con un forzamiento radiativo directo total de -0.5 Wm^{-2} a nivel global, siendo su intervalo de incertidumbre (-0.9 y -0.1) Wm^{-2} , mientras que tienen asociado un forzamiento indirecto por modificación del albedo de las nubes de -0.7 (-1.8 y -0.3) Wm^{-2} .

Respecto a los aerosoles naturales, los cuales son mayoritarios en la atmósfera, el polvo mineral desértico es el principal aporte a escala global y, por tanto, juega un papel decisivo en el balance radiativo del sistema climático. Recientes estudios muestran, por ejemplo, que el forzamiento radiativo directo de estos aerosoles oscila entre -0.6 a $+0.1 \text{ Wm}^{-2}$ a escala global, aunque los efectos locales pueden ser muy superiores y alcanzar cientos de Wm^{-2} , principalmente en aquellas regiones cercanas a las fuentes de emisión del mismo.

Forzamiento Radiativo del Polvo Mineral Desértico

En este contexto, en la región de Canarias, dada su proximidad geográfica a una de las principales fuentes de emisión de polvo mineral desértico como es la región desértica del Sahara-Sahel, se hace especialmente importante analizar la influencia de este aerosol en los niveles de radiación solar. A modo de ejemplo, en la figura 2 se muestra una imagen de una intrusión de polvo mineral sobre esta región obtenida a partir del satélite Meteosat 8. El análisis de este aerosol se ha llevado a cabo a través de la evaluación de su forzamiento radiativo directo, ΔF , el cual se define como la diferencia de energía entre una situación limpia, esto es, en ausencia de aerosoles, F^L , frente a la que tendríamos en presencia de estos constituyentes atmosféricos, F^A . En este trabajo, esta magnitud se evalúa en el límite superior de la atmósfera, LSA (Límite Superior de la Atmósfera), proporcionando así una estimación del balance radiativo neto, con lo que la expresión del forzamiento radiativo queda como

$$\Delta F_{LSA} = F_{LSA}^{\uparrow A} - F_{LSA}^{\uparrow L}$$

donde la flecha indica el sentido hacia arriba de la radiación solar. Este criterio de signos implica que valores positivos de ΔF en el límite superior de la atmósfera indican un efecto neto de enfriamiento del sistema Tierra-atmósfera, mientras que el efecto contrario, calentamiento del sistema, vendría dado por valores de ΔF negativos en el *LSA*. Los niveles de radiación en el espectro solar (0.2-4.0

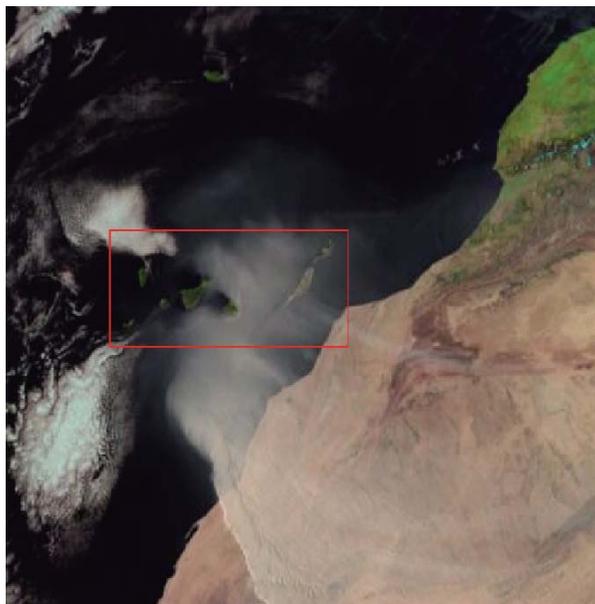


Figura 2

Imagen RGB de una intrusión de polvo mineral desértico en la región de Canarias (enmarcada en el cuadro rojo) para el 3 de marzo de 2004 a las 17:00 UTC obtenida del Meteosat 8 (composición de los canales NIR1.6, VIS0.8 y VIS0.6).

μm) en presencia o no de aerosoles han sido calculados a través de un modelo de transferencia radiativa, donde los parámetros de entrada al modelo son tomados de la red mundial de caracterización de aerosoles AERONET (*Aerosol Robotic Network*, <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>).

Junto a estaciones en la zona de Canarias, como la estación de Santa Cruz de Tenerife, se han seleccionado otros emplazamientos AERONET (12), también situados en la zona de influencia del Sahara-Sahel, o próximas a otras fuentes de emisión del polvo mineral desértico como son las áreas desérticas de la Península Arábiga o del Gobi, con el objeto de comparar el efecto radiativo de este aerosol bajo distintos escenarios. Estas estaciones han sido agrupadas en cuatro regiones atendiendo a la proximidad a sus áreas fuentes (figura 3). La zona de influencia del polvo mineral procedente de la región desértica Sahara-Sahel se ha dividido en dos grupos, atendiendo a las diferentes áreas fuentes y a las posibles mezclas con aerosoles originados en la quema de biomasa forestal en África Central. Así, la región 1 está formada por estaciones situadas al norte del continente africano (Saada, SAD, Santa Cruz de Tenerife, SCO y Dahkla, DAH), mientras que la región 2, inmersa en la sabana del África Central, está for-

mada por las estaciones de Isla de Sal en Cabo Verde (CAB), Banizoumbou (BAN), Ilorin (ILO) y Djougou (DJO). La región 3 está localizada en Oriente Medio (Sede Boker, SEB, Solar Village, SOV, y Bahrein, BAH), donde el material mineral procede del desierto de la Península Arábiga. Por último, las estaciones de la región 4 están distribuidas en el norte de China (Sacol, SAC) y en la zona interior de Mongolia (Dalanzadgad, DAL), donde se localiza el desierto del Gobi. Cabe destacar que todas las regiones analizadas en este estudio se encuentran localizadas dentro de una banda latitudinal denominada cinturón de polvo mineral (*dust belt*), entre 5°N y 40°N, donde se registra la máxima concentración de este aerosol a nivel mundial.

Para comparar el efecto radiativo del polvo mineral en estas cuatro regiones se han evaluado los promedios interanuales para la época del año con presencia predominante de este aerosol en cada región: verano para las regiones 1 y 2 (Junio, Julio y Agosto, JJA), y primavera en las regiones 3 y 4 (Marzo, Abril y Mayo, MAM). Así, el mayor efecto radiativo, ΔF , en el *LSA* se observa en las regiones próximas a las zonas áridas del Sahara-Sahel, especialmente en la región 2 (figura 4.a). Este comportamiento viene gobernado principalmente por el efecto de la carga de aerosoles presentes, como se extrae de los valores promedios del espesor óptico de aerosoles, *EOA* a 0.55 μm (figura 4.b), parámetro que da una idea de la atenuación de la radiación solar por parte de los aerosoles atmosféricos (suma de procesos de absorción y dispersión). No obstante, factores como la capacidad absorbente del aerosol y la influencia del albedo superficial (*AS*) también deben ser tenidos en cuenta. Nótese que la región 2 muestra los valores más elevados de forzamiento radiativo durante la primavera, debido al efecto combinado del polvo mineral y la quema de biomasa forestal.

Junto a las tasas de emisión y composición química del aerosol en cada región, un factor crucial a la hora de ana-

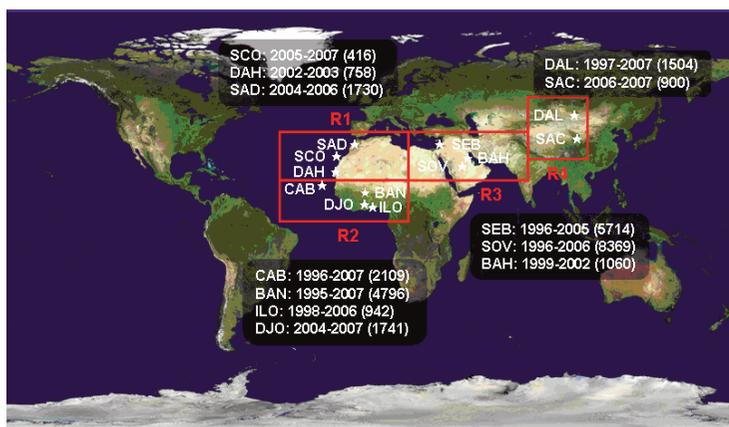


Figura 3

Distribución geográfica de las estaciones AERONET empleadas, donde éstas se han agrupado por regiones según el aerosol predominante y el área geográfica. Junto a cada estación se muestra el periodo de datos disponibles y el número total de casos.

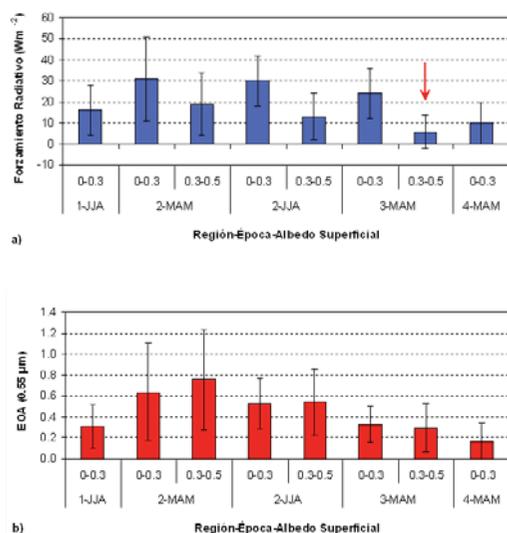


Figura 4

Promedio interanual del forzamiento radiativo, ΔF (Wm^{-2}), en el *LSA* (a) y del espesor óptico de aerosoles, EOA , a $0.55 \mu\text{m}$ (b) por regiones y para la época de máxima presencia del polvo mineral. Cada zona indica un rango de albedo superficial promedio ΔAS (0-0.3 y 0.3-0.5).

lizar su efecto es la reflectancia de la superficie sobre la que se extiende, la cual modera el forzamiento radiativo del aerosol, pudiendo incluso cambiar el signo y, por tanto, su efecto neto. Los aerosoles atmosféricos se caracterizan por presentar una alta variabilidad espacial y temporal, siendo muy habituales los transportes transoceánicos y, por tanto, muy variables la reflectancia de las superficies que recorre: océanos, zonas de vegetación y desérticas, áreas con nieve o hielo. De ellas, los océanos son las menos brillantes, con albedos superficiales en general menores del 18%, dependiendo de la cantidad de espuma marina generada. Entre el 10% y 20% se sitúan las zonas de vegetación, mientras que las regiones desérticas son las superficies más brillantes, con albedos superficiales entre 20% y 50%. Por último, las regiones cubiertas por hielo o nieve son las áreas que presentan mayor reflectancia del planeta (>50%).

La influencia del albedo superficial se observa claramente al comparar los valores de ΔF en el *LSA* por intervalos del mismo. Así, para un promedio de EOA similar en los dos rangos de albedo superficial, como se registra en la región 2 durante el verano ($EOA \sim 0.5$) o en la región 3 en la primavera ($EOA \sim 0.3$) (véase figura 4.b), los valores de ΔF estimados para $\Delta AS = 0-0.3$ llegan a duplicar los obtenidos a mayor reflectividad superficial ($\Delta AS = 0.3-0.5$). Esta reducción del ΔF se sitúa entre un 40% en la región 2 ($\Delta F = 30 \pm 12$ y $13 \pm 11 \text{ Wm}^{-2}$ para $\Delta AS = 0-0.3$ y $0.3-0.5$ respectivamente) y un 74% en la 3 ($\Delta F = 24 \pm 12 \text{ Wm}^{-2}$ para $\Delta AS = 0-0.3$ y $\Delta F = 6 \pm 8 \text{ Wm}^{-2}$ en $0.3-0.5$), ambos durante la primavera. Nótese que el ΔF llega a mostrar valores negativos, como se observa en la región 3 (caso señalado con una flecha roja en la figura 4.a). Esta tendencia se debe a

que, aunque la radiación solar reflejada hacia el *LSA*, tanto con presencia de aerosoles como sin ella, aumenta a medida que se incrementa la reflectividad superficial, en condiciones limpias lo hace a mayor ritmo, ya que no se ve afectada por los procesos de dispersión múltiple y absorción asociados a los aerosoles atmosféricos.

El efecto conjunto del albedo superficial y la naturaleza del aerosol, dada por el albedo de dispersión simple (ω), se observa claramente en la figura 5 al analizar los valores de ΔF en el *LSA* por intervalos de AS y ω . El albedo de dispersión simple a una longitud de onda determinada (λ) se define como el cociente entre el coeficiente de dispersión y extinción de la distribución de aerosoles presentes, por lo que nos da una idea de la capacidad absorbente de los mismos a esa λ : valores próximos a uno indican que la absorción de radiación solar a λ no es significativa, mientras que valores menores están asociados a una mayor capacidad absorbente. Nótese que sólo se han considerado los casos con $EOA(0.44 \mu\text{m}) \geq 0.4$ para los que existe valor de ω AERONET válido, así como las épocas del año representativas de polvo mineral en cada región. Así, para superficies oscuras, albedos <0.30, el efecto del polvo mineral es de enfriamiento de la columna atmosférica, independientemente de la naturaleza y/o composición química del aerosol, i.e., del albedo de dispersión simple, mientras que para las superficies desérticas más brillantes, 0.30-0.50, el signo del forzamiento radiativo en el *LSA* depende principalmente de dos factores, de la distribución en tamaños y de la composición mineralógica del aerosol, lo cuales determinan el ω de las partículas. Para ω ($0.44 \mu\text{m}$) mayores a ~ 0.85 el efecto neto del polvo mineral es de enfriamiento de la atmósfera, mientras que para ω menores a este umbral existe un claro cambio de la tendencia, resul-

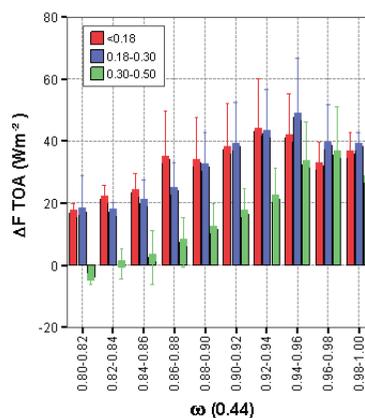


Figura 5

Promedio del forzamiento radiativo, ΔF (Wm^{-2}), en el *LSA* en función del albedo de dispersión simple a $0.44 \mu\text{m}$ por rangos de albedo superficial promedio: <0.18, 0.18-0.30 y 0.30-0.50.

tando en un efecto de calentamiento. Estas situaciones se dan principalmente en aquellas estaciones con presencia de quema de biomasa, lo que resulta en un aumento de la capacidad absorbente del aerosol.

A modo de conclusión, los valores de ΔF obtenidos en el límite superior de la atmósfera en las cuatro regiones analizadas bajo la influencia de polvo mineral desértico han sido, en general, positivos, lo que implica que este aerosol provoca un enfriamiento del sistema Tierra-atmósfera en el espectro solar. Asimismo, junto al nivel de aerosoles presentes y su capacidad absorbente, es indispensable considerar el tipo de superficie sobre la que se extienden los aerosoles atmosféricos, ya que puede incluso cambiar su signo y, por tanto, su efecto radiativo neto en el sistema climático.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por los proyectos CGL2004-05984-C07-05, CGL2005-03428-C04-02, CGL2007-66477-C02-02/CLI y PI042005/033 con fondos del Ministerio de Ciencia y Tecnología (España) y de la Unión Europea (fondos F.E.D.E.R.). Asimismo, los autores agradecen los datos proporcionados por la red AERONET.

Referencias

- Twomey, S.**, *Atmospheric aerosols*, Ed. Elsevier Press. New York. EE.UU, 1977.
- Ackerman, A.S.**, O.B. Toon, D.E. Stevens, A.J. Heymsfield, V. Ramanathan y E.J. Welton, *Reduction of tropical cloudiness by soot*, Science, 288, 1042–1047, 2000.
- Albrecht, B.A.**, *Aerosols, cloud microphysics and fractional cloudiness*, Science, 245, 1227–1230, 1989.
- Charlson, R.J.**, J.E. Lovelock, M.O. Andreae y S.G. Warren, *Oceanic Phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate*, Nature, 326, 655–661, 1987.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)**, *Climate Change 2007: Synthesis Report*, Ginebra, Suiza, 2007.
- García, O.E.**, Estudio de las propiedades radiativas de los aerosoles atmosféricos mediante técnicas de teledetección. Forzamiento Radiativo. Tesis Doctoral, Universidad de La Laguna, España, 2009.
- Lohmann, U.**, y J. Feichter, *Global indirect aerosol effects: a review*, Atmos. Chem. Phys., 5, 715–737, 2005.

Congresos

11th Plinius Conference on Mediterranean Storms

La conferencia Plinius sobre Temporales Mediterráneos es el encuentro monográfico de la *European Geosciences Union* sobre riesgos naturales. Se viene celebrando anualmente desde el año 1999, siempre en algún lugar de la cuenca mediterránea, y en el año 2002 se celebró en Alcúdia (Mallorca), coorganizada por la Universitat de les Illes Balears y el INM. En su 11ª edición se ha celebrado entre el 7 y el 11 de septiembre de 2009 en Barcelona, concretamente en el marco del edificio histórico de su universidad central, fundada en el siglo XVI, en el centro de la ciudad. La coordinadora del encuentro ha sido la Dra. Maria-Carmen Llasat, directora del Grupo de Análisis de Situaciones Meteorológicas Adversas (GAMA) de la Universitat de Barcelona. Para más datos sobre las conferencias Plinius es ilustrativo consultar la reseña de Agustín Jansà aparecida en el nº 23 (enero 2009) de este mismo boletín.

En la organización y el patrocinio de la 11ª Plinius además de la EGU y la UB han participado el Ministerio de Educación y Ciencia y la Agencia Estatal de Meteorología del Gobierno de España, el Servei Meteorològic de Catalunya y la Direcció General de Protecció Civil de la Generalitat de Catalunya, Cima Research Foundation y la Fundació Europea para la Ciència.

Paralelamente a las sesiones orales y de pósters realizadas en el marco de la conferencia, Plinius ha acogido también sesiones dedicadas a diferentes iniciativas y proyectos internacionales en curso que tratan cuestiones relacionadas con los Temporales Mediterráneos:

- Sesión de apertura del proyecto *Flash: Observations, Analysis and Modeling of Lightning Activity in Thunderstorms, for use in Short Term Forecasting of Flash Floods*.
- Sesión conjunta de los proyectos MedCLIVAR: *Mediterranean CLimate VARIability and Predictability* y HYMEX: *HYdrological cycle in the Mediterranean EXperiment*.
- Sesión del proyecto MED-FRIEND (UNESCO): *Extreme Events*.
- Sesión del proyecto MEDEX (OMM): *MEDiterranean EXperiment on "Cyclones that produce high impact weather in the Mediterranean"*.

También han estado presentes la red temática española CLIVAR contribuyente al proyecto CLIVAR (*CLimate VARIability and Predictability*) y el proyecto HYDRATE (*Hydrometeorological data resources and technologies for effective flash flood forecasting*).

Las doce sesiones de la conferencia se ordenaron según las