

POLVO ATMOSFERICO OBSERVADO DESDE EL ESPACIO

Por A.A. GRIGORYEV y K. Ja. KONDRATYEV*

PARTE II – EVALUACION CUANTITATIVA DEL CONTENIDO DE POLVO

Uno de los aspectos más importantes del estudio del contenido de polvo en la atmósfera es la evaluación de su cantidad y sus efectos sobre la contaminación general del aire. Hatas ahora, las cifras que se han adelantado sobre el contenido global de aerosoles tienden a contradecirse. Por ejemplo, Almquist (1974) estimó la cantidad anual alrededor de 1.100 megatoneladas (Mt) para los aerosoles de origen natural y 200 Mt para los de origen artificial. Nazarov *et al.* (1977) estiman que estas cifras son de 1.250 y 50 Mt respectivamente. Budyko y Davitaya (1976) avanzan valores dobles (800-2200 y 200-400 Mt). Estas importantes divergencias se deben a los diferentes procedimientos para determinar tanto el contenido total de aerosoles como sus componentes individuales, en particular los componentes minerales para los cuales las estimaciones avanzadas por diferentes investigadores varían entre 100 y 500 Mt por año (Junge, 1977).

Toda evaluación cuantitativa aproximada del contenido de polvo atmosférico en las regiones donde se producen las tempestades de polvo se basa normalmente en un análisis de las muestras de aerosoles tomadas de una nube de polvo y en observaciones terrestres de la visibilidad y del factor de transmisión atmosférica. El contenido de polvo también se analiza con frecuencia tras el paso de una nube de polvo. Los registros efectuados en diversas partes del mundo han demostrado la importante contribución de las tormentas de polvo al contenido de aerosoles sólidos en la atmósfera. Por ejemplo, en febrero de 1903, una masa de aire procedente del Africa nor-occidental alcanzó la costa inglesa con un contenido de unas 10 Mt de polvo rojo en suspensión. Durante las grandes tempestades de 1928, 1960 y 1969 que cubrieron extensas áreas en el sur de la URSS europea (Ucrania y norte del Cáucaso), una masa de unas 9-15 Mt de polvo fue levantada y transportada en cada caso (Dorskach, 1976). Muchos investigadores coinciden en que el Sáhara, que es uno de los mayores productores de polvo del mundo (véase la *Figura 1*) normalmente es la fuente de las 60 a 200 Mt de polvo transportadas cada verano solamente hacia el Océano Atlántico (Morales, 1977).

Ciertamente, que los datos sobre la masa de la nube de polvo obtenidos mediante mediciones terrestres no son más que aproximados, porque están obtenidos únicamente por medidas puntuales. La extrapolación de estos datos a grandes distancias y la evaluación cuantitativa de la masa de toda la nube de polvo situada encima no pueden considerarse suficientemente fiables. Sin embargo, las observaciones desde el espacio han aumentado en gran manera la posibilidad de llegar a un cálculo aproximado de la masa de polvo atmosférico. Las fotografías tomadas por los ingenios espaciales dan una idea de la distribución espacial de grandes emisiones de polvo en la atmósfera y es posible utilizarlas conjuntamente con las observaciones terrestres de la visibilidad y la transmisión atmosférica. Pueden hacerse evaluaciones de este tipo utilizando las medidas de satélites de la brillantez de la superficie terrestre/atmósfera.

A.A. Grigoryev *et al.* (1976) analizaron los fotografías de las llanuras del Caspio tomadas el 13 de junio de 1970, a las 1450 TMG, por el satélite METEOR-4. Este análisis mostró la presencia, al oeste del Volga, de una extensa banda brillante midiendo aproximadamente 450 x 250 km y extendiéndose, hacia el sur sobre las estepas de Sal.

*Observatorio Geofísico Principal, Leningrado, URSS.

En esta banda, identificada con seguridad como una tempestad de polvo, había dos zonas de turbidez atmosférica, una que correspondía a un valor de visibilidad de unos 4 km (la nube de polvo era allí completamente opaca) y la otra, con una visibilidad entre 7 y 10 km. Estas zonas estaban netamente separadas en la fotografía por sus densidades ópticas.

Esta tempestad de polvo se formó en el borde oriental de un anticiclón centrado sobre el Mar Caspio. Los depósitos forestales predominantemente gredosos y la greda arenosa sólo están sujetos débilmente por la vegetación. Los datos aerológicos indicaron que el límite superior de la nube de polvo alcanzaba una altura de 2 km. La evaluación del espesor óptico de la atmósfera en 550 nm de longitud de onda dio un valor de 0,5 con una componente de polvo de alrededor de 0,2. Los cálculos de la masa de polvo en el espesor de la atmósfera y de la concentración volumétrica dieron valores de $2,7 \times 10^4 \text{ kg} \cdot \text{km}^{-2}$ y $13 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ respectivamente. La masa total de polvo en suspensión en la región de la tempestad era de 1,4 Mt.

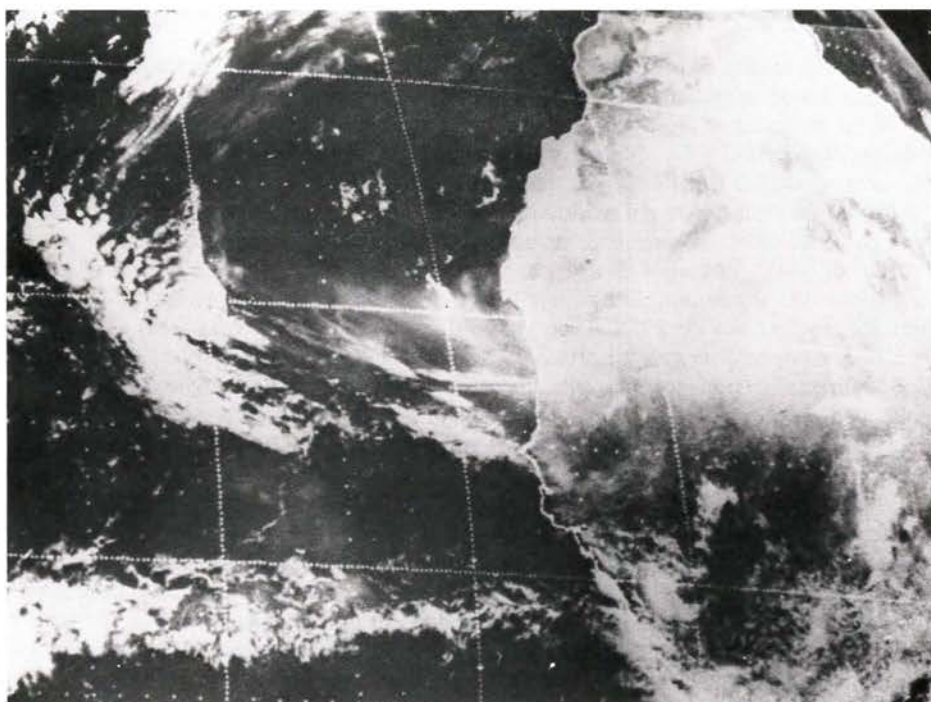


Figura 1 – Fotografía del satélite GMS-1 de los Estados Unidos de América tomada el 30 de julio de 1974 y en la que se observa el polvo del Sahara transportado sobre el Atlántico Norte. Una gran nube de polvo se formó sobre el Sahara central a unos 1800 km de la costa, y el penacho transportado sobre el mar tenía unos 1200 km de largo por unos 600 km de ancho.

Se usaron fotografías multiespectrales tomadas por el satélite METEOR-18, el 22 de mayo de 1975 a las 0600 TMG, sobre el Mar de Aral (véase la *Figura 1* de la Parte 1) para calcular la masa de polvo en suspensión en dicha ocasión (Grigoryev y Lipatov, 1977). La turbidez del polvo atmosférico pudo distinguirse de la turbidez de fondo del Mar de Aral (causada por las aportaciones de los ríos y la deposición sobre la superficie del agua) analizando las fotografías en diferentes partes del espectro. Estos dos tipos de turbidez pueden distinguirse claramente sobre una fotografía tomada en la banda

roja del espectro (600-700 nm), pero un solo tipo de turbidez (la turbidez atmosférica) es reconocible en la banda próxima al IR (800-1100 nm). Se calculó que la fuente de la tempestad de polvo se extendía sobre una superficie de 1.400 km².

Esta tempestad de polvo se formó en el límite sur-oriental de un anticiclón centrado sobre el Volga inferior durante el paso de un frente frío. Para evaluar la masa de polvo, que alcanzaba una altura entre 3 y 3,5 km (como indicaban los datos de los radiosondeos) se utilizaron las observaciones actinométricas procedentes de las estaciones próximas (en particular la ciudad de Aral'sk). Se estimó que había en suspensión una masa de polvo de unos $2,4 \times 10^4$ kg/km², de manera que la masa total de polvo elevada durante dos horas era de 336.000 toneladas. En total, alrededor de 1,68 Mt de polvo fueron lanzadas a la atmósfera durante las diez horas que duró la tempestad, frente a las 5 Mt de polvo desplazado durante nueve horas en el ejemplo anterior.

La información regular (diaria) de los satélites permitió que la región originaria del polvo alrededor del Mar de Aral fuese controlada durante todo el año y que se hiciese una evaluación aproximada de la masa total de los materiales transportados. De abril a septiembre de 1975 inclusive, hubo nueve casos de tempestades de polvo de extensión y duración comparables a la descrita anteriormente, de forma que la masa total de polvo arrancada de la región del extremo nor-oriental del Mar de Aral en 1975 se eleva a unas 15 Mt. Estas estimaciones que solamente tienen en cuenta el polvo levantado durante estas ocasiones específicas (y que principalmente se precipitaba sobre la superficie del Mar de Aral), exceden considerablemente de todas las evaluaciones anteriores. Por ejemplo, en 1950, Lopatin calculó el transporte eólico de polvo hacia la superficie del Mar de Aral en sólo 8,66 Mt, y este último valor se usó en evaluaciones actuales, regionales y globales, del transporte eólico de materiales (ver Bondarev, 1974). Como se ha comprobado que la duración de una sola tempestad puede ser de hasta de 50 horas en esta región, se ve que la masa del polvo total transportado durante un año puede alcanzar 75 Mt.

La utilización de las fotografías de los satélites para la estimación cuantitativa del polvo transportado, ciertamente podría mejorar las evaluaciones actuales del contenido regional y global de aerosoles de la atmósfera y también permitiría una determinación más fiable de la contribución de los diferentes tipos de polvo al volumen total de polvo, en particular de las partículas minerales producidas por las actividades humanas. Como ya se mencionó en la primera parte de este artículo, las grandes cantidades de polvo removido de la región del Mar de Aral, hasta cierto punto, se deben indirectamente a actividades humanas tales como la toma cíclica de agua de los ríos Amu-Dar'ia y Syr-Dar'ia.

Las fuentes de polvo próximas al litoral nor-oriental del Mar Caspio también son producidas parcialmente por actividades humanas, que además se han ido incrementando en los últimos años. Las importantes tempestades de polvo que se han producido a lo largo de la última década sobre el Sahel (Africa) y sobre los desiertos próximos a la costa mediterránea oriental también han sido atribuidos por algunos autores a la influencia de actividades humanas tales como excesivo pastoreo con el consiguiente deterioro de la superficie, dando origen a una gran erosión del suelo. Por consiguiente, algunos cálculos de la masa global de aerosoles de origen artificial citados anteriormente (por ejemplo, 50 Mt) subestiman la cantidad de partículas minerales de este origen y, por tanto, deben de considerarse como demasiado bajos.

El empleo de radiómetros analizadores a bordo de satélites meteorológicos para ob-

tener fotografías en diversos intervalos espectrales abre grandes posibilidades a la interpretación cuantitativa de estas fotografías, dado que ellas proporcionaban datos absolutos sobre la brillantez de la superficie terrestre/atmósfera para cada fotografía. Se está procediendo a la puesta a punto de métodos semi-empíricos para deducir el contenido total de aerosoles a partir de los datos de brillantez de la superficie terrestre/atmósfera.

Koepke y Quenzel (1976) calcularon la brillantez de la Tierra sobre una superficie marina para una longitud de onda de 700 nm y cuatro tipos de aerosoles: aerosoles marinos únicamente y aerosoles marinos mezclados con polvo del Sahara con humedades relativas de 70 y 90 por 100. Sus resultados mostraron que, si se excluyen situaciones anómalas tales como el brillo solar, la brillantez observada puede servir como un indicador de la densidad óptica de los aerosoles de la atmósfera con una seguridad del orden de ± 10 por 100. Las mañanas y las tardes son, en general, los mejores momentos para hacer estas observaciones, ya que la sensibilidad de la brillantez para un cambio en el contenido y composición de aerosoles alcanza en esos momentos su valor máximo. La comparación de las medidas realizadas el 31 de julio de 1974 en la zona del Experimento Tropical del GARP en el Atlántico con los cálculos de la brillantez diaria llevan a la conclusión de que los aerosoles en esta zona eran del tipo de polvo sahariano y que la densidad óptica de los aerosoles era de 0,35.

Poniendo a punto un método para determinar la densidad óptica de los aerosoles en el caso de la atmósfera total mediante medidas de la brillantez de la superficie terrestre/atmósfera para diversas longitudes de onda, Griggs (1975) hizo una comparación de los datos del satélite de estudio de los recursos terrestres, LANDSAT-1, con medidas terrestres de la densidad óptica usando un fotómetro solar Volz sobre sectores clave de superficies de agua en la región de San Diego y del lago Salton (California, EE.UU.). Se encontró que la brillantez era más sensible al contenido de aerosoles cuando la superficie inferior tenía un albedo débil (como en el caso de un océano cuando la elevación del sol es grande) y cuando las longitudes de onda usadas no eran demasiado cortas (de lo contrario, la contribución de la dispersión molecular se hace importante).

Otro descubrimiento muy importante fue que la brillantez del sistema superficie terrestre/atmósfera depende del contenido total de aerosoles pero no de su distribución vertical. Si se toma como base el modelo óptico de la atmósfera postulado en 1964, por Elterman, se obtiene una relación sencilla entre el contenido M (en $\mu\text{g}/\text{m}^2$) total de aerosoles en una columna vertical de la atmósfera y la densidad óptica τ medida en una longitud de onda de 500 nm, o sea:

$$M = 4,2 \times 10^5 \tau$$

A partir de esta relación, se hizo un diagrama de la correlación lineal entre la brillantez de la superficie marina/atmósfera en el intervalo 700-800 nm (canal 6 del radiómetro a bordo del LANDSAT-1) y el contenido de aerosoles en la atmósfera para diversas elevaciones del sol. El estudio de la gráfica indica que un cambio en el contenido de aerosoles de 1,5 por 100 se traduce en un cambio de la brillantez del 1 por 100. El tratamiento de los datos obtenidos simultáneamente con un fotómetro solar Volz y con un radiómetro explorador para los canales 4, 5 y 6 (centrados en 550, 650 y 750 nm, respectivamente) confirman la existencia de una correlación lineal entre la brillantez y la densidad óptica, los datos del canal 6 correspondiéndose bien con los cálculos teóricos.

El uso de este método puede verse complicado por efectos debidos al brillo del sol y

por la falta de homogeneidad de la superficie subyacente. Evidentemente estos factores tienen una gran influencia cuando la brillantez se mide en la dirección del nadir. Se ha evaluado que la precisión de la determinación del contenido de aerosoles es del orden de ± 10 por 100.

Porch y Lovill (1976) procedieron a la interpretación de las fotografías del LANDSAT-1 en los canales 5 y 6 para estudiar la formación y evolución de una tempestad de polvo. Las fotografías cubrieron una gran extensión en el estado de Tejas. El 2 de abril de 1974 no había nubes, pero sí gran cantidad de polvo en la atmósfera. El 20 de abril de 1974 había nubes sobre la zona, pero poco polvo. Mediante evaluación fotométrica de los negativos, se determinaron los campos de brillantez que caracterizan las propiedades ópticas de la atmósfera. Si se supone que el tono de gris es proporcional a la difracción de los aerosoles, no es difícil analizar la dinámica de los aerosoles mediante la distribución de la brillantez. Se vio que había una deposición de aerosoles cuando el aire proveniente de una fuente de polvo se desplaza sobre una capa de agua. Utilizando los datos sobre la variación relativa en el contenido total de aerosoles, se pudo estimar que la velocidad con que se depositan las partículas es del orden de 0,13-0,20 m/seg. Los análisis de contraste de la brillantez en las fotografías de los canales 5 y 6 mostró que el diámetro de las partículas debe ser inferior a $1 \mu\text{m}$. La deposi-



Figura 2 - Mapa que muestra algunas de las principales fuentes de polvo atmosférico y algunas trayectorias típicas de transporte.

ción de estas pequeñas partículas, evidentemente, se debe en su mayor parte a los movimientos turbulentos y no a la gravedad. En condiciones de nubosidad hay una ausencia de contraste de brillantez en ambos canales debida a la gran diversidad de tamaños de las gotas y/o a las mayores concentraciones de las gotas. La investigación sobre los aerosoles se vería facilitada si, en los satélites futuros, se introdujera un canal adicional en los radiómetros.

Entre los métodos que parecen más prometedores para la determinación del perfil vertical de la concentración de aerosoles, hay que citar las observaciones de la brillantez del horizonte diurno y crepuscular de la Tierra, así como la atenuación de la radiación solar que atraviesa el espesor de la atmósfera en el momento de la salida y puesta del sol para el satélite (Kondratyev, 1972). El primer experimento para registrar espectros de brillantez en el horizonte crepuscular fue llevado a cabo por E.V. Khrunov, a bordo del ingenio espacial tripulado SOYUZ-5, usando un espectrógrafo manual. Este

instrumento midió la radiación en diversas longitudes de onda dentro de la parte visible del espectro, y Khrunov obtuvo los espectros de la aureola crepuscular de la Tierra cuando el ingenio espacial estaba en la zona oscura de la Tierra, dirigiendo su instrumento hacia la región del horizonte en la que el sol se acababa de poner y la capa atmosférica estaba teñida con los colores crepusculares.

Los cálculos teóricos demostraron que las variaciones con la altura de la brillantez de la capa atmosférica están regidas por el contenido de polvo en la atmósfera a distintas alturas. Por tanto, es posible determinar la distribución espacial de polvo a partir de los datos de los espectros de la aureola registrados en diferentes puntos de la Tierra.

Un método desarrollado por Kondratyev *et al.* (1977) para determinar el perfil vertical de la concentración de aerosoles en la estratosfera y mesosfera mediante los datos de los espectros de brillantez del horizonte, se aplicó a los datos de un espectrógrafo manual a bordo del ingenio espacial tripulado SOYUZ-13, el 22 de diciembre de 1973. Los espectrogramas que cubrían la gama de longitudes de onda de 400-700 nm se analizaron usando un microfotómetro con un intervalo de altura de 1,3 km y un intervalo de longitud de onda de 5 nm. El perfil vertical de brillantez se extendía desde 10 km a unos 45 km y se había elaborado a partir de las medidas realizadas en el perigeo orbital. (Mediante cálculos teóricos se reconstruyó un perfil de aerosoles para mayores alturas). El error en la determinación de la altura de la brillantez medida en la vertical fue de unos 2 km, pero comparando los campos medidos y calculados de la radiación, fue posible conseguir cierta mejora tanto en esta determinación como en la determinación del ángulo del sol por debajo del horizonte.

Los perfiles verticales de la concentración de aerosoles muestran algunos esquemas de representación generales, como la existencia en la estratosfera (entre 15 y 20 km) y la mesosfera (50 km) de capas de elevada concentración de partículas de aerosoles. Para fines de estudio, la atmósfera puede dividirse a groso modo en dos zonas: la atmósfera inferior (0-25 km) y la atmósfera superior (30-75 km). La parte superior resulta notablemente estable en lo que respecta al establecimiento de un perfil de aerosoles, mientras que en la atmósfera inferior se observa una cierta variabilidad debida a la diseminación múltiple en las capas más densas. Sin embargo, esta diseminación no encubre el máximo de aerosoles estratosféricos (capa de Junge), de modo que la solución permanece también cualitativamente correcta en las capas inferiores.

Tingey (1976) construyó un perfil vertical de concentración de aerosoles entre 10 y 40 km basándose en las medidas de brillantez efectuadas cerca del borde del disco terrestre usando un fotómetro de exploración multicanal a bordo de la estación espacial SKYLAB. Para reducir los efectos de los errores de medida, los datos de brillantez se promediaron para 25 líneas de exploración adyacentes. La determinación de las alturas de referencia de los perfiles de brillantez se efectuó con la ayuda del modelo de Elterman de la atmósfera. En el caso en consideración (la capa de 10-40 km) el efecto de refracción era pequeño. La característica más notable que aparece en los perfiles medidos de brillantez es el máximo en la estratosfera inferior (hacia los 13 km) para longitudes de onda de 800 nm y superiores. Es posible que esto sea debido a la presencia de cirros.

Los espectros del horizonte diurno pueden también ser una fuente de información sobre el polvo atmosférico. Uno de los objetivos del programa científico realizado por V.N. Volkov a bordo de la estación orbital SALYUT-1 consistió precisamente en regis-

trar los espectros de horizontes crepusculares o diurnos, actualmente no se puede recurrir a instrumentos automáticos debido a la necesidad de un criterio rápido en lo que respecta a la orientación del aparato. Verdaderamente, el trabajo a realizar en los vuelos espaciales tripulados exige actualmente un alto nivel de formación científica de los astronautas.

Philipps *et al.* (1978) propusieron un método para interpretar las medidas de radiación solar a la salida y puesta del sol (con respecto al satélite), cuando los rayos del sol atraviesan el espesor de la atmósfera en el borde del disco terrestre. Este método supone el tratamiento de los datos experimentales de acuerdo con un estudio del contenido de gases y aerosoles en la atmósfera y se usó en el marco del programa del satélite meteorológico NIMBUS-7. El radiómetro solar a bordo de este satélite tiene cuatro canales con las longitudes de onda de 380, 450, 600 y 1000 nm. Los datos obtenidos deben de utilizarse para obtener los perfiles verticales de la densidad del aire, de la concentración de ozono, del bióxido de nitrógeno y de aerosoles. Partiendo de la hipótesis de que es posible despreciar la refracción atmosférica y la falta de homogeneidad horizontal y reglando el instrumento para que el ruido corresponda a los errores aleatorios de medida, una simulación numérica indicó que, con un nivel moderado de ruido, es posible distinguir, con una precisión del orden del 3 al 4 por 100 la atenuación debida a los cuatro constituyentes antes mencionados a partir de los datos de los cuatro canales de medida. Si el nivel del ruido aumenta en un uno por 100, los errores pueden ser del 10 al 20 por 100 y si aumenta en un tres por 100, pueden exceder del 50 por 100.

Ahora es cuando comienzan a desarrollarse métodos cuantitativos para determinar el polvo atmosférico a partir de los datos de satélites (véase Kondratyev, 1978). No hay ninguna duda, sin embargo, de que hay procedimientos muy prometedores para obtener información sobre el contenido y propiedades del polvo en la atmósfera del globo, tan necesaria para resolver diversos problemas de aplicaciones.

REFERENCIAS

- ALMQUIST, E. (1974): An analysis of global air pollution. *Ambio* 3 (5) pp. 161-167.
- BONDAREV, L.G. (1974): *Vechnoe dvizhenie crachel planetarnoe peredvizhenie veschestva i chelovek* [Eternal motion [man and the planetary transfer of matter]]. Mysl', Moscow, 158 pp.
- BUDYKO, M.I. and DAVITAYA, F.F. (1976): *Vlyanie cheloveka na klimat* (Man's impact on climate). Proceedings of the 23rd International Geographical Congress, Moscow, pp. 144-146.
- DOSKACH, A.G. (1976): Erozia i bor'ba s nei (Erosion and its prevention). From: *Prirodnye resursy Russkoj ravniny v proshlom, nastoyashchem i budushchem* (Natural resources of the Russian Plain in the past, present and future), Nauka, Moscow.
- GRIGGS, M. (1975): Measurement of atmospheric aerosol optical thickness over water using ERTS-1 data. *Journal of the Air Pollution Control Association* (Pittsburgh, USA) 25 (6) pp. 622-626.
- GRIGORYEV, A.A., IVLEV, L.S. and LIPATOV, V.B. (1976): Analysis of a METEOR-4 image of a duststorm in the Caspian region. *Space Research* No. 16, Akademie-Verlag, Berlin, pp. 29-34.
- GRIGORYEV, A.A. and LIPATOV, V.B. (1977): Duststorms in the coastal regions of the Aral Sea from space imagery. Volume 6 – Annual remote sensing of Earth resources conference, (Ed. F. Shahrokhi); Technical papers, University of Tennessee.
- JUNGE, C. (1977): The importance of mineral dust as an atmospheric constituent. In *Saharan Dust. SCOPE 14*. John Wiley & Sons Ltd., Chichester, England, 298 pp.
- KOEPKE, P. and QUENZEL, H. (1976): Remote sensing of atmospheric turbidity from geosynchronous orbit. NASA Conference Paper CP-2004, TuB3 1-4.
- KONDRATYEV, K.Ja. (Ed.) (1972): *Issledovania prirodnoj sredy s pilotiruemyh orbital'nyh stancij* (Investigations of the natural environment from manned orbiting stations). Gidrometeoizdat, Leningrad, 399 pp.

- (1978): *Sputnikovye monotoring klimata* (Satellite climate monitoring). Obninsk Information Centre report, 52 pp.
- POKROVSKY, O.M. and SKORODENOK, M.A. (1976): Vozmozhnosti opredelenija vertikal'nogo profilya koeffitsienta aerazol'nogo oslablenija po dannym o yarkosti dnevnogo gorizonta (The possibilities of determining the vertical profile of the aerosol attenuation coefficient from daytime horizon brightness data). *Izvestia AN SSSR - Fizika atmosfery i okeana* 12 (4) pp. 356-365.
- BUZNIKOV, A.A. and POKROVSKY, O.M. (1977): Opredelenie vertikal'nyh profilej aerazolya po rezul'tatam spektrofotometrirovaniya sumerechnovo gorizonta zemli s kosmicheskovo korablya SOYUZ-13 (The determination of vertical aerosol profiles by spectrophotometry of the Earth's twilight horizon from the SOYUZ-13 satellite). *Doklady AN SSSR* 235 (1) pp. 53-56.
- MORALES, C. (Ed.) (1977): Saharan dust-mobilization, transport, deposition. Review and recommendations of the Workshop on Saharan Dust (Göteborg, Sweden), 24 pp.
- NARAZOV, I.M. et al. (1977): *Ekspressnye metody opredelenia zagryaznenia okruzhajushchej sredy* (Methods for an approximate determination of environmental pollution). Gidrometeoizdat, Moscow.
- PHILIPPS, D.H., HESS, T.R., WEISE, K.J. and HERMAN, B.M. (1978): Retrieval of vertical aerosol and ozone extinction profiles from simulated multispectral limb extinction measurements. From extended abstracts of the Third Conference on Radiation, American Meteorological Society, Boston, USA, pp. 56-59.
- PORCH, W.M. and LOVILL, J.E. (1976): Application of satellite image analysis to transport and deposition studies of duststorm aerosol: summary. NASA Conference Paper CP-2004, TuB1 1-3.
- TINGEY, D.L. (1976): Some data from the SKYLAB stratospheric aerosol limb experiment. NASA Conference Paper CP-2004, TuB4 1-4.

UN BANCO DE DATOS CLIMATOLÓGICOS E HIDROLÓGICOS PARA LOS PAÍSES SAHELIANOS

Por A. DREZE*

Origen del proyecto

La dura sequía del Sahel y sus dramáticas consecuencias pusieron de manifiesto ante la opinión pública internacional hasta qué extremo las actividades humanas, especialmente la producción de alimentos, dependen en esa región de las condiciones climáticas.

En su primera reunión en Ouagadougou (Alto Volta), en septiembre de 1973, los ministros de los Estados Miembros del Comité Permanente Interestatal para la lucha contra la Sequía en el Sahel (CILSS) adoptaron una resolución en la que se solicitaba el desarrollo de los Servicios Meteorológicos e Hidrológicos nacionales, así como la creación de un centro regional de formación profesional y de aplicaciones de la agrometeorología y de la hidrología operativa.

En respuesta a esta solución, durante el verano de 1974 se realizó una misión conjunta PNUD/FAO/OMM, que, bajo la dirección del Sr. E.A. Bernard, del *Instituto royal meteorologique belge*, formuló el programa AGRHYMET (véase el *Boletín de la OMM* 29 (2)). Al mismo tiempo se acordó que el Gobierno de Bélgica aportaría una importante ayuda financiera a un programa conjunto para desarrollar la capacidad de los Servicios Meteorológicos e Hidrológicos de los países afectados. Al año siguiente se

* El Sr. Drèze es el jefe del proyecto de cooperación entre Bélgica, el Comité Permanente Interestatal para la Lucha contra la Sequía en el Sahel (CILSS) y la OMM. Presta sus servicios en el Centro de Cálculo del *Institut royal météorologique* de Bélgica.