

RADIÓMETRO DE MÚLTIPLE LONGITUD DE ONDA (MWR)

Palenque E.

*Laboratorio de Física de la Atmósfera
Instituto de Investigaciones Físicas
Universidad Mayor de San Andrés
La Paz-Bolivia*

RESUMEN

Se presenta una descripción del equipo MWR, un radiómetro solar de múltiple longitud de onda, que será instalado en el Laboratorio de Física de la Atmósfera, bajo convenio especial entre el Instituto de Investigaciones Físicas y el Vikram Sarabhai Space Centre, de la India. Se detalla las posibilidades técnicas de las medidas a realizarse con este tipo de equipo y los parámetros que afectan a las mismas.

1. LOS AEROSOLES Y SUS PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS

La atmósfera terrestre está compuesta por una serie de gases, con una concentración estable, y que proporcionan la “composición estándar” de la misma. Esta composición, si bien ha variado a lo largo de la historia del planeta (actualmente tenemos una atmósfera terciaria), para la escala de tiempo en que vivimos es prácticamente constante y estable: 79% de nitrógeno, 20% de oxígeno y 1% de “gases traza”. Estos últimos son gases que no solo están en pequeña concentración, sino que además presentan una distribución dominada por el argón: 94% del 1% (Cacho y Sainz de Aja, 1989). Los componentes menores de la atmósfera (los “gases traza”) pese a su pequeña cantidad, son los que dominan en los procesos radiativos. De hecho, el “efecto invernadero” está básicamente determinado por los dos “gases traza” más abundantes: el vapor de agua y el dióxido de carbono. Debido a que la parte de la superficie del planeta está cubierta por agua, la cantidad de vapor de agua que se desprende es una constante, y se la considera dentro de los fenómenos “naturales” de los procesos radiativos atmosféricos. En cambio, la concentración de dióxido de carbono (CO_2) está en un proceso de incremento debido a las actividades antropogénicas posteriores a la revolución industrial. Este incremento, repentino en la escala de tiempos de la evolución del planeta es el causante del denominado “calentamiento global”. Actualmente se tiene medido y comprobado un incremento de medio grado centígrado en la temperatura media correspondiente a los últimos cien años. Mas aún, esa tendencia a incrementar la temperatura del planeta está más acentuada en la última década, siendo que nueve de los últimos diez años han marcado un récord en la máxima temperatura media en el hemisferio norte (Kelly, 2001).

Si bien el “exceso” de dióxido de carbono inyectado a la atmósfera tiene origen en las actividades de la vida industrial, principalmente a causa de la quema de combustibles fósiles (carbón mineral y petróleo); otros gases traza colaboran al calentamiento. La mayoría de es-

tos gases “colaboradores” del calentamiento global también tienen son antropogénicos. Los más notorios son el metano, originado por los campos inundados para cultivo de arroz y por la digestión incompleta del ganado bovino, y los cloro-fluoro-carbonos, más conocidos por su efecto destructor sobre la capa de ozono, y que son completamente artificiales, no existen como sustancia natural.

Entre los variados modelos teórico - experimentales construidos para predecir el comportamiento de la temperatura del planeta, los más simples sólo consideran algunos gases, y por tanto, no logran tener suficiente precisión como para ser confiables. La generación siguiente incluye ya parte de la dinámica atmosférica, en especial la capa de mezcla a nivel superficial (boundary layer o capa límite) que es la que contiene a los gases traza relacionados con el efecto invernadero. Una excepción es la del dióxido de azufre. Este gas presenta una “capa de azufre”, denominada de Jung (Brasseur y Salomon, 1986) en la estratósfera. El azufre logra alcanzar alturas superiores a los 20 km cuando es inyectado a la atmósfera por grandes explosiones volcánicas, como la del Monte Agung en 1963, o la del Monte Pinatubo en 1991. Los compuestos de azufre y oxígeno son altamente higroscópico y por tanto, solubles en agua. Esta propiedad los hace susceptibles de servir como núcleos de condensación para formar gotas de lluvia, que al precipitarse, los arrastra hacia la superficie terrestre. Esto se conoce como el “mecanismo de lavado atmosférico” y es válido no sólo para el azufre sino también para varios miles de otras sustancias solubles. La capa de Jung no está sujeta a este mecanismo porque, a la altura en que se encuentra (en la estratósfera) no existen las condiciones termodinámicas para generar ni cúmulos de nubes ni lluvia. Sin embargo, la tendencia higroscópica de los óxidos de azufre logra que éstos se agrupen en pequeñas partículas de tipo coloidal. Con las bajas temperaturas de la estratósfera (inferiores a $-150^{\circ}C$) forman una especie de “nubes de hielo”, altamente reflectoras de la radiación solar. El “efecto invernadero” consiste en que

la atmósfera permite el paso de la radiación solar (en el rango visible) pero impide la salida de la radiación calórica (en el rango del infrarrojo), de manera que acumulando energía en forma de calor, lo que se observa como un aumento de la temperatura. Las partículas sulfurosas de la atmósfera plantean el problema inverso, ya que al reflejar la luz solar, impiden el calentamiento de la atmósfera inferior. Un comportamiento similar se tiene con las nubes comunes de la tropósfera, tanto los cúmulos, como los cirros, forman superficies reflectoras de la luz solar, causando un enfriamiento de la superficie debajo de ellas. El efecto opuesto está en las nubes denominadas “oscuras” que básicamente están formadas por humo (ceniza y hollín). La superficie negra de las partículas de hollín las hace excepcionalmente eficientes para capturar la radiación solar, lo que incrementa el contenido calórico de las partículas, aumentando también su temperatura. Como las partículas de hollín están rodeadas de aire un poco más frío, emiten calor por convección y radiación (infrarroja) a éste, produciendo también un calentamiento en la atmósfera, alterando de esa manera el flujo de radiación en la atmósfera.

Lo dicho en el párrafo anterior justifica la introducción de los aerosoles dentro de los modelos radiativos de la atmósfera. Todos los modelos consideran básicamente dos fuentes principales: la radiación proveniente del sol, que cubre prácticamente todo el espectro electromagnético; y la proveniente de la superficie del planeta, constituida principalmente por la banda infrarroja (calórica). Se considera también que el planeta ya ha alcanzado un equilibrio térmico respecto de estas dos fuentes, de manera que emite tanta energía como la que recibe del Sol. En ese sentido, la atmósfera funciona como un elemento retardador de la emisión. Mientras más tiempo retenga al calor, mayor será la temperatura de la superficie del planeta. Como se explicó líneas arriba, los aerosoles, que son partículas sólidas o gotas de líquidos suspendidas en el aire, resultan ser la causa de una serie de fenómenos atmosféricos, con diferentes escalas espaciales y temporales y resultan fundamentales al momento de hacer los balances de transporte de masa y energía.

Los aerosoles de la baja tropósfera están relacionados, por su estructura, distribución y composición química, con la formación de nieblas y neblinas. Para las primeras, sirven de productores, ya que actúan como centros de condensación para la humedad, y por su capacidad higroscópica absorben toda el agua que pueden. Estando en un ambiente sobresaturado de humedad, absorben más agua y forman gotas de agua donde las sales originales de las partículas quedan disueltas. Para la formación de neblinas, en cambio, actúan al igual que con la formación de nubes en la tropósfera media, al electrizarse produciendo iones que a su vez producen interacciones electrostáticas de corto alcance, que se convierten en atractores de los dipolos de las moléculas de agua, terminando en la condensación de gotas de tamaño medio. Los aerosoles de la estratósfera producen una serie de efectos eléctricos y químicos, desde la conducción

de electricidad entre capas internas, o la reducción de especies químicas en iones. La teoría del funcionamiento de las reacciones químicas heterogéneas sobre la superficie de las partículas de los aerosoles estratosféricos es un problema abierto y apenas estudiado. Hay una necesidad de más estudios sobre el tema para poder entender los procesos de transporte de masa y energía entre la tropósfera y la estratósfera.

Para considerar los efectos de las partículas de los aerosoles sobre los procesos radiativos de la atmósfera se tiene que existen dos tendencias contrapuestas: mientras los aerosoles estratosféricos, compuestos básicamente por óxidos de azufre y hielo, producen un enfriamiento de la superficie terrestre al incrementar el albedo atmosférico, que ocurre con escalas temporales largas; los aerosoles troposféricos están directamente relacionados con el efecto invernadero y otros fenómenos de cuya escala temporal es corta.

Las partículas de los aerosoles, por tener diferente origen, se presentan con tamaños (diámetros) que van desde los $10^{-9}m$ y $10^{-3}m$. Estos seis órdenes de magnitud representan una variación muy grande; lo cual se refleja en el comportamiento tanto de las partículas como especie atmosférica, como en los efectos directos e indirectos que producen sobre el resto de la atmósfera. Debido a su comportamiento como conjunto, las partículas de los aerosoles generalmente se consideran como pertenecientes a tres grupos básicos (B.V. Krishna Murthy, 1999): las partículas “muy pequeñas”, llamadas “núcleos de condensación” o “partículas de Aitken”, con tamaños que varían entre 1 nm y $0.1 \mu m$; las partículas “intermedias” o “en estado de acumulación”, con tamaños entre $0.1 \mu m$; y $1 \mu m$; y las partículas “gigantes” o “toscas” (coarse) con diámetros superiores a $1 \mu m$. Las partículas más pequeñas (Aitken) se producen por la condensación directa de sustancias gaseosas en líquidos o sólidos (hielos) y tienen como su efecto principal el de afectar a la conductividad eléctrica de la atmósfera, por lo que están ligadas a la producción de descargas eléctricas (rayos, relámpagos, luces de San Telmo, sprites y elves) así como a la acumulación de cargas estáticas en las masas de aire continental. Al contrario, las partículas gigantes, que provienen de la erosión de suelos y la formación de arena, están directamente relacionadas con la formación de nubes troposféricas, mediante un complicado proceso de naturaleza higroscópica.

Las partículas de tamaño intermedio son las más importantes desde el punto de vista de los efectos ópticos y radiativos. La denominación que tienen como “partículas de estado de acumulación” se explica por que los otros dos tipos de partículas tienden a crecer por coagulación (los núcleos de Aitken) o a fragmentarse por choques entre sí (partículas toscas) de manera que terminan incrementando la cantidad de partículas del rango intermedio. Para efectos de investigación del efecto invernadero, los aerosoles con partículas de tamaño intermedio son las que dominan en el rango de longitudes de onda correspondientes a la radiación infrarroja. Por el-

lo, los parámetros importantes que deben medirse para caracterizar a los aerosoles son:

- la distribución por tamaños: es decir la cantidad de partículas con un determinado diámetro
- los orígenes y fuentes: cuál es el mecanismo de producción de las partículas y dónde se encuentran en relación a los puntos de medida.
- los tiempos de residencia: cuánto tardan las partículas en producirse, ser transportadas en la atmósfera y el tiempo medio en que tarda el mecanismo de eliminación para extraerlas del aire.

Entre los instrumentos más utilizados para medir el contenido de los aerosoles, lo que significa hallar la distribución por tamaños, las propiedades ópticas de las partículas y del sistema partículas - aire; están los radiómetros de múltiple longitud de onda. La mayoría de ellos funcionan utilizando al Sol como fuente luminosa, y es un método pasivo para medir el contenido atmosférico de aerosoles. El principio básico de funcionamiento es que los diferentes tamaños de partículas afectan en modo distinto al espectro de radiación solar, sea mediante absorción, sea por dispersión molecular (de tipo Rayleigh) o corpuscular (de tipo Mie).

Desde el año 2001, el Laboratorio de Física de la Atmósfera (LFA) del Instituto de Investigaciones Físicas (IIF) de la UMSA pondrá en funcionamiento un sistema de monitoreo de los aerosoles. A través de un convenio especial entre el LFA-IIF y el Space Physics Laboratory (SPL) del Vikram Sarabhai Space Centre (VSSC) de Trivandrum, Kerala, India; se cuenta ya con un Radiómetro de Múltiple Longitud de Onda (Multi-Wavelength Radiometer - MWR) que está pronto a ser instalado dentro del Campus Universitario de Cota-cota, en la ciudad de La Paz. El equipo está en calidad de préstamo y es idéntico a los utilizados por la Indian Space Research Organization (ISRO) en su programa de investigaciones de la atmósfera media (IMAP), el cual está en funcionamiento por casi una década y mantiene una serie de estaciones de monitoreo de aerosoles en el subcontinente hindú y sobre el océano Indico.

2. LAS CARACTERÍSTICAS TÉCNICAS DEL EQUIPO MWR

El Radiómetro de Múltiple Longitud de Onda MWR es un radiómetro que está diseñado para medir la radiación solar que alcanza la superficie terrestre, a través de la selección de bandas representativas de las diversas regiones del espectro solar. La selección de las bandas se realiza mediante una serie de filtros dispuestos de manera que el equipo realiza medidas secuenciales a través del rango seleccionado de las longitudes de onda, en forma creciente y uniforme.

La parte mecánica del equipo le permite mantener el sensor de luz apuntando directamente en la dirección del disco solar. Partiendo de la hipótesis que la composición del espectro solar es fija, al medir en forma espectral la

radiación sobre la superficie se obtiene una medida no sólo proporcional a la intensidad de la radiación proveniente del Sol, sino también inversamente proporcional a la concentración de sustancias que absorben o dispersan la luz en esa longitud de onda. Los cambios en la distribución de intensidades por longitud de onda dentro del espectro solar ocurre en escalas de tiempo muy grandes, del orden de millones de años, o, en el caso de las fulguraciones, en regiones del espectro donde el MWR no llega a medir (EUV y rayos X).

La selección de la banda medida se hace girando una rueda con los filtros, de manera que la luz llega al detector luego de pasar por uno solo de los filtros y por el sistema de lentes, que enfoca la luz del disco solar sobre el foto diodo detector. El equipo ha sido diseñado para realizar medidas en diez bandas estrechas de longitudes de onda en el ultravioleta, el rango visible y el infrarrojo. El ancho de banda de los filtros es menor a 5 nm, y la transmitancia típica de todos y cada uno de los filtros es mayor al 30% para la longitud de onda correspondiente al centro de la banda.

Los filtros están puestos en forma secuencial de acuerdo a longitud de onda creciente, sobre un disco metálico oscurecido que gira por acción de un motor de paso. La regulación del movimiento del disco de los filtros se realiza a través de la interfase a computador. Los filtros están montados en el disco mediante unas abrazaderas metálicas que les permite tener una apertura óptica libre de 22 mm; y están dispuestos de manera tal que, para realizar las medidas, siempre presentan una superficie normal a la radiación solar. El diseño de los filtros es de manera tal que bloquean la radiación en longitudes de onda correspondientes a los rayos X y al infrarrojo (más allá de las bandas de interés) con un factor de 10^4 . Si fuese necesario (como suponemos que lo será en La Paz) la intensidad de la radiación solar cercana al visible, se puede disminuir a través de unos "filtros neutros". Estos filtros son discos planos de cuarzo fundido y presentan una transmitancia uniforme en todo el espectro de interés. Sin embargo, absorben casi un 66% de la intensidad. Esta disminución de la intensidad se haría necesaria para evitar la saturación del elemento fotosensible (el fotodiodo), ya que de ocurrir tal situación, no se podría discriminar la relación entre bandas.

Una vez seleccionado el filtro de la banda correspondiente, la luz se concentra con un lente acromático de 25 mm de diámetro y 70 mm de longitud focal. También se tiene un diafragma ennegrecido con una perforación de 2 mm de diámetro, y que está ubicado en el plano focal, de manera que actúa como un campo de frenado para la radiación solar. Inmediatamente detrás del diafragma está el fotodetector (UDT 455) cuya posición es tal que la radiación que pasa el diafragma llega a formar una mancha lumínica de intensidad uniforme sobre el área activa (5.1 mm^2) del detector, y que tiene una respuesta espectral con pico centrado a los 1000 nm de longitud de onda. El sistema lente - diafragma - detector tiene un campo efectivo de visión de $\sim 2^\circ$; por lo que la ra-

diación dispersada hacia delante es menor al 2% del total de radiación que ingresa al MWR, incrementando así la sensibilidad del equipo. El fotodetector se mantiene en operación dentro del modo fotovoltaico, porque es tiene una respuesta lineal para un rango energético de varias décadas de longitudes de onda, de manera que la señal de salida que se mide y transmite es directamente proporcional al flujo de radiación incidente en el rango de longitudes de onda de interés, que abarca desde el ultravioleta cercano (380 nm) hasta el infrarrojo (1025 nm).

El soporte de programación del MWR le permite realizar un seguimiento al movimiento aparente del Sol, ya que tiene un control sobre el motor de paso mueve al detector a razón de $0.2^\circ/48s$. Este movimiento de giro mantiene al MWR enfocado hacia el disco solar, debiéndose ajustarse en forma manual el ángulo del plano solar, o sea la declinación. Este ajuste se realiza en forma manual cada vez que se enciende el equipo, una vez que se ha comprobado que las condiciones meteorológicas del cielo son suficientemente buenas como para permitir la toma de medidas de los aerosoles.

El principal criterio es poder observar al Sol, libre de nubes en un ángulo sólido correspondiente a un cono de apertura de 3° , equivalente a dos radios solares, ya que esa es la región del cielo de donde proviene la radiación solar que el equipo llega a detectar. Por ese motivo, no es necesario que todo el cielo, o gran parte de él esté claro, sino que sólo se requiere una zona pequeña cercana al disco solar. Más aún, si las nubes que llegasen a cubrir esa región no son muy espesas, se podría, ampliar el análisis de los datos para caracterizar la nube misma. Existen ya experiencias similares con la estación de Jhodaipur y algunas formaciones estacionales de cirros, aunque no es un análisis rutinario para este tipo de instrumentos.

3. LAS MEDIDAS

Los datos proporcionados por la salida del MWR consisten en una serie de líneas con números, que en forma secuencial indican, el tiempo al cual se realizó la medida (en hora, minuto y segundo), el valor medido de intensidad radiación (en milivoltios), el número de filtro (correspondiente a una determinada banda seleccionada) y el valor medido de la luz de fondo del equipo (en milivoltios). Estos datos se almacenan en un archivo generado por el programa de adquisición al momento de encender el equipo y lleva como nombre de archivo una combinación del lugar y la fecha para la toma de datos. Si hubiese alguna interrupción en la toma de datos (p.e. por una falla en la alimentación de corriente eléctrica) al reiniciar el equipo, el programa verifica la existencia de un archivo correspondiente a la misma fecha, y en vez de abrir un nuevo archivo, adiciona los nuevos datos al archivo anterior. De esta manera, se evita que los datos queden sobrescritos o que existan múltiples archivos con el mismo nombre.

Para los efectos de análisis, sólo se consideran aquellos días en los cuales se tiene, como mínimo un período

continuo de tres horas de datos. Actualmente, la red de monitoreo de la India está recolectando datos con intervalos de 2 minutos entre cada serie de medidas. Los monitores están en operación sólo para ángulos cenitales solares menores a 70° , lo que permite mantenerse dentro del rango en que la aproximación de una atmósfera formada por capas planas aún es válida, y que tampoco requiere considerar los efectos de la refracción.

El análisis de los datos se realiza con la denominada "técnica de Langley" (Krishna Moorthy et al., 1989) la requiere de las medidas espectrales de la intensidad del flujo solar que llega a la superficie terrestre, como función del ángulo cenital del Sol. A través de un ajuste de mínimos cuadrados sobre la ley de Beer, Lambert y Bouguer, relaciona la intensidad espectral medida F_λ con la intensidad de flujo fuera de la atmósfera $F_{0\lambda}$. La salida del MWR da una serie de voltajes V_λ correspondientes a la medida de la intensidad de flujo F_λ para una dada longitud de onda λ , y para un ángulo cenital del sol $\chi \leq 70^\circ$. Como el voltaje de salida V_λ es directamente proporcional al flujo F_λ para cada una de las longitudes de onda, podemos escribir la ley de Beer, Lambert y Bouguer como:

$$\ln V_\lambda = \ln C_\lambda + \ln F_{0\lambda} + 2 \ln \frac{r_0}{r} - \tau_\lambda \sec \chi$$

donde C_λ es una constante del sistema, que depende de cada longitud de onda; χ es el ángulo cenital del sol, r es la distancia de la Tierra al Sol al momento de realizar la medida, r_0 es la distancia promedio de la Tierra al Sol (1 UA), τ_λ es la profundidad óptica (integrada) de la columna atmosférica, $F_{0\lambda}$ es la intensidad espectral de flujo fuera de la atmósfera y es el voltaje de salida, directamente proporcional al flujo espectral que llega a la superficie F_λ . Considerando el modelo de atmósfera plana (válido con gran aproximación dentro del rango de ángulos cenitales que se consideran) el último término de la expresión ($\sec \chi$) es prácticamente igual a la masa de aire.

Como la ecuación descrita es una relación lineal entre el logaritmo del voltaje de salida ($\ln V_\lambda$) y la secante del ángulo cenital del Sol ($\sec \chi$), la pendiente del mejor ajuste lineal nos dará el valor de la profundidad óptica integrada (τ_λ), mientras que el valor extrapolado del intercepto en el eje vertical (de V_λ), nos dará el voltaje que se obtendría para el caso de masa de aire nula, o sea, el valor para el flujo fuera de la atmósfera ($F_{0\lambda}$). Entonces podemos definir a la cantidad:

$$\ln V_{0\lambda} = \ln C_\lambda + \ln F_{0\lambda}$$

como el valor correspondiente al intercepto de masa de aire nula corregida por las variaciones de la distancia entre la Tierra y el Sol. También se puede considerar como nulas a las variaciones de $F_{0\lambda}$ para tiempos cortos, de un día para el otro, ya que la actividad solar es constante en esa escala de tiempo; por lo que la variaciones que resultan de las fallas en el ajuste lineal provienen de los cambios temporales de la profundidad óptica integrada (τ_λ), o de influencias imposibles de cuantificar,

como nubes invisibles o ligeras desviaciones desalineado del sistema óptico. El resultado es que las variaciones de C_λ se reflejan directamente en los valores de $\ln V_{0\lambda}$; por lo que la constancia o variación de éste valor es un buen método para examinar la estabilidad del sistema.

El término de la masa de aire o del ángulo cenital del Sol ($\sec\chi$), se calcula a partir de la información astronómica a través de los datos de la localidad: latitud (ϕ) y longitud geográficas y convirtiendo la hora civil en tiempo verdadero a través de la ecuación del tiempo y el ángulo (δ) de declinación del Sol para cada día. Se puede escribir como:

$$\sec\chi = [\sin\delta\sin\phi + \cos\delta\cos\phi\cos H]^{-1}$$

donde H es el ángulo horario correspondiente al momento de la medida.

Una vez que se ha realizado una serie de medidas, se construyen los diagramas de Langley, ajustándoles una línea recta por el método de mínimos cuadrados. El intercepto extrapolado sobre el eje de abscisas se corrige por el factor debido a la variaciones de la distancia entre la Tierra y el Sol, de manera que obtenemos los valores de ($\ln V_{0\lambda}$). El programa asociado para el análisis de datos permite también obtener los valores de la pendiente de la recta de ajuste (τ_λ) y otros parámetros estadísticos relevantes, como la desviación estándar de τ_λ y el coeficiente de correlación (ρ). Estas dos cantidades se utilizan para la selección de puntos que hubiesen sido producidos por fluctuaciones temporales de τ_λ . Una vez identificados, esos puntos son eliminados del conjunto base para el ajuste lineal truncándoles bajo un criterio de coeficiente de confianza de 99.5% mediante la estadística t de Student. Una vez que los datos de variaciones grandes han sido eliminados, se repite el ajuste y se vuelven a calcular (τ_λ), (ρ) y ($\ln V_{0\lambda}$). Entonces se obtiene un conjunto de diez diagramas de Langley, cada uno con un valor específico de τ_λ . Este valor, sin embargo es una cantidad compuesta por tres términos, que se suman para dar el valor obtenido:

$$\tau_\lambda = \tau_{p\lambda} + \tau_{R\lambda} + \tau_{a\lambda}$$

donde los subíndices p , R , a corresponden a la contribución por parte de las partículas (p), por dispersión de Rayleigh (R) y por absorción molecular (a). El MWR mide en diez bandas, cada una de las cuales está relacionada con alguna especie específica dentro de los posibles aerosoles libres en la atmósfera. Las longitudes de onda sobre las que se mide son: 380, 400, 450, 500, 600, 650, 750, 850, 935 y 1025 nm, en las cuales se mide la intensidad de la radiación solar una por vez, y se obtiene por diferencia, la dispersión de la intensidad del flujo solar causada por los aerosoles.

4. RESULTADOS ESPERADOS

A partir de la experiencia obtenida con la red de radiómetros del IMAP, se conocen algunos aspectos de la climatología de los aerosoles. Entre los principales, están

los cambios estacionales, ligados a otros fenómenos meteorológicos. Para el subcontinente hindú, la distribución de anual de las lluvias se mantiene en un ciclo denominado como "régimen monzónico". Este tipo de régimen de lluvias clasifica al año en tres períodos: invierno, verano y de lluvias (monzones). La concentración de aerosoles de origen eólico se ve incrementada durante los meses de invierno (hemisferio norte), mientras que los aerosoles de condensación se forman durante los meses de verano. Ambos tipos de partículas son prácticamente barridas durante las fuertes lluvias de los meses monzónicos.

Se piensa que la distribución estacional de las partículas de los aerosoles sobre La Paz tendrá un sistema diferente. La primera causa sería que Bolivia está situada en la zona de franja tropical, pero en el hemisferio sur, por lo que los vientos alisios que cruzan Sudamérica tiene características distintas a los alisios del sudoriente asiático. Además, el régimen de vientos sobre la ciudad de La Paz se encuentra dominado por los cortes en la corriente superficial que producen los picos de la Cordillera Oriental. Por otro lado, el balance de humedad en la atmósfera baja es prácticamente una incógnita, ya que los datos al respecto provienen de un pequeño número de estaciones, y además durante breves períodos de tiempo. Esperamos que el MWR pueda dar mejor información sobre el comportamiento del vapor de agua atmosférico y su relación sobre la coalescencia de los aerosoles higroscópicos.

A partir de ese tipo de información, juntamente con algunos modelos dinámicos de producción de las partículas, se espera poder determinar los orígenes de los diversos tipos de las partículas que dominan el espectro de tamaños en la atmósfera urbana de La Paz.

REFERENCIAS

- [1] Brasseur, Guy y Susan Solomon, "Aeronomy of the Middle Atmosphere" Reidel, New York, 1986.
- [2] Cacho, Javier y Ma Jesús Sainz de Aja "El agujero de ozono" Tabapress, Madrid, 1989.
- [3] Iqbal, Muhammad, "An introduction to Solar Radiation", Academic Press, Toronto, 1983.
- [4] Kelly, Mick "Global Climate 2000", Tiempo, vol.38, p.38 (2001).
- [5] Krishna Moorthy, K., R.Nair Prabha y B.V. Krishna Murthy "Multiwavelength solar radiometer network and features of aerosol spectral optical depth at Trivandrum" Indian Journal of Radio & Space Physics, vol.18, p.194 (1989).
- [6] Krishna Murthy, B.V. "Los aerosoles y el balance radiativo en la atmósfera media", Revista Boliviana de Física, vol.5, N°5, p.140 (1999).