

LA FISICA DE LAS NUBES EN RELACION CON LA MODIFICACION ARTIFICIAL DEL TIEMPO

PARTE I - BASE CIENTIFICA

Por R.R. BRAHAM, Jr.*

Introducción

La física de las nubes resulta única en meteorología debido a su capacidad y oportunidad de comprobar hipótesis y descubrir nuevos hechos mediante la experimentación directa sobre las nubes y mediante los experimentos de laboratorio relacionados con los procesos de las nubes. A través de la combinación de los experimentos de campo y de laboratorio, de la teoría, de la modelización numérica y el análisis de los datos, este campo ha venido creciendo de manera continua desde el decenio de los 40.

La física de las nubes constituye la base científica para la modificación artificial del tiempo. Aunque hay numerosas lagunas de importancia, esta base es bastante sustancial. La Parte I del presente artículo presenta un breve resumen de la física de las nubes en correlación con la siembra glaciogénica para la intensificación de la precipitación; un estudio mucho más detallado de este material puede encontrarse en Mason (1971); Rogers (1976); Pruppacher y Klett (1978); Dennis (1980). En la parte II se resumirá el estado actual de este campo, se describirán los desarrollos que ha habido desde 1980 y se sugerirán las formas de los progresos ulteriores.

Este artículo se limita a la siembra glaciogénica para la intensificación de la precipitación; bajo mi punto de vista, hasta el momento, éste es el único componente de la siembra de nubes que tiene conjuntamente una base científica razonablemente bien fundamentada y una importancia económica de gran potencial.

Los fundamentos científicos

La ciencia de la siembra glaciogénica para la intensificación de la precipitación se basa en cuatro hechos bien establecidos:

- La subfusión (condición en que las gotas de agua permanecen líquidas a temperaturas inferiores a los 0° C) se observa con frecuencia en las nubes naturales.
- A la misma temperatura, la presión saturante del vapor sobre el hielo es menor que sobre el líquido subfundido. Así, los cristales de hielo en presencia de gotas subfundidas pueden crecer mediante la sublimación de vapor mientras que las gotas próximas se evaporan. De esta forma un solo cristal puede adquirir la masa de numerosas gotas.
- Gran parte de la precipitación en las latitudes medias cae desde nubes en fase de mezcla.
- Se dispone de nucleantes de hielo eficaces a bajo coste. Los dos que se utilizan con mayor frecuencia en la siembra de nubes son: (a) anhídrido carbónico sólido (hielo seco), vertido en forma de gránulos en nubes subfundidas, y (b) humos de yoduro de plata (AgI mezclado con otros haluros y vaporizados en una llama) (Schaefer (1946); Vonnegut (1949); Blair *et al.* (1973); Horn (1982).

* Universidad de Chicago (EE.UU.).

La estabilidad coloidal

En un principio se reconoció que el crecimiento sólo por condensación no podía producir lluvia. De hecho, dicho crecimiento tiende a concentrar la amplitud de los tamaños en un grupo de gotas de la nube, lo cual, a su vez, hace disminuir sus velocidades diferenciales de caída. Así, se consideraron a las nubes como si tuvieran una estabilidad de tipo coloidal.

La estabilidad coloidal es una medida de la probabilidad del aumento de la precipitación mediante colisión y coalescencia. Las nubes cumuliformes que se forman en masas de aire cálido marítimo tienen, generalmente, unas concentraciones de gotas en las bases de las nubes de $30\text{-}300\text{ cm}^{-3}$ y abarcan una gama relativamente amplia de tamaños. Estas nubes tienen un grado de estabilidad coloidal bajo; para describirlas utilizamos con frecuencia el término "microestructura marítima". Los cúmulus que se forman en masas de aire continental moderadamente seco, generalmente, tienen un espectro inicial de tamaño de gotas mucho más estrecho, con unas concentraciones de gotas de $200\text{-}2000\text{ cm}^{-3}$; tienen un alto grado de estabilidad coloidal y se dice que tienen una "microestructura continental".

Tal como demostraron Squires (1958) y otros, el espectro del tamaño de las gotas en la base de las nubes viene determinado principalmente por el espectro de los núcleos de condensación de la nube (NCN) y por la velocidad de la corriente ascendente en la base de la nube. Johnson (1980) resaltó la importancia de la función de la temperatura, con bases de nubes más frías dando como resultado una microestructura continental mayor, cuando permanecen los otros factores sin cambios.

A medida que las masas de aire se van modificando y adquieren propiedades intermedias, las nubes también muestran una amplia variación en la estabilidad coloidal. Por encima de la base de la nube, el espectro del tamaño de las gotas de la nube evoluciona de forma continua debido a los efectos de la condensación continuada, de la colisión y coalescencia de las gotas, y de la captura por precipitación y mezcla entre aire nuboso y aire despejado. La *Figura 1* muestra ejemplos del espectro del tamaño de las gotas en cúmulos congestus. Las diferencias entre los espectros de las bases de las nubes en Florida y Minnesota (EE.UU.) son evidentes. Por encima de la base de la nube, el espectro del tamaño de las go-

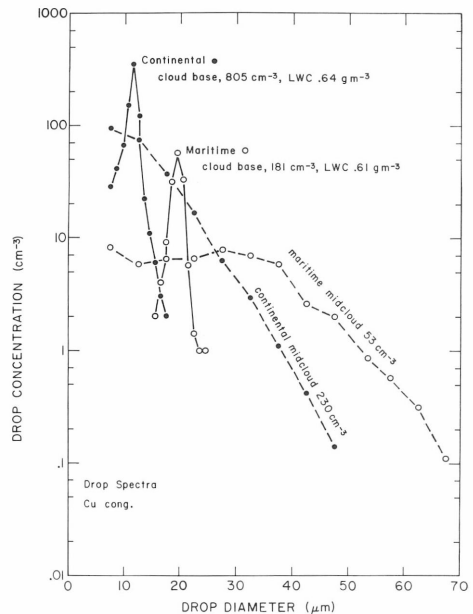


Figura 1.— Espectro típico del tamaño de las gotas de las nubes cumulus congestus. Las líneas continuas indican el espectro en la base de la nube y las líneas de puntos en el medio de la nube. Los círculos en blanco señalan los datos procedentes de una nube de verano, según una muestra tomada contra el viento en Florida y los círculos en negro corresponden a los datos de una muestra en una nube de verano cerca de Bemidji, Minnesota (EE.UU.).

tas se amplía tanto en las nubes de Florida como en las de Minnesota; sin embargo, el ensanchamiento del espectro resulta mucho más rápido en la nube que se formó en la masa de aire marítimo tropical.

Los mecanismos de la precipitación

Históricamente, los meteorólogos han considerado dos procesos para originar la precipitación: los mecanismos llamados “cristal de hielo” y la “coalescencia”. El punto de vista convencional ha sido que la siembra de nubes sólo afecta al mecanismo de cristales de hielo. No obstante, ahora sabemos que, en ciertas condiciones meteorológicas, la formación natural de la precipitación se inicia frecuentemente mediante el crecimiento por coalescencia, y se desarrolla durante el crecimiento de la fase-hielo. Además, la respuesta de la nube a la siembra glaciogénica resulta diferente en estas condiciones. Por ello, propongo añadir un tercer proceso: el mecanismo de la “coalescencia-congelación”. Ahora resumiremos las características esenciales de cada uno de estos tres procesos.

El mecanismo de cristales de hielo

Nuestros conocimientos sobre este mecanismo se basan en lo establecido por Wegener (1911), Bergeron (1935) y Findeisen (1938-1939). El mecanismo generalmente se identifica con Bergeron, quien describió sus bases físicas y meteorológicas en la Asamblea General de la UIGG celebrada en Lisboa, en 1933.

El aspecto básico de este mecanismo es que las partículas de aerosoles actúan de tal manera que forman pequeñas concentraciones de cristales de hielo en las nubes subfundidas. Entonces, estos cristales crecen por sublimación de vapor, siendo éste un proceso relativamente lento. Una vez que alcanzan el tamaño de algunos cientos de micrones, los cristales pueden juntarse para formar copos de nieve. Aunque en los estudios primitivos se discutió poco este tema, la posibilidad de que los cristales grandes y los copos de nieve puedan continuar su crecimiento por aglomeración (engelamiento) de las gotas de las nubes subfundidas, se incluye ahora como parte del mecanismo de los cristales de hielo. Los copos

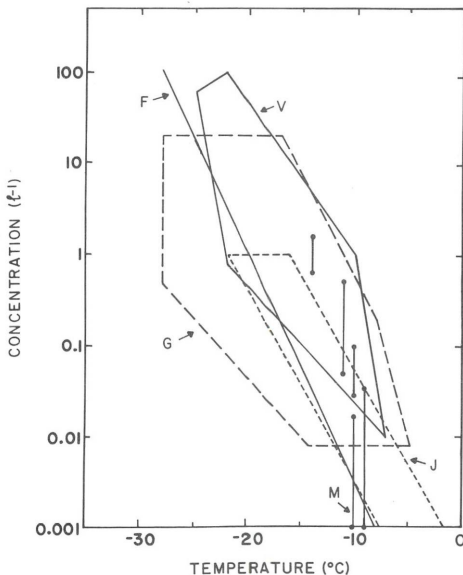


Figura 2.- Concentraciones de cristales de hielo natural en las nubes como una función de la temperatura (de Mossop (1985)). También se muestran las envolventes de los datos procedentes de diversos autores (para más detalles véase el informe original).

de nieve que caen a través del nivel de la isoterma de 0°C se fundirán llegando al suelo en forma de gotas de lluvia.

Para un desarrollo eficaz de la precipitación por intermedio de este mecanismo, se estima que una nube necesita entre uno y diez cristales por litro. El grado de efectividad para que las partículas naturales de aerosoles actúen como núcleos de formación de hielo (NFH) aumenta a medida que la temperatura disminuye. Mossop (1985) resumió los datos de observación de las concentraciones de los cristales de hielo primarios en las nubes (véase *Figura 2*); para alcanzar entre uno y diez cristales por litro a través de la nucleación de las partículas de hielo, las cimas de las nubes deben alcanzar niveles en los que la temperatura esté por debajo de unos -20°C . La curva F (debida a Fletcher (1962)) presenta una útil aproximación de las concentraciones naturales de NFH. En una nube determinada, la mayor concentración de cristales de hielo primarios debe producirse en la parte más alta de la nube (la parte más fría). Por tanto, la acción de este mecanismo actúa en sentido descendente partiendo de la cima de la nube.

El mecanismo de Bergeron parece que actúa de manera muy efectiva en los sistemas nubosos estratificados de mucho espesor, que acompañan a las depresiones ciclónicas en las latitudes medias. Las nubes estratificadas, tales como los estratocúmulos o los altostratus (si están lo suficientemente subfundidos), desencadenan la precipitación a través de este mecanismo. En las nubes cumuliformes con microestructura continental éste es el único mecanismo posible para la formación de la precipitación, aunque generalmente no resulta demasiado eficaz.

Mecanismos de la coalescencia

La lluvia también se produce por intermedio de interacciones gota-gota (colisiones y coalescencia), un proceso conocido como el mecanismo de la coalescencia o de la "lluvia cálida". Aunque la existencia de un mecanismo natural de precipitación que no implicase al hielo ya se conocía en tiempos tan lejanos como 1933, su importancia no fue completamente reconocida hasta después de la Segunda Guerra Mundial, cuando el radar comenzó a utilizarse de forma sistemática para la investigación de las nubes (Bowen (1950); Ludlam (1951); Battan (1953); Braham (1964)). Este mecanismo resulta muy efectivo en nubes cumuliformes que se forman en masas de aire marítimo. Con frecuencia los cúmulus tropicales producen lluvia cuando sólo tienen un espesor de 1500-2500 m y tienen las cimas tan cálidas como $+10^{\circ}\text{C}$. Incluso en la parte central de los EE.UU., los cúmulus formados en masas de aire marítimo producen precipitación por coalescencia.

La actuación efectiva del mecanismo de la coalescencia comienza con condiciones favorables en y por debajo de la base de la nube (NCN, corrientes ascendentes, temperatura de la base de la nube), y se ve favorecido por la condensación continuada en la ascensión a medida que las porciones de la nube son transportadas hacia arriba. Así, en cierta manera la actuación de este mecanismo se desplaza hacia arriba desde la base de la nube.

El mecanismo de la coalescencia con congelación

Las observaciones muestran que las gotas de lluvia del tamaño de milímetros se congelan cuando se enfrían a temperaturas del orden de los -10°C . Esto permite que las nubes con un mecanismo de coalescencia activo entren antes en el mecanismo del crecimiento de la fase de mezcla, y a temperaturas más cálidas, que el que tendrían a través del mecanismo de Bergeron.

El mecanismo de la coalescencia con congelación resulta muy eficaz en las nubes cu-

muliformes con microestructura marítima. Hemos visto que para que el mecanismo de los cristales de hielo resulte eficaz, las cimas de las nubes deben de alcanzar temperaturas del orden de los -20°C (ó 5000-6000 m en aire marítimo polar y 8000 m en masas de aire marítimo tropical). Sin embargo, las nubes con un proceso de coalescencia activo pueden entrar en la forma de crecimiento de la fase de mezcla muy poco después de penetrar en el nivel de congelación. Así, la fase de crecimiento relativamente lento de los cristales de hielo queda completamente superada, y las nubes entran rápidamente en la fase de crecimiento por agregación. En la formación de la precipitación, estas nubes tienen tres ventajas diferentes con respecto a sus equivalentes de base fría continental:

- La precipitación en la fase-hielo se desarrolla antes en la vida de la nube (por lo tanto, antes de que las pérdidas por arrastre sean demasiado grandes).
- La precipitación se desarrolla en la parte baja del cuerpo de la nube donde la velocidad de producción de condensación es mayor.
- La fase de hielo se desarrolla en una región donde la sobresaturación con respecto al hielo es máxima (por lo tanto, el crecimiento por la depositación es máximo).

Estos puntos quedan reflejados en la *Figura 3*. La curva A es la curva de Fletcher de las concentraciones de núcleos de hielo primarios [$N(\Delta T) = 10^{-5} \exp(0.6 \Delta T)$]. La curva B presenta la probabilidad de congelación de una gota de un milímetro de diámetro (basada en Vali y Stansbury (1966) y en los datos de observación de congelación de gotas). Estas dos curvas muestran que las gotas de lluvia de un milímetro de diámetro comienzan a congelarse entre -8 y -10°C , mientras que a estas temperaturas la concentración de núcleos de hielo primarios es efectivamente cero. También se muestra en la figura la diferencia entre la tensión del vapor saturante sobre líquido subfundido y sobre el hielo (curva C), junto con la velocidad a la cual la proporción de mezcla de saturación cambia en función de la temperatura (curva D). La última magnitud está directamente relacionada con la velocidad a la cual se genera el agua de la nube en una corriente ascendente.

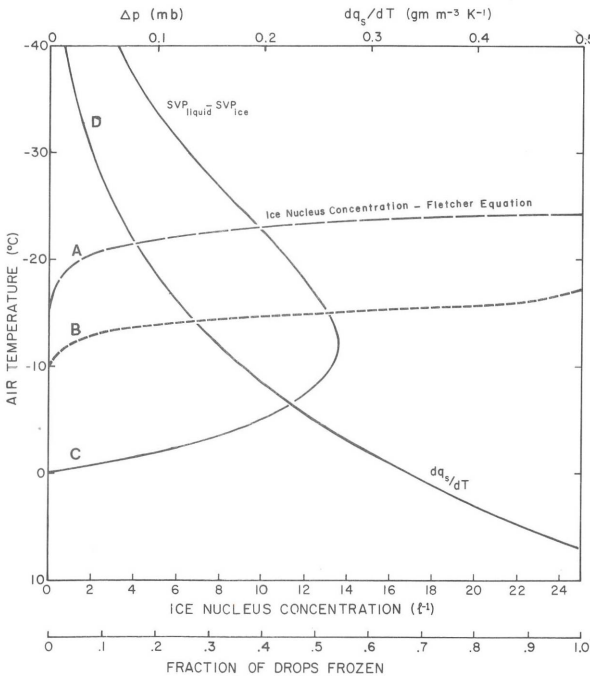


Figura 3. Variaciones de cuatro parámetros importantes para el desarrollo de la precipitación, en función de la temperatura.

Las partículas de hielo secundarias

En algunas nubes la concentración de partículas de hielo es mucho mayor que las concentraciones de núcleos de hielo normalmente observadas. En el proyecto "Whitetop" (principios del decenio de los 60) se encontró que, en los cumulus de verano sobre Missouri (EE.UU.), la concentración de gotas heladas y de partículas de granizo blando, a temperaturas de la nube entre -5 y -15° C, con frecuencia sobrepasaban las concentraciones de núcleos de hielo primarios medidas en el aire debajo de la nube en dos a cuatro órdenes de magnitud (Koenig (1963); Braham (1964)). Los subsiguientes experimentos de laboratorio demostraron que el englamamiento en presencia de un amplio espectro de tamaño de gotas de nubes y dentro de una variación de la temperatura comprendida entre -3 y -8° C da como resultado la formación de numerosas partículas de hielo secundarias (Hallett y Mossop (1974); Mossop y Hallett (1974)). A este proceso se le ha llamado "multiplicación del hielo", pero se ha preferido el término producción de "partículas secundarias de hielo" (PSH).

La producción de PSH tiene un profundo efecto en la microfísica de las nubes con un activo mecanismo de la coalescencia con congelación. Las PSH son liberadas en la región de máximo crecimiento del vapor y, como consecuencia, los cumulus congestus en masas de aire húmedo y cálido pueden sufrir una completa glaciación en cuestión de varios minutos (Koenig (1963)). La formación de hielo secundario también tiene una influencia muy importante en la "sembrabilidad" de las nubes, cuestión que se tratará en la Parte II.

Ha sido observada la ocurrencia de las PSH en las nubes estratificadas y se han estudiado sus posibles orígenes (Mossop (1985)). Estas partículas no son bien comprendidas, pero pueden tener influencia en la siembra de dichas nubes.

La dinámica de las nubes

Un análisis de la física de las nubes en relación con la modificación artificial del tiempo quedaría incompleto sin mencionar la dinámica de las nubes. Pero el campo de la dinámica de las nubes es tan amplio, y está creciendo de forma tan rápida, que aquí resulta imposible hacer algo más que llamar la atención sobre algunos de los importantes modos en los que la dinámica de las nubes se entrelaza con la microfísica de las nubes y con la siembra de las nubes.

La dinámica de las nubes produce las nubes en las cuales actúan los procesos microfísicos. Una de las características dinámicas más evidentes de una nube es su corriente ascendente; la condensación de la nube tiene lugar en el aire nuboso que se desplaza hacia arriba. Dado que la razón de mezcla de saturación normalmente disminuye con la altura, cuanto más cálida sea la base de la nube, mayor es la cantidad de condensación por unidad de cambio respecto a la altura dentro de la nube. Esto se muestra en la curva D de la *Figura 3*.

Las nubes se están mezclando continuamente tanto internamente como en el entorno que las rodea. La mezcla con el entorno se denomina efecto de arrastre; diluye la fuerza ascensional de la nube, reduce la nube y el contenido de agua precipitable, mezcla la cantidad de movimiento vertical y horizontal, y modifica el espectro del tamaño de las partículas de una forma que aún no está completamente explicada.

Mientras que persista la corriente ascendente de la nube, la producción de agua no se verá afectada por el efecto de arrastre ni por las pérdidas debidas a la precipitación; cuando las corrientes ascendentes cesan, las nubes comienzan a decaer. En ningún otro ejemplo ésto resulta tan evidente como en las nubes cumuliformes; la vida de los cumulus tienden a mostrar una distribución exponencial, con un gran número de nubes de vida corta y muy

pocas de vida larga. En la *Figura 4* se muestra un ejemplo. La mayoría de los cumulus no duran lo suficiente para que los embriones de precipitación inducidos por la siembra alcancen el tamaño suficiente para llegar al suelo; de todas formas, aquéllos que sí duran lo suficiente tienen una gran probabilidad de formar precipitación natural.

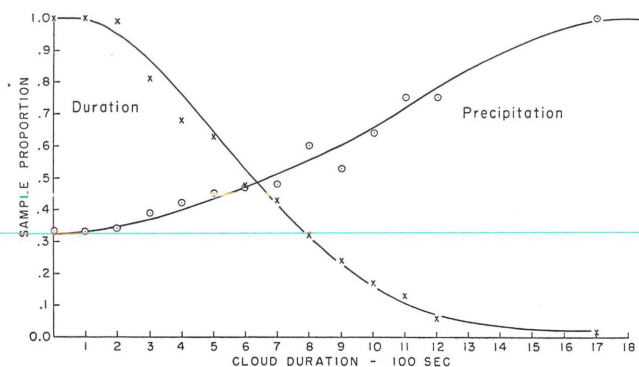


Figura 4.— Probabilidad de que la porción subfundida de las nubes cumuliiformes perdure al menos durante el período indicado en abscisas, y la probabilidad de que la precipitación natural se desarrolle en nubes de la misma duración de vida (según Braham).

Resumen de las conclusiones

Se ha presentado un breve resumen de los fundamentos científicos en los que se basa la siembra glaciogénica. Además de los dos clásicos mecanismos de formación de la precipitación (cristales de hielo y coalescencia), con vistas a la siembra de nubes hemos de añadir el mecanismo de la coalescencia con congelación. La siembra de nubes que tienen un mecanismo activo de precipitación por coalescencia se ve complicado por el hecho de que las gotas de lluvia “cálida” empiezan a congelarse a temperaturas comprendidas entre los -8 y los -10° C. Se producen partículas secundarias de hielo durante el crecimiento por englamamiento de los hidrometeoros, incrementando así la concentración de partículas de hielo en una nube. La vida de la nube resulta un factor muy importante para determinar la probabilidad de la precipitación.

Estos puntos constituyen la base para la Parte II, la cual es una discusión de la siembra glaciogénica para la intensificación de la precipitación.

Agradecimiento

El informe en el que se basa este artículo de dos partes fue preparado con el apoyo de la Subvención ATM-8310429 de la Fundación Nacional de Ciencias de los EE.UU.. Su contenido refleja el punto de vista del autor y no necesariamente de los miembros de la Fundación. El artículo es una versión de la conferencia pública impartida durante la Asamblea Conjunta de la AIMFA/AICFO (Honolulu, agosto de 1985).

REFERENCIAS

BATTAN, L.J. (1953): Observations on the formation and spread of precipitation in convective clouds. *J. Meteor.* 10 311-324.

- BERGERON, T. (1935): On the physics of cloud and precipitation. *Proc. verbaux Assoc. Meteorol. IUGG Fifth General Assembly.*
- BLAIR, D.N., DAVIS, B.L. and DENNIS, A.S. (1973): Cloud chamber tests of generators using acetone solutions of AgI-NaI, AgI-KI and AgI-NH₄I. *J. Appl. Meteor.* 12 1012-1017.
- BOWEN, E.G. (1950): The formation of rain by coalescence. *Aust. J. Sci. Res.* A3 193-213.
- BRAHAM, R.R., Jr. (1960): Physical properties of clouds. *J. Irrigation and Drainage* (Amer. Soc. Civil Engr.) 86 111-119.
- (1964): What is the role of ice in summer rain showers? *J. Atmos. Sci.* 21 640-645.
- DENNIS, A.S. (1980): *Weather modification by cloud seeding.* Academic Press, New York, 267 pp.
- FINDEISEN, W. (1938): Die Kolloidmeteorologischen Vorangänge bei der Niederschlagsbildung. *Meteorol. Z.* 55 122-133.
- (1939): Zur Frage der Regentropfbildung in reinen Wasserwolken. *Meteorol. Z.* 56 p.365.
- FLETCHER, N.H. (1962): *The physics of rainclouds.* Cambridge Univ. Press, London; 386 pp.
- HALLETT, J. and MOSSOP, S.C. (1974): Production of secondary ice particles during the riming process. *Nature* 249 26-28.
- HORN, R.D., FINNEGAN, W.G. and DEMOTT, P.J. (1982): Experimental studies of nucleation by dry ice. *J. Appl. Meteor.* 21 1567-1570.
- JOHNSON, D. (1980): The influence of cloud base temperature and pressure on droplet concentration. *J. Atmos. Sci.* 37 2079-2085.
- KOENIG, L.R. (1963): The glaciating behavior of small cumulonimbus clouds. *J. Atmos. Sci.* 20 29-47.
- LUDLAM, F.H. (1951): The production of showers by the coalescence of cloud droplets. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 77 402-417.
- MASON, P.J. (1971): *The physics of clouds.* Clarendon Press, Oxford. 671 pp.
- MOSSOP, S.C. (1985): The origin and concentration of ice crystals in clouds. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 66 264-273.
- MOSSOP, S.C. and HALLETT, J. (1974): Ice crystal concentration in cumulus clouds: influence of the drop spectrum. *Science* 186 632-634.
- PRUPPACHER, H.R. and KLETT, J.D. (1978): *Microphysics of clouds and precipitation.* Reidel Publishing Co., Dordrecht, 714 pp.
- ROGERS, R.R. (1976): *A short course in cloud physics.* Pergamon Press, Oxford 227 pp.

- SCHAEFER, V.J. (1946): The production of ice crystals in a cloud of supercooled water droplets. *Science* 104 457-459.
- SQUIRES, P. (1958): The microstructure and colloidal stability of warm clouds *Tellus* 10 256-271.
- VALL, G. and STANSBURY, E.J. (1966): Time-dependent characteristics of the heterogeneous nucleation of ice. *Can. J. Phys.* 44 477-502.
- VONNEGUT, B. (1949): Nucleation of supercooled water cloud by silver iodide smokes. *Chem. Revs.* 44 277-289.
- WEGENER, A. (1911): *Thermodynamik der Atmosphäre*. Barth, Leipzig, 331 pp.

APLICACIONES DE LOS DATOS CLIMATOLOGICOS MARINOS

Por R. J. SHEARMAN *

Archivos de datos meteorológicos marinos

Una fuente importante de datos climatológicos de los océanos es el conjunto de observaciones meteorológicas cotidianas realizadas voluntariamente por los oficiales de puente de los buques mercantes. Las observaciones meteorológicas sistemáticas a bordo de los buques empezaron a hacerse a mediados del siglo pasado y son el fruto de un excelente espíritu de cooperación unido al reconocimiento de su importancia para todos los que recorren los mares. Hay muchos síntomas de que las observaciones de los buques seguirán siendo necesarias y que habrá aún mayor dependencia de estos datos para proporcionar los "datos verdaderos en el suelo" para los sistemas de teledetección.

Debido a la importancia de los datos meteorológicos marinos, hay un compromiso entre los meteorólogos sinópticos y los climatólogos para mejorar la calidad de las observaciones de los buques en el mar. El Comité SCOR/COI sobre los cambios del clima y el océano, en representación del PMIC, ha creado un Programa para el desarrollo de los sistemas de observación en el océano como una empresa común de las comunidades oceanográfica y meteorológica. Uno de sus objetivos es el perfeccionamiento de los instrumentos y de su instalación a bordo de los buques.

En los primeros días, se recopilaban los datos para su empleo climatológico, por muchas de las naciones marítimas de los buques navegando bajo su pabellón, con independencia del lugar en donde el navío estuviese. Esto daba lugar a una fragmentación de la base de datos y un meteorólogo que efectuase un estudio no podía estar seguro de que la colección de datos nacionales de la zona en cuestión fuese completa o representativa. Tampoco tenía medios de saber a qué país debía acudir para obtener más datos. Esto llevó a la Comisión de Meteorología Marina a buscar métodos para normalizar el archivo y el intercambio de dichos datos, y la rápida evolución de los ordenadores y de las bases de datos asociadas hacia fines del decenio de 1950 y principios del de 1960 actuó como un catalizador de este desarrollo. El Cuarto Congreso Meteorológico Mundial, en 1963, adoptó una resolución por la cual se designaron nueve países Miembros (más tarde reducidos a ocho),

* Meteorological Office del Reino Unido, vicepresidente de la CMM.