

ESTIMACIÓN DE LA NUBOSIDAD MEDIANTE DATOS CLIMATOLÓGICOS

Por: Nabil Mobayed K.

1. GENERALIDADES

La nubosidad atmosférica es un componente fundamental de los sistemas meteorológicos que afecta directamente el clima del planeta. La nubosidad se refiere a la presencia de nubes en la atmósfera terrestre, esto es masas visibles de gotas de agua o cristales de hielo suspendidos en la atmósfera cuya formación está influenciada por diversidad de factores. La nubosidad desempeña un papel crucial en el clima y el tiempo, ya que afecta la temperatura, la humedad y la precipitación.

Como se sabe, las nubes se forman cuando el aire húmedo se enfría hasta su punto de rocío, momento en el cual el vapor de agua se condensa en partículas microscópicas, como polvo o sal marina, formando gotas de agua o cristales de hielo. Este proceso generalmente ocurre en uno de los siguientes escenarios: (1) Cuando el aire se eleva debido a la topografía, a frentes meteorológicos o corrientes de convección, enfriándose a medida que asciende; (2) durante la noche, cuando la pérdida de calor por radiación enfría el aire hasta el punto de rocío; y (4) por la mezcla de dos masas de aire con diferentes temperaturas y humedades que igualmente tienden a enfriar el aire hasta su punto de rocío.

Las nubes se clasifican en varios tipos, según su apariencia y altitud, como: (1) Nubes altas o *cirros*, formadas a altitudes superiores a 6,000 m, que están compuestas principalmente de cristales de hielo; (2) nubes medias o *altocúmulos*, ubicadas entre 2,000 y 6,000 m y formadas por gotas de agua o cristales de hielo; (3) nubes bajas, llamadas *estratos* o *estratocúmulos*, que se forman por debajo de los 2,000 m y están compuestas principalmente de gotas de agua; y, por último, (4) nubes de desarrollo vertical, esto es *cúmulos* y *cumulonimbos*, que se pueden extender a través de varias capas atmosféricas, desde bajas hasta altas, y se asocian directamente con el clima severo y las tormentas.

La nubosidad afecta el balance energético de la Tierra de varias maneras. Se tiene el *efecto albedo*, cuando las nubes reflejan la radiación solar entrante, lo que puede enfriar la superficie terrestre. Está el llamado *efecto invernadero*, en el que actúan como un manto, atrapando el calor irradiado desde la superficie terrestre y manteniendo temperaturas más cálidas. Y, desde luego, dan lugar a la *precipitación*, en forma de lluvia, nieve y granizo, dependiendo de las condiciones atmosféricas prevalecientes.

La nubosidad se observa y mide mediante varias técnicas. La más común es la *observación visual* en estaciones meteorológicas, donde observadores entrenados estiman -como fracción entre 1, para cielo despejado, y 0, para cielo cubierto- el grado de cobertura de las nubes. Cuando se tienen instrumentos, la observación y medición se basa en: (1) cámaras y radiómetros instalados en estaciones terrenas, para medir la radiación solar; (2) en imágenes tomadas por *satélites meteorológicos*, esto para determinar cobertura, tipo y altura de las nubes; o (3) en señales de reflectividad producidas desde *radares meteorológicos*, en este caso para detectar precipitaciones y estructuras dentro de las nubes.

2. ÍNDICE DE NUBOSIDAD CON DATOS SATELITALES

El índice de nubosidad, también conocido como fracción de cobertura nubosa o índice de cobertura de nubes, se calcula mediante varios métodos dependiendo de la tecnología y los datos disponibles. En el caso de contar con datos satelitales, por ejemplo, los pasos básicos para calcularlo son los siguientes:

1. **Adquisición de imágenes:** Los satélites meteorológicos capturan imágenes de la superficie terrestre. Las mismas pueden ser en diferentes bandas del espectro electromagnético, pero la banda visible y la infrarroja son las más comunes para este propósito.
2. **Detección de Nubes:** Las imágenes son procesadas para identificar las áreas cubiertas por nubes. Esto se hace al comparar la reflectancia y las temperaturas de las diferentes bandas. Las nubes generalmente tienen una alta reflectancia en la banda visible y bajas temperaturas en la banda infrarroja.
3. **Clasificación de *Píxeles*:** Cada *píxel* de la imagen satelital se clasifica como cubierto por nubes o no cubierto por nubes. Esto se logra mediante algoritmos que separan los elementos cuadrículares conforme a sus características de reflectancia y temperatura.
4. **Cálculo del Índice de Nubosidad, I_n :** Se calcula la fracción de píxeles cubiertos por nubes en una región específica. El índice de nubosidad se expresa como un valor entre 0 y 1 (o entre 0% y 100%), donde 0 significa cielo completamente despejado y 1 (o 100%) indica cielo completamente cubierto por nubes.

$$I_n = \frac{\text{Número de píxeles cubiertos por nubes}}{\text{Número total de píxeles en la región}} \quad (1)$$

5. Promedio temporal y espacial: Para obtener una medida más precisa y representativa, a menudo se promedian los valores del índice de nubosidad en diferentes tiempos y sobre áreas geográficas más grandes.

Los pasos anteriores pueden variar dependiendo de los métodos específicos y las tecnologías empleadas por los diferentes centros meteorológicos y agencias espaciales. Además, se utilizan técnicas avanzadas de procesamiento de imágenes y aprendizaje automático para mejorar la precisión de la detección de nubes y el cálculo del índice de nubosidad.

3. ÍNDICE DE NUBOSIDAD BASADO EN RADIACIÓN SOLAR

Ecuaciones generales

El efecto de la nubosidad, o índice de nubosidad I_n , se puede expresar como:

$$I_n = 1.35 \frac{R_s}{R_{s0}} - 0.35 \quad ; \quad I_n \geq 0.30 \quad (2)$$

donde R_s es la radiación solar medida en una estación meteorológica, en MJ/m²/día (mega-joules por metro cuadrado por día) o en W/m² (watts por metro cuadrado); y R_{s0} es la radiación en un día despejado. Esta última se estima como una fracción de la radiación extraterrestre, R_a y que, a falta de valores calibrados, se puede determinar como:

$$R_{s0} = (0.75 + 0.00002 \cdot z) R_a \quad (3)$$

donde z es la elevación o altitud de la estación, en m (con respecto al geoide WGS84).

La radiación solar extraterrestre, asociada con cierta hora del día (se entiende que del horario diurno), se puede evaluar mediante la siguiente expresión:

$$R_a = G_{sc} d_{rs} (\sin \phi \cdot \sin \delta + \cos \phi \cdot \cos \delta \cdot \cos \omega) \quad (4)$$

En la ecuación, $G_{sc} = 1367 \text{ W/m}^2$ es la llamada constante solar; d_{rs} , distancia relativa inversa Tierra-Sol; ϕ , latitud del sitio (donde se ubica la estación), en radianes; δ , declinación solar (según fecha de medición) y ω , ángulo de radiación solar (según hora de medición), ambos también en radianes.

La distancia relativa, d_{rs} , la declinación solar, δ , y el ángulo de radiación, ω , están dados por:

$$d_{rs} = 1 + 0.033 \cdot \cos \beta \quad ; \quad \beta = \frac{2\pi N}{365} \quad (5)$$

$$\delta = 0.40928 \cdot \sin(\beta - 1.39) \quad (6)$$

$$\omega = \pi \left(\frac{H_{s0}}{12} - 1 \right) \quad (7)$$

En las ecuaciones anteriores, N representa el número consecutivo de día en un año de 365 días (siendo $N = 1$ el primero de enero). H_{s0} se refiere a la hora de medición pero expresada como “hora solar”; es decir,

$$H_{s0} = H_{local} + D_{\lambda} - C_{est} + e_N \quad (8)$$

donde H_{local} es la hora de medición (por ejemplo, si son las 14:30 horas, se escribe $H_{local} = 14.5$); C_{est} es la corrección por horario de verano ($C_{est} = 0$ ó 1 en verano, $C_{est} = 0$ en invierno). Finalmente, D_{λ} y e_N son correcciones por longitud geográfica y fecha de medición, esto es:

$$D_{\lambda} = \frac{\lambda_0 - \lambda}{15} \quad ; \quad \lambda_0 = 6 \cdot n_{UTM} - 183 \quad (9)$$

$$e_N = \frac{1}{60} [-7.655 \cdot \sin \beta + 9.873 \cdot \sin(2\beta + 3.588)] \quad (10)$$

siendo λ la longitud donde se ubica la estación, expresada en grados; y n_{UTM} , la zona correspondiente a las coordenadas UTM (por ejemplo, $n_{UTM} = 14$ para la ciudad de León, Guanajuato, México). Por cierto, como $H_{s0} = 6.0$ corresponde al amanecer y $H_{s0} = 18.0$ al ocaso, se pueden obtener los horarios locales aproximados para la salida y puesta del sol, en cualquier ubicación geográfica y época del año, como:

$$H_{amanecer} = 6.0 - D_{\lambda} + C_{est} - e_N \quad (11)$$

$$H_{ocaso} = 18.0 - D_{\lambda} + C_{est} - e_N \quad (12)$$

La cobertura nubosa durante la noche se puede fijar (como aproximación) para el cociente R_s / R_{s0} calculado 2-3 horas antes de la puesta del sol.

Clasificación por rangos

De acuerdo con el resultado que se obtenga, un índice de nubosidad $I_n = 0.3$ significa que el cielo se encuentra totalmente nublado, mientras que $I_n = 1.0$ representa todo lo contrario: cielo completamente despejado. Al aceptar que la variación ocurre de manera más o menos lineal, es posible adoptar el criterio de clasificación por rangos de nubosidad que se muestra en la tabla. Los íconos utilizados se pueden modificar en caso de que ocurra precipitación y, más aún, adaptarse para representar condiciones de nubosidad nocturna, de acuerdo con el criterio previamente señalado (valores de I_n observados 2 a 3 horas antes del ocaso).

Existe una clasificación de la nubosidad por octantes tal que “0/8” a “1/8” representa cielo totalmente despejado, mientras que las fracciones “7/8” a “8/8” indican cielo completamente nublado. De manera aproximada, se puede equiparar con I_n mediante la expresión:

$$I_{oct} \approx \frac{7 - \text{Int}[(I_n - 0.3) / 0.116]}{8} \quad (13)$$

Nº	Rango de I_n	Descripción	Ícono
1	$0.30 \leq I_n < 0.42$	Totalmente nublado	
2	$0.42 \leq I_n < 0.54$	Nublado	
3	$0.54 \leq I_n < 0.66$	Parcialmente nublado	
4	$0.66 \leq I_n < 0.78$	Parcialmente despejado	
5	$0.78 \leq I_n < 0.90$	Despejado	
6	$I_n \geq 0.90$	Totalmente despejado	

Ejemplo de aplicación

Determinar el índice de nubosidad en la estación Colombia (SAPAL, León, Guanajuato), a las 13:30 horas del día 25 de junio, donde se ha registrado una radiación solar de 650

W/m². La estación se ubica en las coordenadas 21° 7' 36.0" de latitud norte, 101° 41' 24.9" de longitud oeste y 1839 m de altitud.

a) Constantes de la estación:

$$\text{Latitud } (21 + \frac{7}{60} + \frac{36}{3600}), \quad \phi = 21.12667^\circ = 0.368730 \text{ rad}$$

$$\text{Longitud } -(101 + \frac{41}{60} + \frac{24.9}{3600}), \quad \lambda = -101.69025^\circ$$

$$\text{Corrección por longitud, } D_\lambda = \frac{\lambda_0 - \lambda}{15} = \frac{(6 \times 14 - 183) - (-101.69025)}{15} = 0.17935$$

b) DATOS: Hora local (13:30 horas), $H_{local} = 13.50$
 Día del año (25 de junio), $N = 173$
 Radiación solar medida, $R_s = 650 \text{ W/m}^2$

c) Ángulo β , distancia relativa, d_{rs} , declinación solar, δ , y corrección por fecha, e_N

$$\beta = \frac{2\pi \times 173}{365} = 2.9780577 \text{ rad}$$

$$d_{rs} = 1 + 0.033 \cdot \cos(2.9780577) = 0.9674403$$

$$\delta = 0.40928 \cdot \sin(2.9780577 - 1.39) = 0.4092187 \text{ rad}$$

$$e_N = \frac{1}{60} [-7.655 \cdot \sin(2.9780577) + 9.873 \cdot \sin(2 \times 2.9780577 + 3.588)] = -0.040362$$

d) Hora solar, H_{s0} (con $C_{est} = 0$ por el horario de verano), y ángulo de radiación, ω :

$$H_{s0} = 13.50 + 0.17935 - 0.00 - 0.040362 = 13.638988$$

$$\omega = \pi \left(\frac{13.638988}{12} - 1 \right) = 0.4290861 \text{ rad}$$

e) Radiación solar extraterrestre, R_a , y radiación para un día despejado, R_{s0} :

$$R_a = 1367 \times 0.9674403 \times [\sin(0.36873) \cdot \sin(0.4092187) + \cos(0.36873) \cdot \cos(0.4092187) \cdot \cos(0.4290861)] = 1218.81 \text{ W/m}^2$$

$$R_{s0} = (0.75 + 0.00002 \times 1839) \times 1218.81 = 958.94 \text{ W/m}^2$$

f) Índice de nubosidad, para una radiación medida de 650 W/m²:

$$I_n = 1.35 \times \frac{650.0}{958.94} - 0.35 = 0.565 \rightarrow \text{Cielo parcialmente nublado.}$$

4. CONCLUSIONES

Existe una tendencia clara para automatizar el monitoreo de variables climáticas pero, en el caso de la nubosidad atmosférica, la alternativa es emplear imágenes satelitales o datos de radiación solar medida en el sitio de interés, si bien esta última presenta el inconveniente de requerir el valor de la radiación solar en un día despejado conforme a la fecha, hora y lugar de medición. En el documento se presentan formulaciones directas para determinar dicho valor y que, en proporción al dato medido, permite determinar fiablemente el índice de nubosidad.

5. REFERENCIAS

- Bristow K. L. y Campbell G. S. (1984). *On the relationship between incoming solar radiation and daily maximum and minimum temperature*. Agricultural and Forest Meteorology, 31(2), 159-166.
- Duffie J. A. y Beckman W. A. (2013). *Solar Engineering of Thermal Processes*. John Wiley & Sons.
- Liu H. H. y Jordan B. W. (1960). *The interrelationship and characteristic distribution of direct, diffuse and total solar radiation*. Solar Energy, 4(3), 1-19.