

Anexo 4

Modelamiento físico del viento y la energía eólica

Para realizar el modelamiento del campo espacial del viento, las series de tiempo han sido homogeneizadas y completadas por medio de modelos ARIMA (Modelos Autorregresivos Integrados con Media Móvil) para cada una de las estaciones y datos de la misma variable meteorológica se conocen en la frontera para hacer las interpolaciones necesarias hacia el interior del país. Por lo tanto, la técnica apunta a generar los campos espaciales del viento, a través de métodos de interpolación, y una física bajo criterios climatológicos representativos aplicables para una atmósfera como la que envuelve el territorio colombiano.

El algoritmo diseñado involucra los cálculos de dirección y velocidad del viento en superficie en una resolución fina de 10X10 kilómetros y a las alturas de 20 y 50 metros con el uso de perfiles verticales de viento que requieren, además de la velocidad del viento en superficie, el conocimiento de la rugosidad superficial. Finalmente se presentan las ecuaciones de la densidad de energía eólica a estas alturas, la cual necesita, adicional al conocimiento de la velocidad del viento a las alturas requeridas, el cálculo de la densidad del aire, que a su vez necesita los campos de la presión atmosférica y de la temperatura del aire, variables que en el campo medio dependen de elevación del terreno.

Muchas de las ecuaciones y procedimientos utilizados para los análisis finales que se muestran en este Atlas fueron extraídas de los algoritmos que se encuentran en el modelo meteorológico de mesoescala MM5; modelo regional, desarrollado en la Universidad de Pensilvania de los Estados Unidos que permite simular las con-

diciones meteorológicas reales y pronosticadas teniendo en cuenta: la orografía, los datos del campo de primera aproximación de cualquier modelo meteorológico global de baja resolución que se le suministre, la información meteorológica sinóptica directa e indirecta procedentes de las estaciones meteorológicas (in situ) y a través de sensores remotos. El MM5 permite definir dominios de resolución horizontal y vertical y, utiliza una física que aplica las ecuaciones de movimiento; los movimientos verticales son explicados a través de una meteorología dinámica no hidrostática, pudiéndose también ejecutar considerando equilibrio hidrostático (Melo & Ruiz, 2004). Así mismo, el modelo mencionado considera la ecuación de la primera ley de la termodinámica, la conservación de la masa, los cambios de fase del agua y las técnicas para resolver procesos meteorológicos de pequeña escala en términos de la gran escala meteorológica denominados parametrizaciones (Yamagishi, 2003)

Como complemento vale la pena mencionar que un modelo numérico meteorológico es un conjunto de ecuaciones diferenciales que gobiernan la dinámica y termodinámica de la atmósfera. Dependiendo del fenómeno meteorológico que se esté resolviendo en dichas ecuaciones, se hacen aproximaciones sobre ellas o se desprecian algunos términos con el fin de observar la naturaleza física del fenómeno que se está estudiando. También influye en ello la capacidad computacional, ya que resoluciones espaciales muy finas y de gran extensión horizontal exigen capacidad de almacenamiento de información de entrada y salida junto con recurso de computador para resolver las ecuaciones diferenciales y las parametrizaciones (Yamagishi, 2003). Dentro de los procesos físicos

que son parametrizados se destacan: los procesos de transferencia de calor en la atmósfera como la radiación, la convección y la conducción; los procesos físicos de Capa Límite Planetaria, donde el comportamiento de las variables meteorológicas están influenciadas ampliamente por la orografía junto con las características del suelo y, por último, los procesos físicos que generan la condensación de nubes, ya que esta última depende de la cantidad de los flujos de calor y humedad que la atmósfera superior recibe de los niveles bajos cuantificados dentro de los procesos de transferencia de calor y por las corrientes de aire junto con el estado del agua resultante al tope de la Capa Límite Planetaria.

4.1 METODOLOGÍA PARA EL ATLAS DE VIENTO

El desarrollo del trabajo requirió un amplio conocimiento de la climatología del país, en especial conocimiento de la posición media de los sistemas sinópticos que dominan el estado del tiempo en cada uno de los meses del año, particularmente la posición media de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), del anticiclón del mar Caribe, del Pacífico Sur y en general el comportamiento del flujo básico del este, con el fin de determinar que los resultados finales de interpolación son representativos de los sistemas atmosféricos que dominan el territorio nacional.

No obstante, antes de iniciar la explicación de la metodología empleada en el desarrollo del Atlas de Viento vale pena mencionar, a manera de ejemplo, cómo se prepararon los datos a nivel mensual y anual.

Promedios mensuales: Estos datos se generan a través de los datos horarios. Para cada dato de dirección φ_i y velocidad V_i de una hora específica y para cada una de las estaciones, se determinó el promedio así: por ejemplo, el mes de julio que tiene 31 días, tendrá 31 horas 01 para cada año, ahora para la serie 1982-1994 existirán 13 meses de julio que tendrán $13 \times 31 = 403$ datos de dirección y 403 datos de velocidad del viento de dicha hora; por lo tanto, existirán 403 datos de viento zonal u y 403 de viento meridional v , y el promedio de cada una de las componentes es calculado así (ver ecuaciones 4-1 y 4-2):

$$\bar{u}_{01} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N=403} -V_i \text{sen} \varphi_i$$

$$\bar{v}_{01} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N=403} -V_i \text{cos} \varphi_i$$

Por lo tanto, la dirección promedio de donde sopla el viento para la hora 01, será:

$$DIR_{01} = 90^\circ - \frac{360^\circ}{2\pi} \tan^{-1} \left[\frac{\bar{v}_{01}}{\bar{u}_{01}} \right] + \alpha$$

$$\text{donde } \alpha = \begin{cases} 0^\circ & \bar{u}_{01} < 0 \\ 180^\circ & \bar{u}_{01} \geq 0 \end{cases}$$

Y la velocidad promedio resultante será:

$$VEL_{01} = \sqrt{\bar{u}_{01}^2 + \bar{v}_{01}^2}$$

y así sucesivamente para las 24 horas restantes y para los otros meses del año. Este ciclo horario de la velocidad del viento será importante más adelante para determinar el potencial eólico a nivel mensual (ver ecuación 4-18), ya que la densidad de energía eólica es una cantidad proporcional a:

$$\frac{1}{24} \sum_{i=1}^{24 \text{ horas}} V_i^3 = \frac{1}{24} (V_1^3 + V_2^3 + \dots + V_{24}^3)$$

Promedio anual: Una vez obtenidos los promedios mensuales, se calcula el promedio anual a través del conocimiento del ciclo mensual. En este caso el promedio de las componentes horizontales de viento se realiza sobre los datos promedio del mismo mes para la cantidad de años con información existente, por ejemplo y siguiendo con el caso de julio (mes 07), si existiesen 13 años disponibles, se tiene:

$$\bar{u}_{JUL} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N=13} -V_i \text{sen} \varphi_i$$

$$\bar{v}_{JUL} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N=13} -V_i \text{cos} \varphi_i$$

Por lo tanto, la dirección promedio de donde sopla el viento para el mes 07, será:

$$DIR_{JUL} = 90^\circ - \frac{360^\circ}{2\pi} \tan^{-1} \left[\frac{\bar{v}_{JUL}}{\bar{u}_{JUL}} \right] + \alpha$$

donde
$$\alpha = \begin{cases} 0^\circ & \bar{u}_{JUL} < 0 \\ 180^\circ & \bar{u}_{JUL} \geq 0 \end{cases}$$

Y la velocidad promedio resultante será:

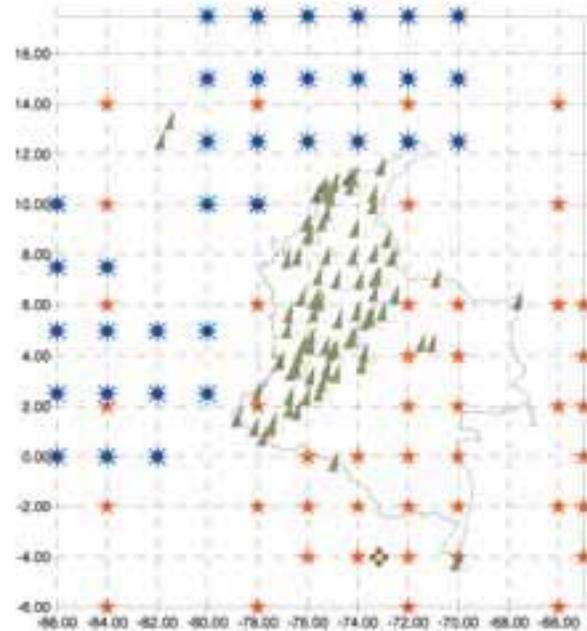
$$VEL_{JUL} = \sqrt{\bar{u}_{JUL}^2 + \bar{v}_{JUL}^2}$$

Y de la misma forma se opera para el resto de los 11 meses del año y sobre cada una de las estaciones. Este ciclo mensual de la velocidad del viento será importante más adelante para determinar el potencial eólico a nivel anual (ver ecuación 4-18), ya que la densidad de energía eólica es una cantidad proporcional a:

$$\frac{1}{12} \sum_{i=1}^{12} V_i^3 = \frac{1}{12} (V_{ENE}^3 + V_{FEB}^3 + \dots + V_{DIC}^3)$$

Adicionalmente para obtener información en la frontera, se completó la información de la red de referencia de los campos mensuales de dirección y velocidad del viento en color verde sobre la Fig. 4-1, con datos de baja resolución de 2.5X2.5° de Reanálisis de NCAR (National Center for Atmospheric Research) en naranja para la serie 1980-2000 (cualquier variable meteorológica se puede consultar en <http://www.cdc.noaa.gov/PublicData/>); no obstante, el IDEAM ya contaba con el software para extraer y ver los análisis de serie 1982-1994 (León & Zea, 1997). También se descargaron por la Internet datos de NOMADS NCEP del National Center for Environmental Prediction en azul (igualmente cualquier variable meteorológica se puede consultar a través del NOMADS3 en http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/wesley/ncep_data/index.html). El Servicio Meteorológico de Perú aportó información de Tamishiyacu (en color café) para la serie 1980-2000 como lo muestra la figura 4-1:

Figura 4.1. Información recolectada período 1980-2000



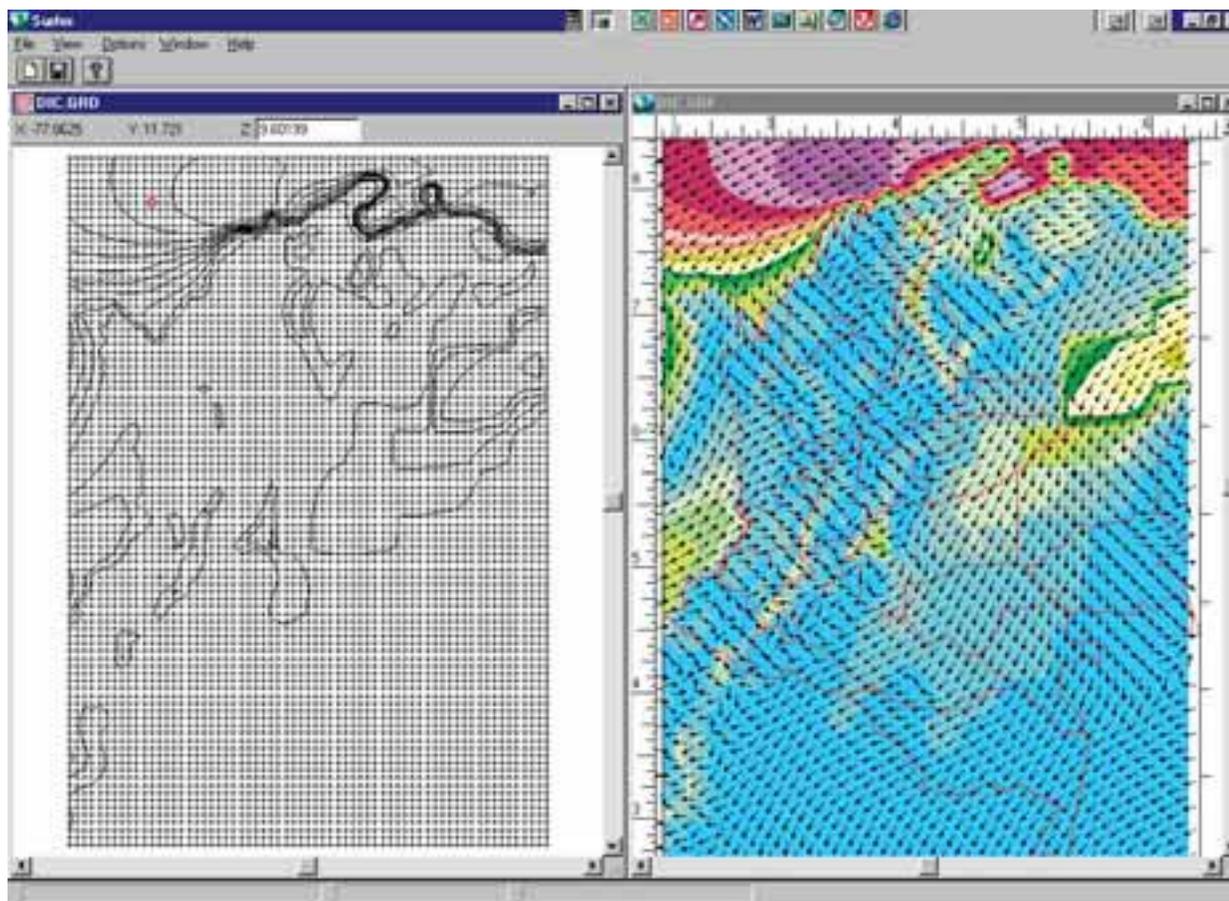
En general, los resultados de variables meteorológicas obtenidos por modelos globales de baja resolución corresponden a modelos numéricos meteorológicos que en las ecuaciones de movimiento han sido evaluadas bajo un estado hidrostático en la coordenada vertical:

$$-\frac{dp}{dz} = \rho g$$

Es decir, en los movimientos verticales existe balance entre el gradiente de presión (dp/dz) y la gravedad g , de esta forma se excluye toda clase de convección (formación de nubes), dado que los movimientos horizontales son más importantes en estas resoluciones.

Por otra parte, se obtuvieron los datos de dirección y velocidad del viento en superficie para la serie 1980-2000 del Modelo Acoplado Océano – Atmósfera de Alta Resolución del Japón con distanciamiento de 20X20 kilómetros en puntos de grilla en la horizontal tal como se presenta en la figura 4-2; dicho modelo fue corrido en el cuarto supercomputador del mundo y primero para estudios de ciencias naturales, el “Earth Simulator” (Mizuta, et al. 2005).

Figura 4.2. Resolución horizontal 20X20 kilómetros del modelo de alta resolución de Japón visto con el software SURFER



El resultado del modelo japonés fue obtenido con datos meteorológicos de estaciones ubicadas alrededor del globo terrestre que recibe hora a hora la Agencia Meteorológica Japonesa a través del Sistema Mundial de Telecomunicaciones (SMT), de las cuales Colombia reporta aproximadamente con 20 estaciones ubicadas principalmente en los aeropuertos del país. El algoritmo físico que este modelo usa es un esquema semilagrangiano de integración e involucra ecuaciones complejas de movimiento basadas en la segunda ley de Newton, conservación de la masa y la energía, la ecuación de continuidad y la ecuación de estado de gases. Su ventaja radica en que, a pesar de ser modelo global, es capaz de simular características regionales y locales considerando efectos topográficos y procesos físicos como radiación, esquemas de nubosidad, procesos físicos la Capa Límite Planetaria, entre otros.

4.2. INTERPOLACIÓN ESPACIAL DEL VIENTO

Para cada componente del viento, el método de interpolación espacial depende básicamente de:

- La densidad y distancia de las estaciones.
- La dirección predominante del viento.
- La orografía.

El viento como vector, tiene dirección φ y magnitud representada por su velocidad V , por lo tanto se puede descomponer en zonal u (sentido este-oeste) y meridional v (sentido norte-sur) de la siguiente forma:

$$u = -V \sin \varphi \quad [4-1]$$

$$v = -V \cos \varphi \quad [4-2]$$

Y serán cada una de estas componentes las que se interpolarán. En general, cuando se usa un software tipo Sistema de Información Geográfica (SIG), este suministra varios métodos de interpolación y ellos dependen básicamente de la densidad y la distancia entre los puntos de observación (Surfer for Windows, 1994).

El modelo meteorológico de mesoescala MM5 utiliza el *método Cresman* para interpolación espacial. Este método analiza la densidad de estaciones, la distancia entre ellas y tiene en cuenta la resolución del terreno y de los campos de primera aproximación para la meteorología (Duhia, et al. 2004). Finalmente recomienda que los radios de influencia en los métodos de interpolación tienen que ser comparables con las distancias en las estaciones. Con base en este criterio y teniendo en cuenta que la información de otros campos medios que se necesitaron para el cálculo de energía, como los de temperatura y tensión de vapor con las que cuenta el IDEAM son más densas, y corresponden a 685 y 177 estaciones meteorológicas del país respectivamente, se utilizó el siguiente dominio espacial para la modelación:

Tabla 4-1: Resolución de la malla de interpolación

| | MÁXIMO | MÍNIMO | DIFERENCIA | Km | RESOLUCIÓN (10 km) |
|----------|---------|---------|------------|---------|--------------------|
| LONGITUD | -67.125 | -79.125 | 12 | 1332 | 130 |
| LATITUD | 12.846 | -4.404 | 17 | 1914.75 | 186 |

Para un total de 24.180 puntos de grilla resueltos, los cuales corresponden a una resolución aproximada de 10X10 kilómetros, ya que de lo contrario, si se utilizan resoluciones más finas, las interpolaciones, con las condiciones que se presentan más adelante, presentaron problemas debido a que el espaciamento entre los datos corresponde a este orden de magnitud y no a resoluciones tan finas como la del modelo de terreno USGS (US Geological Survey) disponible en www.usgs.gov o aun con resoluciones más gruesas como las de 2.5 y 5 kilómetros. Esto implica igualmente que el modelo de terreno también se ajustó a esta resolución (10X10km).

Un software como SURFER explica que:

- Cuando hay menos de 10 datos se debe considerar métodos como *Krigging* y *Funciones Radiales Básicas*. Para definir la tendencia recomienda *Regresión Polinomial*.

- Cuando el tamaño de los datos son menores a 250 observaciones, *Krigging* con un *variograma lineal* o *Funciones Radiales Básicas* con *funciones multicuadráticas* producen buenas representaciones.
- Con datos entre 250 y 1.000 observaciones el método de *Triangulación* es rápido y da buena representación de los datos. Sin embargo, *Krigging* y las *Funciones Radiales Básicas* realizan el cálculo más lento pero mucho más fino.
- Para un conjunto de datos superior a 1.000 observaciones, la *Mínima Curvatura* es un método rápido y produce una adecuada representación en los datos, *Triangulación* toma más tiempo pero mejora el resultado. No obstante, *Krigging* y la *Función Radial Básica* probablemente producen los mejores contornos, pero son demasiado lentos en el procesamiento de cómputo.

Si no se tiene la suficiente confianza en los datos se pueden usar interpoladores exactos como:

- *Inverso de la distancia* cuando no se especifica un factor de suavizamiento
- *Krigging* sin especificar efectos
- *Funciones Radiales Básicas*
- *El Método Sheppard* cuando no se especifica un factor de suavizamiento
- *Triangulación* con Interpolación Lineal.

Otra ventaja que tienen los métodos de interpolación que ofrece SURFER, es que puede analizar el **tipo de alcance** dividiendo espacialmente los datos por cuadrantes y/o por octantes, de manera que es capaz, para cada uno de los cuadrantes u octantes, analizar la densidad espacial de los datos y realizar la estimación de los pesos de forma distinta situación que es importante para la distribución final del campo de viento ya que sectores como los Llanos Orientales y la Amazonia se presenta una densidad muy baja de estaciones comparadas con las ubicadas en el resto del país.

Una **regla de alcance** que permite dicho software, es que una vez seleccionado el *tipo de alcance* (simple, cuadrante u octante) elige el alcance

de puntos a considerar cuando la interpolación se realiza. Para el caso de viento, anisotropía tipo elíptica horizontal con eje mayor a lo largo de la longitud (eje X) se aplica para la componente zonal del viento, mientras que para la componente meridional del viento, anisotropía elíptica vertical con eje mayor a lo largo de la latitud (eje y), fue lo más conveniente. Esta interpolación así, está fundamentada teniendo en cuenta similitudes de lo que hace la Interpolación Cressman en el modelo de Mesoescala MM5, la cual forja el campo de primera aproximación del viento hacia las observaciones mediante una interpolación óptima, con la diferencia de que el modelo observa el campo de viento que se está introduciendo en los campos horizontales de la atmósfera. Dependiendo del campo de viento que el módulo esté observando, la Interpolación tipo Cressman puede elegir entre este tipo de anisotropías:

- Circular: cuando el campo espacial del viento es débil.
- Elíptico: cuando el campo espacial del viento es fuerte pero cuasilaminar.
- Banana: cuando el campo espacial del viento es curvo pero fuerte.

Ya, con el uso de SURFER y por la teoría expuesta, se utilizó como método de interpolación **Krigging octante** en el *tipo de alcance* junto con anisotropías elípticas en las reglas de alcance para cada una de las componentes del viento.

4.3 CORRECCIÓN DEL VIENTO HORIZONTAL POR OROGRAFÍA

Una vez interpoladas cada una de las componentes horizontales del viento, ellas deben ser corregidas por la orografía en cada punto de la malla. El módulo NESTDOWN de MM5 ofrece una solución para la corrección del viento horizontal por la orografía, basado en la diferencia de elevación de las superficies interpoladas sobre el terreno de dominio fino. Para ello, dicho modelo requiere la variación de la velocidad a lo largo de una superficie sigma y la diferencia de presión entre dichos niveles de superficie. Basado en este argumento y siguiendo la física en la modelación que ofrece el mencionado módulo de MM5, se construyó la

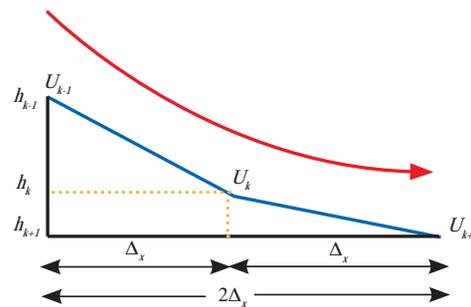
corrección por orografía para las componentes horizontales del viento de la siguiente manera:

Para la corrección de la componente u :

$$u_{kc} = u_k + f \left(\frac{\Delta h}{\Delta x} \frac{\Delta u}{\Delta x} \right) \quad \text{o lo mismo que} \quad u_{kc} = u_k + f \left(\frac{\Delta h}{\Delta x} \Delta u \right)$$

donde u_{kc} es el viento zonal corregido, u_k es el viento en el punto k a corregir, y la función f es la corrección, que desde el punto de vista de la ecuación de la izquierda puede interpretarse como la variación de la altura Δh por el gradiente de u respecto a x ($\Delta u / \Delta x$ a lo largo de una latitud) o, que desde el punto de vista de la ecuación de la derecha puede interpretarse como la pendiente $\Delta h / \Delta x$ del terreno por la variación de u (Δu). Teniendo en cuenta la Fig. 4.3, se puede observar que:

Figura 4.3. Corrección del viento por orografía



$$u_{kc} = u_k + \frac{1}{2} \left[(h_k^{LAT} - h_{k-1}^{LAT}) \frac{u_k - u_{k-1}}{\Delta x} + (h_k^{LAT} - h_{k+1}^{LAT}) \frac{u_k - u_{k+1}}{\Delta x} \right] \quad [4-3]$$

El superíndice LAT indica que son las alturas h que va encontrando el modelo a lo largo de la latitud. Expandiendo la anterior ecuación y sacando factores comunes, se tiene que:

$$u_{kc} = u_k + \frac{h_{k+1}^{LAT} + h_{k-1}^{LAT} - 2h_k^{LAT}}{2\Delta x} u_k + \frac{h_k^{LAT} - h_{k-1}^{LAT}}{2\Delta x} u_{k-1} + \frac{h_k^{LAT} - h_{k+1}^{LAT}}{2\Delta x} u_{k+1}$$

Obteniéndose

$$u_{kc} = \left(1 + \frac{h_{k+1}^{LAT} + h_{k-1}^{LAT} - 2h_k^{LAT}}{2\Delta x} \right) u_k + \frac{h_k^{LAT} - h_{k-1}^{LAT}}{2\Delta x} u_{k-1} + \frac{h_k^{LAT} - h_{k+1}^{LAT}}{2\Delta x} u_{k+1} \quad [4-4]$$

Este dato corregido sirve como dato de entrada para el siguiente punto central de u_k y de esta

forma se corrigen todos los u_k en la malla fina del terreno. Similarmente se obtiene la corrección del viento meridional v a lo largo de una longitud (LON):

$$v_k = \left(1 + \frac{h_k^{1.25} + h_{k+1}^{1.25} - 2h_k^{1.25}}{2\Delta y}\right)v_k + \frac{h_k^{1.25} - h_{k+1}^{1.25}}{2\Delta y}v_{k+1} + \frac{h_{k+1}^{1.25} - h_k^{1.25}}{2\Delta y}v_{k-1} \quad [4-5]$$

Sin embargo, para nuestro caso $\Delta y = \Delta x$. Por lo tanto, el viento horizontal corregido por orografía en el punto k es:

Para la dirección:

$$DIR_{kc} = 90^\circ - \frac{360^\circ}{2\pi} \tan^{-1} \left[\frac{v_{kc}}{u_{kc}} \right] + \alpha \quad [4-6]$$

donde $\alpha = \begin{cases} 0^\circ & u_{kc} < 0 \\ 180^\circ & u_{kc} \geq 0 \end{cases}$

Para la velocidad:

$$VEL_{kc} = \sqrt{u_{kc}^2 + v_{kc}^2} \quad [4-7]$$

De esta forma se obtuvo la distribución del campo de viento tanto en dirección como en velocidad para cada uno de los meses.

En conclusión, el modelo construido observa tres archivos: el campo de la orografía (alturas en metros), el campo del viento zonal y el campo del viento meridional (en m/s).

En la fig. 4.4, se presenta un flujo zonal del oeste (el meridional es cero) discurriendo desde los 3.000 a los 2.000 metros de altura en un movimiento descendente. El campo corregido reflejó un aumento en la intensidad en el punto k a 2.1 m/s y conservó la dirección del oeste.

Así mismo, el modelo se puso a prueba para varios casos con orografías regulares, con el fin de observar que en estos casos la dirección y la velocidad no deben cambiar, puesto que $\Delta h=0$. También el modelo fue probado con orografías irregulares para observar cambios en las direcciones del flujo del viento. Entre los casos que más se probaron se encuentran el flujo encañonado, zonas de confluencia y difluencia en el flujo, ascenso y descenso orográfico y flujo valle montaña y viceversa. En general, los resultados mostraron que los ajustes en la velocidad no son más de ± 0.2 m/s y las interpolaciones espaciales utilizando la metodología descrita aquí se presentan en el Capítulo I, pero en dirección puede haber variaciones hasta de 10 grados asegurando un suave trazado en las líneas de corriente.

Resultado del flujo del viento se observa en las gráficas 4-5, 4-6 y 4-7 donde las líneas de corriente a escala mensual están sobrepuestas a la orografía de Colombia.

Figura 4-4. Mallas del modelo para realizar la corrección de la velocidad horizontal por orografía



Figura 4-5. Líneas de corriente entre enero y abril

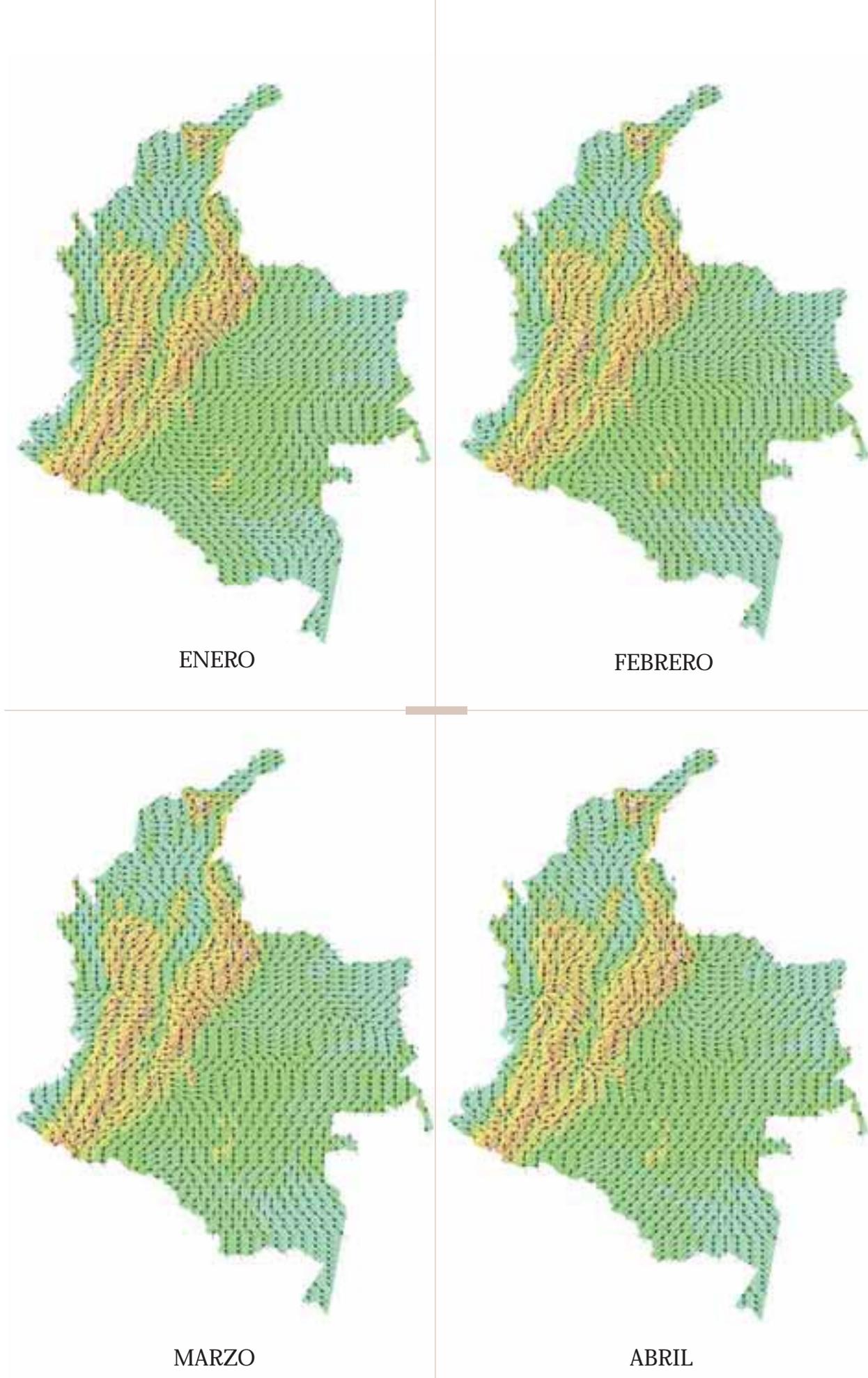
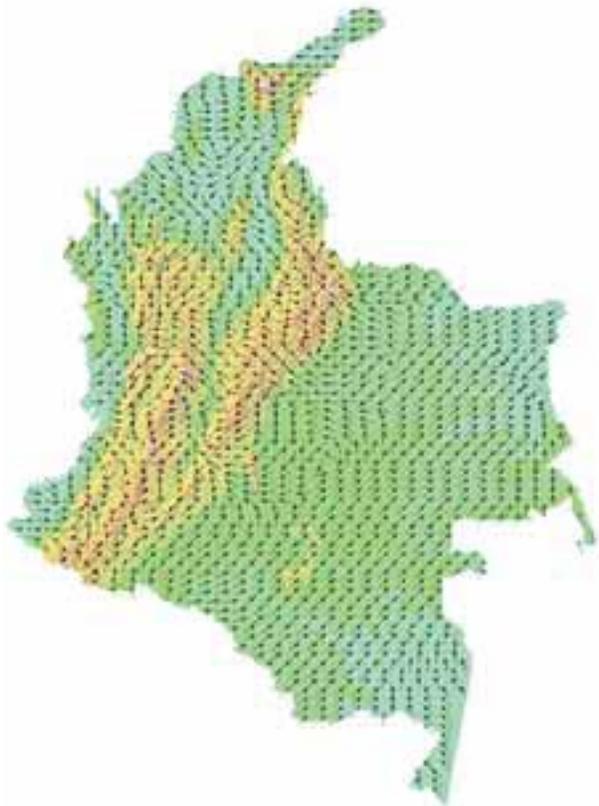
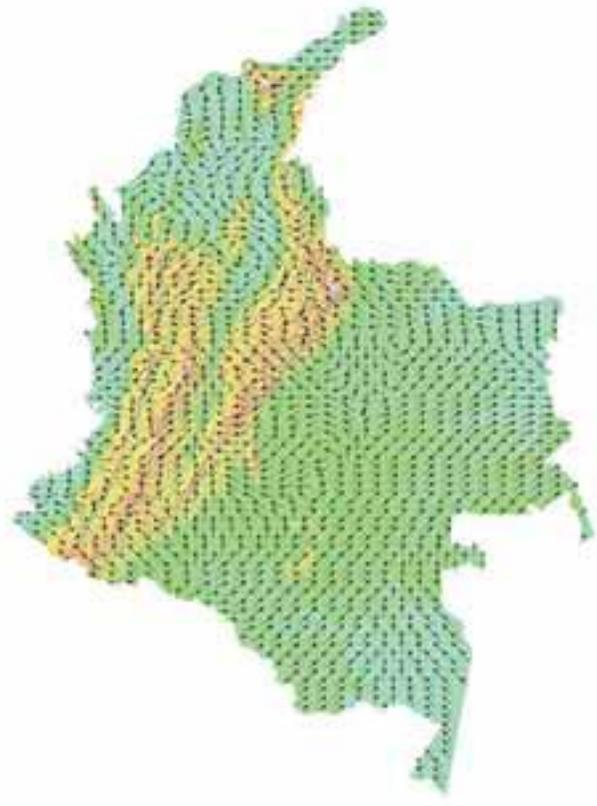


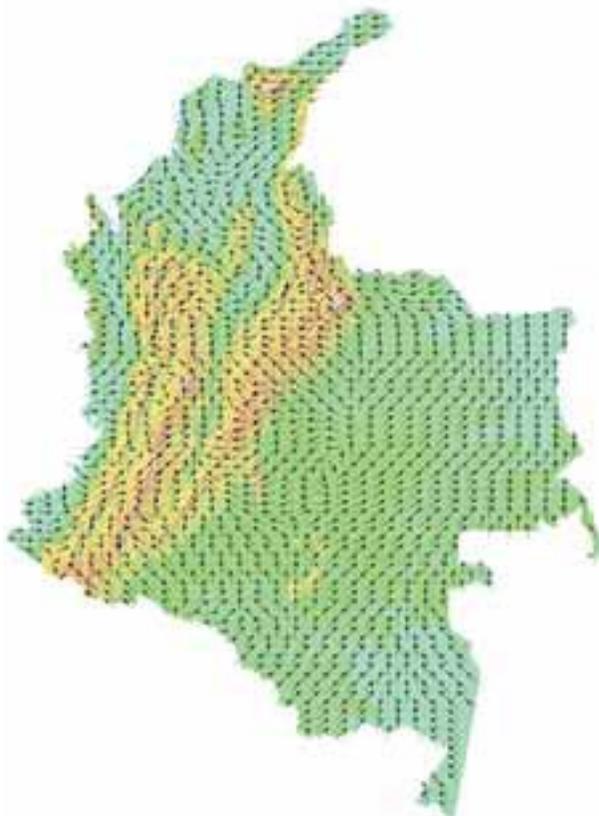
Figura 4-6. Líneas de corriente entre mayo y agosto



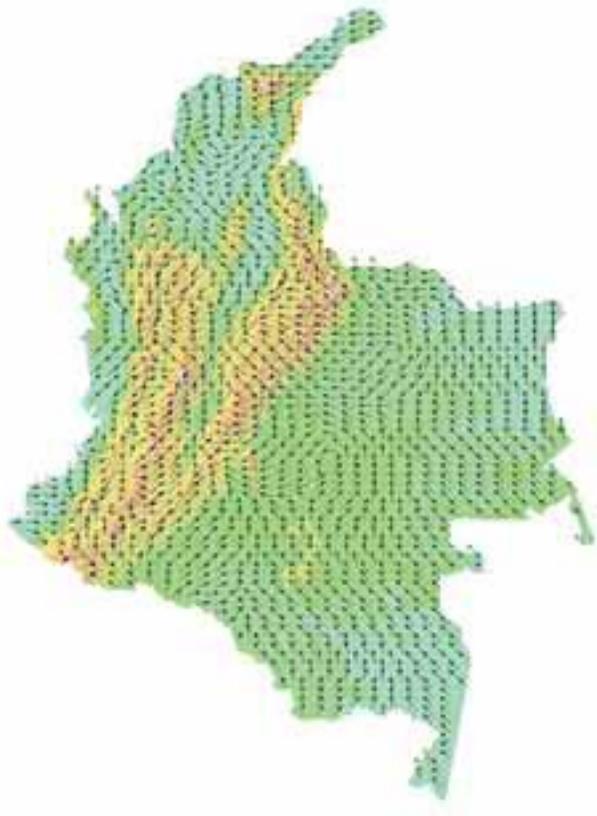
MAYO



JUNIO

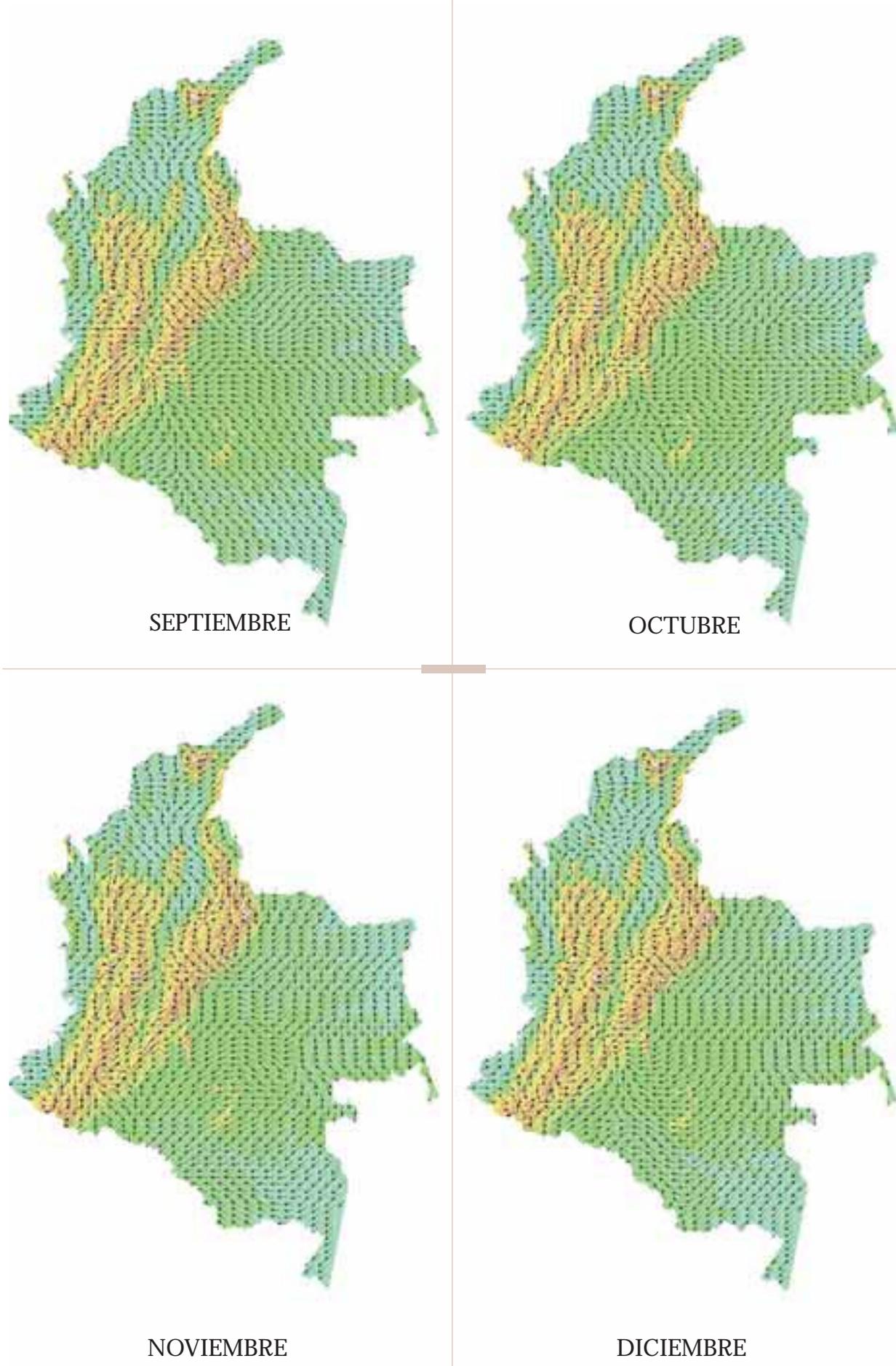


JULIO



AGOSTO

Figura 4-7. Líneas de corriente entre septiembre y diciembre



4.4 CARACTERIZACIÓN ESTADÍSTICA DEL VIENTO

La información de viento para estudios de micrometeorología debe ser mirada con mucho más cuidado que en otros campo de la meteorología. Cuando se informa que el viento sopla de los 220 grados con 16 nudos pocas veces se piensa que hay “algo más”. El flameo de una bandera presenta fluctuaciones más o menos en torno de su dirección básica. Lo propio sucede con la velocidad del viento; cuando este es moderado o fuerte puede observarse simplemente mirando por ejemplo el movimiento de las hojas de los árboles; existen rachas fuertes y calmas parciales superpuestas a la velocidad media del viento. En problemas relacionados con micrometeorología interesan fundamentalmente estas fluctuaciones, que son en realidad movimientos aleatorios o caóticos en las componentes del viento y en las distintas escalas de tamaño y tiempo y forman parte integrante del movimiento del aire (Puigcerver, 1979). Dichas fluctuaciones aparentemente irregulares alrededor de un valor promedio es conveniente estudiarlas en términos de variables estadísticas.

En particular, una variable meteorológica es la realización de un proceso estocástico (Sozzi, 1998) y por lo tanto, la velocidad del viento es una variable estocástica, la cual está completamente definida si se conoce la estadística. Para el viento total, la desviación estándar está dada por:

$$\sigma = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (V_i - \bar{V})^2} \quad [4-8]$$

y permite dar una idea de la dispersión de los datos V_i alrededor de su valor medio \bar{V} . Este

dato estadístico fue calculado para cada uno de los meses y los resultados se presentaron en el Capítulo 2. Pero la estadística de esta variable no puede definirse en términos únicamente del valor promedio y la desviación estándar excepto en el caso de la distribución gaussiana (Molina, 1986), es por esto que se requiere información de otros momentos estadísticos.

En micrometeorología se usan, además del promedio y la desviación estándar, los siguientes momentos estadísticos: el sesgo y la kurtosis (Sozzi, 1998). El sesgo describe el grado de asimetría de la distribución, mientras que la kurtosis define la forma de la distribución estadística. Para el caso del viento, el sesgo aporta información en el sentido de que la distribución de la cola o rama de curva más larga aporta información sobre la ubicación de los datos restantes hacia vientos más fuertes cuando la asimetría es positiva. De lo contrario, si la asimetría es negativa los valores medios son más persistentes, situación importante para la energía eólica siempre y cuando los valores medios presenten intensidades significativas, ya que dicho recurso natural sería muy favorable para el aprovechamiento energético (ver ecuación 4-18). El sesgo para cada uno de los meses fue calculado mediante la siguiente relación (Sozzi, 1998) y sus resultados presentados en el Capítulo 3:

$$S_k = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^N \left[\frac{V_i - \bar{V}}{\sigma} \right]^3 \quad [4-9]$$

Para asimetría a la derecha, en la Fig. 4-8a, la moda corresponde al intervalo de mayor frecuencia y la mediana y la media quedan a la derecha de aquella. Si la asimetría es a la izquierda, en la

Figura 4-8. Distribución asimétrica de los datos

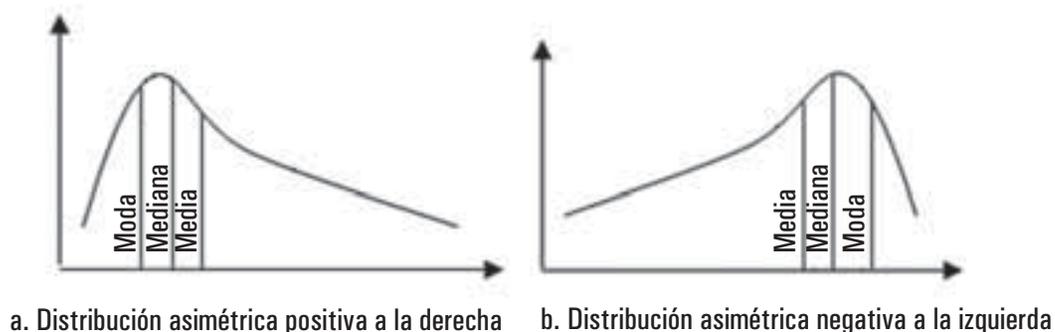


Fig 4.8b, la media queda a la izquierda de los dos parámetros, siendo la moda el de más a la derecha. No obstante, hay que señalar que en la actualidad la mediana y la moda no tienen un significado importante dentro de los estudios hidrometeorológicos (Molina, 1986).

4.5. METODOLOGÍA USADA PARA EL CÁLCULO DE LA ENERGÍA EÓLICA

CONAE, la Comisión Nacional para el Ahorro de Energía de la ciudad de México, presenta un marco teórico simple pero profundo de lo que consiste básicamente el cálculo del aprovechamiento de viento en energía. El parámetro que interesa del viento es su energía disponible, la cual podrá ser convertida posteriormente a energía mecánica, química, eléctrica, etc.

La energía está definida como la capacidad para producir trabajo y la potencia P se define como la energía E por unidad de tiempo t así:

$$P = \frac{E}{t} \quad [4-10]$$

El viento se define como el movimiento del aire y por lo tanto tiene energía cinética E_c que, de acuerdo con la física clásica, se define como:

$$E_c = \frac{1}{2} mV^2 \quad [4-11]$$

aquí m es la masa del aire y V su velocidad. Pero la masa del aire está dada a través de la ecuación de densidad:

$$\rho = \frac{m}{v} \quad [4-12]$$

Donde ρ es la densidad, m la masa del aire y v el volumen ocupado por esta masa. El volumen v de aire es igual a la velocidad V a la que viaja el aire en un tiempo dado por unidad de área, esto es:

$$\frac{m}{t} = \frac{\rho v}{t} = \rho \frac{d}{t} A = \rho VA \quad [4-13]$$

o lo mismo que: $m = \rho VA t$, donde el volumen v se definió como distancia d por unidad de área A y, por definición clásica en la física, la razón entre espacio recorrido por unidad de tiempo d/t es la velocidad V . Por lo tanto, la Potencia

P será:

$$P = \frac{E}{t} = \frac{\frac{1}{2} mV^2}{t} = \frac{\frac{1}{2} (\rho VA t) V^2}{t} = \frac{1}{2} \rho AV^3 \quad [4-14]$$

entonces:

$$\frac{P}{A} = \frac{1}{2} \rho V^3 \quad [4-15]$$

Donde P/A se conoce como la **densidad de potencia** y se expresa en W/m^2 , la densidad del aire es diferente para cada sitio y solo para casos prácticos se puede asumir con un valor de $1 \text{ Kg}/m^3$. Como se puede observar, la densidad de potencia es proporcional al cubo de la velocidad del viento. Debido a que esta función es cúbica, pequeñas variaciones en la velocidad del viento pueden representar grandes cambios en el contenido de energía y de ahí que en casos de tormentas, tornados, huracanes y ciclones, los daños pueden ser sorprendentes. Por ejemplo: si en un sitio medimos 5 m/s como media de velocidad y en otro cercano medimos 6 m/s , se puede evaluar cuánto impacta la variación en un solo metro cuadrado. De la ecuación de potencia tenemos:

$$P/A = 1/2 * 1 * 5^3 = 62.5 \text{ W}/m^2$$

$$P/A = 1/2 * 1 * 6^3 = 108.0 \text{ W}/m^2$$

Esto demuestra que un cambio en un 16% en la velocidad del viento puede resultar en un cambio del 58% en la densidad de potencia. La velocidad media es un parámetro que permite comparar un sitio con otro. Sin embargo, el uso de la velocidad media puede subestimar el valor de densidad de potencia, ya que la velocidad es un término cúbico. Ejemplo: Supóngase de un sitio donde se midió 5 m/s por una hora y 15 m/s a la siguiente hora, durante este periodo la velocidad media es 10 m/s , lo que resultaría una densidad de potencia de $500 \text{ W}/m^2$; sin embargo, la potencia de la primera hora fue de $62.5 \text{ W}/m^2$ y de la segunda hora de $1687.5 \text{ W}/m^2$, lo que resulta una media de $875 \text{ W}/m^2$.

Con la apreciación anterior, Lysen (1983) introdujo a la anterior ecuación una corrección que depende del ciclo diario para el caso mensual o del ciclo mensual para el caso anual con el fin de determinar el potencial eólico en el campo medio, denominado Patrón de Factor de Energía

k_E que es la razón entre:

$$k_E = \frac{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N V_n^3}{\left(\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N V_n\right)^3} = \frac{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N V_n^3}{V^3} \quad [4-16]$$

y la ecuación a tener en cuenta es la siguiente (Lysen, 1983):

$$\frac{P}{A} = \frac{1}{2} k_E \rho V^3 \quad [4-17]$$

Reemplazando el valor de k_E de la ecuación [4-16] en la anterior igualdad, se tiene:

$$\frac{P}{A} = \frac{1}{2} k_E \rho \bar{V}^3 = \frac{1}{2} \rho \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N V_n^3 \quad [4-18]$$

Por lo tanto, la densidad de energía mostrada en la ecuación [4-18], aparte de necesitar el campo medio de la velocidad, requiere del cálculo de la densidad del aire ρ , la cual se calcula a través de la ecuación de estado de gases ideales:

$$P = \rho RT \rightarrow \rho = \frac{P}{RT} \quad [4-19]$$

Donde P es la presión atmosférica, ρ es la densidad del aire, T la temperatura del aire y R la constante universal de gases ideales con un valor de $286.8 \text{ Joule kg}^{-1}\text{K}^{-1}$. Sin embargo, un cálculo más exacto de la densidad del aire se obtiene cuando R depende de la *tensión de vapor* del aire e . (García & Castejon, 1986):

$$\rho_s = \frac{P}{R^* T} \quad [4-20]$$

Reflejando de alguna manera el grado de humedad de la atmósfera según la ecuación:

$$R^* = R \left(1 + \frac{3}{8} \frac{e}{P} \right) \quad [4-21]$$

donde e , se puede encontrar a través de la siguiente ecuación en función de la temperatura T (Sozzi, 1998):

$$e = \exp \left[-\frac{6763.6}{T} \right] - 4.9283 \cdot \ln T + 54.23 \quad [4-22]$$

El valor físico de la densidad del aire es importante: si en un volumen dado la densidad del gas es poca, la interacción molecular también lo es; en cambio, si la densidad del gas es mayor, la interacción molecular también lo será y este efecto provocaría, en el caso eólico, que un aire más denso golpee mejor las aspas de un molino o haga girar mejor los rotores de una turbina. Por ejemplo, para el caso de una velocidad media de 5 m/s:

Si la densidad es 0.7 kg/m^3 entonces densidad de energía = $0.5 \cdot 0.7 \cdot (5)^3 = 43.75 \text{ W/m}^2$.

Si la densidad es 1.2 kg/m^3 entonces densidad de energía = $0.5 \cdot 1.2 \cdot (5)^3 = 75.00 \text{ W/m}^2$.

Y la diferencia es de 31.25 W/m^2 .

Observemos que a medida que aumenta el viento, las diferencias en la densidad de energía son significativas tal como se muestra en la Tabla 4-2, donde se calcula la densidad de energía (W/m^2) con 2 valores distintos de densidad del aire:

Tabla 4-2: Comparativos de densidad de energía P/A (W/m^2) para dos densidades del aire

| Velocidad del viento en m/seg | P/A (W/m^2) para $\rho = 0.7 \text{ kg/m}^3$ | P/A (W/m^2) para $\rho = 1.2 \text{ kg/m}^3$ |
|-------------------------------|---|---|
| 0.0 | 0.00 | 0.00 |
| 0.5 | 0.04 | 0.08 |
| 1.0 | 0.35 | 0.60 |
| 1.5 | 1.18 | 2.03 |
| 2.0 | 2.80 | 4.80 |
| 2.5 | 5.47 | 9.38 |
| 3.0 | 9.45 | 16.20 |
| 3.5 | 15.01 | 25.73 |
| 4.0 | 22.40 | 38.40 |
| 4.5 | 31.89 | 54.68 |
| 5.0 | 43.75 | 75.00 |
| 5.5 | 58.23 | 99.83 |
| 6.0 | 75.60 | 129.60 |

Ahora, la densidad del aire húmedo es menor que el aire seco (Retallack, 1973) y en promedio, la humedad relativa del país es del orden del 80%

(húmedo!!). Por lo tanto, un valor equivocado en la densidad del aire puede generar falsas expectativas en el cálculo de la densidad de energía eólica.

La revisión de las ecuaciones [4-19], [4-20] y [4-22] para calcular la densidad de energía, requieren de los campos de Presión atmosférica y Temperatura del aire, los cuales se calcularon con el uso de las ecuaciones que propone el modelo meteorológico de mesoescala MM5. El capítulo INTERPF del modelo MM5 (Duhia et al. 2004), presenta una aproximación para calcular la presión en superficie:

$$P_{s0} = P_{850} \left(\frac{P_{850}}{850} \right)^{\frac{Z}{H_{850}}} \quad [4-23]$$

donde H_{850} representa la altura geopotencial a 850 hectopascales o milibares de presión, un valor promedio de H_{850} es 1.480 metros y la ecuación es acertada aun para lugares donde las alturas son superiores a los 1.480 m.s.n.m. como Bogotá (2.547 m.s.n.m. a la altura del Aeropuerto Internacional Eldorado).

$$P_{BOGOTA} = 1008 \left(\frac{1008}{850} \right)^{\frac{2547}{1480}} = 751.6 hPa$$

y la presión promedio anual medida en Bogotá es 751.9 hPa.

Debido que la energía eólica debe ser calculada también a una altura superior h con respecto a superficie Z (por ejemplo $h = 50$ metros de altura sobre superficie), el valor de P_{s0} es calculado para $Z_h = Z + h$ en la ecuación [4-23] y el valor será tenido en cuenta para ser reemplazado en la ecuación [4-24] para determinar la temperatura a distintas alturas. En últimas para determinar el campo de Presión Atmosférica, solo se hace necesario el campo de elevación del terreno. No obstante, el modelo de presión en superficie descrito en la ecuación [4-23] ha sido calibrado a través de regresiones lineales con los datos promedios mensuales de 38 estaciones meteorológicas que miden dicha variable y se obtuvieron los siguientes resultados con coeficientes de correlación de 0.99:

Tabla 4-3. Presión corregida para la época del año

| Mes | Presión Corregida |
|------------|---------------------------------|
| Enero | $P_{ENE} = 0.994P_{SO} + 3.877$ |
| Febrero | $P_{FEB} = 0.994P_{SO} + 3.646$ |
| Marzo | $P_{MAR} = 0.992P_{SO} + 5.605$ |
| Abril | $P_{ABR} = 0.993P_{SO} + 4.814$ |
| Mayo | $P_{MAY} = 0.990P_{SO} + 7.811$ |
| Junio | $P_{JUN} = 0.994P_{SO} + 4.951$ |
| Julio | $P_{JUL} = 0.995P_{SO} + 3.809$ |
| Agosto | $P_{AGO} = 0.993P_{SO} + 5.322$ |
| Septiembre | $P_{SEP} = 0.992P_{SO} + 5.727$ |
| Octubre | $P_{OCT} = 0.993P_{SO} + 5.081$ |
| Noviembre | $P_{NOV} = 0.993P_{SO} + 4.701$ |
| Diciembre | $P_{DIC} = 0.995P_{SO} + 2.594$ |

Para la temperatura del aire, se utilizó la ecuación que ofrece el modelo de Mesoescala MM5, la cual está formalizada con la ecuación del estado base de referencia mediante un perfil de temperatura idealizado en equilibrio hidrostático. Ello está especificado por la ecuación:

$$T_s = T_{s0} + A \ln \left(\frac{P_{s0}}{P_{850}} \right) \quad [4-24]$$

donde $T_s(p_s)$ está explicada por 3 constantes: p_{850} es la presión a nivel del mar aproximadamente 10^5 Pa. T_{s0} es la temperatura de referencia en p_{850} y A es una medida tasa de cambio de 50k, representando la diferencia de temperatura entre p_{850} y $p_{850}/e = 36788$ Pascal. Usualmente solo T_{s0} necesita ser seleccionada con base en un sondeo típico dentro del dominio. El perfil de referencia representa una línea continua sobre un diagrama termodinámico T - $\log P$. La aproximación del ajuste no es importante y, típicamente T_{s0} es tomado como 270, 280, 290, 300 kelvines en regiones polares, invierno y verano de latitudes medias y para condiciones tropicales respectivamente. Un ajuste muy fino, sin embargo, reduce el error en la fuerza del

gradiente de presión asociado con la coordenada superficial inclinada sobre el terreno, así T_{s0} debería ser seleccionado por comparación con el perfil en la baja troposfera (Duhia, et al. 2004). Calibraciones de este modelo para Colombia han sugerido tomar $P_{00} \approx$ de 1008 mb, $A \approx 47k$ y $T_{s0} \approx 300k$.

El modelo de temperatura descrito en la ecuación [4-24] ha sido ajustado a través de regresiones lineales con los datos promedios mensuales de 685 estaciones meteorológicas que miden dicha variable y se obtuvieron los siguientes resultados:

Tabla 4-4. Temperatura del aire corregida

| Mes | Correlación R | Temperatura Corregida |
|------------|---------------|------------------------------|
| Enero | 0.97 | $T_{ENE} = 1.033T_0 + 0.432$ |
| Febrero | 0.97 | $T_{FEB} = 1.037T_0 + 0.566$ |
| Marzo | 0.97 | $T_{MAR} = 1.035T_0 + 0.741$ |
| Abril | 0.97 | $T_{ABR} = 1.017T_0 + 0.988$ |
| Mayo | 0.98 | $T_{MAY} = 1.055T_0 + 1.087$ |
| Junio | 0.97 | $T_{JUN} = 1.019T_0 + 0.629$ |
| Julio | 0.96 | $T_{JUL} = 1.045T_0 + 0.073$ |
| Agosto | 0.96 | $T_{AGO} = 1.048T_0 + 0.116$ |
| Septiembre | 0.97 | $T_{SEP} = 1.033T_0 + 0.368$ |
| Octubre | 0.98 | $T_{OCT} = 1.007T_0 + 0.705$ |
| Noviembre | 0.98 | $T_{NOV} = 1.002T_0 + 0.816$ |
| Diciembre | 0.98 | $T_{DIC} = 1.015T_0 + 0.704$ |

Resultados muy similares se presentan cuando se aplica un gradiente vertical de temperatura para una atmósfera estándar tipo OACI (García & Castejon, 1986):

$$T_z = T_{s0} - \frac{0.65C}{100m} Z$$

Ya con los campos de presión y temperatura obtenidos, se puede aplicar la ecuación [4-20], para calcular la densidad del aire.

La última parte de la ecuación [4-18] requiere del valor de la intensidad del viento, la cual es aplicada directamente para una situación en superficie (10 metros de altura); sin embargo, para obtener datos de vientos a otras alturas se requiere como información mínima:

- El viento total a 10 metros de altura
- Altura de rugosidad superficial (depende del tipo de suelo)
- Estabilidad de la atmósfera

Es de indicar que todas las metodologías desarrolladas que se encuentran de distintas fuentes son válidas dentro de la Capa Superficial de la Capa Límite Planetaria, es decir, son válidas, en promedio, para los primeros 150 metros de altura. El modelo utilizado corresponde al perfil de Lysen (Lysen, 1983):

$$\frac{V(z)}{V(z_r)} = \frac{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right)}{\ln\left[\frac{z_r}{z_0}\right]} \quad [4-25]$$

donde $z_r = 10$ metros y z_0 toma los siguientes valores:

Tabla 4-5. Rugosidad Superficial Z_0

| Rugosidad Superficial | z_0 (metros) |
|--|----------------|
| Terrenos llanos: mares, hielo, nieve, océano | 0.0005 |
| Terrenos abiertos: pasos, aeropuertos cultivos | 0.03 |
| Rugoso: Cultivos altos | 0.10 |
| Muy rugoso: bosques, huertos | 0.50 |
| Terrenos cerrados: villas, suburbios | 1.0 |
| Ciudades | > 2 |

Esta formulación es la más adoptada en la comunidad internacional para fines de elaborar Atlas de Energía Eólica. Para este trabajo, se obtuvo la altura de z_0 (metros), aplicando el valor correspondiente a cada una de las unidades del mapa de uso de vocación del suelo del

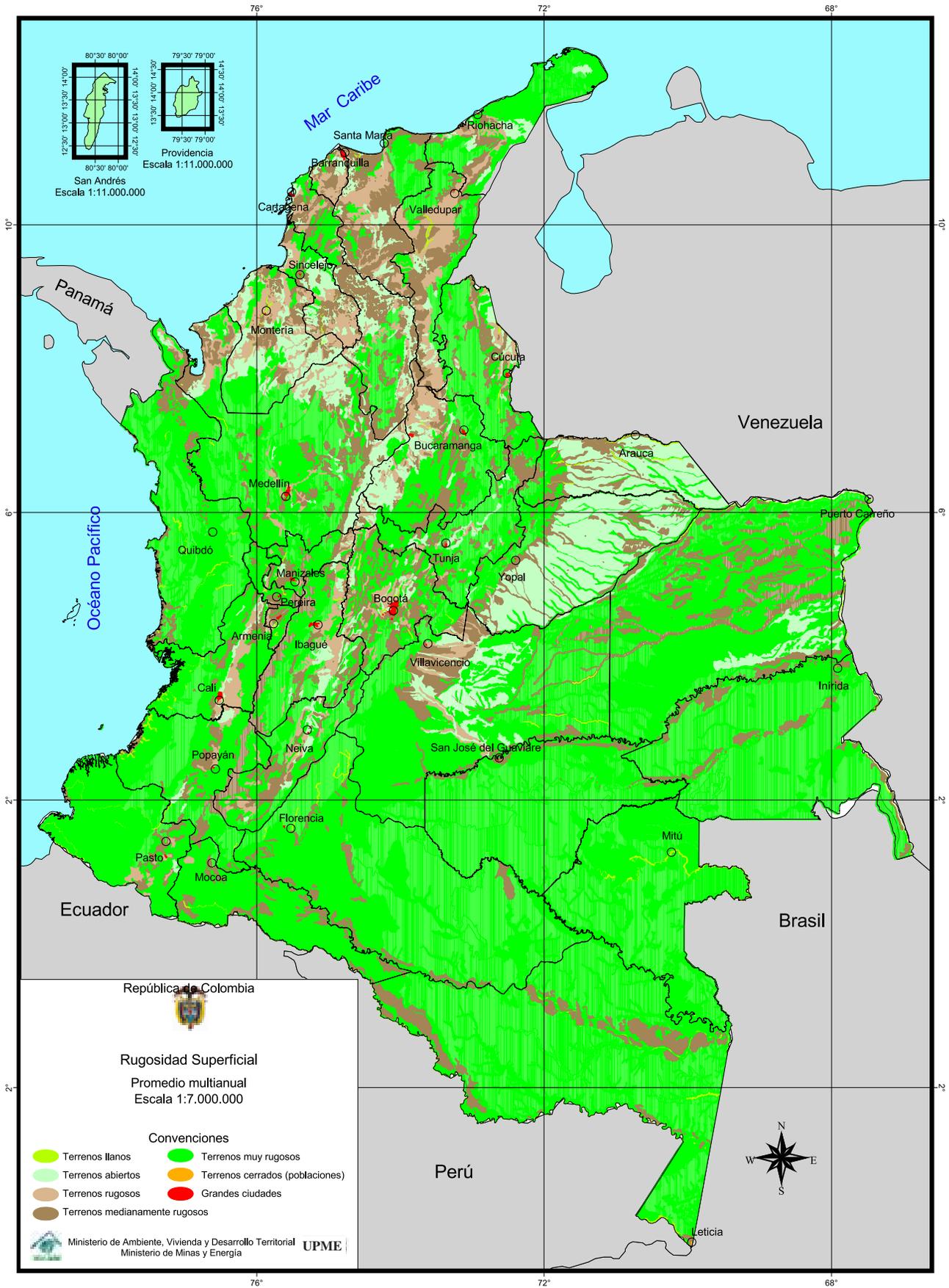
Instituto Geográfico Agustín Codazzi, IGAC, una homologación que se muestra en la siguiente tabla correlativa 4-6:

Tabla 4-6: Homologación entre la rugosidad del perfil de Lysen con el uso de vocación del suelo del IGAC para asignar el valor de z_0

| RUGOSIDAD SUPERFICIAL WaSP) Lysen, 1983) | USO PRINCIPAL DEL MAPA DEL IGAC | HOMOLOGACIÓN | RUGOS SUP ¹ Z ₀ (metros) |
|---|---|-------------------------------------|---|
| Terrenos llanos: mares, playas, hielo, nieve oceáno. | Ríos, lagos, lagunas, E. | Ríos-lagos-lagunas. | 0.0005 |
| Terrenos abiertos: pastos bajos aereopuertos, cultivos bajos. | Pastoreo extensivo. | Pastos bajos. | 0.03 |
| Terrenos abiertos: pastos aereopuestos, cultivos bajos. | Pastoreo intensivo y semiintensivo. | Pastos bajos. | 0.03 |
| Pastos altos y cultivos bajos. | Cultivos transitorios intensivos. | Cultivos bajos. | 0.1 |
| Pastos altos y cultivos bajos. | Cultivos transitorios semiintensivos. | Cultivos bajos. | 0.1 |
| Rugoso: cultivos altos, árboles pequeños. | Agrosilvopastoril. | Cultivos-alt-árboles pequeños. | 0.25 |
| Rugoso: cultivos altos, árboles pequeños. | Cultivos semipermanentes y semiintensivos. | Cultivos-alt-árboles pequeños. | 0.25 |
| Rugoso: cultivos altos, árboles pequeños. | Pantanos y ciénagas. | Pantanos y ciénagas. | 0.25 |
| Rugoso: cultivos altos, árboles pequeños. | Recuperación. | Árboles pequeños. | 0.25 |
| Rugoso: cultivos altos, árboles pequeños. | Recursos hídricos e hidrobiológicos. | Páram-subpáram-humedal. | 0.25 |
| Muy rugoso: bosques, árboles frutales. | Forestales de protección. | Bosques. | 0.5 |
| Muy rugoso: bosques, árboles frutales. | Producción. | Bosques de producción. | 0.5 |
| Muy rugoso: bosques, árboles frutales. | Protección y producción. | Bosques de producción y protección. | 0.5 |
| Muy rugoso: bosques, árboles frutales. | Silvoagrícola. | Cultivos bajo árboles. | 0.5 |
| Muy rugoso: bosques, árboles frutales. | Silvopastoril. | Ganadería bajo árbol grande. | 0,5 |
| Terrenos cerrados: villas, suburbios | Centros poblados (pueblos, caseríos). | Centros urbanos pequeños. | 1 |
| Ciudades. | Centros poblados (grandes ciudades y ciudades intermedias). | Centros urbanos pequeños. | 2 |

El resultado final de aplicar dicha homologación se presenta en la figura 4-9.

Figura 4-9. Rugosidad Superficial z_0 que involucra un perfil de viento tipo Lysen



Sin embargo, se revisaron otros modelos como:

- Ley de exponenciales de Deacon (*Wark & Warner, 1998*)
- Modelo ISCST (*EPA, 1995*)
- Teoría de la Similaridad (*Arya, 1988*)

Dentro de los alcances y limitaciones de los modelos mencionados para generar perfiles de viento, vale la pena destacar lo siguiente:

- Si se usa la Ley de Deacon o la relación que usa el perfil sugerido por Lysen, el cálculo computacional es rápido y solo serán suficientes los campos medios del viento a 10 metros de altura junto con la rugosidad superficial que depende del tipo de suelo. No obstante, la Ley de Deacon presenta una variante que involucra la estabilidad de la atmósfera en niveles bajos.
- Si se opta por usar un perfil sugerido por el modelo de calidad de aire ISCST, se necesitará información adicional como la nubosidad y temperatura para determinar la Radiación Neta y obtener los cálculos de estabilidad de Pasquill–Guifford.

- Si se opta por usar Teoría de la Similaridad, lo recomendable es tener los 24 campos medios horarios del viento, temperatura, radiación solar global y neta para cada mes, ya que el cálculo de la velocidad de fricción es un cálculo complejo que exige el conocimiento del flujo de calor sensible, la temperatura de escala y la longitud de Monín y Obukhov L que, a su vez, depende de la hora del día y la época del año; pues en general, las situaciones estables se dan en horas nocturnas mientras que hacia las horas diurnas prevalecen condiciones más inestables, especialmente cuando hay elevada radiación solar con intensidades fuertes en la velocidad del viento. Este cálculo toma demasiado tiempo debido a que hay que desarrollar un algoritmo de estabilización para L (*Sozzi, 1998*).

En conclusión, retomando a la ecuación [4-18], **la densidad de energía en W/m^2 en superficie**, puede ser conocida en función de las variables meteorológicas: la presión (P) en milibares, la temperatura (T) en kelvines y la velocidad del viento (V) en m/s:

$$\frac{P}{A}(P, T, V) = \frac{1}{2} \left[\frac{1}{1 + \frac{3}{8P} \left\{ \exp\left(-\frac{6763.6}{T}\right) - 4.9283 \ln T + 54.23 \right\}} \right] \frac{P}{RT} \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N V_i^3 \quad [4-26]$$

Si se usa un perfil de viento tipo *Lysen*, se puede determinar la densidad de energía, dentro de la Capa Superficial, a alturas h distintas de la de referencia, 10 metros para el viento; simplemente reemplazando el valor de V por el perfil en las relaciones anteriores y corrigiendo la presión y temperatura a dichas alturas, entonces:

$$\frac{P}{A}(P_{z_0+h}, T_{z_0+h}, V, h) = \frac{1}{2} \left[\frac{1}{1 + \frac{3}{8P_{z_0+h}} \left\{ \exp\left(-\frac{6763.6}{T_{z_0+h}}\right) - 4.9283 \ln T_{z_0+h} + 54.23 \right\}} \right] \frac{P_{z_0+h}}{RT_{z_0+h}} \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left[\frac{\ln \frac{h}{z_0}}{\ln \frac{10}{z_0}} \right]^3 V_i^3 \quad [4-27]$$

donde, $R = 286.8 J kg^{-1} K^{-1}$ y z_0 toma los valores que se presentaron en la Tabla 4-5. Con la ecuación [4-27] se construyeron los mapas mensuales de densidad de energía eólica a 20 y 50 metros del capítulo V.

4.6. ESTIMACIÓN DE INCERTIDUMBRES PARA EL CALCULO DE LA DENSIDAD DE ENERGÍA EÓLICA

Teniendo en cuenta que pueden existir varias fuentes de error en las medidas de la velocidad del viento por errores provenientes del instrumento en sí: como la inercia, el coeficiente de retardo, la falta de alineación de ejes y los errores como las diferencias de densidades introducidos por el mismo aire; el grado de precisión de los datos de viento tomados con anemógrafos mecánicos como los descritos en el Anexo 2, fue estimado mediante comparación con el anemómetro ultrasónico triaxial de alta precisión. La intercomparación realizada en trabajo de campo mostró que los valores obtenidos por la estación convencional se encuentran dentro del rango de ± 0.1 m/s.

Por otro lado, la densidad del aire para Colombia oscila entre 0.7 kg/m^3 sobre zonas de alta montaña y 1.2 kg/m^3 en lugares ubicados a nivel del mar sin mostrar cambios significativos en su parte estacional. Por lo tanto, se estimó que pueden existir variaciones $\pm 0.1 \text{ kg/m}^3$ dependiendo de la época del año, aunque en principio esta variación puede ser despreciada.

Con la información anterior, la incertidumbre teórica de la densidad de energía eólica se puede

estimar a partir del grado de incertidumbre que pueden aportar las variables meteorológicas que la explican. Tomando como valor promedio la densidad del aire 1 kg/m^3 , se tiene:

$$\frac{P}{A} = \frac{1}{2} \rho V^3$$

Entonces

$$d\left(\frac{P}{A}\right) = \frac{3}{2} \rho V^2 dV + \frac{1}{2} V^3 d\rho \quad [4-28]$$

Donde $dV = 0.1 \text{ m/s}$, $\rho = 1 \text{ kg/m}^3$ y $d\rho = 0.1 \text{ kg/m}^3$. Aquí se observó que a medida que aumenta la intensidad del viento, la incertidumbre en el porcentaje del cálculo de densidad de energía eólica decrece tal como se aprecia en la Fig. 4-10 y la Tabla 4-7, la cual se puede ajustar mediante la siguiente relación, en función de la velocidad del viento con un coeficiente de correlación de 0.98, indicando de alguna manera la propagación del error en la medición de la velocidad del viento sobre el cálculo de la densidad de energía eólica (línea negra en la Fig. 4-10):

$$\% = 37.385V^{-0.3688}$$

Figura 4-10. Gráfico donde se aprecia que la incertidumbre en la densidad de energía eólica disminuye a medida que aumenta la velocidad del viento

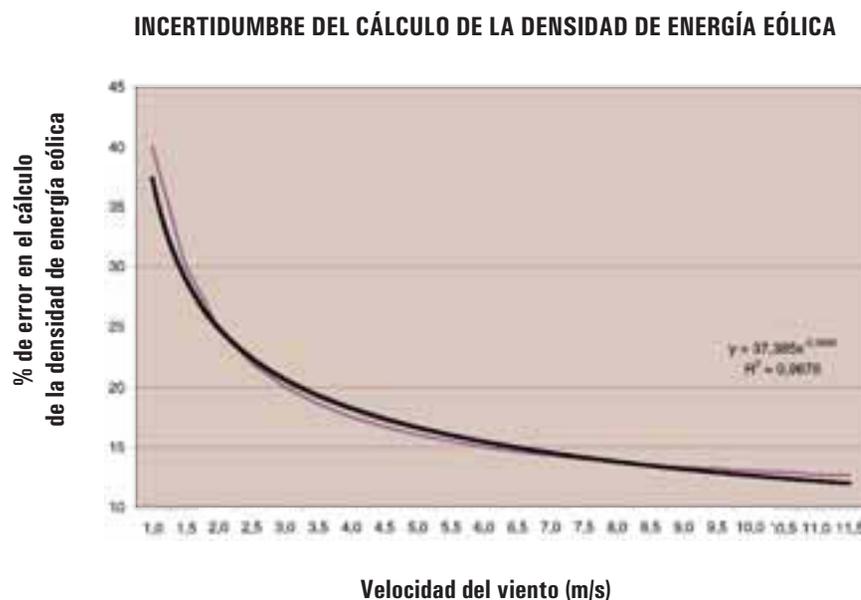


Tabla 4-7. Valor teórico de la incertidumbre en la densidad de energía eólica teniendo en cuenta las incertidumbres de velocidad del viento y la densidad del aire

| VELOCIDAD DEL VIENTO (m/s) | DENSIDAD DE ENERGÍA (W/m ²) | VARIACIÓN DE LA DENSIDAD DE ENERGÍA (W/m ²) | INCERTIDUMBRE EN PORCENTAJE (%) |
|----------------------------|---|---|---------------------------------|
| 1.0 | 0.5 | 0.2 | 40.0 |
| 1.5 | 1.7 | 0.5 | 30.0 |
| 2.0 | 4.0 | 1.0 | 25.0 |
| 2.5 | 7.8 | 1.7 | 22.0 |
| 3.0 | 13.5 | 2.7 | 20.0 |
| 3.5 | 21.4 | 4.0 | 18.6 |
| 4.0 | 32.0 | 5.6 | 17.5 |
| 4.5 | 45.6 | 7.6 | 16.7 |
| 5.0 | 62.5 | 10.0 | 16.0 |
| 5.5 | 83.2 | 12.9 | 15.5 |
| 6.0 | 108.0 | 16.2 | 15.0 |
| 6.5 | 137.3 | 20.1 | 14.6 |
| 7.0 | 171.5 | 24.5 | 14.3 |
| 7.5 | 210.9 | 29.5 | 14.0 |
| 8.0 | 256.0 | 35.2 | 13.8 |
| 8.5 | 307.1 | 41.5 | 13.5 |
| 9.0 | 364.5 | 48.6 | 13.3 |
| 9.5 | 428.7 | 56.4 | 13.2 |
| 10.0 | 500.0 | 65.0 | 13.0 |
| 10.5 | 578.8 | 74.4 | 12.9 |
| 11.0 | 665.5 | 84.7 | 12.7 |
| 11.5 | 760.4 | 95.9 | 12.6 |

BIBLIOGRAFÍA

1. Arya, S., 1988: Introduction to micrometeorology. Academic Press Inc. San Diego. Estados Unidos.
2. CONAE, 2002: Tecnología de la Energía Eólica. Comisión Nacional para el Ahorro de Energía. México D.F., México. <http://www.conae.gob.mx/wb/distribuidor.jsp?seccion=620>.
3. Duhia, J.; Gill, D., Manning, K.; Wang, W. & Bruyere, C., 2004: PSU/NCAR Mesoscale Modeling System Tutorial Class Notes and User Guide: MM5 Modeling System Version 3. Mesoscale and Microscale Meteorology Division, National Center for Atmospheric Research. Universidad de Pennsylvania. Estados Unidos. Págs. 1.11, 7.5, 7.8.

4. ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY, EPA, 1995: User's Guide For The Industrial Source Complex (ISC3) Dispersion Models, Volume II Description Of Model Algorithms. United States.
5. García, C., & Castejon, F., 1986: Problemas de Meteorología I. Estática y Termodinámica de la Atmósfera. Instituto Nacional de Meteorología. Publicación B-22. Madrid, España. Págs. 141 y 142.
6. León G. & Zea J., 1997: Software de adaptación para la interpretación de datos de los Modelos sinópticos globales medios multianuales. Proyecto Reanálisis NCAR (National Center for Atmospheric Research) - Clnsinop. Bogotá, D.C. Colombia.
7. Lysen E., H., 1983: Introduction To Wind Energy. Consultancy Services Wind Energy Developing Countries. Segunda Edición, Mayo. Holanda.
8. Melo, J. & Ruiz F., 2004: Generalidades del modelo meteorológico de mesoescala MM5. Nota Técnica IDEAM-METEO/010-2004. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales IDEAM. Bogotá, Colombia
9. Mizuta, R.; Oouchi, K.; Yoshimura, H.; Noda, A.; Katayama, K.; Yukimoto, S; Hosaka, M.; Kusunoki, S.; Kawai, H. & Nakagawa, M., 2005: 20km-mesh global climate simulations using JMA-GSM model. Meteorological Research Institute, MRI. Tsukuba, Japan.
10. Molina I., 1986: Estadística aplicada a la Hidrometeorología. Instituto Nacional de Meteorología. Publicación D-47. Madrid, España. Págs. 28-38, 49-50.
11. Puigcerver, M., 1979: Atmósfera y Contaminación Atmosférica. Scientific American. Julio 1979, pp. 104-120.
12. Retallack, B. J., 1973: Compendio de apuntes para la formación del personal meteorológico de la Clase IV. Capítulo IV – Humedad del Aire. Publicación Organización Meteorológica Mundial OMM-266. Ginebra, Suiza. Pág. 50.
13. Sozzi, R., 1998: La turbulencia de la atmósfera y la dispersión de los contaminantes en el aire - Vol. 1 Micrometeorología y turbulencia del aire. México, D.F.
14. SURFER, 1994: Surfer for Windows – User's Guide Contouring And 3D Surface Mapping. Golden Software, Inc. Colorado, Estados Unidos.
15. Wark, K. & Warner, C., 1998: Contaminación del Aire: Origen y Control. Ed. Limusa. México D.F.
16. Yamagishi, Y., 2003: Introduction to the numerical weather prediction with emphasis on the application to the short term weather forecasting. Japan Meteorological Agency. Octubre 2003. Tokyo, Japan. Pp. 2–11.



www.imprenta.gov.co
PBX: (571) 4578000
Diagonal 22 B No. 67-70
Bogotá, D.C., Colombia