

## MODELADO DEL VIENTO A ESCALA LOCAL EN TERRENO COMPLEJO: PARTE I: PERÍODO NOVIEMBRE - ABRIL

Juan Neira Zilli <sup>a</sup>, Claudia Palese <sup>b</sup> y Jorge Luis Lassig <sup>b</sup>

<sup>a</sup> Departamento de Electrotecnia; <sup>b</sup> Laboratorio de Fluidodinámica Ambiental, Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional del Comahue, Buenos Aires 1400 (8300) Neuquén, Argentina  
[neirajuanm@gmail.com](mailto:neirajuanm@gmail.com); [claudia.palese@fain.uncoma.edu.ar](mailto:claudia.palese@fain.uncoma.edu.ar); [jorge.lassig@fain.uncoma.edu.ar](mailto:jorge.lassig@fain.uncoma.edu.ar)

**Palabras Clave:** modelo diagnóstico de viento, campos de viento, campos de densidad de potencia eólica, terreno complejo, Neuquén.

**Resumen.** En este trabajo se caracteriza el comportamiento estacional del viento en el Cerro Chapelco y sus alrededores (Departamento Lácar - Provincia del Neuquén).

Debido a la variabilidad interanual del viento el estudio se plantea en dos períodos, uno más ventoso que comprende de Noviembre a Abril (meses cálidos) y el otro menos ventoso de Mayo a Octubre (meses fríos). En este trabajo se presentan los resultados del primero de ellos.

El modelo tipo diagnóstico utilizado, a diferencia de otros, permite manejar múltiples bases de datos de viento correspondientes a observaciones hechas cerca del suelo (viento de superficie) y de la troposfera media y alta (viento geostrófico de altura), pues, cuanto mayor cantidad de datos disponibles más preciso es el resultado final. Un objetivo secundario es probar la eficacia del modelo para simular el flujo sobre un terreno complejo.

Se adopta la resolución espacial de 94 m en ambas direcciones horizontales y tres alturas sobre el nivel del suelo: 10 m, 30 m y 50 m.

La topografía y la rugosidad aerodinámica superficial se elaboraron con datos de sensores remotos, la segunda empleando una metodología indirecta. Para las parametrizaciones de la capa límite atmosférica local se utilizaron los resultados de modelos atmosféricos.

Se determina la función de densidad de probabilidad de la intensidad del viento y la distribución de frecuencias de la dirección del viento. También, la velocidad media y función de densidad de probabilidad de la intensidad por dirección.

Se comprueba la habilidad del modelo para establecer el campo de viento medio estacional. Las estimaciones son adecuadas y los errores cometidos se consideran aceptables, menores a 13 %. En la dirección del viento de mayor ocurrencia los errores son menores a 6 %.

En el período de Noviembre a Abril la velocidad media del viento a 50 m de altura, en todo el dominio, varía entre 4,8 m/s en las ubicaciones más resguardadas y 31,7 m/s en los toques de los cerros más expuestos.

## 1 INTRODUCCIÓN

Este estudio analiza la posibilidad de utilizar el recurso eólico para la generación de electricidad en el sur de la provincia de Neuquén. Con la elaboración de un mapa eólico se podrá conocer cuáles son los sitios en los que el recurso tiene mayor potencial. Un mapa eólico se construye a través de un software que utiliza datos medidos por estaciones meteorológicas ubicadas en el área analizada (Potts y otros, 2001; Reid, 1997; Frank y Landberg, 1997).

El interés en la región seleccionada se basa en un mapa eólico que ha sido desarrollado con anterioridad (Pedro y otros, 2006). Debido a que la topografía de la región es compleja y la resolución espacial del mapa disponible es mayor al kilómetro, se selecciona un área de interés y se procede a aumentar la resolución, para de este modo obtener una representación más precisa de las características del terreno y en consecuencia su efecto sobre el recurso eólico.

El sur de la provincia de Neuquén presenta variabilidad interanual del viento, con dos períodos de características distintas, uno más ventoso que comprende de Noviembre a Abril (meses cálidos) y el otro menos ventoso de Mayo a Octubre (meses fríos).

Para la construcción de mapas eólicos se utilizan modelos diagnósticos basados en conservación de la masa y otros basados en conservación de la cantidad de movimiento (Roatghi y Vaughn, 1994). Además, los programas de fluidodinámica computacional necesitan para su ejecución supercomputadoras que demoran muchas horas en obtener una solución (Ávila y otros, 2012).

Los objetivos del presente trabajo están orientados a la obtención de mapas de velocidad media del viento a las alturas de 10 m, 30 m, 50 m en una zona de terreno complejo y como objetivo secundario probar la eficacia del modelo de conservación de la masa en este tipo de topografía.

## 2 METODOLOGIA

### 2.1 Lugar

La zona de estudio que se muestra en la Figura 1 se ubica en el Departamento Lácar al sudoeste de la provincia del Neuquén. El paisaje es el de la parte sur de la cordillera de los Andes, con cordones montañosos que disminuyen en altura hacia el este, donde el relieve se hace suave y ondulado. Además hay lagos y ríos. Por lo tanto, la zona tiene características de terreno complejo.

La vegetación es muy variada. Al oeste los bosques de raulí y coihue, con denso sotobosque de caña colihue y al este una extensa zona de transición con la estepa.

En el área de análisis se ubican: la ciudad de San Martín de los Andes, un importante centro invernal de esquí, la línea de alta tensión del Sistema Interconectado Nacional de energía eléctrica y además gran parte de la zona pertenece al Parque Nacional Lanín.

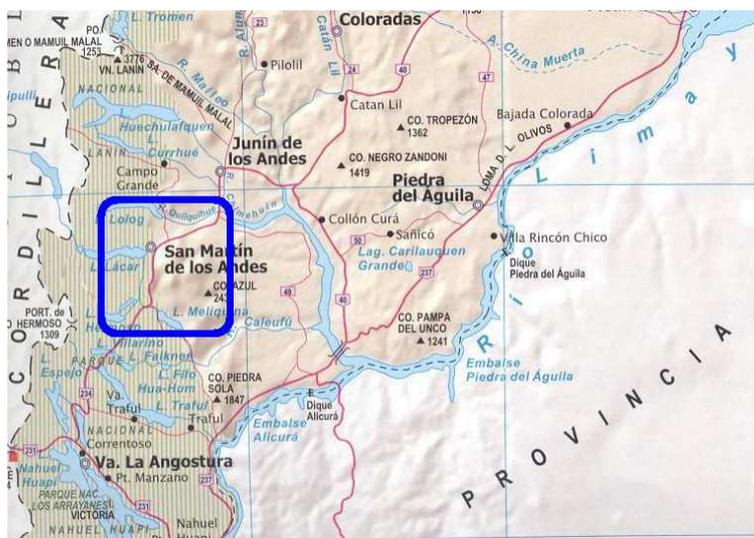


Figura 1: Ubicación geográfica del dominio de análisis.

## 2.2 Modelo

Los datos de velocidad y dirección del viento medidos en estaciones de observación pueden ser utilizados para evaluar las condiciones eólicas en lugares próximos solamente si están bien expuestos y el terreno es plano. En terreno complejo la velocidad del viento varía significativamente en cortas distancias, por lo tanto, los datos de viento de un sitio no representan las condiciones eólicas de otra ubicación, aunque sean cercanos.

En estos casos, una de las metodologías utilizadas son los modelos numéricos que emplean los datos de mediciones. En Roatghi y Vaughn (1994) se describen algunos de ellos.

En este trabajo se emplea el programa ArgentinaMap, cerrado para el usuario, que es una actualización del software comercial WindMap™ desarrollado por Brower (1998).

El programa es un sistema de información geográfica al que se le ha incorporado un modelo de flujo de aire dentro de la capa límite atmosférica. Este último es del tipo diagnóstico y representa en forma tridimensional la orografía, la rugosidad superficial y el viento. Describe la circulación en las capas bajas de la atmósfera que está conducida por el flujo de escala sinóptica. En Lassig y Palese (2011) y Palese y Lassig (2013) se describen las características principales.

El modelo satisface la ecuación de conservación de la masa (1) cuya expresión bajo condiciones estacionarias y fluido incompresible es:

$$\nabla \cdot V = 0 \quad (1)$$

El vector velocidad,  $V$ , tiene componentes  $u(x,y,z)$ ,  $v(x,y,z)$ ,  $w(x,y,z)$  en las direcciones Oeste a Este, Sur a Norte y hacia arriba, respectivamente.

El modelo calcula el campo de velocidad del viento que se desvía la mínima cantidad posible de un campo de viento inicial derivado de datos observados. El ajuste necesario para lograr cero divergencia se determina mediante la resolución iterativa de un conjunto de ecuaciones en derivadas parciales. El modelo utiliza una malla de elementos finitos a lo largo de la región de interés. El campo de viento se ajusta en cada elemento de la malla hasta que la divergencia se reduce por debajo de un nivel de tolerancia especificado por el usuario.

Utiliza una función potencial que representa el vector velocidad. Para tener en cuenta la estratificación y la desviación respecto a las condiciones de estabilidad neutral, se afecta la

ecuación de trabajo con coeficientes. De este modo el potencial de velocidad perturbado o no divergente resulta de la influencia del terreno y de los errores introducidos en las condiciones de inicialización del modelo. Una determinación del potencial de velocidad se realiza a partir de la ecuación de continuidad, forzando al flujo a ser no divergente. Por lo tanto, se llega a la expresión de la Ec. (2) donde las condiciones de borde son: fronteras laterales abiertas, y el terreno y el techo del dominio son superficies de corriente

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( \tau_H \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \tau_H \frac{\partial \phi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \tau_V \frac{\partial \phi}{\partial z} \right) = - \left( \frac{\partial u_0}{\partial x} + \frac{\partial v_0}{\partial y} + \frac{\partial w_0}{\partial z} \right) \quad (2)$$

donde,  $\tau_H$ ,  $\tau_V$ , son los coeficientes que corrigen el apartamiento respecto de la estabilidad atmosférica neutral,  $\phi$ , es la función potencial que representa al vector velocidad,  $u_0$ ,  $v_0$ ,  $w_0$ , son las componentes definidas localmente en un elemento dado del campo de velocidades inicial de escurrimiento divergente,  $V_0$ .

Se utiliza una coordenada vertical transformada,  $\sigma$ , coordenadas conformes a la superficie del terreno. La ecuación de trabajo toma una forma mucho más compleja que se resuelve por métodos iterativos.

Dos factores tienen un gran efecto sobre los resultados de este modelo. El primero es el campo inicial de viento, porque si no representa las condiciones eólicas típicas de la zona, entonces, los resultados pueden ser imprecisos.

La velocidad inicial en cada elemento de la malla resulta de hacer el promedio ponderado de los datos de superficie (o altura). La interpolación con funciones de punto tiene en cuenta: los registros de viento; el número de estaciones; la distancia horizontal desde cada estación al punto considerado; la diferencia de altitud entre la estación y el punto; y un parámetro que permite dar mayor o menor peso a cada contribución. La componente de la velocidad normal al terreno ( $w_0$ ) se la inicializa con cero.

El segundo factor corresponde a los cálculos relativos dados por los ajustes verticales del campo de viento. El modelo utiliza un perfil de viento logarítmico en la capa de superficie que tiene en cuenta la interpolación horizontal previa, la rugosidad aerodinámica de la superficie y la estabilidad de la atmósfera. Por encima de la capa de superficie y hasta el tope de la capa límite atmosférica, el modelo asume una interpolación utilizando el viento geostrófico (viento de altura). Por encima de esta última, el modelo asume una variación lineal dada por el incremento de la velocidad con la altura en la atmósfera libre superior.

## 2.3 Datos Utilizados

### *Dominio del modelo*

El dominio de aplicación del programa abarca desde 40° 01' 40,1129'' lat. Sur a 40° 23' 18,1573'' lat. Sur y desde 71° 34' 46,6686'' long. Oeste a 71° 05' 12,1693'' long. Oeste, que corresponden a las coordenadas cartográficas Universal Transverse Mercator, zona 19 Sur:  $y = 5.527.023,2$  m (Sur);  $y = 5.566.000,8$  m (Norte);  $x = 281.012,5$  m (Oeste);  $x = 321.969,2$  m (Este).

La resolución espacial horizontal utilizada es 94 m en ambas direcciones horizontales. El dominio corresponde a una malla de 436 elementos en  $x$  y 415 elementos en  $y$ , que representa una superficie de 40,957 km por 38,978 km (1.596,4 km<sup>2</sup>, aproximadamente 16 ha).

El espesor total de la malla es 3.613 m, se dividen en 15 niveles verticales y tienen una separación espacial vertical que es una progresión geométrica, cuya finalidad es incrementar la resolución cerca del suelo.

### Topografía

La planialtimetría del dominio de estudio se obtuvo de la base de datos Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) del United State Geological Survey (USGS). Estos datos tienen 94 m (3 segundos de arco) de resolución espacial horizontal, 20 m de error en ambas direcciones horizontales y 16 m de error en la vertical.

La mínima altura se ubica en el lago Lacar y la máxima en el Cerro Azul con 2.420 m.

En la Figura 2 se observa el modelo digital de elevación utilizado y se han indicado la posición de las estaciones de medición que se describen en la Tabla 2, el máximo y mínimo de elevación y los dos sitios en los que se aplican los resultados del mapa eólico obtenido que se muestra en la Sección 4.

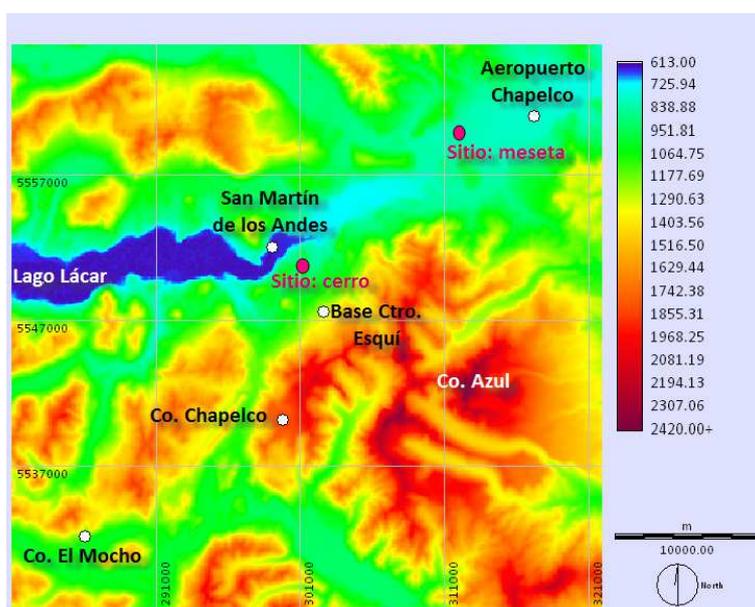


Figura 2: Mapa digital de elevación. Proyección Universal Transverse Mercator, zona 19 sur. Los puntos blancos corresponden a la posición de las estaciones de medición del viento (Tabla 2); y los puntos magenta son los dos sitios analizados en la Sección 4.

### Longitud de rugosidad aerodinámica

Se utilizó una metodología indirecta para producir el mapa digital de la longitud de rugosidad ( $z_0$ ) basada en datos satelitales del sensor ETM+/Landsat7 del 2 de Febrero de 2005 a las 11:30 hs. Dicha escena fue seleccionada debido a la disponibilidad y ausencia de nubes. El sistema de coordenadas cartográficas es Universal Transverse Mercator, zona 19 Sur.

La definición del esquema de clasificación se basó en la necesidad de identificar en la imagen los 7 tipos de cobertura del suelo que se indican en la Tabla 1. La imagen satelital se procesó mediante una clasificación no supervisada de las bandas 3 (rojo: 630 – 690 nm), 4 (infrarrojo cercano: 780 – 900 nm) y 5 (infrarrojo de onda corta: 1550 – 1750 nm). Esta metodología tiende a identificar las clases espectrales presentes en la imagen basándose en la habilidad del sensor en detectar las firmas espectrales de los distintos tipos de cobertura y usos del suelo. Se utilizó un clasificador tipo cluster analysis, una clasificación amplia con 2,5 % de saturación, se eliminaron las clases menos significativas. Las clases espectrales se reclasificaron a los valores de  $z_0$  obtenidos de tablas (Spera, 1999; Stull, 1986).

El mapa de rugosidad fue rectificado a la resolución espacial horizontal de 94 m.

Descripción	$z_0$ asignado
Nieve	0,00001 m
Agua	0,0001 m
Suelo desnudo	0,0002 m
Vegetación herbácea baja y dispersa	0,0095 m
Ciudad	0,55 m
Bosque caducifolio	1,0 m
Bosque perenne	1,2 m

Tabla 1: Definición del esquema de clasificación y rugosidad aerodinámica superficial ( $z_0$ ) asignada a cada tipo de cobertura del suelo.

En la Figura 3 se muestra el mapa digital en el que se aprecia que el mayor porcentaje de la superficie tiene alta rugosidad.

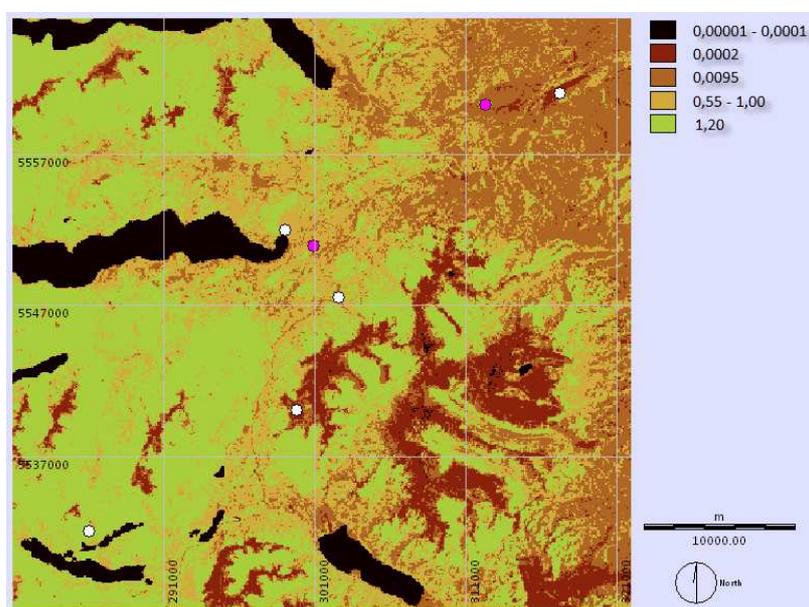


Figura 3: Mapa de la longitud de rugosidad aerodinámica superficial,  $z_0$ , en m. Ver referencias de los puntos en la Figura 2.

#### *Datos de viento de estaciones meteorológicas*

La inicialización se efectuó con datos medidos de velocidad y dirección del viento.

Uno de los pasos más importantes para obtener un mapa de calidad que represente el recurso de manera fehaciente cuando se realiza un estudio de viento es contar con bases de datos que han sido sometidas a un estricto proceso de control de calidad, donde se analiza para los períodos disponibles factores como registros válidos, registros perdidos, valores de velocidad y dirección dentro del rango climático esperado para la región de estudio. En este trabajo se han considerado velocidades máximas hasta 10% superiores a los valores publicados en las Estadísticas Climatológicas del Servicio Meteorológico Nacional de las estaciones cercanas que poseen el mismo régimen climático que las utilizadas en la inicialización (Servicio Meteorológico Nacional, 1981, 1986 y 1992).

En la Tabla 2 se presenta el detalle de la ubicación de las estaciones de medición, su posición geográfica (ver también Figura 2), altura de los sensores y disponibilidad de datos. El período utilizado corresponde a los meses de Noviembre a Abril de los años indicados en la Tabla 2. La posición de cada medición se ha incluido en los mapas presentados a lo largo del

trabajo.

El análisis de la frecuencia de ocurrencia de calmas, efectuado sobre la base de los datos medidos indica una incidencia entre 20 y 26%.

Denominación	Ubicación		Elevación (m snm)	Altura Medición (m)	Período	Cantidad registros	Faltantes (%)
	Latitud	Longitud					
Aeropuerto Chapelco - <b>AERO</b> -	-40°04'50''	-71°08'36''	790	10	1991/2012	25744	10,30
Asentamiento Universitario San Martín de los Andes - <b>AUSMA</b> -	-40°09'26''	-71°21'33''	648	5	1995/1996	2184	0,00
Cerro El Mocho - <b>MOCHO</b> -	-40°15'52''	-71°31'04''	1491	4,5	2000/2004	3401	26,87
Base del Centro de Esquí en Cerro Chapelco - <b>CHAP</b> -	-40°13'60''	-71°16'00''	1264	8	2003/2004	1540	2,02
Cerro Chapelco - <b>CHAP AIC</b> -	-40°19'17''	-71°31'28''	1933	4,5	2000/2004	2878	0,68

Tabla 2: Ubicación y nomenclatura utilizada en este trabajo para identificar cada estación meteorológica, elevación de la estación, altura del sensor, período utilizado (en este trabajo sólo semestre Nov. a Abr.), cantidad de registros válidos y porcentaje de datos faltantes luego de realizar la consistencia de las series.

#### *Datos de viento de altura de estimaciones de modelo atmosférico*

La velocidad y la dirección del viento de la atmósfera superior, viento geostrófico, se descargaron del sistema Global Data Assimilation System (GDAS/NOAA). Corresponden a datos derivados de un modelo atmosférico. Se utilizaron los meses de Noviembre a Abril de un período de 5 años desde el años 2000 hasta 2004. Los datos de viento son estimaciones cada 6 horas, es decir, 4 datos por día. Los vientos corresponden a las alturas de 1.498 m, 3.070 m y 5.700 m, de los niveles de presión de 850 hPa, 700 hPa y 500 hPa, respectivamente.

Estos datos son de una posición central y constantes para todo el dominio.

#### *Capa límite atmosférica*

Las alturas de la capa de superficie ( $z_{cs}$ ) y de la capa límite atmosférica ( $z_{cla}$ ) fueron estimadas en forma local para la posición central del dominio y constantes a lo largo de este. El tope de la  $z_{cla}$  se obtuvo directamente del sistema GDAS/NOAA. Se utilizó un período de 1 año con datos estimados cada 6 horas. La altura media de la época de Nov. a Abr. resultó ser de 533 m. Del análisis de la distribución de frecuencias se observa que la extensión vertical es menor o igual a 1.200 m en el 90 % del período. Debido a que la altura de la  $z_{cs}$  se define como el 10 % del espesor total, se utiliza el valor 120 m.

El perfil vertical de la velocidad del viento utilizado por el modelo se basa en la teoría de la semejanza de Monin–Obukhov (MO), en la cual la estabilidad atmosférica se caracteriza mediante la longitud de estabilidad de MO,  $L$ , que depende de la velocidad del viento, de la rugosidad superficial y del flujo de calor. El efecto combinado del flujo de calor y del viento en la turbulencia atmosférica está descrito mediante las clases de estabilidad que sirven como un indicador cualitativo de las características de la turbulencia cerca del suelo. Pasquill (1961) desarrolló un método destinado a la estimación de las condiciones de estabilidad de la atmósfera. Golder (1972) mostró la relación entre  $L$ , la longitud de rugosidad aerodinámica,  $z_0$ , y las clases de estabilidad.

En este trabajo se utiliza la siguiente expresión algebraica (Moreira y Tirabassi, 2004):

$$L^{-1} = a(z_0)^b \quad (3)$$

donde  $a$  y  $b$  son coeficientes que dependen de la clase de estabilidad.

El valor utilizado en la Ec. (3) es único e igual a 1,2 m debido a que es el más representativo del área. El 39% del dominio está ocupado por bosques como se observa en la Figura 4. Esta Figura fue construida calculando la distribución de frecuencias del área que ocupa cada tipo de rugosidad respecto del área total del dominio. Para ello se utilizó la información contenida en el mapa digital de la Figura 3 que está detallada en la Tabla 2.

Las clases de estabilidad de Pasquill se obtuvieron del modelo atmosférico del sistema GDAS/NOAA. Se utilizó un período de un año con datos cada 6 horas. Se analizó la distribución de ocurrencia en los meses de Noviembre a Abril, observándose que la capa límite con estabilidad neutral es la de mayor frecuencia (72 %) como se observa en la Figura 5.  $L$  es igual a 103 m.

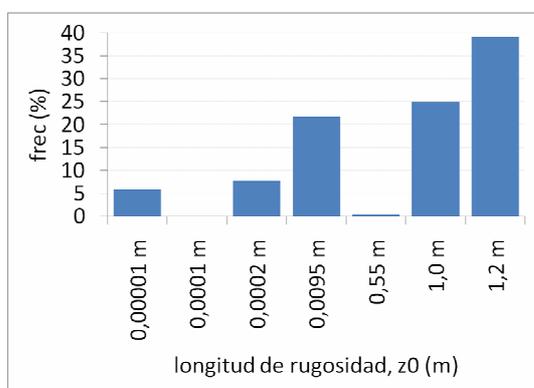


Figura 4: Porcentaje del área que ocupa cada longitud de rugosidad,  $z_0$ , en el dominio de estudio. Los valores corresponden a la Figura 3 y la Tabla 2.

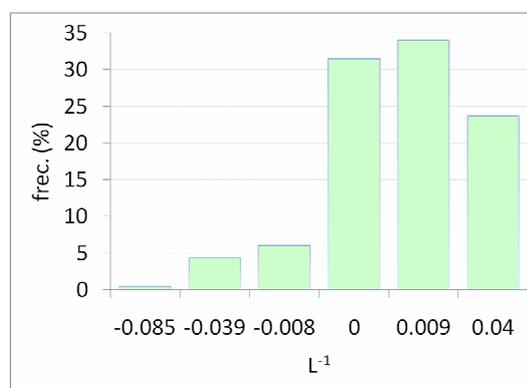


Figura 5: Distribución de frecuencias relativa del tipo de estabilidad atmosférica expresada a través del parámetro  $1/L$  (en  $m^{-1}$ ) en el semestre Nov a Abr.

## 2.4 Configuración para la inicialización

El programa usado tiene una secuencia ordenada de ingreso de datos. En primer lugar se deben cargar, por separado, los mapas de topografía y de rugosidad. Luego, se ingresan los datos de viento, primero de superficie y luego de altura y por último, los datos de la capa límite atmosférica. Respecto de los datos de viento se fijó un intervalo de clase para la dirección del viento de  $30^\circ$ , de este modo, los cálculos se determinarán en 12 sectores de dirección.

Dado el modo como trabaja el programa que utiliza una rosa de los vientos (distribución de frecuencias relativas de la dirección del viento) como “referencia” para todas las series de datos correspondientes tanto a mediciones de superficie como de altura, se utilizó la estación que contaba con la mayor cantidad de registros, que como se pudo apreciar en la Sección 2.3, es AERO.

El campo inicial del viento surge de un promedio ponderado de los datos de superficie con una función del tipo de la inversa de un radio al cuadrado ( $1/r^2$ ). En principio, ese radio de influencia se fijó en 500 m.

Como los resultados alcanzados con esta configuración no se ajustaban a las mediciones, puesto que tenían errores mayores al 20 % respecto de los datos medidos, se resolvió utilizar la rosa de los vientos de los datos estimados de 1.498 m como de “referencia”, ésta se presenta en la Figura 6. Por otra parte, se fijó en 270 m el radio de representatividad de las

mediciones, según lo propuesto en Potts y otros (2001).

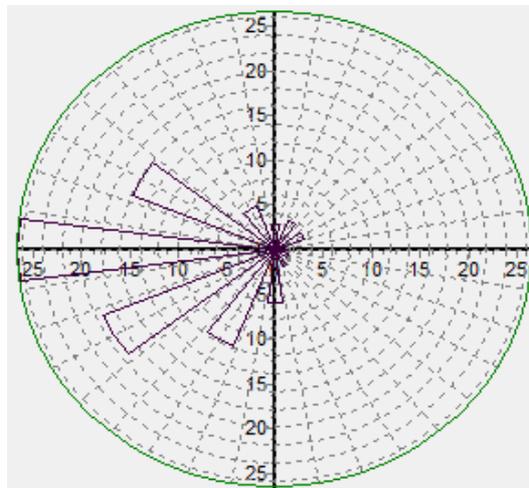


Figura 6: Distribución de frecuencias de las direcciones de los vientos estimados a 1.498 m de altitud, utilizada como rosa de “referencia” para la construcción del mapa eólico.

Dadas las características topográficas de la zona se configuró la geometría vertical de la grilla con una separación entre los niveles que es una proporción de la capa inmediata inferior, como resultado se obtienen mayor cantidad de niveles cerca del suelo.

En las primeras ejecuciones se incluyeron para la inicialización todos los datos disponibles de superficie, sin embargo, posteriormente, se excluyó la estación de CHAP AIC debido a que sus resultados presentaban un error muy grande, cuando se comparaba el resultados con los datos medidos. Este problema se deba tal vez a que el sensor está muy cercano al suelo y en un lugar muy expuesto y como el modelo resuelve funciones potenciales éstas son corregidas en forma inadecuada para este emplazamiento en particular.

El número máximo de iteraciones se fijó en 10.000 pero los resultados se encontraron en 4.516 iteraciones o menos. El máximo residuo con el que finaliza el proceso iterativo se fijó en  $10^{-5} \text{ seg}^{-1}$ . En cada iteración el modelo ajusta el campo de viento de tal forma que la velocidad en cada estación tenga una diferencia de hasta 5 % (tolerancia) con respecto a los datos de superficie medidos.

Se solicitó al programa que calcule el campo de viento final a 10 m, 30 m y 50 m sobre el nivel del suelo.

## 2.5 Verificación del ajuste

Una vez obtenidos los resultados, el análisis del ajuste logrado por el modelo se realiza a través del cálculo del error absoluto,  $\varepsilon$ , (Ec. (4)); y del error relativo porcentual,  $\varepsilon\%$ , (Ec. (5)) con la finalidad de tener en cuenta el peso del error respecto al valor de la variable medida. Para su cálculo se consideran solamente los valores medios semestrales, es decir, teniendo en cuenta todas las direcciones del viento.

$$\varepsilon = | (V_{calculada} - V_{medida} ) | \quad (4)$$

$$\varepsilon\% = \frac{100 | (V_{calculada} - V_{medida} ) |}{V_{medida}} \quad (5)$$

También se confeccionó un diagrama de dispersión y se calculó el coeficiente de

determinación lineal,  $R^2$ , entre las velocidades medidas y las estimadas con el modelo en cada una de las estaciones de medición y por sector de dirección del viento.

### 3 RESULTADOS

Luego de un proceso iterativo de calibración de los parámetros de inicialización, que consistió en la ejecución del programa varias veces, se arribó a los mapas de la velocidad media y densidad de potencia eólica del semestre Nov - Abr a 10 m, 30 m y 50 m de altura sobre el nivel del suelo. En este trabajo se muestran los resultados a 50 m de altura ya que es un nivel que está por encima de la altura media del bosque perenne de la región. En la Figura 7 se presenta la velocidad media y en la Figura 8 la densidad de potencia.

Los valores máximo y mínimo de velocidad media del período son 31,69 m/s y 4,81 m/s respectivamente, mientras que de la densidad de potencia son 34.360 W/m<sup>2</sup> y 169 W/m<sup>2</sup>.

En el mapa de velocidad a 30 m de altura (no presentado en este manuscrito) hay ubicaciones puntuales cuya velocidad es mayor que a 50 m. Este hecho se debe a un efecto localizado producido por la barrera montañosa que consiste en sobre-velocidades cercanas al suelo. Este fenómeno no implica que el perfil de capa límite en toda la región difiera de un perfil neutro, tal como se ha establecido, dado que constituye un fenómeno local.

En el sector suroeste del mapa hay una región de bajas velocidades, tal como era esperado, esto se debe a que el viento predominante es del Oeste y el cordón cordillerano produce un efecto de resguardo en dicho lugar.

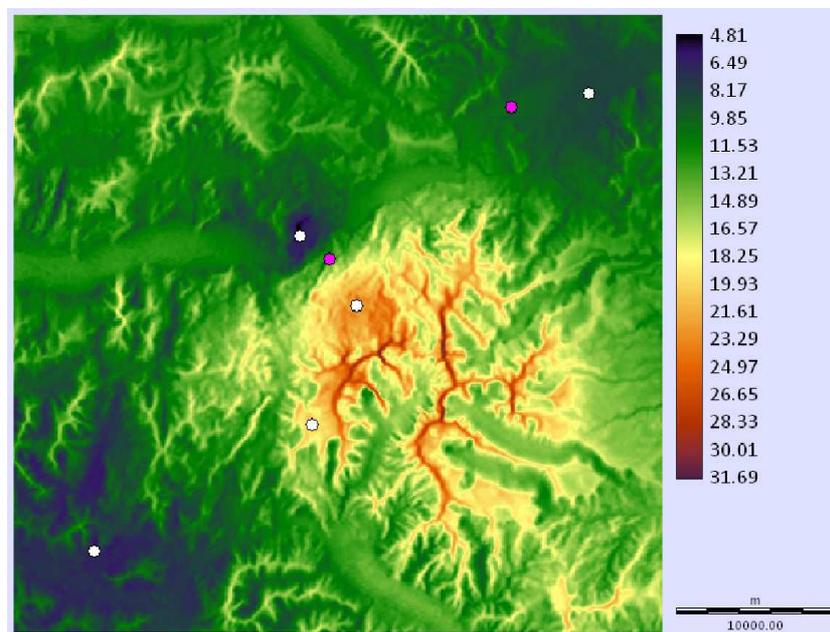


Figura 7: Campo estimado de la velocidad media del viento (m/s) a 50 m sobre el nivel del suelo del semestre Nov. - Abr. Ver referencias de los puntos en la Figura 2.

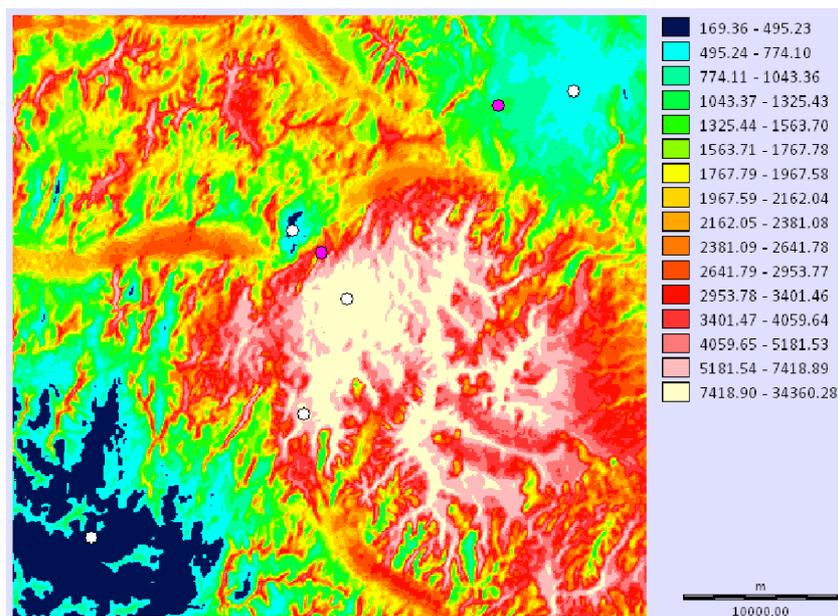


Figura 8: Campo estimado de la densidad de potencia eólica ( $W/m^2$ ) a 50 m sobre el nivel del suelo, del semestre Nov. - Abr. Ver referencias de los puntos en la Figura 2.

En la Tabla 3 se puede apreciar la velocidad media obtenida de los registros de las estaciones meteorológicas y los valores calculados con el programa en las mismas ubicaciones y alturas de medición. La Tabla 3 también incluye los resultados de errores y el coeficiente de determinación. Se observa que los errores absolutos máximos, en casi todos los casos, son inferiores a 0,5 m/s, salvo en la estación del Aeropuerto (AERO) que es 0,83 m/s.

Estación	AERO		AUSMA		MOCHO		CHAP	
	Medida	Calculada	Medida	Calculada	Medida	Calculada	Medida	Calculada
Direcciones (°)								
0	3,69	3,82	0,53	0,52	1,42	1,43	7,94	7,90
30	3,99	4,13	0,83	0,85	1,42	1,46	8,32	8,59
60	4,84	5,22	1,08	1,11	1,58	1,64	8,37	8,21
90	5,30	5,12	0,77	0,77	1,59	1,57	4,03	3,96
120	5,46	5,10	0,80	0,77	1,64	1,67	3,61	3,83
150	4,74	4,87	1,88	1,81	1,77	1,79	5,17	5,12
180	3,86	4,00	2,35	2,33	1,97	1,99	8,41	8,37
210	6,57	5,75	2,25	2,21	2,10	2,14	9,30	9,05
240	9,07	8,92	1,64	1,72	1,75	1,85	12,18	12,53
270	9,80	9,75	2,30	2,25	1,44	1,53	14,48	14,18
300	8,56	8,82	2,01	1,93	1,13	1,16	12,15	12,65
330	5,54	5,86	1,66	1,62	1,17	1,19	9,22	9,44
Coef. Det. ( $R^2$ )	0,974		0,996		0,988		0,994	
$\epsilon$ abs [min - max] (m/s)	0,05	0,83	0,00	0,08	0,01	0,10	0,04	0,49

Tabla 3: Velocidades medias medidas y calculadas, en m/s, para las distintas estaciones meteorológicas en las diversas direcciones, coeficiente de determinación lineal entre los valores medidos y calculados para cada estación meteorológica y mínimo y máximo error absoluto de velocidad, en m/s, para las distintas estaciones meteorológicas.

En la Figura 9 es posible apreciar de manera gráfica la relación entre los datos de la Tabla 3 y las rectas de ajustes con su correspondiente coeficiente de determinación. Es apreciable el alto grado de ajuste lineal entre lo medido y lo calculado, que conlleva a coeficientes que en todos los casos superan 0,97.

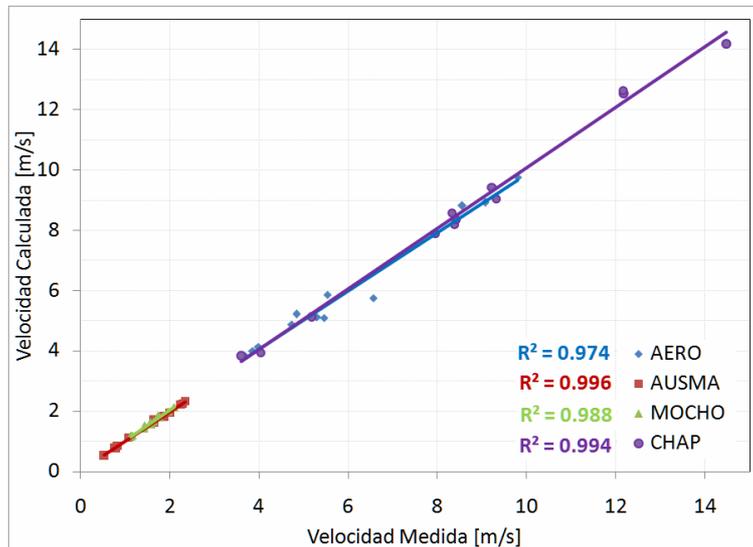


Figura 9: Ajuste lineal entre las velocidades medidas y calculadas para las cuatro estaciones meteorológicas utilizadas para la construcción del mapa de recurso eólico. Cada punto corresponde a uno de los 12 sectores de dirección del viento en el que se ha hecho el análisis.

Dados los coeficientes de determinación alcanzados se puede concluir que, teniendo en cuenta la resolución espacial adoptada para la malla, el modelo fue capaz de ajustar de manera satisfactoria lo accidentado del terreno geográfico y su influencia en el comportamiento del viento. Los errores relativos se pueden apreciar en la Figura 10, donde se observa que raramente el error para cualquier estación y cualquiera de las direcciones supera 6 %. Este valor es superado en las direcciones ENE ( $60^\circ$ ), ESE ( $120^\circ$ ) y SE ( $210^\circ$ ) solamente sólo por AERO.

El máximo error alcanzado de 12,56 % en la dirección SE, que se observa en AERO, representa una diferencia de velocidades inferior al m/s (0,83 m/s). Se considera que este error se encuentra dentro de los límites tolerables.

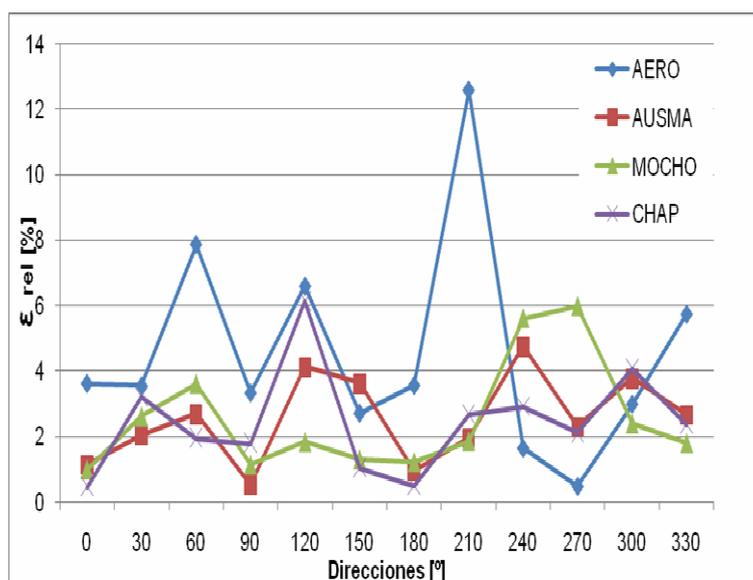


Figura 10: Errores relativos direccionales entre los datos calculados y los valores registrados por las estaciones meteorológicas utilizadas para la construcción del mapa.

#### 4 APLICACIONES

Una de las aplicaciones que tienen los mapas eólicos es la determinación de sitios prospectivos para la generación de energía eólica. De este modo se han seleccionado dos ubicaciones con buenas velocidades y densidades de potencia pero que se encuentran por debajo del nivel de gran acumulación de nieve en la época invernal, que se produce por arriba de la elevación de 1.200 m.

Un sitio está ubicado en la meseta, denominado “*sitio meseta*”, a 817 m de elevación, que según el mapa eólico obtenido la velocidad media en el semestre es de 11,32 m/s y la densidad de potencia es 1.093 W/m<sup>2</sup>. El otro está en proximidades del cerro, denominado “*sitio cerro*”, a 904 m de elevación, la velocidad media es 13,0 m/s y la densidad de potencia 2.264 W/m<sup>2</sup>.

Ambos sitios podrían utilizarse para la instalación de aerogeneradores. Otros criterios de selección fueron: velocidades medias del semestre que se aproximen a 12 m/s y un sector con vegetación baja ( $z_0 = 0,0095$ ). En la Figura 2 de la Sección 2.3 se muestra su ubicación.

Para estos sitios se analizó la rosa de los vientos, rosas de intensidades y la función de densidad de probabilidad de Weibull, que se pueden observar en las Figuras 11, 12 y 13, respectivamente, todas ellas construidas a partir de los resultados del mapa a 50 m de altura sobre el nivel del suelo.

En la Figura 11 se observa que la máxima ocurrencia es de la dirección O (270°) y muy baja ocurrencia de vientos provenientes de todo el sector E.

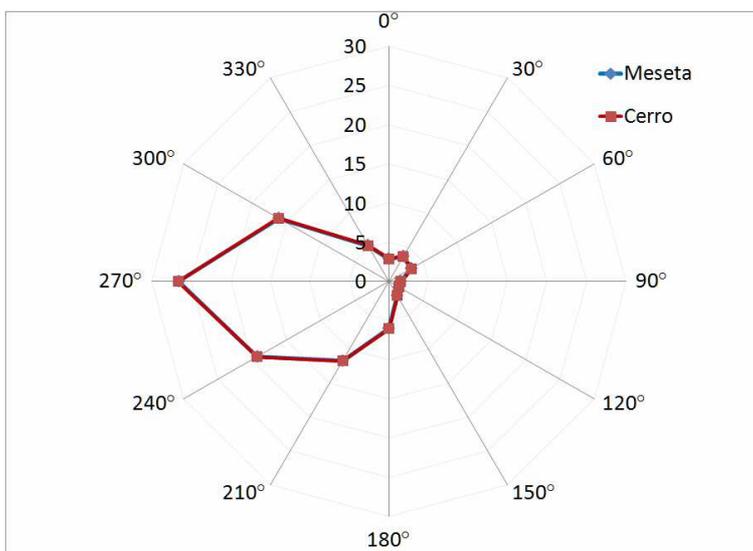


Figura 11: Distribución de frecuencia (%) de la dirección del viento a 50 m de altura en los sitios seleccionados.

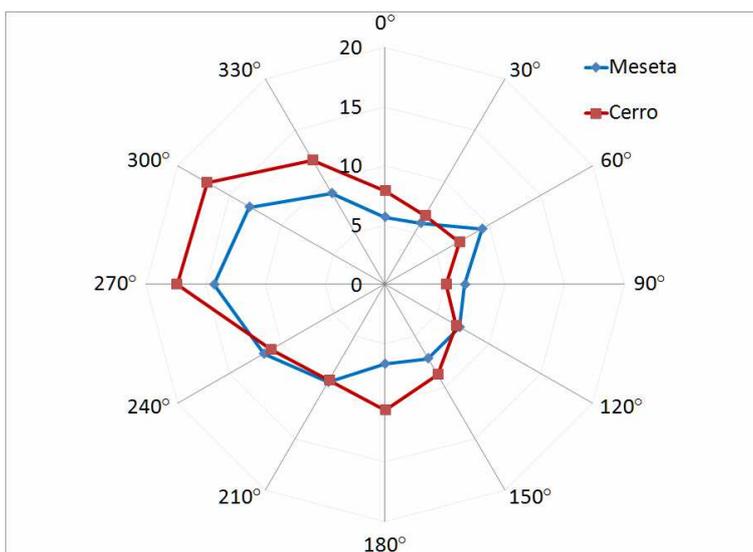


Figura 12: Velocidad media (m/s) por dirección a 50 m de altura en los dos sitios seleccionados.

Las rosas de intensidades o velocidad media del viento por dirección se presentan en la Figura 12, ambas curvas poseen características similares. Los máximos de intensidades tienen ocurrencia en 270°. Los vientos más intensos provienen de la dirección de mayor frecuencia de ocurrencia. Este hecho evidencia que las direcciones con componente oeste serán las que mayor densidad de potencia eólica tendrán. Las intensidades medias en el *sitio meseta* varían entre 14,3 m/s a 270° y 5,7 m/s a 0°. Las intensidades del *sitio cerro* son hasta un 21% mayor a las de la meseta y varían entre 17,4 m/s a 270° y 5,1 m/s a 90°.

La función de densidad de probabilidad de Weibull (6) ajusta a la distribución de frecuencia semestral de la velocidad del viento ( $f(v)$ ):

$$f(v) = (k/c)(v/c)^{k-1} \exp[-(v/c)^k] \tag{6}$$

donde  $v$  es la velocidad media del viento,  $c$  es el parámetro de escala y  $k$  es el parámetro de forma. Es válida para valores de  $v$ ,  $k$  y  $c > 0$ . El parámetro  $k$  es un resultado del mapa eólico,

para estimar el parámetro de escala,  $c$ , se utilizó la siguiente expresión:

$$c = \bar{v} / \Gamma(1 + k^{-1}) \quad (7)$$

donde  $\bar{v}$  es la velocidad media semestral del viento y  $\Gamma()$  es la función Gamma.

Tal como se mencionó, un criterio de selección de los sitios fue que la velocidad media fuera aproximadamente igual a 12 m/s, razón por la cual, como era de esperar, las máximas frecuencias de ocurrencia se ubican levemente a la izquierda de la velocidad indicada como se observa en la Figura 13. El hecho de que la función de Weibull del *sitio cerro* se encuentre desplazada hacia la derecha, respecto a la del *sitio meseta* sugiere la probabilidad de ocurrencia de vientos más intensos, por lo tanto, el factor de escala,  $c$ , es mayor para el *cerro*.

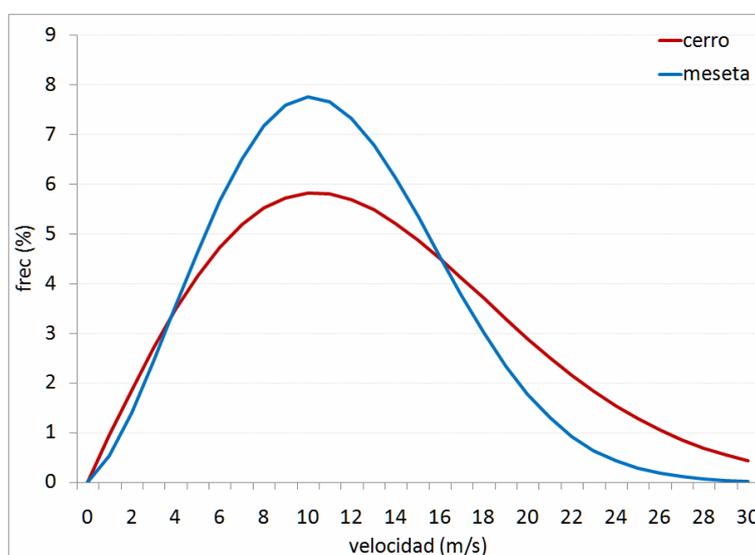


Figura 13: Función de densidad de probabilidad de la velocidad media del semestre Nov. a Abr. en el *sitio cerro* ( $k = 2$ ,  $c = 14,7$  m/s) y en el *sitio meseta* ( $k = 2,4$ ,  $c = 12,6$  m/s).

Las velocidades más frecuentes son 9 m/s y 11 m/s a 50 m de altura. Las diferencias entre las dos distribuciones se deben a la influencia que tiene la topografía.

Otro análisis que resulta de interés es la construcción de la función de densidad de probabilidad de Weibull para las diferentes direcciones del viento en ambos sitios. Hemos tomado sólo las direcciones N, E, S, O. Las distribuciones de probabilidad de la velocidad de los vientos provenientes de  $0^\circ$ ,  $90^\circ$ ,  $180^\circ$  y  $270^\circ$  se pueden apreciar en la Figura 14: *sitio cerro* y en la Figura 15: *sitio meseta*.

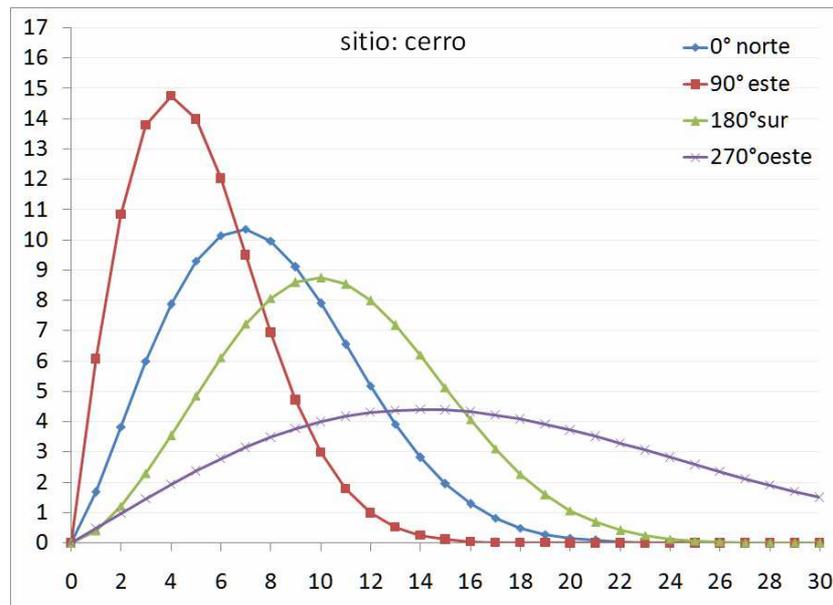


Figura 14: Función de densidad de probabilidad direccional de la velocidad media del período Nov. a Abr. del *sitio cerro* de las direcciones 0°, 90°, 180° y 270°.

En el *sitio cerro* (Figura 14) se observa que hay en los vientos que provienen del Este mayor probabilidad de ocurrencias de velocidades entre 3 y 5 m/s, en los del Norte entre 6 y 8 m/s, los del Sur entre 9 y 11 m/s y los del Oeste 14 m/s.

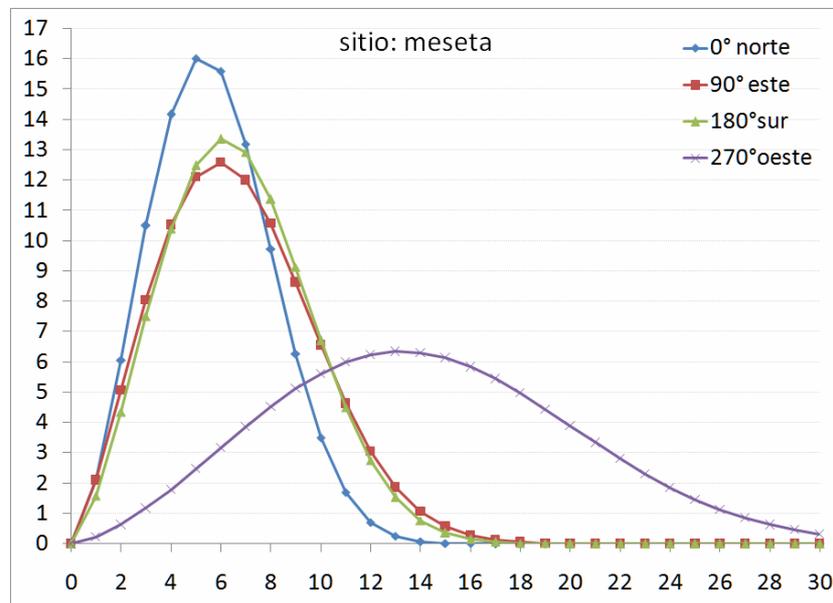


Figura 15: Función de densidad de probabilidad direccional de la velocidad media del período Nov. a Abr. del *sitio meseta* de las direcciones del viento 0°, 90°, 180° y 270°.

En el *sitio meseta* (Figura 15) al analizar las distribuciones de probabilidad de la velocidad, a diferencia del *cerro*, se observa que los vientos provenientes del Norte, Este y Sur poseen una máxima frecuencia de velocidades de 5 - 6 m/s. En la dirección norte la distribución es más plana indicando mayores probabilidades de vientos más intensos.

## 5 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El análisis de la calidad del ajuste logrado entre los resultados alcanzados por el modelo y las reales mediciones efectuadas en todas las estaciones meteorológicas utilizadas produjo coeficientes de determinación,  $R^2$ , mayor a 0,97. Los errores cometidos en la estimación de la velocidad media semestral, considerando todas las direcciones, son bajos a excepción de la dirección de  $210^\circ$  en la estación AERO que posee un error relativo de 12,56%. El resto de las direcciones presentan discrepancias por debajo de 8%. La propia medición del viento puede tener intrínsecamente una incertidumbre que puede alcanzar hasta de 10% dependiendo del tipo de sensor utilizado. La diferencia o error absoluto de velocidad no supera en ningún caso 1 m/s. Por lo tanto, se concluye que las estimaciones son adecuadas y los errores cometidos se consideran aceptables.

Las características geofísicas del terreno, la resolución utilizada para la construcción del mapa (12 veces menor a la del mapa eólico provincial (Pedro y otros, 2006)) y el hecho de considerar un período semestral, hace que la comparación de los resultados obtenidos y los del mapa elaborado para la totalidad de la provincia de Neuquén no se pueda realizar de manera sencilla, de todas maneras, los rasgos generales de aumento de velocidad con la altura y una disminución de la velocidad en los sectores reparados son consistentes en ambos.

Al momento de optimizar el mapa, se decidió descartar los datos de la estación meteorológica correspondiente a CHAP AIC. Al realizar el análisis de los mapas resultantes, se consideró que la calidad del mapa sin dicha estación era mejor. La incorporación de la estación producía una región de bajas velocidades, que al encontrarse en lo alto del Cerro Chapelco, éste hecho carecía de explicación. Como es posible observar en la Tabla 2, la estación descartada es la que presentaba la mayor cota respecto al nivel del mar.

Las sobre-velocidades encontradas en el mapa a 30 m de altura en ubicaciones puntuales en las cimas de algunos cerros se debe a un efecto localizado producido por la barrera montañosa pero no implica que el perfil de capa limite en toda la región difiera del de una atmósfera neutral, dado que constituyen fenómenos muy localizados.

Como se esperaba, los vientos más fuertes se presentan en la cima de las montañas, en las cercanías del Cerro Chapelco. Aprovechar el recurso eólico para producción de energía eléctrica en estos sectores resultaría en un proyecto inviable debido a la intensidad de los vientos, la dificultad de transportar las máquinas y la ausencia y/o altos costos de construir una red eléctrica que permita su uso en otros sectores. Razón por la cual, resulta de interés la región noreste del mapa, que se encuentra entre el aeropuerto Chapelco "Aviador Carlos Campos" y el casco urbano de la ciudad de San Martín de los Andes, donde hay lomadas de menor altura y algunas mesetas. Esto permitiría construir con mayor facilidad un parque eólico. Otro sector que resultaría interesante para su explotación sería el sector de las cotas menores del cerro Chapeco, en cercanías del centro de esquí, donde se observa que la densidad de potencia posee valores superiores a  $2.000 \text{ W/m}^2$  y los vientos no dañarían o sacarían de servicio (puesta en bandera) a los aerogeneradores como sucedería en la parte superior del cerro.

Los estudios de los sitios analizados en la Sección 4 surgieron que la utilización de aerogeneradores para la producción de energía eléctrica en la región sería una alternativa factible en lo que respecta al recurso eólico. Por lo tanto, el próximo paso a seguir, es el análisis de la prefactibilidad técnica de la instalación de un emprendimiento eólico en los sitios estudiados en este trabajo.

**REFERENCIAS**

- Ávila M., A. Folch, G. Houzeaux, B. Eguzkitza, L. Prieto y D. Cabezón, Onshore wind farm modelling, Actas II Congreso Latinoamericano de Ingeniería del Viento, La Plata, Argentina, Dic/2012
- Brower M., WinMap<sup>TM</sup> desarrollado por Brower and Company, Andover, MA, USA, 1998.
- Frank, H.P. y Landberg, L., (1997). Modelling the wind climate of Ireland. *Boundary-Layer Meteorol.* 85, 359–377.
- Golder, D., Relations among stability parameters in the Surface layer. *Boundary Layer Meteorology* 3, 47-58, 1972.
- Lassig, J.L. y Palese, C., Mapa Eólico a 50 metros de altura en la zona norte de la Provincia del Neuquén. Actas XIX Congreso sobre Métodos Numéricos y sus Aplicaciones:Enief 2011, Rosario, Argentina, Nov/2011.
- Moreira, D. y Tirabassi, T., Modelo matemático de dispersão de poluentes na atmosfera: um instrumento técnico para a gestão ambiental, *Ambiente & Sociedade*, VII (2), 159-171, 2004.
- Palese, C. y Lassig, J.L., Determinación de vientos para la instalación de una antena parabólica de 35 m de diámetro, a partir de un programa de modelos de flujos de aire y datos de sensores remotos. Actas XXI Congreso sobre Métodos Numéricos y sus Aplicaciones:Enief 2013, Mendoza, Argentina, Nov/2013.
- Pasquill, F., The estimation of the dispersion of windborne material. *Meteor. Mag.* 90, 33-49, 1961.
- Pedro, G., Palese, C., Lassig, J., y Mattio, H., Mapa eólico de la Provincia del Neuquén, *Revista HIDRORED Red Latinoamericana de Micro Hidroenergía*, 2, 03-11; ISSN: 0935-0578, 2006.
- Potts J.R., Pierson S.W., Maticen P.P., Harnel J.R. y Babau V.C. (2001). Wind energy resource assessment of western and central Massachusetts. Actas American Institute of Aeronautics and Astronautics, AIAA-2001-0060, 11pág.
- Reid, S., (1997). Modelling of channelled winds in high wind areas of New Zealand. *Weather Climate* 17 (1), 3–22.
- Rohatgi, J. y Vaughn, N., *Wind Characteristics: An analysis for the generation of wind power*, Alternative Energy Institute, West Texas A&M University, 239págs. ISBN-100808714783, 1994.
- Servicio Meteorológico Nacional, Argentina, *Estadística climatológica 1961-70*. B, 35, 188 pág., 1981.
- \_\_\_\_\_, Argentina, *Estadística climatológica 1971-80*. B, 36, 169 pág., 1986.
- \_\_\_\_\_, Argentina, *Estadística climatológica 1981-90*. B, 37, 709 pág., 1992.
- Spera, D.A. (editor), *Wind Turbine Technology*, ASME Press, New York, 393 pág., 1994.
- Stull, R., *An introduction on boundary-layer meteorology*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 666 pág., 1988.