

EXPONENTE DEL PERFIL DE LA VELOCIDAD DEL VIENTO EN EL DEPARTAMENTO CONFLUENCIA, NEUQUÉN, ARGENTINA

Claudia Palese y Jorge L. Lassig

*Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional del Comahue
Buenos Aires 1400, Q8300IBX, Neuquén, Neuquén, Argentina
claudia.palese@fain.uncoma.edu.ar, jorge.lassig@fain.uncoma.edu.ar*

Palabras clave: viento, perfil de velocidad, ley de la potencia, coeficiente de la cortante vertical del viento.

Resumen. En la zona de estudio las mediciones del viento disponibles corresponden a alturas inferiores a las que se necesitan para realizar trabajos que están orientados a establecer la generación de energía eólica, como aquellos que abordan la tarea de calcular las cargas por viento en estructuras muy altas. Una expresión frecuentemente utilizada para establecer la variación vertical de la velocidad del viento, que se basa en mediciones de la velocidad a dos alturas, es $u_2 = u_1 (h_2 / h_1)^p$, donde $p = 1/7$. Sin embargo, tomar el coeficiente $1/7$ puede producir discrepancias importantes en la estimación del perfil de velocidades puesto que es válido para terrenos cuya topografía es llana, suavemente rugosos y cuando la estabilidad atmosférica es neutral. El ambiente geofísico del área de interés de este trabajo presenta características de topografía algo compleja con terrenos fuertemente rugosos en algunos sectores. Del análisis de las condiciones de estabilidad se concluye que la atmósfera tiende a presentar estados medios anuales de neutralidad. Sobre la base de estas consideraciones, en el presente trabajo se calcula la distribución espacial del coeficiente de la cortante vertical del viento, p , en el centro-este (departamento Confluencia) de la provincia del Neuquén. Se utilizan los campos de velocidad media anual del viento a 10 m y 30 m de altura sobre el nivel del suelo que son construidos con datos medidos de períodos que varían entre 5 y 10 años. El rango de valores encontrados, a lo largo de la región, oscila entre 0,086 y 0,330. Se realizan comparaciones de los resultados obtenidos con los provenientes de otras metodologías de estimación: (a) relación del exponente, p , con la longitud de rugosidad, z_0 , según el tipo de estabilidad atmosférica tipificado con la longitud de Obukhov, L , encontrándose el error medio de toda el área de 4,5%; y (b) con los resultados hallados por otros autores, basado en mediciones aerológicas de un sitio específico, en este caso el error es inferior a 4,1%. Sobre la base de las comparaciones efectuadas se observa un buen ajuste entre la distribución espacial de p encontrada y las calculadas con otras metodologías y fuentes de datos.

1 INTRODUCCION

En estudios de caracterización del viento orientados a establecer la generación de energía eólica o en aquellos trabajos que abordan el análisis del efecto del viento en estructuras (especialmente aquellas que se desarrollan en la altura), frecuentemente se encuentran con la dificultad de estimar la velocidad del viento climatológica dentro de la capa límite atmosférica. Esta dificultad deriva del hecho de no contar con datos de viento medidos a distintas alturas.

La necesidad de valoraciones precisas de la velocidad del viento a una altura de interés se debe a que un bajo error en el valor de la velocidad puede provocar un error grande en el cálculo de la potencia eólica producida, puesto que es proporcional a la velocidad al cubo como se observa en Ec. (1):

$$Pot = \sum_{v_a}^{v_c} \left(\frac{1}{2} \rho C_p f(v_i) v_i^3 \pi r^2 \right) \quad (1)$$

donde Pot es la potencia eólica generada por hora, ρ es la densidad del aire, C_p es el coeficiente de potencia del rotor, $f(v_i)$ es la frecuencia de ocurrencia de la velocidad media del viento v_i , r es el radio del rotor, v_a y v_c son las velocidades de arranque y de corte de la máquina.

En el mismo sentido, se puede producir un considerable error en la estimación de las cargas en estructuras civiles debidas al viento porque es proporcional a la velocidad al cuadrado como se ve en Ec. (2):

$$presión = \frac{1}{2} \rho v^2 \quad (2)$$

En la capa de superficie, que es la subcapa de la capa límite atmosférica que se extiende no más de 200 metros por sobre el nivel del suelo, el perfil logarítmico de la velocidad del viento, basado en la teoría de la semejanza de Monin-Obukhov (Monin y Obukhov, 1954), ha sido extensamente utilizado:

$$u_2 = u^*/k \left[\ln(h_2/z_0) - \psi_m(h_2/L) \right] \quad (3)$$

donde la velocidad u_2 es a la altura h_2 , u^* es la velocidad de fricción, k es la constante de von Karman cuyo valor típico es 0,4, z_0 es la longitud de rugosidad aerodinámica, ψ_m es la función de estabilidad de Monin-Obukhov que estima las desviaciones respecto de la neutralidad y L es la longitud de estabilidad o de Obukhov.

Sin embargo, es frecuente no contar con mediciones precisas para poder resolver la Ec. (3), entonces, para aplicaciones prácticas una herramienta muy utilizada para extrapolar la velocidad del viento en la vertical es la ley de la potencia que tiene un ajuste aceptable al perfil logarítmico y se expresa de la siguiente forma (Sutton, 1953):

$$u_2 = u_1 (h_2 / h_1)^p \quad (4)$$

donde u_1 es la velocidad del viento a la altura h_1 y p es el exponente que se toma constante con la altura para un cierto rango de alturas. La velocidad u_1 y la altura h_1 son conocidas y se toman como referencia. El exponente p también es llamado coeficiente de la cortante del viento.

Si se disponen de mediciones a dos alturas p puede ser determinado tomando logaritmo en

ambos lados de la Ec. (4) de la forma:

$$\ln(u_2/u_1) = p \ln(h_2/h_1) \quad (5)$$

o:

$$p = \left[\ln(u_2/u_1) \right] / \left[\ln(h_2/h_1) \right] \quad (6)$$

El valor más frecuentemente utilizado para p es $1/7$ (0,143), sin embargo, p es muy dependiente de las características geofísicas del sitio de interés (z_0), de la velocidad y dirección del viento, del intervalo de altura y de las condiciones de estabilidad del aire dentro de la capa límite atmosférica. Esta dependencia se expresa según la siguiente formulación semiempírica (Panofsky y Dutton, 1984):

$$p = \left[\Phi_M(\bar{z}/L) \right] / \left\{ \left[\ln(\bar{z}/z_0) \right] - \psi_M(\bar{z}/L) \right\} \quad (7)$$

donde $\Phi_M(\bar{z}/L)$ es el perfil adimensional del viento y \bar{z} es la media geométrica de las observaciones hechas a las alturas h_1 y h_2 :

$$\bar{z} = (h_1 \cdot h_2)^{0,5} \quad (8)$$

Basado en datos experimentales Businger y otros (1971) y Dyer (1974), independientemente, estimaron según las condiciones de estabilidad atmosférica la forma de la función Φ_M . Estas expresiones que se presentan en Ec. (9-11-13) pueden ser integradas en la altura para obtener las funciones ψ_M de Ec. (10-12-14), con las que se calculan los perfiles verticales de la velocidad.

Condiciones Estables ($\bar{z}/L > 0$):

$$\Phi_M(\bar{z}/L) = 1 + (4,7 \bar{z}/L) \quad (9)$$

$$\psi_M(\bar{z}/L) = (4,7 \bar{z}/L) \quad (10)$$

Condiciones Neutrales ($\bar{z}/L \approx 0$):

$$\Phi_M(\bar{z}/L) = 1 \quad (11)$$

$$\psi_M(\bar{z}/L) = 0 \quad (12)$$

Condiciones Inestables ($\bar{z}/L < 0$):

$$\Phi_M(\bar{z}/L) = \left[1 - (15 \bar{z}/L) \right]^{-0,25} \quad (13)$$

$$\psi_M(\bar{z}/L) = -2 \ln \left[(1+x)/2 \right] - \ln \left[\left(1+x^2 \right) / 2 \right] + 2 \arctg(x) - \pi/2 \quad (14)$$

donde:

$$x = \left[1 - (15 \bar{z}/L) \right]^{0,25} \quad (15)$$

En este trabajo se calculan los valores medios anuales del exponente de la ley de la potencia, p , debido a que en el centro-este (departamento Confluencia) de la provincia del

Neuquén las mediciones del viento disponibles corresponden a alturas inferiores a las que se necesitan para realizar trabajos que están orientados a establecer la generación de energía eólica, o aquellos que abordan la tarea de calcular las cargas por viento en estructuras muy altas. Conocido el coeficiente de la cortante del viento se podrá, según las necesidades, establecer el perfil medio anual de la velocidad del viento en la zona de estudio. Se utilizan dos metodologías y se comparan los resultados.

2 METODOLOGÍA

En el área de interés de este estudio hay instaladas estaciones meteorológicas que efectúan mediciones del viento a bajas alturas, 10 m la más alta (ver Tabla 2). Si bien, en el Aeropuerto de la ciudad de Neuquén además de las mediciones convencionales se realizan mediciones del viento en altura, frecuentemente el primer nivel de medición es alrededor de 50 m y el que le sigue a más de 100 m de altura; y además hay pérdida de datos durante períodos prolongados. Estas condiciones dificultan la estimación de la cortante de la velocidad del viento climatológica dentro de la capa de superficie atmosférica.

En este trabajo el coeficiente de la cortante del viento, p , se evalúa mediante dos formulaciones. En la primera se utilizan la distribución en toda el área de la velocidad media anual del viento climatológica estimada a dos alturas dentro de la capa de superficie. Para ello se utiliza la Ec. (6).

El segundo método consiste en evaluar las condiciones de estabilidad dominante a lo largo del año dentro de la capa atmosférica de superficie. En este proceso se utiliza la Ec. (7).

El área bajo estudio (3.405 km^2) está comprendida entre $38,50^\circ$ y $39,05^\circ$ latitud Sur y entre $68,75^\circ$ y $68,0^\circ$ longitud Oeste. Estas coordenadas geográficas corresponden a las siguientes coordenadas planas utilizadas: Universal Transverse Mercator zona 19 Sur, x mín.: 526.799,62 m; x máx.: 586.664,37 m; y mín.: 5.681.982,59 m; y y máx.: 5.738.499,83 m.

Presenta características de terreno algo complejo (Figura 1). Las elevaciones varían entre 254 m (El Salitral) y 701 m (Sierra Barrosa).

El mapa digital de la Figura 1 se confecciona con datos provenientes de observaciones efectuadas con 2 radares abordo del Space Shuttle que conforman la base de datos del Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) disponibles en el sitio Web del United States Geological Survey (USGS). La resolución espacial es 90 m (3 s de arco), el error en la horizontal es 20 m y en la vertical 16 m.

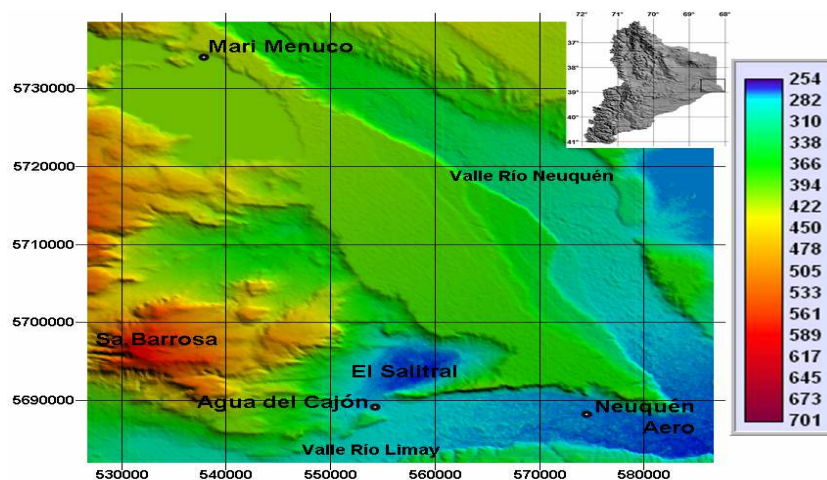


Figura 1: Elevación (m snm). Proyección plana Universal Transverse Mercator (UTM), faja 19 Sur (-19).

De la zona de estudio no hay disponible cartografía de la longitud de rugosidad (z_0), por lo que se elaboró el mapa digital de la rugosidad aerodinámica superficial. Para ello se utilizó una metodología indirecta (Palese, 2005) que consiste en asociar las rugosidades con el tipo de vegetación o cobertura/uso del suelo que se determinaron utilizando las imágenes ópticas del sensor MMRS/SAC-C del 20/Dic/2002, que tienen una resolución espacial de 178 m.

La información satelital se corrige geoméricamente para dotarla de una validez cartográfica. Con la finalidad de otorgar un significado físico a la información la escena satelital se calibra radiométricamente para convertir los niveles digitales a valores de radiancia y estos a reflectividad.

La definición del esquema de clasificación se establece en la necesidad de detectar 6 clases (Tabla 1). Para la asignación de clases se procesa la imagen mediante una clasificación no supervisada de 3 de las bandas reflectivas (b3: 630 - 690 nm, b4: 795 - 835 nm y b5: 1.550 - 1.700 nm) basándose exclusivamente en la habilidad del sensor en detectar las firmas espectrales de los distintos tipos de cobertura y usos del suelo.

Clase	z_0 (m)	DESCRIPCIÓN
1	0,0009	Superficie libre de agua
2	0,005	Suelo desnudo o con muy escasa vegetación baja (0.30 m)
3	0,05	Suelo cubierto con vegetación de 2 m de altura con suelo desnudo
4	0,4	Edificación baja.
5	0,8	Vegetación arbórea con alturas mayores a 4 m
6	1,0	Edificación alta.

Tabla 1: Asignación de la rugosidad al esquema de clasificación.

La estimación de la exactitud alcanzada por este mapa temático se realiza comparando el inventario de la clasificación contra áreas de verificación, para construirse luego una matriz de error en donde se resumen los aciertos y desaciertos entre las clases del mapa y del terreno. El muestreo de las áreas test (terreno verdadero) se efectúa mediante el método aleatorio simple, utilizándose 10 muestras por cada una de las clases 1, 2, 3 y 5 (Palese, 2009). El error general fue de 11 %, con un intervalo de confianza de 95 %. El índice de ajuste general kappa, κ , que delimita el grado de ajuste debido sólo a la exactitud de la clasificación, prescindiendo del causado por factores aleatorios, resultó 80 %.

Los productos de este tipo de agrupamiento no son las clases informacionales, sino clases espectrales, por lo tanto, se reclasifica la información obtenida. Dado que las áreas urbanas se confunden con suelo desnudo se procede a separarlas de la imagen y se las delinea manualmente. La z_0 asignada a cada clase (Tabla 1) se determina utilizando valores medios anuales propuestos en Stull (1988), en Hasager y otros (2003), en Hasager y Jensen (1999) y en el manual del programa ArgentinaMap (Spera, 1994).

En la Figura 2 se presenta el mapa de rugosidad aerodinámica superficial. La longitud de rugosidad $z_0 = 0,05$ m correspondiente a la estepa arbustiva típica ocupa 76,4 % del terreno estudiado; las superficies menos rugosas de $z_0 = 0,0009$ m de los embalses y ríos están en el 7,8 % del área; y las más rugosas con $z_0 = 1,0$ m (urbanización con edificios altos de la ciudad de Neuquén) ocupan 1,7 %. La z_0 del valle cultivado caracterizado por la vegetación arbórea (9,4 % del área) se estimó en 0,8 m.

Considerando los mapas digitales de la Figura 1 y de la Figura 2, el dominio de aplicación de este estudio corresponde a una malla de 336 elementos en \underline{x} y 319 elementos en \underline{y} . La resolución espacial horizontal ($\Delta x = \Delta y$) que se utiliza es de 178 m debida al mapa de

rugosidad. Por lo tanto, el mapa digital de elevación se rectifica geoméricamente para lograr coincidencia en la superposición entre las escenas MMRS/SAC-C con la SRTM.

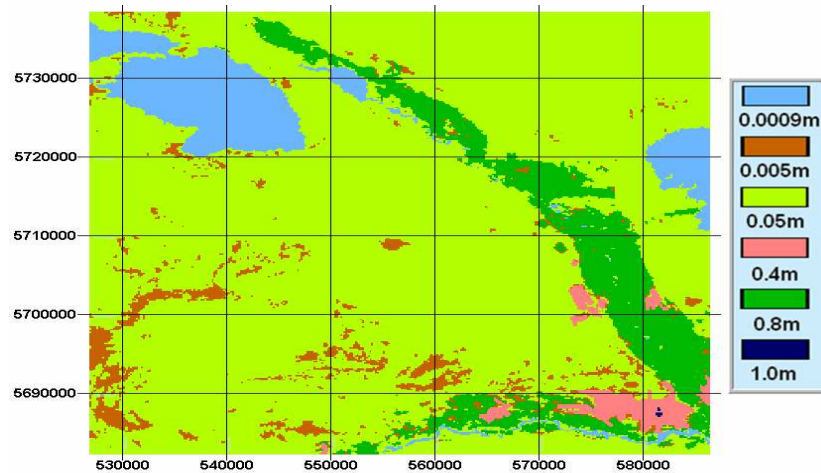


Figura 2: Longitud de rugosidad z_0 (m) media anual. Proyección UTM -19.

Para analizar la estabilidad atmosférica media anual se utiliza la expresión (Montero y otros, 1998) que proporciona el valor, L , de la longitud de estabilidad o de Obukhov:

$$1/L = a (z_0)^b \quad (16)$$

donde a y b son coeficientes que dependen de la clase de estabilidad de Pasquill (Palese, 2009).

Las clases de estabilidad de Pasquill se obtienen del sistema Global Data Assimilation System (GDAS/NOAA) de las coordenadas geográficas correspondientes al Aeropuerto de la ciudad de Neuquén. Estos datos corresponden a las horas principales 03:00, 09:00, 15:00 y 21:00 hora oficial argentina de los meses de: Abril, Julio y Octubre de 2004 y Enero de 2005, como representativos del otoño, invierno, primavera y verano, respectivamente. Aunque las clases de Pasquill son menos satisfactorias en la determinación de L fueron utilizadas debido a la disponibilidad de datos.

La rugosidad superficial aerodinámica, z_0 , es otra variable que se necesita conocer y se requiere un valor que represente toda el área, por lo que se utiliza el valor 0,05 m que es el más frecuente en el área (76,4 %).

Con los resultados se elabora la distribución de frecuencias media anual que se observa en la Figura 3. Son más frecuentes los casos de neutralidad y estabilidad que los de inestabilidad. Si se agrupan los valores de estabilidad neutral con los casos de atmósfera ligeramente estable e inestable ($-0,003 \text{ m}^{-1} \leq L^{-1} \leq +0,003 \text{ m}^{-1}$) se alcanza el 60,7 % de ocurrencia. Una atmósfera levemente estable se da el 31,6 % ($L^{-1} = +0,003 \text{ m}^{-1}$) de las veces y una atmósfera fuertemente estratificada ocurrió el 4,2 % ($L^{-1} = +0,06 \text{ m}^{-1}$) del período. La inestabilidad ($L^{-1} = -0,119 \text{ m}^{-1}$) tiene poca frecuencia (7,3 %).

Se utilizan los campos, de velocidad media anual del viento a 10 m (Figura 4) y 30 m (Figura 5) de altura sobre el nivel del suelo, ya calculados para la zona en Palese y otros (2011). Estos mapas digitales fueron elaborados con el programa ArgentinaMap que es un modelo de diagnóstico que satisface la ecuación de conservación de la masa. En el programa se ingresan mediciones de dirección e intensidad del viento de tres estaciones meteorológicas: Mari Menuco, Neuquén Aero y Agua del Cajón, cuyas posiciones se observan en la Figura 1 y los períodos de medición están en la Tabla 2 (extraída de Palese y otros, 2011).

El rango de velocidades a 10 m de altura (Figura 4) está comprendido entre 2,7 m/s, ubicado en las zonas más bajas y rugosas, y 6,0 m/s en áreas de mayor elevación y menos rugosas. Se aprecia que en la zona del valle cultivado las velocidades son menores a 3,5 m/s. El mayor porcentaje del área estudiada tiene velocidades entre 4,0 m/s y 5,0 m/s. Los máximos, entre 5,5 y 6,0 m/s, se ubican en las zonas donde la altura excede 600 metros snmm.

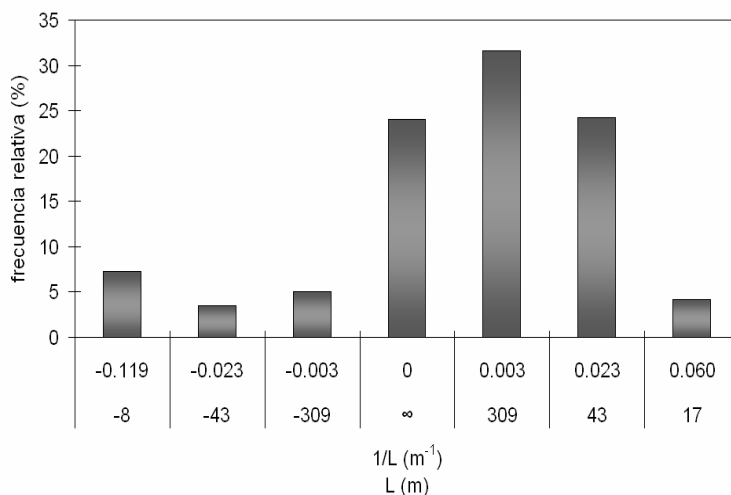


Figura 3: Distribución de frecuencias relativa del tipo de estabilidad calculada con la Ec. (9).

	Neuquén Aero	Agua del Cajón	Mari Menuco
Altura Sensor	10,0 m	2,5 m	4,0 m
Latitud	S 38° 57'	S 38° 56'	S 38° 32'
Longitud	O 68° 08'	O 68° 21'	O 68° 33'
Elevación snmm	271 m	307 m	416 m
Período	01/01/1995 a 31/12/2004	30/10/2000 a 26/07/2004	03/07/1996 a 30/06/1997
Intervalo Medición	1 hora	15 minutos	15 minutos
Fuente	SMN	CAPEX	LISAMET

Tabla 2: Estaciones de medición con las que se elaboraron los mapas de velocidad del viento a 10 y 30 m de altura, altura sobre el terreno del sensor, posición, longitud de las series de datos e intervalo de medición. SMN: Servicio Meteorológico Nacional; LISAMET: Laboratorio de Imágenes Satelitales Meteorológicas (UNComahue); CAPEX: Central Térmica Capex. Extraída de Palese y otros (2011).

El campo de velocidades a 30 m de altura (Figura 5) fue calculado a un nivel que sobrepasa la altura media de los árboles más altos, que se utilizan en la región como cortinas rompevientos. Los resultados muestran velocidades mayores que 3,9 m/s y menores que 6,8 m/s. El mayor porcentaje del área estudiada tiene velocidades entre 5,0 m/s y 6,0 m/s. Los máximos se ubican en las mismas posiciones que en el mapa a 10 metros de altura.

Los resultados logrados son una buena aproximación al patrón climático de viento debido a que se incorpora a los cálculos 10 años de datos horarios de una estación (Neuquén Aero), además, las otras series si bien son de períodos más cortos, representan adecuadamente el régimen general de vientos de la zona de acuerdo a lo analizado en Palese y otros (2011). La velocidad media anual del viento es adecuadamente modelada puesto que se observaron diferencias de 0,1 m/s en valor absoluto. El análisis detallado, por estación de medición y por dirección del viento, del error relativo porcentual mostró valores menores a 10 % como los más frecuentes. El error general considerando todas las estaciones y todas las direcciones fue

14,8 % (Palese y otros, 2011).

Mediante el empleo de un sistema de información geográfico se resuelve la Ec. (6) utilizando las velocidades a 10 m y 30 m de altura calculadas con ArgentinaMap. Por lo tanto, $h_1 = 10$; $h_2 = 30$; u_1 es el mapa de velocidad a 10m y u_2 el mapa a 30m.

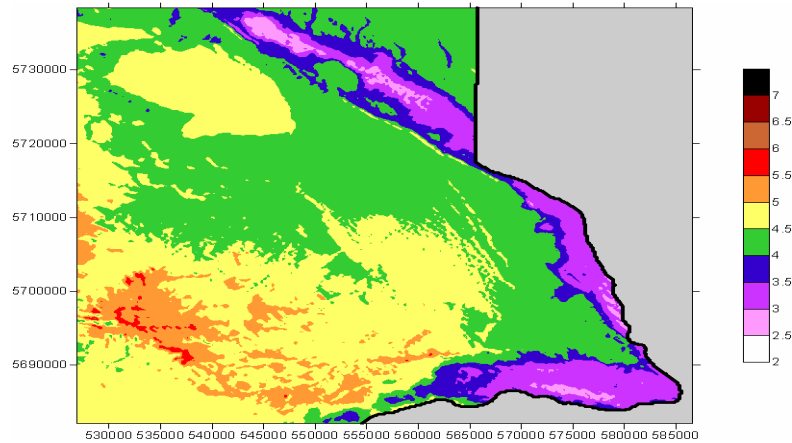


Figura 4: Velocidad media anual (m/s) a 10 m de altura. Proy. UTM -19. Resolución espacial: 178 m. Mapa extraído de Palese y otros (2011).

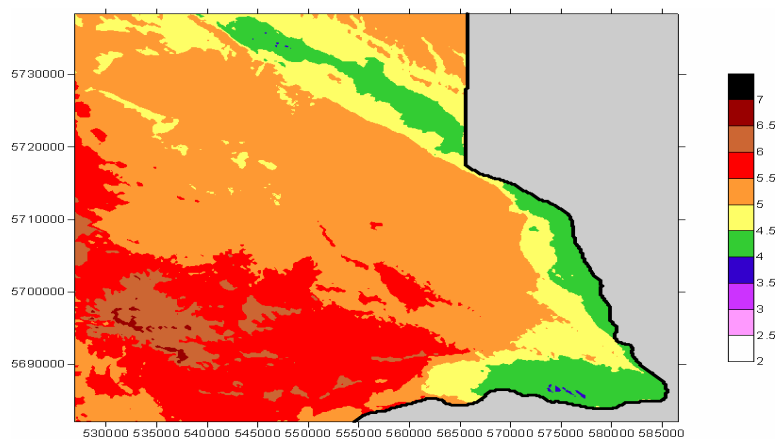


Figura 5: Ídem a la Figura 4, a 30 m de altura. Proy. UTM -19. Mapa extraído de Palese y otros (2011).

Del estudio del tipo de estabilidad atmosférica medio anual se observa que en el área de interés ocurren con mayor frecuencia los casos de atmósferas en estado neutra. Aplicando las expresiones de las Ec. (11-12) en la Ec. (7), se obtiene la Ec. (17) en la que se observa que en casos de estabilidad neutra p es función de z_0 .

$$p = \left[\ln(z/z_0) \right]^{-1} \quad (17)$$

Mediante el empleo de un sistema de información geográfico se resuelve la Ec. (17) utilizando el mapa digital de la longitud de rugosidad.

3 RESULTADOS

En la Figura 6 se observa la distribución espacial del exponente p medio anual calculado mediante la primera metodología, es decir, con los campos de viento.

En las zonas de los valles cultivados de los ríos Neuquén (al norte) y Limay (al sur) que tienen mayor densidad de vegetación p varía entre 0,266 y 0,330.

En toda el área urbana que constituyen las ciudades de Neuquén, que es la de mayor extensión, y las de Centenario y Plottier el coeficiente varía entre 0,211 y 0,265.

En las zonas menos rugosas que corresponden a los embalses de Mari Menuco, Los Barreales y el compensador del Chañar o áreas de suelo desnudo p varía entre 0,086 y 0,110.

El mayor porcentaje del área que corresponde z_0 de 0,05 m velocidades a 10 m entre 4 m/s y 5 m/s y a 30 m entre 5 m/s y 6 m/s, tiene exponente entre 0,111 y 0,210.

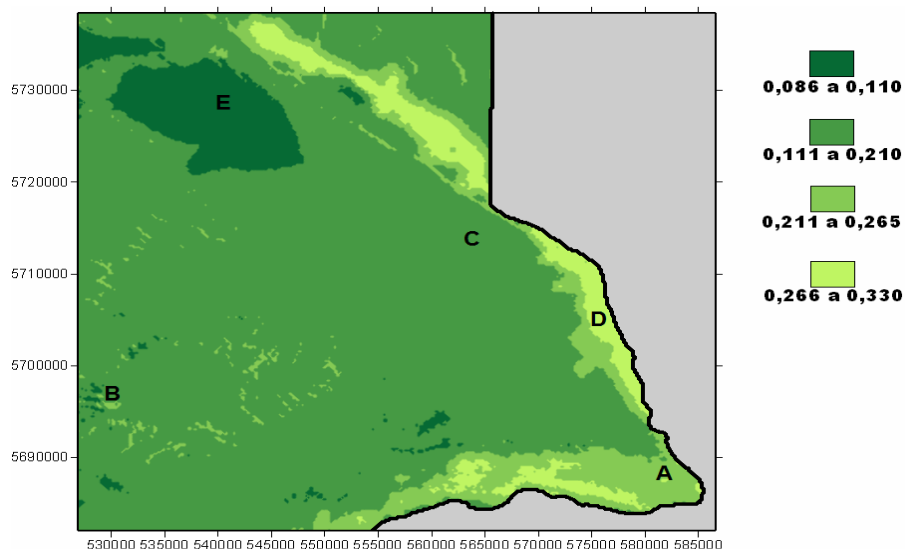


Figura 6: Exponente de la ley de la potencia, coordenadas planas UTM -19S.

Cuando se realiza el cálculo según la Ec. (7) utilizando la matriz de datos de la rugosidad se obtiene una distribución espacial (no presentada en este trabajo) que difiere de la presentada en la Figura 6. La diferencia media es de 4,5% y la distribución de frecuencias de las diferencias porcentuales entre ambos resultados se presentan en la Figura 7. Se observa que diferencias porcentuales entre $\pm 10\%$ corresponden al 86 % de los nodos.

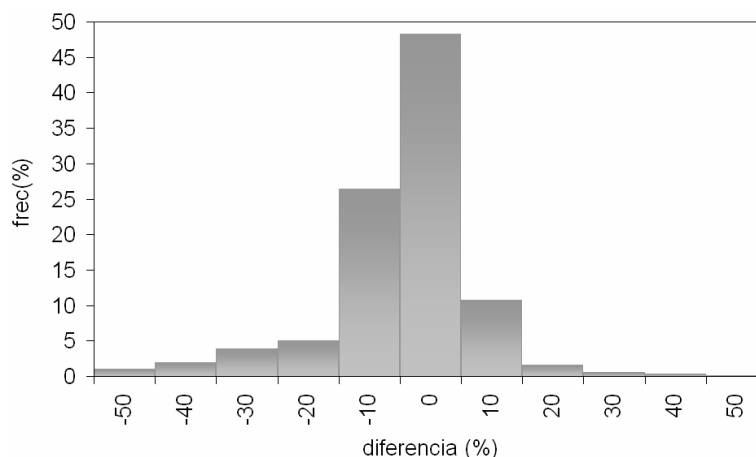


Figura 7: Distribución de frecuencias de la diferencia entre p calculado mediante la Ec. (6) y la Ec. (7).

Con el objetivo de evaluar los resultados mediante datos no utilizados en ninguna etapa de este trabajo, se compara el resultado obtenido en la posición de la estación Neuquén Aero con el valor hallado en otro trabajo (Lassig y otros, 1999) basado en mediciones aerológicas realizadas entre Set/1991 y Mar/1992. En este caso $p = 0,225$ estimado según la metodología presentada en este trabajo y $p = 0,220$ establecido sobre la base de mediciones aerológicas

hasta 200 m de altura (diferencia porcentual -2,3 %).

Por otra parte, los valores de la Figura 6 concuerdan con los propuestos en Landsberg (1981) para cada tipo de rugosidad.

Como se ha mencionado, el objetivo de estimar el coeficiente p es para poder establecer los perfiles verticales del viento medios anuales en distintos lugares del departamento Confluencia de la provincia del Neuquén. A modo de ejemplo, en la Figura 8 se presentan cinco perfiles de velocidad hasta 200 m de altura: (A) en el micro centro de la ciudad de Neuquén que se caracteriza por ser una zona urbana con altas edificaciones; (B) en un terreno elevado de la meseta patagónica en Sierra Barrosa, que está bien expuesta al flujo típico de los oestes; (C) en la meseta pero en una zona más bajas y de menor intensidad del viento; (D) en la zona de chacras en el valle cultivado del río Neuquén (Vista Alegre); y por último, (E) en el embalse Mari Menuco. Las posiciones en las que se construyeron estos perfiles se encuentran ubicadas en la Figura 6 y en la Tabla 3 se muestran características como las velocidades a 10 m y 30 m, la elevación del terreno, la rugosidad, etc.

	A	B	C	D	E
Descripción	centro ciudad	meseta	meseta	chacra	embalse
Elevación (m)	269	700	392	286	414
z_0 (m)	1,0	0,05	0,05	0,8	0,0009
u_1 (m/s)	3,16	5,65	4,45	3,01	4,77
u_2 (m/s)	4,18	6,61	5,32	4,15	5,31
p (adim.)	0,253	0,143	0,162	0,290	0,098

Tabla 3: Características de los lugares en los que se han construido los perfiles verticales de la velocidad del viento de la Figura 8. La ubicación de los puntos **A – E** se observa en el mapa de la Figura 6.

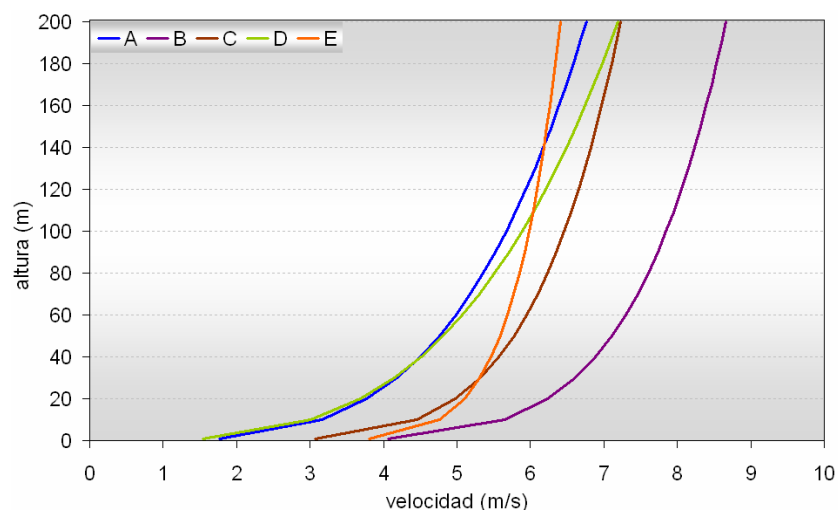


Figura 8: Perfiles verticales medios anuales de la velocidad del viento en distintos sectores del centro-este de la provincia del Neuquén. La curva azul A corresponde a un área urbana con varios edificios de varias plantas; la curva violeta B es en la zona de Sierra Barrosa; la curva marrón C es en la meseta entre la ciudad de Neuquén y el embalse Mari Menuco; la curva verde D es en la zona de chacras; y la naranja E en el embalse Mari Menuco.

El centro de la ciudad y la zona de chacras pertenecen a ambientes muy distintos, sin embargo, ambos tienen alta rugosidad y baja velocidad debido al efecto de protección de los elementos rugosos y a que se encuentran ubicados en las zonas más bajas. Estas características producen perfiles verticales parecidos ((A): curva azul y (D): curva verde de la Figura 8). Los coeficientes de la cortante vertical son 0,290 y 0,253, respectivamente.

Los perfiles verticales (**B**), curva violeta, y (**C**), curva marrón, pertenecen al mismo ambiente de la meseta patagónica, sin embargo, son bastante distintos. Esta característica se debe a que la velocidad del viento es más intensa en (**B**) porque tiene mayor elevación que en (**C**) (ver Tabla 3). Los coeficientes p son 0,143 y 0,162, respectivamente.

La menor cortante vertical, como era de esperarse, se produce en el lago artificial Mari Menuco, que es la curva (**E**) color naranja donde p es 0,098.

4 CONCLUSIONES

El ambiente geofísico del área de estudio de este trabajo presenta características de topografía algo compleja con terrenos fuertemente rugosos en algunos sectores.

Del análisis de las condiciones de estabilidad se concluye que la atmósfera tiende a presentar estados medios anuales de neutralidad.

Con los campos medios anuales de la velocidad del viento a 10 m y 30 m de altura se calcula el exponente p de la ley de la potencia.

En las zonas naturales de menor elevación y protegidas de los vientos p adquiere valores altos, entre 0,266 y 0,330 y en zonas urbana entre 0,211 y 0,265.

En las zonas naturales de mayor altura y con velocidades del viento más altas p adquiere valores más bajos, entre 0,111 y 0,210, donde hay superficies libres de agua es donde se encuentran los menores valores de p , entre 0,086 y 0,110.

La distribución de p encontrada en la zona de estudio es bastante distinta al valor 1/7 (0,143) frecuentemente utilizado para este coeficiente.

Las comparaciones efectuadas presentan un buen ajuste entre la distribución espacial de p encontrada y las calculadas con otras metodologías y fuentes de datos.

Se calcularon los perfiles de velocidad del viento dentro de la capa atmosférica de superficie con los resultados encontrados de la distribución de p en la región. Se observa, como es de esperar, la dependencia de p con la rugosidad y con la velocidad del viento.

REFERENCIAS

- Businger, J.A., J.C. Wyngaard, Y. Izumi y E.F. Bradley, Flux profile relationships in the atmospheric surface layer, *J. of Atmospheric Science*, 28, 181-189, 1971
- Dyer, A.J., A review of flux-profile relations. *Boundary Layer Meteorology*, 1, 363-372, 1974.
- Hasager, C.B. y N.O. Jensen, Surface flux in heterogeneous terrain, *Q.J.R. Meteorol. Soc.*, 125, 2075-2102, 1999.
- Hasager, C.B., N.W. Nielsen, N.O. Jensen, E. Boegh, J.H. Christensen, E. Dellwik y H. Soegaard, Effective roughness calculated from satellite-derived land cover maps and hedge-information used in a weather forecasting model, *Boundary Layer Meteorology*, 109, 227-254, 2003.
- Landsberg, H.E., *The urban climate*, International Geophysic Series, Academic Press, 28, 1981.
- Lassig, J.L., M.G. Cogliati, M.A. Bastanski y C. Palese, Wind characteristics in Neuquén, North Patagonia, Argentina, *J. of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 79, 183-199, 1999.
- Monin A.S. y M.A. Obukhov, Dimensionless characteristics of turbulence in the surface layer. Akad Nank SSSR. Geofiz Inst; 1954.
- Montero, G., R. Montenegro, J.M. Escobar, E. Rodríguez y J.M. González, Un modelo adaptable en 3-D para campos de viento. *Métodos Numéricos en Ingeniería*, Goicolea, Mota

- Soares, Pastor y Bugada Editores, SEMNI, España, 2002.
- Palese, C., Campo de viento en el centro-este de la Provincia de Neuquén, Tesis de Magíster, Universidad de Buenos Aires, Buenos Aires. 2009.
- Palese, C., J.M. Gardiol y J.L. Lassig, Mapas de velocidad media del viento en el centro-este de la provincia de Neuquén, *Meteorológica*, 34:17-27, 2011.
- Palese, C., Longitud de rugosidad aerodinámica estimada de datos MMRS/SAC-C del Departamento Confluencia (Provincia del Neuquén). Primera aproximación, Anales IX Congreso Argentino de Meteorología, CCC-16, Bs.As. OCT/2005, 2005
- Panofsky, H.A. y J.A. Dutton, *Atmospheric turbulence models and methods for engineering applications*, Ed. John Wiley & Sons: New York, 397 pág., 1984.
- Spera, D.A., ed., *Wind Turbine Technology*, ASME Press, New York, 393 pág., 1994.
- Stull, R., *An introduction on boundary-layer meteorology*, Kluwer Academic Publishers, 1988.
- Sutton, O.G., *Micrometeorology*, McGraw Hill, 1953.