

**VARIABILIDAD DEL PARÁMETRO DE RUGOSIDAD SOBRE UNA COBERTURA VEGETAL**Natalia E. Tonti<sup>1,2</sup> y María Isabel Gassmann<sup>1,2</sup><sup>1</sup>Departamento de Ciencias de la Atmósfera y los Océanos, Buenos Aires, Argentina. <sup>2</sup>CONICET, Buenos Aires, Argentina

(Manuscrito recibido el 9 de octubre de 2014, en su versión final el 1 de mayo de 2015)

**RESUMEN**

La longitud de rugosidad es un parámetro de escala característico de la capa de superficie, utilizado en estudios micrometeorológicos, de contaminación urbana, de potencial eólico o en los modelos dinámicos de pronóstico del tiempo y el clima. Experimentalmente este parámetro se determina a partir de datos observacionales del perfil de viento bajo condiciones neutrales de estabilidad atmosférica. Sin embargo, existen evidencias de una dependencia del mismo con los cambios en la estabilidad. Utilizando datos observados sobre una superficie con cobertura vegetal y bajo las hipótesis de la teoría de la semejanza de Monin-Obukhov, se estudió la variabilidad del parámetro de rugosidad con la estabilidad atmosférica. Se obtuvieron expresiones empíricas que permitieron estimar esa longitud en función de un parámetro de estabilidad. Se encontraron variaciones en su magnitud de hasta dos órdenes bajo condiciones estables, mientras que en condiciones inestables su variabilidad fue pequeña. Por otra parte, se estudió el impacto que producen las parametrizaciones obtenidas al aplicarlas en un preprocesador meteorológico para un modelo de difusión de contaminantes. Los resultados obtenidos tendrían un impacto directo en el campo de velocidades cercano a superficie.

*Palabras clave: estabilidad atmosférica, capa de superficie, perfil de viento*

**ROUGHNESS LENGHT VARIABILITY OVER A VEGETATED SURFACE****ABSTRACT**

The roughness length is a characteristic scale parameter of the surface layer used in urban pollution, wind potential or micrometeorological studies as well as dynamic models of weather and climate. It is experimentally determined from observational data of the wind profile in neutral conditions. However, there is evidence of dependence with changes in stability. Under the assumptions of the theory of Monin-Obukhov, the variability of the roughness parameter with atmospheric stability was studied from wind profiles observed over a vegetated surface. Empirical expressions for estimating the roughness length variability depending on the stability were obtained. Results showed that in stable condition the roughness length can fluctuate up to two orders of magnitude, whereas in unstable conditions variability was smaller. In addition, the impact of the dependence upon stability of this parameter was studied in a weather processor for contaminant diffusion. The results have a direct impact

on the wind field near surface.

*Keywords: atmospheric stability, surface layer, wind profile*

## 1. INTRODUCCIÓN

En la capa de superficie de la capa límite atmosférica el campo de viento se encuentra influenciado por las fuerzas de arrastre que son impuestas en el flujo por la rugosidad de los obstáculos presentes en la superficie subyacente. En ausencia de efectos térmicos intensos la profundidad de la capa afectada por el arrastre depende de la rugosidad de la superficie ( $z_0$ ) y de la intensidad de la cortante de viento. De esta forma, cuanto mayor sea la rugosidad del terreno, mayor será la profundidad de esta capa (Stull 1988). El parámetro de rugosidad está relacionado con la altura de los obstáculos que conforman la superficie del suelo, y es función de la forma y distribución horizontal de los elementos rugosos (Raupach 1994). Desde el punto de vista observacional una de las metodologías que permite determinar  $z_0$  es la de los perfiles (Finnigan 2000, Foken 2008) que supone válidas las hipótesis de la teoría de la semejanza de Monin-Obukhov (TSMO) (Stull, 1988).

Cuando los obstáculos son homogéneamente densos y su altura supera los 20 o 30 cm, otro parámetro aerodinámico de importancia en la capa de superficie es el desplazamiento del plano cero de cantidad de movimiento,  $d$ . En experimentos sobre coberturas vegetales, diversos autores han asumido que el flujo de cantidad de movimiento, con un transporte neto hacia la vegetación, corresponde a la integral de las fuerzas de arrastre sobre cada elemento individual del follaje (Uchijima y Wright 1964, Cionco 1965 y Cowan 1968). Thom (1971) demostró que la fuerza de arrastre en un elemento puede ser calculada a partir del perfil de viento dentro de un cultivo artificial usando el coeficiente de arrastre de un elemento individual. Además, encontró que el desplazamiento del plano cero de una superficie aerodinámicamente rugosa es indistinguible del nivel en el que actúa el arrastre. Esto permite

determinar este parámetro considerándolo el nivel real medio donde se encuentra el sumidero de cantidad de movimiento. A su vez, ese autor encontró que  $d$  puede ser estimado a partir de la altura de la cobertura mediante la relación  $d = 0,75h_0$ , donde  $h_0$  es la altura de los obstáculos. Esta relación es similar a la que proponen posteriormente otros autores (Monteith 1973, Oke 1987, Arya 1999).

La determinación de estos dos parámetros de estructura de los obstáculos en una superficie son particularmente esenciales en estudios micrometeorológicos sobre coberturas vegetales ya que la mayor parte de las teorías de la capa de superficie se basan en las escalas de altura ( $z - d$ ) y  $z_0$  (Kaimal y Finnigan 1994, Finnigan 2000). Además, son variables de entrada en los modelos de estudio de potencial eólico y en modelos de pronóstico del tiempo y climáticos globales. Los modelos utilizan valores de  $z_0$  y  $d$  representativos del área definida por la grilla para estimar la transferencia de cantidad de movimiento y estimar el perfil de viento en las capas más cercanas a superficie.

Usualmente se consideraba que la dependencia del parámetro de rugosidad y del desplazamiento del plano cero con las características de la superficie eran temporalmente invariantes a escala diaria, y que una vez determinados para una superficie en particular, no existían modificaciones en su magnitud con la velocidad del viento, la estabilidad o el estado del flujo. Otros autores encontraron que se observan cambios en concordancia con las variaciones en la geometría de los obstáculos que forman la superficie y con la dirección del viento (Gassmann y Gardiol, 2004). Particularmente, en el caso de una superficie con uso de suelo agrícola con un cultivo anual en condiciones neutrales, el parámetro de rugosidad aumentaba a medida que el cultivo se desarrollaba (Raupach 1994, Gassmann y otros 2004, Righetti y otros 2009).

Raupach (1994) mostró que estos parámetros son dependientes de la altura y de un índice de área de la cobertura, al que denominó índice de área frontal. Este índice es representativo del área total vertical de los elementos de la cobertura vegetal que enfrenta al viento por unidad de área de suelo. Los ajustes obtenidos permitieron estimar  $z_0/h_0$  con  $\pm 20\%$  y  $d/h_0$  con  $\pm 10\%$  para superficies con cobertura vegetal, donde  $h_0$  era la altura de los elementos rugosos. La diferencia sustancial que tienen estas expresiones de aquellas que dependen sólo de la altura del cultivo es que estas últimas suponen un cultivo denso, mientras que el índice de área frontal tiene en cuenta diferentes densidades de obstáculos aunque supone una distribución homogénea de la vegetación (Jasinski y Crago, 1999).

En contraposición a la creencia de que el parámetro de rugosidad no es dependiente de la estabilidad atmosférica, Monteith (1973) propuso un método sencillo para determinar el parámetro  $z_0$  para condiciones no neutrales, en el que tiene en cuenta el efecto estabilizador o desestabilizador de la turbulencia, representado por un parámetro de empuje. Para incluir estos efectos se debe considerar tanto los procesos de transferencia de cantidad de movimiento como de calor sensible, considerando que es la turbulencia el mecanismo que hace efectivas estas transferencias entre la atmósfera y la superficie. Zilitinkevich y otros (2008) indagaron con mayor profundidad las posibles variabilidades del parámetro de rugosidad con la estabilidad atmosférica y encontraron sobre la base de datos observados en un bosque boreal que, para algunos casos, estas variabilidades son apreciables. Ellos determinaron que  $z_0$  es más sensible que a los cambios de estabilidad y a su vez, que es más notable el efecto en los casos estables que en los inestables. En los casos de estratificación estable encontraron que el parámetro de rugosidad decrece a medida que la estabilidad aumenta. Por el contrario, en condiciones de fuerte convección o superficies muy rugosas el crecimiento del parámetro de rugosidad es mucho menor a medida que aumenta la inestabilidad.

Los cambios en el uso de suelo producen modificaciones en el campo de movimiento atmosférico cercano a superficie, los cuales es necesario evaluar. En Argentina, particularmente en la región pampeana, el uso de suelo más extendido es el agrícola. Por otra parte, es conveniente evaluar los cambios en los parámetros de estructura de la superficie debido a la variabilidad de la estabilidad atmosférica en escala horaria como indicadora de la intensidad de la turbulencia en la capa de superficie de la capa límite atmosférica. Es por ello que en este trabajo se estudió el efecto que producen los cambios en la estabilidad sobre el parámetro de rugosidad de la superficie terrestre para un uso de suelo agrícola a partir de datos observacionales de un proyecto micrometeorológico. Posteriormente se evaluó, a partir de un modelo de pre-procesamiento meteorológico, el impacto que produce considerar los cambios horarios de la estabilidad atmosférica en la distribución espacial del campo de longitudes de rugosidad en un dominio determinado.

## 2. METODOLOGÍA E INFORMACIÓN METEOROLÓGICA

### 2.1. Estimación de $z_0$ en función de la estabilidad atmosférica

El método de los perfiles (Panofsky y Dutton 1984, Stull 1988, Foken 2008) permite determinar fácilmente el parámetro de rugosidad de la superficie para condiciones neutrales de estabilidad. La TSMO “cuantifica” la intensidad de la turbulencia con un parámetro de longitud característico denominado longitud de Monin-Obukhov(L)(Stull 1988). El cociente adimensional  $z/L$  resulta ser una medida de la importancia relativa del empuje frente a los efectos de la cortante de viento dentro de la capa de superficie para la producción de turbulencia. El número de Richardson ( $R_i$ ), por otra parte, mide la importancia relativa entre el término de empuje y el de producción mecánica de la ecuación de energía cinética turbulenta y permite

establecer las condiciones de estabilidad en la atmósfera. A través de la TSMO los números de  $R_i$  y  $z/L$  están unívocamente relacionados (ecuación 1.38, Kaimal y Finnigan 1994). La aplicación de las hipótesis de la TSMO permite describir los perfiles adimensionales de cantidad de movimiento ( $\phi_m$ ) y de temperatura ( $\phi_h$ ), surgidos de la adimensionalización de la ecuación de energía cinética turbulenta, como funciones de  $z/L$  (Stull 1988, capítulo 9: Similarity Theory). A partir de estas relaciones se obtienen los perfiles diabáticos de cantidad de movimiento y de temperatura en función de la altura, la longitud de rugosidad y de las condiciones de estabilidad. De esta manera, estas funciones expresan una modificación del perfil logarítmico, válido para condiciones neutrales, a partir de una corrección que depende de la estabilidad atmosférica medida por el parámetro  $z/L$ .

Para analizar los cambios del parámetro de rugosidad en función de la estabilidad atmosférica, una metodología viable es la propuesta por Monteith (1973) que tiene en cuenta los perfiles diabáticos del viento y temperatura derivados de la aplicación de la TSMO. Este autor propone una expresión para la corrección del perfil logarítmico teniendo en cuenta la estabilidad atmosférica bajo el supuesto de una relación lineal entre las variaciones verticales locales de temperatura media ( $\bar{T}$ ) y velocidad media del viento ( $\bar{u}$ ) (ver Anexo):

$$\bar{u}(z) = \frac{u_*}{k} \left[ \ln \left( \frac{z-d}{z_0} \right) + n(z-d) \frac{gk}{u_* \bar{T}} \frac{\partial \bar{T}}{\partial \bar{u}} \right] \quad (1)$$

Donde  $u_*$  es la velocidad de fricción,  $k$  es la constante de von Kármán,  $g$  es la gravedad terrestre, y  $n$  es un coeficiente adimensional que surge de utilizar los perfiles adimensionales de viento de la capa de superficie (ecuación 7.19 Monteith 1973). El autor propone utilizar los perfiles adimensionales de Webb (1970), teniendo en ese caso el coeficiente un valor de 5.5 para condiciones estables y de 4.9 para condiciones inestables. Sin embargo, se decidió trabajar con otros perfiles empíricos, ya que los propuestos por Webb tienen un rango restringido de representación de las

condiciones de estabilidad, especialmente para las inestables ( $-0.03 < z/L < 0$ ). Se seleccionaron los perfiles propuestos por Zilitinkevich y Tschalikov (1968) corregidos posteriormente por Högström (1988), por tratarse de funciones lineales tanto para condiciones estables como inestables. Los valores del coeficiente y el rango de validez de las ecuaciones resultaron ser los siguientes:

$$n = \begin{cases} 9,4 & \frac{z-d}{L} > 0 \\ 1,38 & 0 > \frac{z-d}{L} \geq -0,15 \end{cases} \quad (2)$$

El Richardson crítico ( $R_{ic}$ ) para condiciones estables asociado a los perfiles seleccionados fue 0,1007, y por lo tanto se desestimaron todos aquellos casos en los cuales  $R_i > R_{ic}$ . Por otra parte, para utilizar los perfiles propuestos por Högström (1988) se consideraron todos aquellos casos en los que  $(z-d)/L > -0,15$ . A través de la expresión que se muestra en el Anexo (ecuación 9) se calculó la longitud de Monin-Obukhov, con los datos observados, aplicando el método de los perfiles (Foken, 2008, página 123). De esa forma, se determinó la condición de estabilidad de cada una de las rondas con las que se trabajó. En función de esta separación por estabilidad se calculó el parámetro de rugosidad y la velocidad de fricción utilizando mínimos cuadrados.

## 2.2. Información micrometeorológica

Los datos de las variables utilizadas para obtener las relaciones entre  $z_0$  y  $h_0/L$  fueron obtenidos en una experiencia de campo realizada en la Unidad Integrada Facultad de Ciencias Agrarias (UNMdP) - EEA INTA de la localidad de Balcarce ( $37^\circ 45'S$ ;  $58^\circ 18'W$ ) provincia de Buenos Aires. Durante la campaña agrícola 2008-2009 se situó una torre micrometeorológica en un lote de producción de 19,4ha (380m x 550m) sobre un cultivo de soja (Nidera A 4209 RG). La fecha de siembra fue el 12 de noviembre de 2008 y se sembraron 20 semillas por metro de surco. La torre micrometeorológica se ubicó en el centro del lote cuyo largo se hallaba orientado en la dirección NO-SE, orientación que también tuvieron los surcos. En los alrededores del mismo se encontraban pastizales al N y NE, rastrojo de trigo al NO y O, cultivos experimentales de

girasol con superficies considerablemente menores que la del sitio del experimento al SO y por ultimo al SE y S se ubicaba una barrera de árboles de aproximadamente 15 metros de altura con edificaciones del INTA y la Universidad en su cercanía.

Se instalaron 4 niveles de observación de temperatura, humedad relativa, velocidad y dirección del viento, ubicados en 1,10m, 1,70m, 2,65m y 4,13m de altura sobre el nivel del suelo. Los datos fueron colectados cada 30 segundos y almacenados en promedios de 15 minutos. Además de estas variables se realizaron observaciones de fenología del cultivo y altura de plantas. El período de datos utilizados para este estudio comprendió desde el 10 de enero al 4 de abril de 2009.

### 2.3. Caracterización meteorológica del período de estudio

El período en el que se realizaron las observaciones meteorológicas durante el ciclo de cultivo de soja se caracterizó por ser extremadamente seco. El análisis de la situación sinóptica durante el verano 2008-2009 en la provincia de Buenos Aires, utilizando las composiciones climáticas mensuales y estacionales de anomalías (1980-2010) del Centro Nacional de Predicción Ambiental de Estados Unidos (National Center of Environmental Prediction - NCEP), muestra que hubo en ese período condiciones deficitarias de contenido de agua en el suelo, que comenzaron tempranamente desde las primeras fases del cultivo. Las deficiencias hídricas al comienzo de las etapas reproductivas de la soja producen una disminución en el área foliar y aumentan el aborto de estructuras reproductivas que deriva en una merma en el follaje y de su productividad (Andrade y Sadras 2000).

Las anomalías de precipitación (Figura 1) para el trimestre octubre, noviembre y diciembre del año 2008 fueron negativas para la mayor parte del país. En la zona de Balcarce las deficiencias respecto de los valores climatológicos oscilaron de

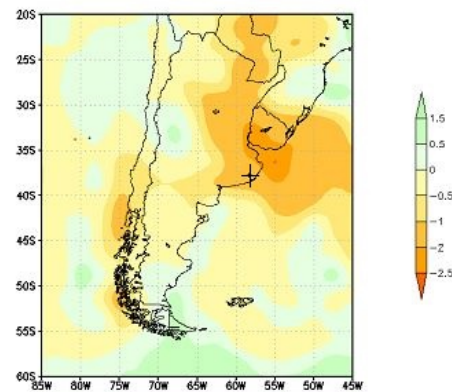


Figura 1: Campo de anomalía de precipitación (mm/día) para el trimestre octubre, noviembre y diciembre de 2008. El signo “más” negro indica la posición del sitio de estudio.

entre 1 y 1,5 mm/día, lo que evidenció una falta importante de agua durante el período de siembra y las primeras etapas del ciclo de desarrollo del cultivo. La fase reproductiva comenzó alrededor del 18 de enero de 2009.

En la provincia de Buenos Aires durante el mes de enero las anomalías de precipitación alcanzaron valores de hasta -2mm/día. En el mes de febrero continuaron las condiciones deficitarias (Figura 2). Esta situación fue persistente durante el primer trimestre del año aun cuando en marzo hubo precipitaciones (no se muestra).

El déficit hídrico fue acompañado por anomalías positivas y negativas en la temperatura y la humedad relativa del aire, respectivamente. La temperatura durante los meses de enero y febrero de 2009 fue, al menos, 1°C superior a la media mensual y, la humedad específica fue menor a la media mensual en ambos meses.

La combinación de los factores físicos y medioambientales en la región de estudio derivó en una situación de sequía prolongada produciendo un desarrollo vegetativo del cultivo deficitario en toda la región, dando lugar a una cobertura de baja altura y poco densa.

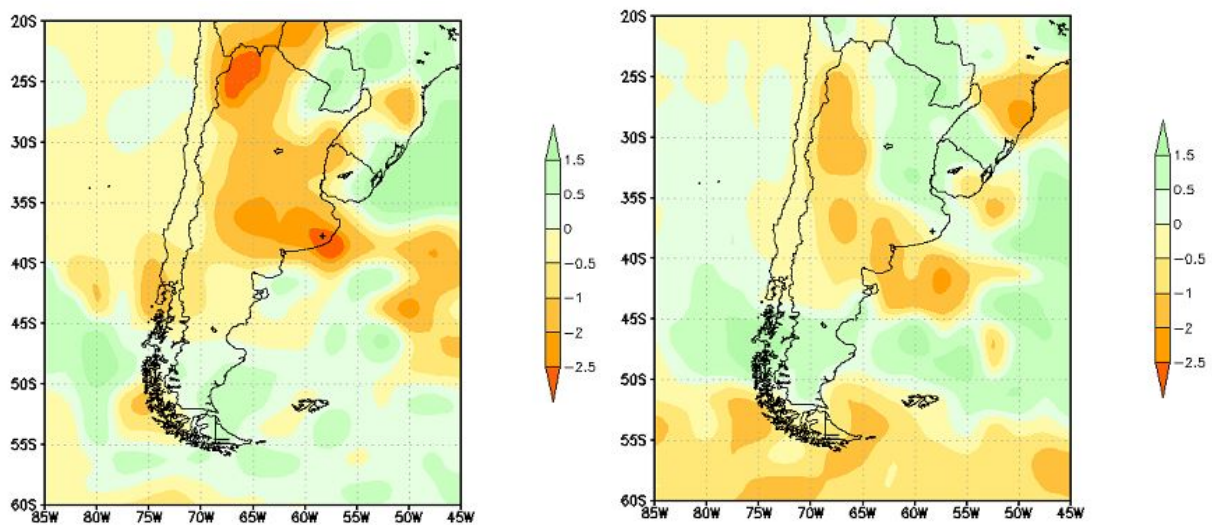


Figura 2: Campos de anomalías de precipitación para los meses de enero (panel izquierdo) y febrero (panel derecho) de 2009. El signo más negro indica la posición del sitio de estudio.

## 2.4. Aplicación

Para estudiar la sensibilidad en la distribución espacial del parámetro de rugosidad para diferentes condiciones de estabilidad atmosférica se utilizó el modelo de pre-procesamiento meteorológico de escala regional CALMET (Scire y otros 2000). CALMET es un módulo de diagnóstico del campo de viento acoplado a módulos micrometeorológicos de capas límites sobre tierra y agua. Requiere de observaciones horarias en superficie de velocidad y dirección de viento, temperatura, cobertura nubosa, altura de base de nube, presión de superficie y humedad relativa. Demanda además dos perfiles verticales diarios de dirección y velocidad de viento, temperatura, presión y elevación. Como datos de entrada permite el uso de valores de variables observadas en estaciones, tanto de superficie como de altura, o campos de variables pronosticadas obtenidos de modelos meteorológicos de mayor escala. CALMET también utiliza datos geofísicos de altura del terreno y categorías de uso de suelo. El dominio elegido para este trabajo comprendió a la región pampeana bonaerense entre 33°S-42°S y 56°O-65°O (Figura 3).

Se alimentó al preprocesador con información de

topografía, uso de suelo y cobertura provista por U. S. Geological Survey (USGS) con resolución de 30 segundos de arco (900 m aprox.) e información meteorológica proveniente de 14 estaciones de superficie (San Fernando, La Plata, Don Torcuato, San Miguel, Palomar, Ezeiza, Observatorio Ciudad de Buenos Aires, Aeroparque, Junín, Bolívar, Azul, Tandil, Mar del Plata y Bahía Blanca) y una de altura (Ezeiza) (Figura 3). Todos los datos meteorológicos fueron provistos por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN). Dado que el modelo requirió de dos observaciones aerológicas diarias y que Ezeiza solo realizaba en ese período observaciones a las 12 UTC (Universal Coordinated Time), la información de las 00 UTC fue extraída para un punto cercano a la estación Ezeiza Aero de las salidas del modelo BRAMS (Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modelling System, Mayol 2008).

La grilla se definió con un espaciamiento entre nodos de 5km. La representación planimétrica utilizada fue la proyección Universal Transverse Mercator (UTM) y el posicionamiento altimétrico fue ajustado considerando el elipsoide y geoide de referencia dado por el Sistema de Cobertura Global WGS84. El uso de suelo dominante en la región de estudio es de agricultura. Se

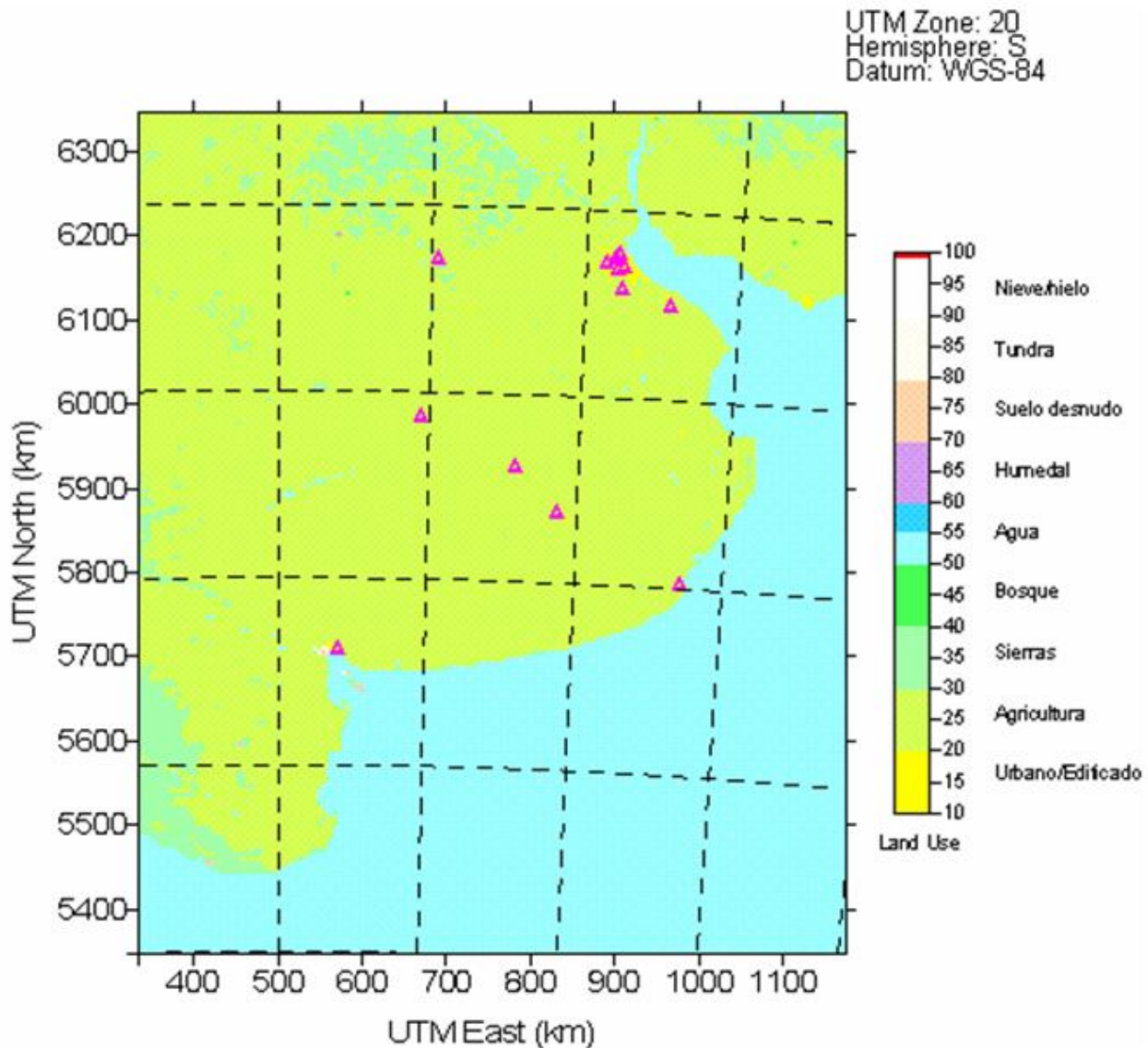


Figura 3: Dominio de estudio y tipos de uso de suelo. Posiciones de las estaciones del Servicio Meteorológico Nacional utilizadas.

eligieron dos situaciones meteorológicas. La primera consistió en la situación de un frente frío trasladándose sobre la provincia de Buenos Aires (22 de Noviembre de 2001) y la segunda en una situación anticiclónica (15 de enero de 2002) sobre el dominio seleccionado.

El preprocesador CALMET utiliza para cada uso de suelo un valor tabulado de parámetro de rugosidad y estima la longitud de Monin-Obukhov con la metodología

propuesta por Holtslag y van Ulden(1983). Las modificaciones que se describen a continuación se aplicaron sólo a superficies con uso de suelo agrícola y pastizal, y para casos estables. Holtslag y van Ulden estiman los valores de  $L$  y  $u_*$  (ecuaciones 13 y 14 de ese trabajo) por iteraciones sucesivas a partir de datos de viento, temperatura, rugosidad y flujo de calor sensible conocidos. Se modificó el código fuente para que, al inicio de cada hora de cálculo el modelo tome el valor de  $z_0$  tabulado en CALMET y realice

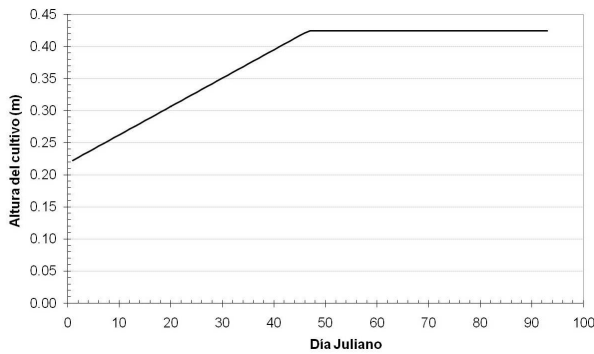


Figura 4: Altura del cultivo en función del día Juliano en el período estudiado.

la primera estimación de  $L$ . Luego, se modificó el valor de  $z_0$  en función de la estabilidad y a continuación se estimó nuevamente la longitud  $L$ . El procedimiento se repitió hasta que las soluciones convergieran considerando un error  $\varepsilon < 10^{-4}$ . Se consideró que el valor de  $z_0$  para las condiciones neutrales era el valor tabulado en CALMET y el valor del parámetro dependiente de la estabilidad era el calculado en la última iteración. Se consideró un único valor de  $h_0$  para toda la región de 1m de altura.

### 3. RESULTADOS

#### 3.1. Determinación de parámetros característicos de la capa de superficie

A partir de los promedios de mediciones de la altura de plantas, realizadas sobre 10 ejemplares tomados al azar, cada 3 o 4 días, se ajustó la evolución de la altura del cultivo,  $h_0$  (Figura 4). Se observó que esa altura fue menor en comparación a las observadas en otras campañas agrícolas. Se decidió sobre la base de un cultivo con poca altura y baja densidad de vegetación considerar un valor nulo del parámetro  $d$  en las ecuaciones para estimar del perfil de viento sobre esa superficie.

Se consideró que el fetch necesario para aplicar la metodología propuesta se satisfizo solo en los casos en que la dirección del viento a 1,7m de altura era del NO, N y NE. Se

estimó el parámetro de rugosidad para todas las rondas observadas que cumplieran con las condiciones descritas previamente. A partir de la clasificación de las condiciones de estabilidad, se calculó el parámetro de rugosidad y la velocidad de fricción con la ecuación (1) utilizando mínimos cuadrados. Con los resultados obtenidos se realizaron ajustes funcionales entre los valores de  $z_0$  y  $h_0/L$  para las distintas condiciones de estabilidad.

##### 3.1.1. Casos neutrales

La Figura 5 muestra los valores medios diarios de  $z_0$  en función del día Juliano a lo largo del período de observaciones cuando las condiciones de estabilidad fueron neutrales. A pesar de la dispersión en los valores obtenidos se observa un patrón en su distribución a lo largo del tiempo con un máximo prácticamente coincidente con el momento en que el cultivo cesa su crecimiento vegetativo. El mejor ajuste a los datos resultó ser una función polinomial de grado 2 (ecuación 3) con un coeficiente de determinación de 0,37:

$$\bar{z}_0 = \left( 2710 + 480\text{DíaJ} - 4(\text{DíaJ})^2 \right) \times 10^{-5} \quad (3)$$

Los desvíos estándar de  $z_0$  asociados a cada promedio superan, en algunos casos, en un 100 % al valor medio. La función que mejor ajusta la variabilidad temporal del parámetro de rugosidad medio diario (ecuación 3) muestra la evolución de la altura del cultivo a lo largo de su ciclo de desarrollo. La disminución de los valores de  $z_0$  a partir del día juliano 60 (1 de marzo) logra representar los cambios en la estructura vegetal asociados a la progresiva senescencia vegetal que se inicia con la finalización de las etapas de crecimiento vegetativo.

##### 3.1.2. Casos estables

Utilizando la ecuación 3 se calcularon los cocientes  $z_0/z_{0e}$ , donde  $z_0$  corresponde al valor del parámetro de rugosidad calculado en condiciones neutrales y  $z_{0e}$  es el parámetro de rugosidad estimado bajo condiciones de estratificación estable. Acorde a la metodología aplicada por Zilitinkevich y otros (2008) se



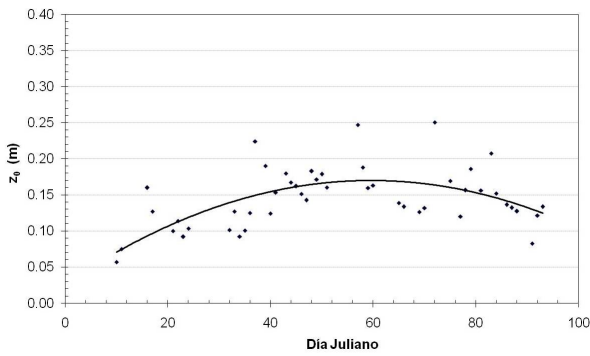


Figura 5: Promedios diarios de  $z_0$  para condiciones de estabilidad neutral con viento del sector NO - NE en  $z = 1,7m$ . La línea de trazo lleno muestra el ajuste con un polinomio de grado 2 (ec. 3). El ajuste se realizó entre los pares ordenados (10; 0,0570) y (93; 0,1337).

calcularon promedios de  $z_0/z_{0e}$  por rangos de valores del parámetro de estabilidad,  $h_0/L$  (Figura 6). Se realizó un ajuste de los valores promediados encontrándose que la mejor representación estaba dada por una función exponencial (ecuación 4). El coeficiente de determinación del ajuste alcanzó un valor de 0,63.

$$\frac{z_0}{z_{0e}} = 0,7699 e^{34,483(h_0/L)} \quad (4)$$

El parámetro de rugosidad decrece a medida que aumenta la estabilidad y cambia hasta dos órdenes de magnitud respecto del calculado para condiciones neutrales cuando las condiciones en la capa de superficie son muy estables. Estos resultados son similares a los encontrados por Zilitinkevich y otros (2008) sobre una superficie de bosque boreal.

### 3.1.3. Casos Inestables

Siguiendo la misma metodología se obtuvo para los casos con estratificación inestable el valor de  $z_{0i}/z_0$ , donde  $z_{0i}$  representa el parámetro de rugosidad calculado para condiciones con estratificación inestable. Los valores calculados fueron promediados y graficados en función de  $-h_0/L$  (Figura 7).

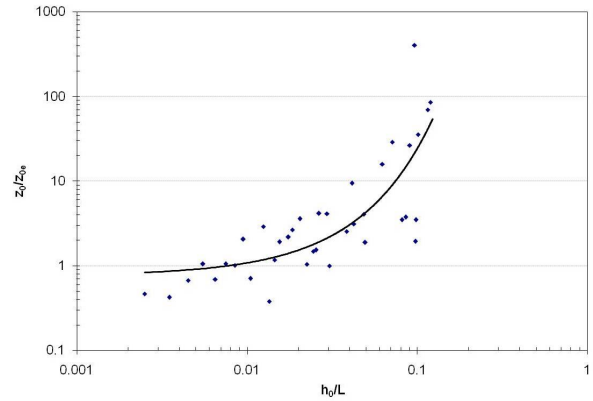


Figura 6: Promedios de  $z_0/z_{0e}$  en función de  $h_0/L$ . La línea llena corresponde a la relación exponencial que ajusta los datos (ec. 4). El ajuste se realizó entre los pares ordenados (0,0025; 0,47) y (0,1195; 85,46).

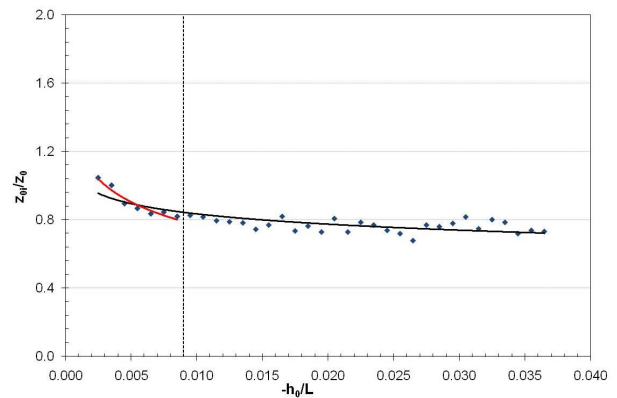


Figura 7: Variación de promedios de  $z_{0i}/z_0$  en función de  $-h_0/L$ . La línea de trazo lleno negra corresponde a la relación logarítmica que ajusta los datos (ec. 5). La línea de trazo lleno roja corresponde a la relación logarítmica que ajusta los datos en el rango de condiciones de inestabilidad puramente mecánicas(ec. 6). El ajuste se realizó entre los pares ordenados (0,0025; 1,0472) y (0,0365; 0,7325).

La producción de turbulencia en la capa estudiada puede tener forzantes de tipo mecánico o de tipo térmico. Teniendo en cuenta esta separación en los procesos dominantes sobre la turbulencia observada en la capa de superficie por encima de la cobertura vegetal (Zilitinkevich y

otros, 2008), se realizaron dos ajustes logarítmicos a los datos, uno en el rango de inestabilidad donde dominan los procesos térmicos (ecuación 5) ( $-h_0/L > 0,009$ ) y otro solo en el rango correspondiente a las condiciones de inestabilidad dominadas por los forzantes mecánicos (ecuación 6) ( $-h_0/L \leq 0,009$ ):

$$\frac{z_{oi}}{z_0} = -0,1951 \ln \left( -\frac{h_0}{L} \right) - 0,1277 \quad (5)$$

$$\frac{z_{oi}}{z_0} = -0,0989 \ln \left( -\frac{h_0}{L} \right) - 0,4305 \quad (6)$$

Los coeficientes de determinación para cada ajuste alcanzaron valores de 0,93 y 0,70, respectivamente. Tanto en los casos dominados por el forzante mecánico como por el forzante térmico se encontró que el parámetro de rugosidad creció a medida que la estabilidad aumentaba (Figura 7). Para una cobertura de bosque boreal Zilitinkevich y otros (2008) encontraron que para los casos donde dominan los procesos convectivos el parámetro de rugosidad decrecía a medida que aumentaba la estabilidad.

### 3.2. Sensibilidad del campo de viento a cambios en el parámetro de rugosidad

Se analizó la sensibilidad de la ecuación del viento a las variaciones del parámetro de rugosidad en los primeros metros de la capa de superficie. Dado que no se observó gran variabilidad en los valores de  $z_0$  para condiciones inestables, solo se estudiaron las condiciones estables. A partir de la ecuación (1) se calculó el perfil de velocidad del viento para tres órdenes de magnitud diferentes de  $z_0$  (0,1m; 0,01m y 0,001m). Se consideró una velocidad de fricción de 1,15m/s. Para el término  $\partial T/\partial u$ , representativo de las condiciones de estabilidad, se utilizaron tres valores distintos: el promedio de este parámetro (Figura 8, símbolos llenos), el promedio más un desvío estándar y el promedio menos un desvío estándar (Figura 8, símbolos vacíos). Estos resultados indican que los cambios en el orden de magnitud de  $z_0$  producen incrementos en el perfil de velocidades que varían en promedio entre 138 % y 167 % para modificaciones en uno y dos órdenes de magnitud, respectivamente.

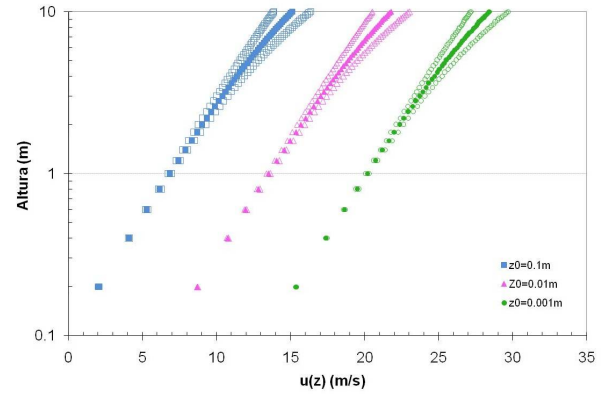


Figura 8: Perfiles de viento para distintos valores de  $z_0$  calculados a partir de la ecuación 1. Los puntos llenos corresponden al perfil calculado con el valor medio de de las rondas estables. Los puntos vacíos representan respectivamente los perfiles correspondientes a  $\partial T/\partial u \pm \sigma$ .

### 3.3. Resultados de la aplicación con el modelo CALMET

Con el preprocesador meteorológico CALMET se obtuvieron los campos de la variable micrometeorológica estudiada para las fechas mencionadas en 2.4. Se realizaron dos corridas del modelo CALMET. La primera utilizó el código fuente sin modificar y por lo tanto el campo de  $z_0$  generado por el preprocesador no presentó cambios horarios. La segunda corrida se realizó con la modificación en el cálculo de  $z_0$  (ecuación 4). En la Figura 9 se observa para la corrida sin modificación dos isolíneas que acompañan el contorno de la costa de la provincia de Buenos Aires.

Los valores asociados a las mismas corresponden a cuerpos de agua y uso de suelo agrícola. El estudio se acotó a las horas nocturnas como representativas de casos con estratificación estable. En la Figura 10 se muestra el campo de  $z_0$  obtenido al aplicar la ecuación (4) en el dominio seleccionado para las 2 a.m. del día 22 de Noviembre de 2001. Se observa la modificación en la distribución del parámetro de rugosidad sobre el área continental con valores iguales o mayores a 0,1 m, que no necesariamente siguieron

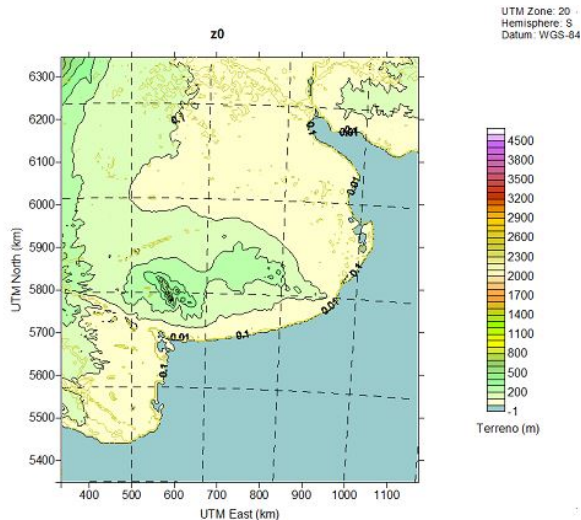


Figura 9: Distribución espacial del parámetro de rugosidad utilizando la metodología utilizada por defecto en el modelo. Día 22 de noviembre de 2001, 02:00 hs.

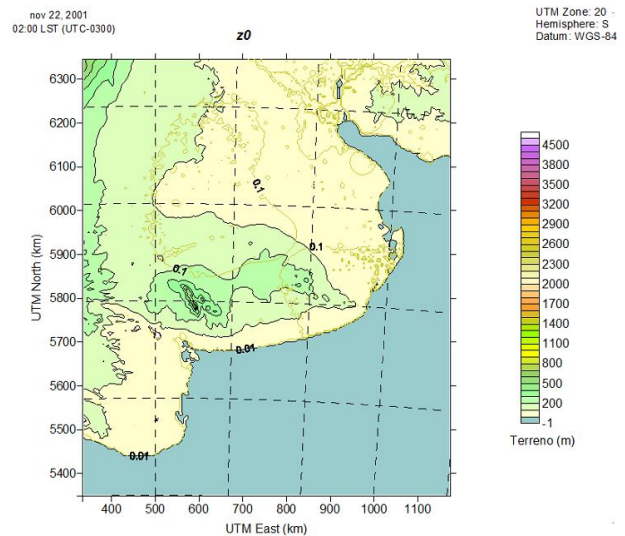


Figura 10: Distribución espacial del parámetro de rugosidad introduciendo la ecuación 3 en la estimación hecha por el modelo. Día 22 de noviembre de 2001, 02:00 hs.

el contorno de la superficie continental, sino que presentaron un gradiente con valores mayores sobre la región pampeana. Al mismo tiempo, se encontró una variación en la distribución de este parámetro con las horas en el período nocturno (no se muestra). Estos cambios producirían variaciones en el campo de movimiento simulado con menores velocidades en el área continental y mayores en áreas costeras, de acuerdo a los resultados obtenidos en el análisis de sensibilidad. Resultados similares se observaron para el día 15 de Enero de 2002 (no se muestra).

Para un análisis más objetivo se calculó para cada hora entre la 1 a.m. y las 6 a.m. (HL) el desvío medio y el desvío cuadrático medio entre el parámetro de rugosidad en condiciones estables y en condiciones neutrales y el número de nodos (N) en los cuales se realizó una modificación en el valor de  $z_0$  (m) para el dominio propuesto (Tabla I). El porcentaje de puntos de grilla en los que el parámetro de rugosidad resultó modificado varió entre el 42 % y el 59 % para el día 22 de Noviembre y entre el 57 % y el 61 % para el día 15 de Enero, durante las horas analizadas. El desvío medio obtenido indica que la variación media del orden de magnitud de  $z_0$  en condiciones estables

fue de orden 2 para el día 15 mientras que para el día 22 la modificación fue de orden 1.

#### 4. CONCLUSIONES

Se estudió el impacto que producen los cambios en la estabilidad atmosférica de superficie en el parámetro de rugosidad del suelo para un uso de suelo agrícola. Se utilizaron para ello datos de una campaña micrometeorológica sobre un cultivo de soja emplazado en Balcarce (pcia. de Buenos Aires).

Se obtuvieron funciones empíricas que relacionan la variabilidad del parámetro de rugosidad con la estabilidad atmosférica para condiciones inestables y estables. Se observó en ambos casos que el parámetro de rugosidad decrece a medida que la atmósfera se torna más estable. Bajo condiciones muy estables el tamaño característico de los torbellinos turbulentos disminuye y por lo tanto el arrastre sobre las superficies rugosas es menos efectivo, produciendo una aceleración del viento. La disminución en  $z_0$  es coherente con estos resultados. El decrecimiento es leve cuando las condiciones de estabilidad

Fecha	Hora Local	$\frac{z_{0e} - z_0}{N}$	$\frac{(z_{0e} - z_0)^2}{N}$	N
22/11/2001	2	$-1,42 \times 10^{-01}$	$2,45 \times 10^{-02}$	18410
22/11/2001	6	$-1,41 \times 10^{-01}$	$2,35 \times 10^{-02}$	17252
15/01/2002	2	$-2,84 \times 10^{-02}$	$6,50 \times 10^{-03}$	20715
15/01/2002	6	$-7,98 \times 10^{-02}$	$1,31 \times 10^{-02}$	19277

Tabla I: Desvío medio y desvío cuadrático medio entre  $z_{0e}$  y  $z_0$  y número de puntos de grilla en los que se modifica el parámetro de rugosidad por estabilidad.

son inestables, pero puede cambiar entre 2 o 3 órdenes de magnitud cuando las condiciones son estables. Esta variabilidad en el parámetro de rugosidad para condiciones estables de la atmósfera, generalmente asociada a condiciones nocturnas, puede producir incrementos en el valor estimado del viento en superficie de hasta el 167

De la aplicación a un modelo de preprocesamiento meteorológico sobre un dominio que incluyó a la provincia de Buenos Aires, se observó que la distribución de  $z_0$  en condiciones nocturnas se modificó sensiblemente frente al campo provisto por el modelo. Los gradientes de la longitud de rugosidad entre el límite continental y costero resultaron más suaves. Esta modificación en la distribución del parámetro traería aparejada una modificación en la configuración del campo de viento en superficie, siendo estos más intensos que los representados usualmente por el modelo con convergencia de flujo sobre el área continental. Esta convergencia podría facilitar el desarrollo de procesos meteorológicos, especialmente en horas nocturnas.

## ANEXOS

Monteith (1973, página 96) propone una metodología para calcular la transferencia de calor por convección utilizando los perfiles diabáticos del viento derivados de la aplicación de la TSMO para la capa de superficie. El perfil del viento bajo esas condiciones se representar como:

$$\bar{u}(z) = \frac{u_*}{k} \left[ \ln \left( \frac{z-d}{z_0} \right) - \Psi_m \left( \frac{z-d}{L} \right) \right] \quad (7)$$

La función  $\Psi_m(z-d/L)$  introduce una

modificación en el perfil de velocidades debida a los cambios en las características de la turbulencia asociadas a las condiciones de estabilidad respecto del perfil logarítmico del viento, válido para condiciones neutrales. Monteith propone una función de tipo lineal para esta función:

$$\Psi_m \left( \frac{z}{L} \right) = -n \frac{(z-d)}{L} \quad (8)$$

donde  $n$  es una constante que dependerá de las condiciones de estabilidad.

La longitud de Monin-Obukhov se define como (Stull, 1988, ecuación 5.7c, página 181):

$$L = -\frac{u_*^3}{\frac{g}{T} k w' T'} = -\frac{u_* \bar{T}}{gk} \frac{u_*^2}{w' T'} \quad (9)$$

Teniendo en cuenta la teoría  $K$ , los flujos de cantidad de movimiento y de calor sensible en la capa de superficie se pueden expresar como:

$$\frac{\tau}{\rho} = u_*^2 = K_m \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (10)$$

$$\frac{H}{\rho c_p} = -u_* T_* = \overline{w' T'} = -K_h \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \quad (11)$$

Donde los coeficientes  $K_m$  y  $K_h$  son las difusividades turbulentas o coeficientes de intercambio turbulento de cantidad de movimiento y de calor sensible, respectivamente. Realizando el cociente entre las ecuaciones 10 y 11, se puede expresar:

$$\frac{u_*^2}{w' T'} = \frac{K_m \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}}{-K_h \frac{\partial \bar{T}}{\partial z}} = -\frac{K_m}{K_h} \frac{\partial \bar{u}}{\partial \bar{T}} \quad (12)$$

Suponiendo que los coeficientes de difusividad turbulenta de cantidad de movimiento y

temperatura son variables con la altura e iguales dentro de la capa de superficie, la ecuación anterior resulta:

$$\frac{u_*^2}{w'T'} = -\frac{\partial \bar{u}}{\partial T} \quad (13)$$

Cuando se satisface la relación entre los coeficientes de difusividad turbulenta mencionada previamente, existe una relación funcional lineal entre la temperatura y la velocidad del viento medidos a distintas alturas dentro de la capa de superficie, ya que los flujos cinemáticos de cantidad de movimiento y calor sensible son constantes con la altura.

Por otra parte, reemplazando la expresión 13 en la ecuación 9 la longitud de Monin-Obukhov se reescribe como:

$$L = -\frac{u_* \bar{T}}{gk} \left( -\frac{\partial \bar{u}}{\partial T} \right) = \frac{u_* \bar{T}}{gk} \frac{\partial \bar{u}}{\partial T} \quad (14)$$

Si se aproximan las derivadas parciales por diferencias finitas, es posible calcular el valor de este parámetro a partir de datos de temperatura y viento observados a distintas alturas dentro de la capa de superficie.

Agradecimientos: Este trabajo fue financiado por la Universidad de Buenos Aires a través del proyecto UBACyT 20020090200293. Se agradece a la Dra. Ulke por proveer las salidas de BRAMS para obtener el perfil vertical de las variables en la ubicación de la estación Ezeiza. Los autores agradecen a los revisores por sus valiosos comentarios.

## REFERENCIAS

- Andrade, F. H. y Sadras, V. O., 2000. Bases para el manejo del maíz, el girasol y la soja. Segunda edición. 450 págs.
- Arya, S. P., 1999. Air pollution meteorology and dispersion. Oxford University Press. 310 págs.
- Cionco, R. M., 1965. A mathematical model of air flow in a vegetative canopy. *J. Appl. Met.*, 4, 517-522.
- Cowan, I. R., 1968. Mass heat and momentum exchange between stands of plants and their atmospheric environment. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 94, 523-544.
- Finnigan, J. 2000. Turbulence in plant canopies. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 32, 519-571.
- Foken, T., 2008. *Micrometeorology*. Springer Verlag, Berlin. 306 págs.
- Gassmann, M. I. y Gardiol, J. M., 2004. Determinación del parámetro de rugosidad en un cultivo de trigo (*Triticum aestivum* L.) XI Reunión Argentina de Agrometeorología, Mar del Plata, Octubre 2004.
- Gassmann, M. I., Gardiol, J. M., Caviglia, O., 2004. Estimación de la longitud de rugosidad y del plano de desplazamiento en un cultivo de trigo usando el área frontal. X Reunión Argentina de Agrometeorología y IV Reunión Latinoamericana de Agrometeorología. Mar del Plata, Argentina. 13 al 15 de octubre de 2004.
- Högström, U., 1988. Non-dimensional wind and temperature profiles in the atmospheric surface layer: A re-evaluation. *Boundary-Layer Meteorology* 42, 55-78.
- Jasinski, M.F. y Crago, R.D., 1999. Estimation of vegetation aerodynamic roughness of natural regions using frontal area density determined from satellite imagery. *Agricultural and Forest Meteorology*, 94, 65-77.
- Kaimal, I.J. y Finnigan, J.J., 1994. *Atmospheric Boundary-Layer Flows*. Oxford University Press. New York, 289 págs.
- Mayol, M. L., 2008. Estudio de la contaminación atmosférica producida por un complejo industrial. Tesis de Licenciatura. Universidad de Buenos Aires.
- Monteith, J.L., 1973. *Principles of Environmental Physics*. Edward Arnold Ltd. 241 págs.
- Oke, T.R., 1987. *Boundary Layer Climates*. Methuen. London, UK. 372 págs.
- Panofsky, H. A. y Dutton, J. A., 1984. *Atmospheric Turbulence*. John Wiley & Sons Inc., New York, 397 págs.
- Raupach, M.R., 1992. Drag and Drag Partition on Rough Surfaces. *Boundary-Layer Meteorology* 60, 375-395.
- Raupach, M.R., 1994. Simplified expressions for vegetation roughness length and zero-plane

- displacement as functions of canopy height and area index. *Boundary-Layer Meteorology* 71, 211-216.
- Righetti, S., Gassmann, M.I. y Gardiol J.M., 2009. Determinación del parámetro de rugosidad en un cultivo de soja. *Ciencia e Natura, Volumen Especial Diciembre*. 157-160.
- Scire, J. S., Robe, F. R., Fernau, M. E. y Yamartino, R. J. 1998. *A User's Guide for the CALMET Meteorological Model*, Earth Tech, Inc. 521 págs.
- Stull, R.B., 1988. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers. London, UK. 666 págs.
- Thom, A.S., 1971. Momentum absorption by vegetation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 97, 414-428.
- Uchijima, Z. y Wright, J. L., 1964. An experimental study of air flow in a corn plant-air layer, *Bull. Nat. Inst. Agric. Sci., Tokyo Ser. A.*, 11, 19-66.
- Zilitinkevich, S.S. y Tschalikov, D.V., 1968. Opređenje universalnykh profilej skorosti vetra i temperatury v prizemnom sloe atmosfery (Determination of universal profiles of wind velocity and temperature in the surface layer of the atmosphere). *Izv AN SSSR, FizAtmOkeana*, 4, 294-302.
- Zilitinkevich, S. S., Mammarella, I., Baklanov, A. A. y Joffre, S. M., 2008. The Effect of Stratification on the Aerodynamic Roughness Length and Displacement Height. *Boundary-Layer Meteorology*, 129, 179-190.

Este es un artículo de acceso abierto distribuido bajo la licencia Creative Commons, que permite el uso ilimitado, distribución y reproducción en cualquier medio, siempre que la obra original sea debidamente citada.