

REPÚBLICA DE CUBA
INSTITUTO SUPERIOR DE TECNOLOGIA Y CIENCIAS APLICADAS
FACULTAD DE MEDIO AMBIENTE.



**Trabajo de Diploma para optar por el título de
Licenciado en Meteorología**

**Título: Relación de la longitud de Monin-Obukhov con el
desarrollo de la convección en Camagüey.**

AUTOR: LEONARDO JIMÉNEZ PEARCE.
TUTOR: Msc. ISMAEL POMARES PONCE.
COTUTOR: Dr.MARIO CARNESOLTAS CALVO.

CAMAGÜEY
2014

Agradecimientos

A mi Tutor: Master.: Ismael Pomares Ponce y al Doctor Mario Carnesoltas Calvo por brindarme sus orientaciones científicas, las que me guiaron y permitieron el logro de esta investigación.

A mis amigos, que por medio de las discusiones y preguntas, me hacen crecer en conocimiento

.

Resumen

Mediciones realizadas en la torre de viento situada en Jayamá, Camagüey ($21^{\circ}21' \text{ N}$, $77^{\circ}52' \text{ W}$), son empleadas para determinar la relación existente entre la longitud de escala de Monin Obukhov (L) y los procesos convectivos que tienen lugar en la región. Para ello se emplearon datos tomados a intervalos de 10 minutos de temperatura, humedad relativa, velocidad y dirección del viento a 10 y 100 m de altura, además de la presión a los 10 m. Luego de determinada L se seleccionaron 73 días con existencia de observaciones del radar que cumplieran con la condición de que todos o la mayoría los valores de L calculados para el período diurno, de sosos días, fueran o mayores que cero o menores, pero que no fluctuaran alrededor de este valor. Estas observaciones se emplearon para determinar la ocurrencia o no de la convección y del análisis de las mismas se determinó que en dependencia de los valores de L se pueden agrupar en 3 grupos, los casos con días mayormente nublados (L positiva), días de convección fuerte, con valores de L muy cercanos a cero que oscilan alrededor de -53.85 m y los días con convección débil con L más alejados de cero y de -110.7 m como promedio. El análisis de las muestras confirmó que los tres grupos pertenecen a poblaciones diferentes a un nivel de significación del 95%.

Abstract

Measurements in the wind tower located in Jayama Camagüey ($21^{\circ}21'N$, $77^{\circ}52'W$), are employed to determine the relationship between Monin Obukhov scale length (L) and convective processes that have place in the region. The temperature, relative humidity, wind speed and wind direction data, taken at 10 minute intervals, at 10 and 100 m in height, plus the pressure at 10 m were used. After certain L were selected 73 days with existence of radar observations that met the condition that all or most L values calculated for the day period, of this days, whether or greater than zero or less, but not fluctuate around this value. These observations were used to determine the occurrence or absence of convection and the analysis thereof is determined depending on the values of L can be divided into 3 groups, cases with mostly cloudy days (positive L), strong convection days, with values very close to zero and L ranging around -53.85 m and weak convection days with L farthest zero and averaged -110.7 m. The analysis of samples confirmed that the three groups belong to different populations to a significance level of 95%.

Índice

Introducción.....	1
Capítulo I: Fundamentación teórica.Antecedentes.....	5
1.1. Fundamentaciónteórica.....	5
1.1.1. La capa límite atmosférica.....	5
1.1.2. Teorías semiempíricas de la turbulencia.....	8
1.1.3. Estabilidad atmosférica.....	14
1.1.4. La convección atmosférica.	16
1.2. Antecedentesde la investigación sobre la capa límite atmosférica.	21
1.3. Investigaciones realizadas en Camagüey, Cuba.	23
Capítulo II: Materiales y métodos.	24
2.1. Descripción físico-geográfica de la región de estudio.	24
2.2. Datos utilizados.	24
2.3. Instrumentos utilizados, precisión y control de calidad.....	26
2.4. Información utilizada por el radar.	26
2.5. Métodos empleados.....	27
2.6. Pasos metodológicos para la implementación de la propuesta.....	27
2.7. Expresiones utilizadas para efectuar los cálculos.....	28
2.8. Coeficientes de difusividad.	29
2.9. La longitud de escala de Monin–Obukhov.	30
Capítulo III: Caracterización de la longitud de escalas de Monin-Obukhov y su relación con los procesos convectivos.	32
3.1. Discusión de los resultados.....	32
3.2. Estudio de caso.	38
Conclusiones.....	44
Recomendaciones	45
Bibliografía.....	46

Introducción

El hombre vive en total contacto con el medio atmosférico y su desarrollo tiene lugar, en estrecha y continua dependencia, con el entorno físico-geográfico circundante; que incluye las características predominantes de la variabilidad del clima local, el estado del tiempo diario y la ocurrencia de fenómenos convectivos.

Por esta el pronóstico de fenómenos meteorológicos relacionados con el desarrollo convectivo profundo, siempre ha sido de interés por las implicaciones que tienen estos eventos en la sociedad y en la economía; presentándose como una necesidad el estudio de la capa límite atmosférica y su relación con los procesos convectivos de la atmósfera.

Son innumerables los trabajos que se han realizado sobre el desarrollo convectivo, en cada uno de ellos se ha encontrado y propuesto diferentes factores importantes para la formación y desarrollo de la convección. La mayoría de los resultados de los mismos están dirigidos a determinadas áreas geográficas (como pueden ser el interior de los continentes y/o ubicaciones en latitudes medias, siendo menores los mismos bajo condiciones insulares, en los trópicos o en las franjas ecuatoriales). La principal dificultad de este tipo de trabajos investigativos, radica en encontrar las diversas condiciones de inestabilidad, que de manera natural, previamente, generan la nube de tormenta que a su vez la nube libera toda la energía acumulada.

El parámetro de la longitud de Monin-Obukhov para describe los efectos de la flotabilidad de los flujos turbulentos, en la parte inferior de la capa límite atmosférica. El mismo establece, una relación entre los parámetros de la velocidad de fricción, la temperatura de escala y el flujo de calor; los resultados favorecen el desarrollo de modelos matemáticos y ecuaciones que ayudan a parametrizar las variables meteorológicas con una predicción más clara del estado del tiempo.

La capa límite atmosférica (CLA) es la región de la tropósfera influenciada directamente por la presencia de la superficie terrestre. En la CLA es donde los efectos de fricción y los efectos térmicos de calentamiento y enfriamiento de la superficie, dan lugar a considerables flujos que transportan momento, calor, humedad o materia y que responde a los forzamientos superficiales en una escala temporal de una hora o menos

(Stull, 1988). No se quiere decir que en ese tiempo la capa alcance un equilibrio, sino que comienzan las alteraciones en respuesta a esos forzamientos. Por otra parte, la CLA actúa como medio transmisor y modulador de los efectos de estos movimientos atmosféricos de escala sinóptica sobre las distintas regiones de la superficie terrestre.

La estructura o régimen de dicha capa se caracteriza por la existencia o no de mezcla, la cual depende de la estratificación térmica (estabilidad, neutralidad o inestabilidad) y del viento.

Mientras que algunos investigadores hacen hincapié en el carácter turbulento de la CLA (Arya, 2001; Zilitinkevich y Blakanov, 2002), otros sencillamente la consideran como el estrato atmosférico en el que se hace patente la influencia directa de la superficie terrestre en los perfiles verticales de variables medias como el viento (Clarke en 1970), la temperatura (Melgarejo y Deardorff en 1974 y André y Mahrt en 1982; Yu en 1978; Coulter en 1990) o la humedad.

En las investigaciones más recientes, Carnesoltas, (2009), se percata que para las condiciones insulares y tropicales donde se encuentra Cuba, es fundamental el estudio de las variables y parámetros de la CLA para un mejor entendimiento de las condiciones necesarias en el desarrollo convectivo.

La investigación resultante permitirá la guía a aplicar la longitud de Monin-Obukhov en la determinación de la convección en Camagüey, lo que admitirá mejores resultados para su pronóstico, aplicable al mejoramiento del diagnóstico de la convección, lo que constituye una herramienta eficaz a partir de los resultados que se obtendrán.

Situación problemática: En Camagüey se hace imprescindible para la caracterización del desarrollo de la convección durante las campañas de siembra de nubes, la utilización de la longitud de escala de Monin-Obukhov.

Teniendo en cuenta lo anteriormente planteado se enuncia el siguiente **problema de la investigación:** ¿Constituye la longitud de Monin-Obukhov un indicador de la convección en Camagüey?

Objetivo: Determinar la relación existente entre la longitud de Monin-Obukhov y el desarrollo de la convección en Camagüey.

Constituye **objetode** la investigación: La convección.

Campo de la investigación: El comportamiento del parámetro de la longitud de Monin-Obukhov para el desarrollo de la convección en Camagüey.

Hipótesis: Si se determina una relación entre el parámetro de la longitud de Monin-Obukhov y el desarrollo convectivo, entonces se podrá diagnosticar la ocurrencia la convección en Camagüey

Tareas:

1. Realizar el control de la calidad a los datos obtenidos de la torre de viento.
2. Calcular la longitud de Monin-Obukhov de la CLA.
3. Obtener datos de observaciones del radar donde se aprecie el desarrollo de la convección, coincidentes en tiempo con los valores calculados de la longitud de Monin-Obukhov.
4. Determinar los valores umbrales de la longitud de Monin-Obukhov que indiquen el desarrollo de la convección.
5. Validar la propuesta.

Novedad científica: La longitud de Monin-Obukhov nunca se ha empleado en la determinación de la ocurrencia de la convección en Camagüey.

Estructura de la tesis: La tesis presenta tres capítulos. El primero de ellos contiene información acerca de las investigaciones realizadas hasta el momento referente a la CLA. También se hace una descripción de cómo se manifiesta la estabilidad atmosférica y los procesos de convección, así como los elementos teóricos que sustentan este trabajo. En el segundo capítulo se detallan las metodologías utilizadas para el análisis de los

datos y la presentación de los resultados. El tercer capítulo está dedicado a presentar la discusión de los resultados de la investigación, dividiéndose en epígrafes donde se exponen los resultados que responden al objetivo planteado. Luego se brindan las conclusiones que resumen las consideraciones del autor a partir de la discusión de los resultados. Finalmente se muestran las referencias bibliográficas consultadas en la realización de este trabajo de diploma.

Capítulo I: Fundamentación teórica. Antecedentes.

1.1. Fundamentación teórica.

1.1.1. La capa límite atmosférica.

La CLA (Atmospheric Boundary Layer, ABL, siglas en inglés) o capa límite planetaria (Planetary Boundary Layer, PBL, siglas en inglés) no tiene una manera precisa y universal de evaluar la interacción y proximidad de esta capa con la superficie terrestre. Por otra parte la bibliografía sobre este tema está llena de términos entre los que se encuentran por ejemplo, capa límite planetaria, capa límite atmosférica, capa convectiva, capa mecánica, capa de mezcla, de forma que ningún otro parámetro de la Ciencias Atmosféricas parece presentar tantos nombres.

La CLA se forma como consecuencia de la interacción entre la atmósfera y la superficie (tierra o mar) en una escala de tiempo que oscila entre una fracción de segundo y unas pocas horas. La influencia de la fricción superficial, el calentamiento terrestre o marítimo, etc., se transmite rápida y eficientemente a la totalidad de la CLA, mediante los mecanismos de transferencia o mezcla turbulenta; y en sentido inverso, el momento, el calor y la masa se transfieren, también, desde la CLA hacia la superficie mediante los mismos mecanismos. El espesor de la CLA presenta una gran variabilidad en tiempo y espacio, que va desde cientos de metros a kilómetros. Con un ciclo diario de temperatura, humedad, viento y niveles de contaminación (del orden de 2 a 10 m/s). El resto de la tropósfera, por encima de la CLA se le conoce como Atmósfera Libre (AF).

La CLA sobre la superficie terrestre, en regiones de altas presiones se comporta con una estructura más delgada que en regiones de bajas presiones, como lo muestra la Figura 1.1. En las regiones de alta presión, la subsidencia y divergencia transportan el aire hacia regiones de baja presión, donde a su vez, los movimientos ascendentes llevan el aire lejos de la superficie terrestre hacia regiones de grandes altitudes sobre la troposfera; por lo que en esta situación resulta difícil definir los límites de la CLA. A menudo se utiliza la base de las nubes para definir dicha capa.

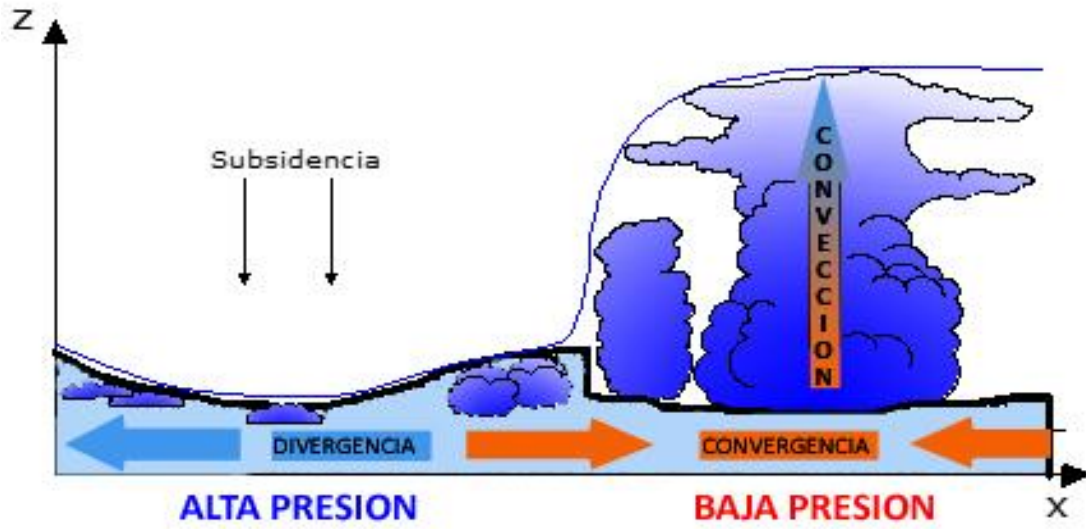


Figura 1.1 Esquema de variación de la capa límite atmosférica para alta y baja presión.

Sobre tierra, en regiones de altas presiones, la estructura de la CLA evoluciona con el ciclo diurno, como se muestra en la Figura 1.2 en varias capas con características turbulentas diferentes, como son: la capa superficial (CS), la capa de mezcla (CM) o capa de mezcla convectiva (CMC), la capa residual (CR), la capa estable nocturna o capa límite estable (CLE) y la capa límite interna térmica (CLIT).

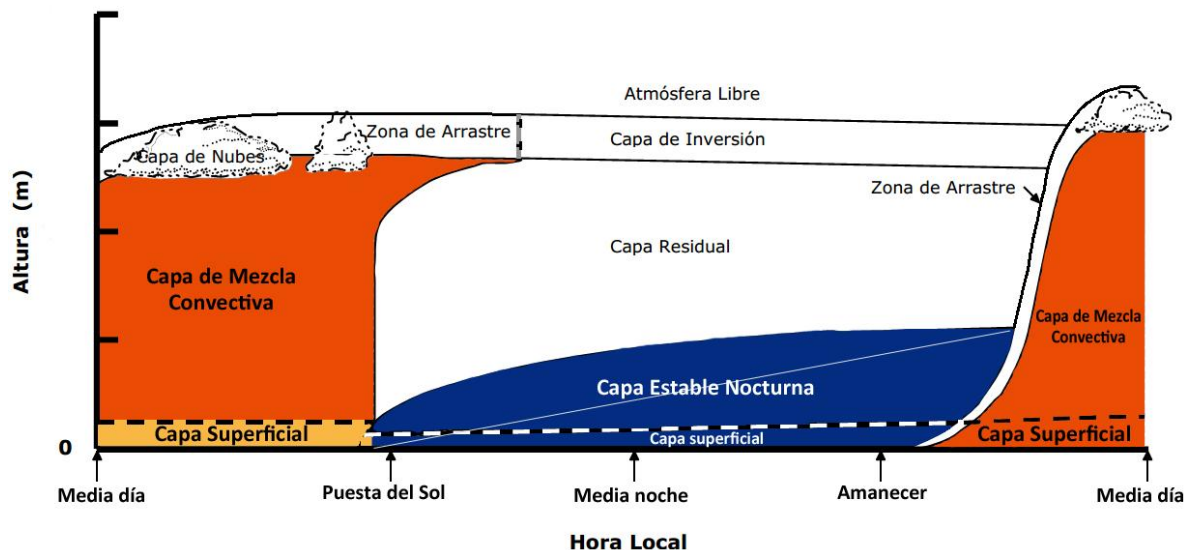


Figura 1.2 La estructura de la capa límite atmosférica en regiones sometidas a altas presiones sobre tierra: capa de mezcla muy turbulenta, capa residual menos turbulenta y una capa estable nocturna con turbulencia esporádica (Stull, 1988).

La altura de la CLA varía en un amplio rango de medidas, desde varias decenas de metros hasta un par de kilómetros, dependiendo del calentamiento de la superficie, de la fuerza del viento, de las características rugosas y topográficas de la superficie, de los movimientos verticales a gran escala y de la advección horizontal de calor y de humedad, entre otros factores.

En el transcurso del día, la irradiación solar incide sobre el suelo con mayor intensidad, desarrollándose convección térmica. Es decir, el aire caliente asciende, creándose una estructura de inestabilidad (turbulencia convectiva o térmica) en las capas bajas de la atmósfera. Otra fuente de turbulencia térmica, aunque menos activa, es la generada por la base de los cúmulos que actúan como un cuerpo negro radiando energía. Con el enfriamiento de los cúmulos también se enfría el aire que está en contacto con ellos, obteniéndose aire frío que desciende. Esta actividad turbulenta tiende a descender los gradientes de calor, de humedad y de momento, creándose una Mezcla Convectiva (MC).

Con la puesta del Sol las características diurnas de la CLA tienden a desaparecer produciéndose cambios estructurales y de comportamiento debido a que la misma se torna estable. La superficie terrestre no recibe irradiación solar, pero sí emite irradiación en onda larga (Ley de Stefan-Boltzmann). Consecuentemente, el suelo y el aire en contacto con él así como las capas más bajas de la atmósfera, se enfrían más rápidamente que el aire en las capas más altas, obteniéndose un aumento de la temperatura con la altura y, por tanto, una capa térmicamente estable. El aire con estratificación estable tiende a suprimir la turbulencia. A medida que aumenta la altura, la inversión se debilita o desaparece dando paso a la residual con estratificación neutral o indiferente de la mezcla, por convección del día.

La CLA presenta variación diurna con el aumento y disminución de su altura como consecuencia del calentamiento diurno y el ciclo de enfriamiento nocturno. El viento, la temperatura y otras propiedades de la CLA también experimentan, a su vez, una fuerte variación diurna.

1.1.2. Teorías semiempíricas de la turbulencia.

Entre las teorías semiempíricas más utilizadas en micrometeorología se encuentran la teoría del transporte del gradiente, análisis dimensional y la teoría de semejanza siendo estas últimas aplicadas también en otras áreas de la ciencia y la ingeniería.

1.1.2.1. Teoría del transporte del gradiente.

La aproximación más antigua y ampliamente usada a la hora de expresar las varianzas y covarianzas en función de otras variables, se basa en la analogía supuesta (hipotética) entre la transferencia molecular y la turbulenta, denominada aproximación del transporte del gradiente. La misma se asocia a los transportes turbulentos o flujos con los gradientes aproximados de las variables medias (velocidad, temperatura, etc.).

1.1.2.1.1. Hipótesis de difusividad.

El tensor de Reynolds puede expresarse como

$$\tau'_{ij} = -\rho K_m \frac{\Delta u_i}{\Delta x_j} \quad 1.1$$

Donde K_m se denomina coeficiente de intercambio de momento de los remolinos o, simplemente, viscosidad de los remolinos, que actúa como la viscosidad cinética molecular (ν). La ecuación (1.1) expresa varias componentes de los tensores de Reynolds en términos de los gradientes medios. En particular, cuando los gradientes medios en las direcciones (x e y) pueden ser ignorados en comparación con aquellos en la dirección (z) (aproximación usual en la capa fronteriza), tenemos las relaciones de la viscosidad de los remolinos para los flujos verticales de momento (ecuación 1.2).

$$u'w' = -K_m \frac{\Delta u}{\Delta z}; v'w' = -K_m \frac{\Delta v}{\Delta z} \quad 1.2$$

Se proponen relaciones semejantes para los flujos turbulentos de calor, de vapor de agua y de otros constituyentes de transferencia (por ejemplo contaminantes), que son análogas a las leyes de Fourier y de Fick de la difusión molecular de calor y de masa. La relación para el flujo vertical de calor se utiliza frecuentemente en micrometeorología bajo la expresión:

$$\theta'w' = -K_h \frac{\Delta\theta}{\Delta z}; \quad 1.3$$

Donde (K_h) se denomina coeficiente de intercambio o difusividad de calor de los remolinos.

Estas relaciones no se basan en ninguna teoría rigurosa, sino sólo en un supuesto intuitivo de la similitud entre la transferencia molecular y la turbulenta. Bajo circunstancias ordinarias se puede esperar que el calor en el fluido se dirija desde las zonas cálidas a las frías, casi en proporción al gradiente de temperatura. Similarmente, las transferencias de momento y de masa pueden esperarse que sean proporcionales a los gradientes medios. Sin embargo, estas expectativas no siempre están apoyadas por los datos experimentales de los flujos turbulentos, incluso en la capa fronteriza atmosférica.

La analogía entre la transferencia molecular y la turbulenta es a veces poco consistente y sólo cualitativa. Las difusividades de los remolinos son varios órdenes de magnitud mayores que las moleculares, señalando el dominio de la mezcla turbulenta sobre el intercambio molecular. Las mismas no pueden considerarse simplemente como propiedades del fluido; éstas son realmente propiedades de la turbulencia o el flujo que pueden variar ampliamente de un flujo a otro y desde una región a otra en el mismo flujo. Las difusividades antes mencionadas no muestran una dependencia aparente con las propiedades moleculares, tal como la densidad de masa, la temperatura, etc., y no tienen nada en común con las difusividades moleculares, salvo que tienen las mismas dimensiones.

A pesar de las limitaciones anteriores para aplicar la analogía entre la difusión molecular y la turbulenta, las ecuaciones (1.2 y 1.3) no necesitan ser restringidas porque ellas remplazan sólo un conjunto de flujos desconocidos por otros (difusividades de los

remolinos). No obstante, cuando se supone que las difusividades de los remolinos dependen de las coordenadas y los parámetros del flujo, se imponen ciertas restricciones. Luego, se constituye una teoría semiempírica que se basa en una hipótesis y siendo un tema a verificar experimentalmente.

La suposición más simple es que las difusividades de los remolinos son constantes en todo el flujo. Resulta que este supuesto da buenos resultados en los flujos turbulentos libres más allá de cualquier frontera, tales como los jets, los wakes y las capas de mezcla, y se utiliza frecuentemente, en la atmósfera libre. Pero cuando se aplica a las capas fronterizas conlleva resultados incorrectos. En general, el supuesto de constancia en las difusividades de los remolinos es bastante inaplicable cerca de una superficie rígida, estableciendo otra hipótesis razonable relacionando la variación de la difusividad de los remolinos con la distancia a la superficie. Por ejemplo, una distribución lineal de K_m en la capa superficial neutral funciona bastante bien. Existen sugeridas modificaciones en la distribución K en condiciones de estratificación térmica, que se basan en otras consideraciones teóricas y datos experimentales (Stull, 1988).

Entenderse otras limitaciones en la teoría K que aún no hemos mencionado. La noción básica del transporte del gradiente implicado en la teoría puede ser cuestionada. Hay situaciones prácticas donde los flujos turbulentos no están de ninguna manera relacionados con los gradientes locales. Por ejemplo, en una capa de mezcla convectiva el gradiente de la temperatura potencial llega a ser casi cero o ligeramente positivo, mientras que el calor es transportado verticalmente en cantidades significativas. Esto implicaría valores de K_h infinitos o incluso negativos, denominándose problema del contragradiante, indicando que la teoría K es inválida en estos casos. Incluso en otras situaciones, la especificación de las difusividades de los remolinos de una manera racional es bastante difícil, sino imposible. No obstante, la teoría es bastante útil y ampliamente llevada a la práctica.

1.1.2.1.2. Método local y no local

Para tratar el problema de la indeterminación existen dos metodologías: local y no local. Ninguna de las dos es exacta, pero ambas describen bien las situaciones físicas para las que se diseñan sus parametrizaciones.

Para la clausura local, una cantidad desconocida en un punto del espacio se parametriza mediante los valores y/o los gradientes de cantidades conocidas en el mismo punto. Así, la clausura local supone que es análoga a la difusión molecular.

Para la clausura no local, la cantidad desconocida en un punto se parametriza por cantidades conocidas en muchos puntos del espacio. Esto supone que la turbulencia es una superposición de remolinos, cada uno de ellos transporta fluido como un proceso de advección.

Cuando se supone que K no depende de z , la teoría K utiliza el método local, por el contrario, si suponemos que K depende de z , la teoría K se convierte en la teoría espectral de la difusividad.

1.1.2.2. Análisis dimensional.

El análisis dimensional es una simple, pero, potente herramienta para investigar una variedad de fenómenos físicos y establecer relaciones útiles entre diferentes variables y parámetros, basándose en las dimensiones del problema. Se define un conjunto fundamental de dimensiones, tales como la longitud (L), el tiempo (T), la masa (M), etc., y se expresan las dimensiones de todas las cantidades involucradas en términos de las dimensiones fundamentales. Una representación de las dimensiones de una cantidad o un parámetro en términos de las dimensiones fundamentales constituye una fórmula dimensional. Si los exponentes en una fórmula son todos nulos, el parámetro en consideración es adimensional. Se pueden formar parámetros adimensionales a partir de combinaciones apropiadas de las cantidades cuantitativas; por ejemplo, el número de Reynolds $Re = VL\rho/\mu$ es una combinación adimensional de la velocidad de un fluido (V), la escala de longitud característica (L), la densidad (ρ) y la viscosidad μ .

Los grupos adimensionales tienen especial importancia en cualquier análisis dimensional donde el objetivo principal sea buscar ciertas relaciones funcionales entre varios parámetros adimensionales. Hay diferentes razones para considerar grupos adimensionales en lugar de variables o cantidades dimensionales.

Primero, las expresiones matemáticas de las leyes físicas fundamentales son dimensionalmente homogéneas (todos los términos en una expresión o ecuación tienen las mismas dimensiones) y pueden escribirse de forma adimensional simple bajo una elección apropiada de las escalas para normalizar las diferentes cantidades.

Segundo, las relaciones adimensionales representadas en matemáticas o de forma gráfica son independientes del sistema de unidades usado y ellas facilitan las comparaciones entre los datos obtenidos por diferentes estudios en diferentes localizaciones e instantes de tiempo.

Tercero, y quizás la razón más importante para trabajar con parámetros adimensionales, es que la no dimensionalidad siempre reduce el número de parámetros que están involucrados en una relación funcional. Esto procede del teorema de Buckingham pi (Kaimal y Finnigan, 1994), que establece que si m cantidades (Q_1, Q_2, \dots, Q_m), que involucran n dimensiones fundamentales, forman una ecuación dimensionalmente homogénea, la relación puede siempre expresarse en términos de $m-n$ grupos adimensionales independientes ($\Pi_1, \Pi_2, \dots, \Pi_{m-n}$) construidas de las m cantidades originales. Así, la relación dimensional fundamental

$$f(Q_1, Q_2, \dots, Q_m) = 0 \quad 1.1$$

es equivalente a la relación adimensional

$$F(\Pi_1, \Pi_2, \dots, \Pi_{m-n}) = 0 \quad 1.2$$

En particular, cuando sólo se puede formar un grupo adimensional de todas las cantidades, es decir, cuando $m-n = 1$, el grupo debe ser una constante, porque no puede ser una función de cualquier otro parámetro.

1.1.2.3. Teoría de semejanza.

El análisis dimensional son meros formalismos matemáticos y no tratan directamente con la física del problema. Para utilizarlos, se tiene que conocer o especular correctamente sobre las cantidades relevantes implicadas en cualquier relación empírica o matemática deseada, empleando la física y la información experimental disponible. Esto constituye una hipótesis verosímil de la dependencia de una variable deseada con un número de variables independientes o parámetros físicos. Este primer paso es crucial en el desarrollo de una teoría de semejanza verosímil basada en el análisis dimensional. Por otro lado, no se puede ignorar ninguna de las cantidades importantes, que realmente dependen del fenómeno, o de la variable en investigación, porque esto podría conducir a relaciones completamente erróneas y no físicas. Además, si se incluyen cantidades innecesarias e irrelevantes en la hipótesis de semejanza original complicarán el análisis, constituyendo varias relaciones funcionales extremadamente difíciles, sino imposibles.

Cuando el número de variables independientes y parámetros crece en la hipótesis original, no sólo el número de grupos adimensionales independientes aumenta sino que también las posibles combinaciones de las variables que forman tales grupos se amplían. La posibilidad de determinar experimentalmente sus relaciones funcionales llega a ser progresivamente remota cuando el número de grupos adimensionales crece más allá de dos o tres.

En consecuencia, es siempre deseable mantener el número de variables independientes en un mínimo, en consistencia con la física. Algunas veces, se exige romper con el dominio del problema o el fenómeno en investigación en diferentes dominios más pequeños, de modo que las hipótesis de semejanza más simples pueden formularse para cada uno de ellos separadamente. Por ejemplo, una teoría de semejanza generalizada de la capa fronteriza tendrá que incluir todos los posibles factores influyentes en la capa límite en todo el rango de condiciones encontradas y, consecuentemente, será muy poco manejable para el uso práctico. La capa fronteriza atmosférica se divide, habitualmente, en una capa superficial y otra exterior para el análisis dimensional y las consideraciones de semejanza. Aún más dentro de esta división se puede fragmentar el régimen del flujo

de acuerdo con la estabilidad (por ejemplo, capa superficial estable, neutral y convectiva) y baroclinidad (por ejemplo, barotrópica y baroclínica).

Las relaciones funcionales entre los grupos adimensionales que surgen del análisis dimensional se denominan relaciones de semejanza. A la hipótesis original, que precede al análisis dimensional, se le denomina hipótesis de semejanza y al análisis basado en el mismo se le denomina análisis o teoría de semejanza.

1.1.2.3.1. Teoría de semejanza de Monin-Obukhov.

La capa superficial atmosférica bajo condiciones neutrales se caracteriza por un perfil de viento logarítmico y perfiles de flujo de momento y desviaciones estándar de las fluctuaciones turbulentas de la velocidad casi uniformes (con respecto a la altura). La condición de estabilidad neutral es una excepción más que una norma en la baja atmósfera.

La teoría de semejanza de Monin-Obukhov ha suministrado el esqueleto más adecuado y aceptable sobre un marco semiempírico en la descripción cuantitativa de la estructura media y turbulenta de la capa superficial estratificada. También para la organización y presentación de los datos micrometeorológicos, así como para la extrapolación y predicción de cierta información meteorológica cuando no se dispone de las medidas directas.

1.1.3. Estabilidad atmosférica.

El aire en la atmósfera tiende a ascender o descender debido a gradientes de temperatura producidos por la radiación solar, que al calentar la superficie transfiere energía hacia la atmósfera y la presión atmosférica que al descender con la altitud produce que el aire se expanda y enfríe. En la atmósfera, dichos procesos de ascenso y descenso ocurren tan rápido que no da lugar a un intercambio eficaz de calor con el exterior del sistema; a éstos procesos se les conoce como adiabáticos. Así, toda compresión adiabática produce calentamiento y una expansión producirá enfriamiento.

La estabilidad estática es una medida de la capacidad de convección y flotación (Stull , 1988). La atmósfera es inestable si las capas inferiores de masa de aire que la componen

se calientan, mientras que las capas superiores se enfrían o simplemente se tiene un gradiente vertical de temperatura significativo (Figura 1.3a) que sea superior al gradiente adiabático, es decir, al que se podría esperar si solo se tomara en cuenta la presión atmosférica. Si consideramos una parcela de aire que se desplaza de manera ascendente, cuando llega a otro nivel superior en el cual se encuentra con un sistema de temperatura más baja, se expande y continúa subiendo, de igual manera sucede si la parcela de aire se desplaza de manera descendente. A este comportamiento se le llama convección y es aquí donde se genera la turbulencia de una manera considerable. En otro caso, cuando la temperatura de una masa de aire incrementa con la altura, la parcela de aire que sube no puede expandirse, puesto que se encuentra con un entorno más caliente y tenderá a volver a su lugar original. Si por el contrario la parcela de aire desciende, se encontrará con un entorno más frío lo que provocará que también regrese a su estado original. A este estado de la atmósfera se le llama estabilidad (Figura 1.3b). Ésta capa es muy sensible a cambios en la superficie del terreno, su estratificación dificulta los intercambios turbulentos.

Por último, considerando un proceso adiabático (temperatura constante), la parcela de aire que se mueve de forma ascendente o descendente quedaría estable al pasar de un nivel a otro (Figura 1.3c). A este proceso se le llama estado neutral (Zhou Liu en 2001).

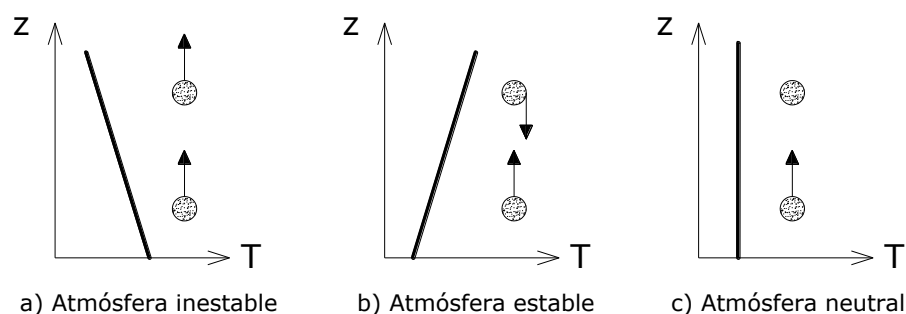


Figura 1.3 Los tres estados de la atmósfera (a) inestable, (b) estable y (c) neutra

De una manera muy general, la atmósfera presenta un ciclo de estabilidad. Durante la mitad del día (11:00 a 17:00) se presenta inestabilidad atmosférica y en la noche (20:00 a 07:00) condiciones de estabilidad. En el periodo de transición de uno a otro proceso a menudo se interpreta como condiciones de neutralidad o cuasi-neutralidad. Sin embargo,

para un día nublado podría presentarse neutralidad atmosférica durante todo el día (Rohatgi et. al en 1994).

La inestabilidad convectiva es causada por el aumento del gradiente térmico entre las partes inferiores y superior de toda una columna de aire en ascenso en la parte de arriba. Al saturarse la base, se enfriará, en el ascenso, más lentamente que los niveles superiores, lo que incrementará la diferencia térmica entre los extremos de la columna (y un gradiente térmico vertical alto, superior a $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$, es lo que define la inestabilidad atmosférica, con cualquier humedad del aire). El caso contrario al descrito recibe, a veces, la denominación de estabilidad convectiva.

1.1.4. La convección atmosférica.

La convección es definida como forma de intercambio de calor y masa – en contraste con la conducción y la radiación – la convección ocurre extensamente en la atmósfera, y se produce cuando una capa horizontal de aire pierde estabilidad estática. (Carnesoltas, 2010).

Los procesos convectivos tienen una importancia primordial en las Ciencias Meteorológicas y su investigación continúa siendo de total actualidad. Durante la primera mitad del siglo XX y en épocas anteriores, su carácter fue más bien descriptivo, ya a mediados del pasado siglo aparecen trabajos con hipótesis sólidamente fundamentadas, que son las que actualmente constituyen las principales bases teóricas. Con el desarrollo de los medios de cómputo aparecieron los modelos analíticos y numéricos que han permitido, no sólo encontrar explicaciones para conocer las características particulares en la atmósfera, sino además, descubrir algo trascendental que cambió radicalmente la idea que se tenía hasta ese momento, esto es, la existencia de estructuras altamente organizadas inmersas en el caos turbulento de la capa fronteriza atmosférica. Por lo anterior, todos los investigadores del tema, si bien deben estar actualizados de los últimos adelantos en la modelación con las publicaciones recientes, están obligados a acudir a los autores clásicos los que sentaron las bases teóricas de la convección en la atmósfera.

Debido a que el principal tipo de información utilizado en la presente tesis son los datos procedentes del radar meteorológico, a continuación se muestran dos ejemplos de clasificaciones establecidas a partir de este tipo de observación:

Fraile et al, (2001): a partir de datos de reflectividad del radar meteorológico diferencia entre:

- a) Tormenta unicelular: cuando existe un contorno de reflectividad ($Z \geq 45$ dBZ, durante un tiempo de más de 5 minutos.
- b) Tormenta Multicelular: en este caso existen dos o más contornos de $Z \geq 45$ dBZ con una duración superior a 5 minutos.
- c) Supercelular (unicelular): existe un contorno de $Z > 45$ dBZ con una duración superior a 50 minutos.
- d) Supercelular multicelular: cuando hay dos o más contornos de Z mayor a 45 dBZ y con una duración superior a 50 minutos.

En este contexto es donde aparecen las diferentes definiciones y clasificaciones de la convección:

Convección libre y forzada, profunda y poco profunda, simétrica y lineal, etc. Los sistemas convectivos que se desarrollan en capas horizontales de aire con estratificación inestable, con un espesor entre 2–3 km, son llamados “sistemas convectivos poco profundos” (Veltishchev en 1990). En esta definición, por ejemplo, es necesario tener en cuenta que la altura que alcanza la corriente convectiva relacionada con el tope de la nube que genera, va a depender de la latitud, así en los trópicos puede ser mayor.

1.1.4.1. La convección poco profunda.

El análisis de la estabilidad por la teoría lineal de la convección (Veltishchev en 1990), ha mostrado que cuando se supera un cierto valor crítico del número de Prandtl (Pr), el sistema pierde estabilidad y ocurre la convección para un valor particular del número de onda (k_c).

Las características típicas de la convección poco profunda, son sistemas que se desarrollan en capas de aire horizontal con estratificación inestable, entre 2 y 3 km de espesor.

El tipo de estructura organizada que se desarrollará en la CLA (Emanuel en 1994) va a depender de las combinaciones no lineales entre los números adimensionales *Rayleigh*, *Richardson* y *Prandtl*.

El tipo de convección en celdas longitudinales puede ser observado por las llamadas “calles de nubes”. La mejor explicación de la organización de este tipo de patrón de nubes es asumir la existencia de circulaciones en forma de vórtices horizontales contra - rotatorios con sus ejes orientados aproximadamente a la dirección del viento general. Las nubes aparecerán sobre las ramas ascendentes de la circulación, mientras que las áreas sin nubes corresponden a las ramas descendentes de la circulación. De esta forma, se puede decir que las calles de nubes constituyen la única posibilidad natural de observar las circulaciones que existen por debajo de ellas. Los diferentes medios de observación así lo confirman.

En dependencia del lugar que ocupen las corrientes ascendentes y descendentes en las celdas convectivas, se clasifican como cerradas y abiertas. En las Celdas de Rayleigh – Bénard (CRBs) cerradas el aire ascendente se encuentra en el centro y el descendente en los bordes. Por el contrario, en una CRB abierta el aire asciende por los bordes y desciende por el centro de la celda.

Las CRBs cerradas ocurren en capas inestables de poco espesor (1,4 km), el gradiente vertical en la capa convectiva es de $0,8\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, por encima está limitada por una inversión de unos 0,8 km de espesor con un gradiente de $-1,16\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, sobre el océano las velocidades del viento en superficie de 9,0 m/s.

Las CRBs abiertas se desarrollan en capas de estratificación inestable con 1–3 km de espesor. Las dimensiones horizontales de las celdas varían entre 10 y 100 km, pero son más frecuentes entre 30–40 km. La razón entre su diámetro y su espesor varía desde 7:1 hasta 35:1, con un valor medio, de acuerdo a los autores de 16:1.

No hay una relación bien definida entre el diámetro de la celda y el espesor (para ello se emplean los métodos observacionales). El gradiente medio de temperatura en la capa convectiva es de $0,833\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, como regla se observa una capa de inversión sobre la capa convectiva con un gradiente medio de $-0,15\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ y un espesor de $0,5\text{ km}$. La velocidad promedio del viento sobre la superficie del océano de $11,0\text{ m/s}$.

Las calles de nubes convectivas se desarrollan en capas de aire con estratificación inestable con $1\text{--}3\text{ km}$ de espesor con una inversión sobre el tope. Las dimensiones horizontales (distancia entre los ejes de dos calles de nubes contiguas) varían sobre tierra entre $6\text{--}10\text{ km}$ y $6\text{--}15\text{ km}$ sobre los océanos; el promedio del espesor de la capa convectiva es de $2,3\text{ km}$ con una inversión encima de $0,9\text{ km}$ de espesor promedio. El gradiente promedio de temperatura en la capa convectiva es de $0,36\text{ }^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, la relación entre las dimensiones horizontales de las calles y el espesor de la capa convectiva es de $5:1$ como promedio, en latitudes medias es de $2,1:1$ a $6,5:1$ LeMone en 1973.

Los rollos convectivos horizontales (HCRs) son una de las formas más comunes de la convección en la CFA, y tanto los trabajos teóricos, como de laboratorio (Rayleigh en 1916); (Schluter et al en 1965); (Krishnamurti en 1970); (Agee en 1973), han mostrado que son la primera solución de estado del campo de los fluidos, cuando los valores de las relaciones adimensionales que los describen, superan sus correspondientes valores críticos. Los HCRs ocurren con ausencia de viento, o una velocidad horizontal constante del mismo orden de la simetría vertical existente.

Hasta el momento, tres causas se suponen deben ser las responsables de la formación de tales celdas longitudinales: la inestabilidad del punto de inflexión, la inestabilidad paralela, y la inestabilidad térmica. Las dos primeras son dinámicas y la última convectiva. Las observaciones han mostrado que las estructuras tanto de uno u otro origen, son bastante similares, poseen longitudes de onda casi iguales, sin embargo, su orientación con respecto a la dirección del flujo general puede variar más de 30 grados y la intensidad va a depender de la fuente de energía. Además de las tres causas anteriormente mencionadas, también es necesario tener en cuenta que los rollos tienen ganancia o pérdida de energía a partir de la interacción con la escala turbulenta y con la turbulencia a escala de los propios rollos. La consideración de que las estructuras horizontales HCRs pueden ser tratados como bidimensionales, significa que los gradientes a las escalas

sinóptica y turbulenta son pequeños comparados con los de la estructura, y que se omite la subsidencia de la escala sinóptica.

Las CRBs y los HCRs son capaces por sí solos de provocar convección poco profunda, por calentamiento superficial. El hecho de que cada uno de estos tipos de estructuras coherentes obedece a determinadas condiciones del entorno, hace que resulte posible predecir los lugares más probables donde aparecerán y se desarrollarán las nubes convectivas originadas por el calentamiento superficial diario, a partir de la determinación anticipada de las condiciones que tendrá el entorno. Esto incluye la posibilidad de conocer, si las condiciones son adversas, de la probabilidad de que no surjan nubes convectivas o que tengan poco desarrollo.

1.1.4.2. La convección profunda.

Los Sistemas Convectivos que alcanzan la totalidad de la tropósfera, en ocasiones hasta la estratósfera baja fueron definidos por Carnesoltas, (2009) como convección profunda.

Los ingredientes necesarios para que aparezca dicha convección son:

- Que el entorno sea condicionalmente inestable.
- Que exista suficiente humedad para que las burbujas, caso de ser forzadas a ascender, puedan alcanzar el nivel de convección libre (NCL).
- Que esté presente un mecanismo de forzamiento o de disparo para elevar la burbuja hasta el NCL.

Uno de los principales criterios para definir la convección profunda es que la corriente ascendente de origen térmico logre superar el nivel de convección libre. Ni las celdas abiertas, ni los HCRs por sí solos, son capaces de generar convección profunda, ya que no disponen de la suficiente cantidad de energía que requiere la corriente ascendente para alcanzar el NCL. Sin embargo, cuando las ramas ascendentes de los HCRs interactúan con la pendiente del frente de la brisa de mar, o con la discontinuidad que genera el flujo de salida en superficie una celda abierta, sí se logra alcanzar el NCL. En

este caso, de existir suficiente humedad, aparecerán las nubes de gran desarrollo vertical en breves intervalos de tiempo.

Las celdas abiertas se observan por lo general sobre tierra a lo largo de las ramas ascendentes de los propios HCRs, haciendo que una de las nubes de la línea se disipe, generando una salida de aire frío por debajo de la nube en disipación, que al llegar a tierra se dispersa hacia los lados y hace crecer rápidamente las nubes que están a su alrededor.

1.2. Antecedentes de la investigación sobre la capa límite atmosférica.

Los investigadores Von Karman y Prandtl en el período 1930-1938 enunciaron la hipótesis de longitud de mezcla para su aplicación directa en la atmósfera utilizando los conceptos de difusividad y de los gradientes de flujo basándose en la analogía con la transferencia molecular. Aunque los resultados de las investigaciones de Kolmogorov en 1941 se conocieron en el mundo científico occidental años más tarde, este investigador hizo una importante contribución al conocimiento de la turbulencia a pequeña escala y los procesos de transferencia de energía desde las escalas más grandes hasta las más pequeñas. Así, según Kolmogorov, los elementos responsables de la mezcla que tiene lugar en la atmósfera son los remolinos turbulentos, y los movimientos turbulentos están constituidos por perturbaciones de un régimen promedio cuyos tamaños varían de forma continua desde la escala máxima de movimiento hasta la escala viscosa. Dichos remolinos, de enorme eficacia para la mezcla de las propiedades atmosféricas, se originan cerca del suelo como consecuencia del efecto producido por la cizalladura del viento y por el calentamiento del aire en contacto con la superficie terrestre.

En la década de los años 50 y a principio de los años 60 del siglo pasado, se realizaron grandes avances en el conocimiento de los procesos turbulentos bajo condiciones de flotabilidad y se desarrollaron las relaciones de flujo-gradiente. Así, en 1954 nace la teoría de semejanza de Monin y Obukhov de la capa superficial y la teoría de semejanza de Kazanski y Monin, en 1960 y 1961, para la capa límite. Entre los años 1960 y 1980 se realizaron grandes despliegues instrumentales de cuyos resultados se obtuvieron importantes parametrizaciones. Entre ellos, destaca el experimento de Wangara en 1967, el de Kansas en 1968 y el de Minnesota en 1973.

Echols, W. T. y N. K. Wagner en 1972, presentaron un trabajo en el cual se basaron en mediciones de viento con anemómetros de tres copas colocados en dos torres de 32 m cercanas a la costa de Texas, las cuales se nombraron “beachtower” y “canal tower”, ubicadas aproximadamente perpendiculares a la costa, a 90 metros y a 4.8 km respectivamente. Tomando en consideración únicamente aquellos datos con velocidades mayores a 1 m/s se sacaron perfiles promedios cada 12 min. Ellos hablan de perfiles que se ajustaban a líneas rectas (en un gráfico semi-logarítmico), excepto en los casos en los cuales se presentó una discontinuidad debido a la formación de la capa límite interna. Los valores de rugosidad superficial que obtuvieron para la “beachtower” durante el día fueron de 3 y 4 cm, mientras que para la noche fue de 5 cm y para la “canal tower” obtuvieron en el día de 0.8 – 1.5 cm y para la noche de 1.5 – 3 cm. Un aspecto importante para el presente trabajo que se realizó en dicho estudio es la determinación de la altura de la capa límite interna, la cual calcularon extrapolando las regiones donde el perfil vertical semi-logarítmico se aproxima a líneas rectas. Se tomó la altura de la capa límite interna como el punto donde ambas líneas rectas se intersectan.

Una de las primeras referencias en las que aparece el término capa de mezcladata de 1964. El artículo escrito por G.C. HOLZWORTH en 1964 es una ineludible referencia clásica en estudios sobre esta capa de aire. Más adelante, aparece el término capa límite convectiva, término que utilizó Tennekes, H. en 1973 en unos de los artículos más novedosos y difundidos sobre la parametrización de esta capa se han publicado en el siglo XX.

Desde entonces, los avances conseguidos en el conocimiento de la estructura de la capa límite se deben en gran medida, al uso de modelos numéricos y a la aplicación de la teoría de cierre de orden superior para la resolución del movimiento turbulento en la atmósfera real. En este sentido, el avance científico ha estado muy unido al desarrollo informático, lo que ha permitido obtener resultados con un alto contenido de complejidad matemática en tiempos de computación considerablemente más cortos.

1.3. Investigaciones realizadas en Camagüey, Cuba.

La CLA de Camagüey ha sido motivo de estudio de diferentes investigadores cubanos por las características topográficas de la región.

Betancourt et. al en 1997 determinan la estacionalidad de las inversiones de temperatura que son más frecuentes a las 01: 00 y 07: 00 hora local y las grandes inversiones de temperatura son más frecuentes en las capas por encima de 1 Km.

Roque et al., en 1998 expresan el comportamiento estacional diario de la velocidad máxima del viento en los primeros 3 Km de capa límite atmosférica, basados en los datos de radiosondas, obtenidos en la región La Quebrada entre los años 1989 y 1991, así como los datos del chorro de bajo nivel y la coincidencia de este fenómeno con las capas de inversión de temperatura.

Amaro et al., en 2001 analizan la influencia del comportamiento del viento en la capa baja atmosférica, hasta los primeros 500 m de altura, en la dispersión de la contaminación y su impacto en la superficie del terreno, y además aplican una metodología novedosa a la serie relativamente larga de sondeos de la estación Camagüey para obtener las matrices de frecuencia a los 100, 200, 300, 400 y 500 m de altura sobre el nivel de la estación.

Carnesoltas et al., en 2009 encuentran que los parámetros que mejor identifican la existencia de sistemas locales de convección organizada son la vorticidad, las tensiones de Reynolds y la transferencia turbulenta de calor de acuerdo a Von Karman, seguidas de la longitud de Monin–Obukhov, mientras que los números adimensionales de Prandtl, Rayleigh y de Richardson, permiten caracterizar las condiciones del flujo.

Carnesoltas et al., en el 2011 logran como resultado que los valores positivos de la velocidad vertical se establecen como condición necesaria para el inicio de la convección. También encuentran que el número de Rayleigh es un indicador del tipo de convección que se forma en la atmósfera, mientras que el número de Richardson es un indicador de la intensidad del mismo.

Capítulo II: Materiales y métodos.

2.1. Descripción físico-geográfica de la región de estudio.

La región de estudio es la provincia de Camagüey, la cual presenta las siguientes características físico - geográficas. Se encuentra ubicada en la región centro oriental de Cuba. Su relieve es predominantemente llano, con elevaciones de 250 - 330 metros y la mayor elevación es el Cerro Tuabaquey con 330 metros de altura sobre el nivel del mar. El clima es de bosques monzónicos estacionalmente húmedos y con algunos rasgos de semi-continuales. La temperatura media anual oscila entre 24° y 26°C y humedad relativa del 75-80%. Se distinguen dos periodos, uno lluvioso (de mayo a octubre) y uno poco lluvioso (de noviembre a abril). Tiene una vegetación natural de bosques perennifolio y semideciduo, mesófilo, vegetación secundaria de bosques, matorrales y herbazales.

El viento medio determinado durante un año de mediciones de la torre de gradiente de Camagüey es de 2.65, 4.23, 5.05, 6.31 m/s a 10, 30, 50 y 100 m de altura respectivamente (A. Roque, 2008).

2.2. Datos utilizados.

La torre de gradiente de Camagüey se encuentra ubicada en los 21°21' de latitud N y los 77°52' de longitud W, a 110 m sobre el nivel del mar, en el municipio de Camagüey. La misma tiene una altura total de 219 m (figura 2.1) y fue montada sobre un relieve de llanura ondulada y ambiente semiurbano sobre un suelo medianamente arcilloso.

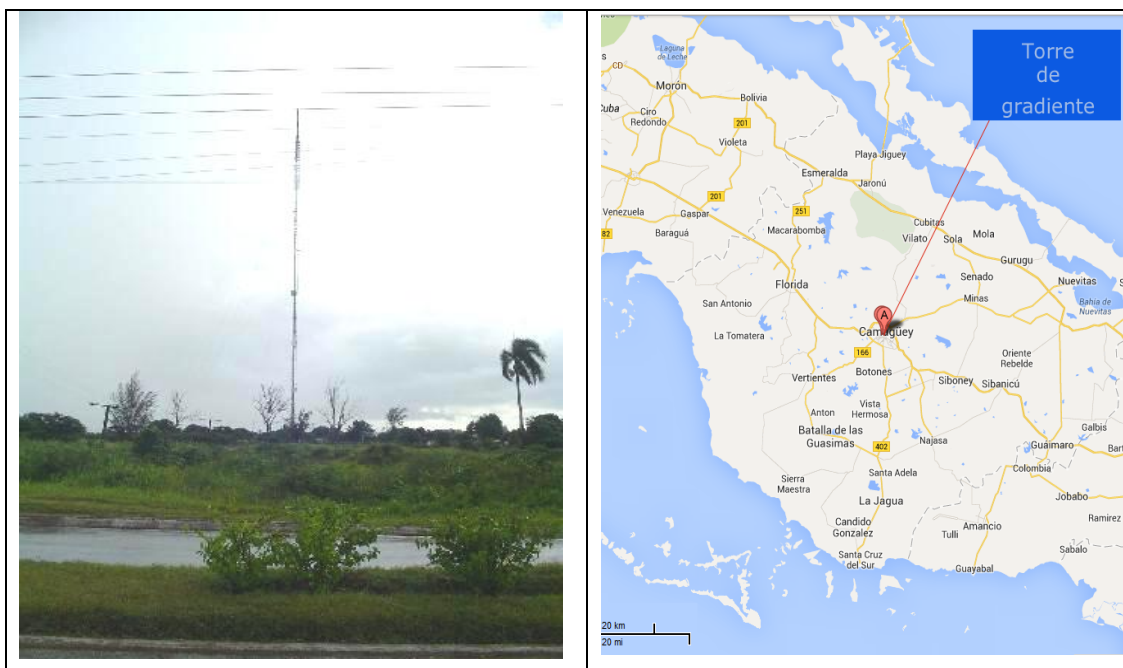


Figura. 2.1. Fotografía de la torre de gradiente de Camagüey y mapa con su ubicación.

Los datos en la torre de gradiente se tomaron a intervalos de 10 minutos, a partir del mes de Marzo a Septiembre, Noviembre del 2007, los meses Enero, Junio, Julio, Agosto se tomó para el año 2008 y los meses de Enero, Mayo, Junio y Septiembre del año 2009 en el horario diurnos comprendido desde las 08:00 hasta las 18:00 hora local lo que significa un total de más de 64000 muestras de cada variable.

Las variables tomadas en la investigación fueron la dirección y la rapidez del viento a 10, 30, 50 y 100m, la temperatura y la humedad relativa a 10 y 100 m sobre la superficie de la tierra, y la presión atmosférica a 10 m.

La descripción de la situación a escala sinóptica imperante para los días escogidos, se empleó de los resúmenes realizados en la campaña de lluvia artificial.

En la validación de los resultados se emplearon las observaciones por radar cada 15 minutos de los días tomados como casos estudio.

2.3. Instrumentos utilizados, precisión y control de calidad.

El anemómetro de cazoleta empleado para la medición de la rapidez del viento es un “Anemómetro Primera Clase, Thies/Germany”, que posee un rango de medición entre 0,3 y 75,0 m/s, una resolución de 0,05 m/s, velocidad de supervivencia de 85,0 m/s (máximo 30 min), a temperatura ambiente entre -50,0 y 80,0°C, y tiene como recomendación calibrar el mismo cada 24 meses.

La dirección del viento se obtuvo por medio de una Veleta Compacta, la cual tiene un rango de medición desde 0 hasta 360°; una exactitud de +/- 2°; una resolución de 1°; velocidad de supervivencia de 60,0 m/s, a una temperatura ambiente entre -30°C y +70°C.

La medición de la temperatura y la humedad se realiza con un Sensor de Temperatura y Humedad, que tiene un rango de medición en el caso de la temperatura de -30°C a +70°C y de la humedad de 0 a 100 %.

La medición de la presión atmosférica se realiza con un sensor del tipo Väisälä.

2.4. Información utilizada por el radar.

Para dar cumplimiento al objetivo de la investigación. La información que se usó corresponde a los datos adquiridos por el radar de Camagüey en el horario diurno comprendido desde las 08:00 hasta las 16:00 (hora local). Se analizaron 73 casos de ellos 53 fueron para el valor de $L < 0$ y 20 para $L > 0$. Los 53 casos con $L < 0$ se dividieron en 3 subgrupos consistentes en 18 casos con convección débil, 20 casos con convección fuerte y 15 casos con afectación sinóptica en el territorio. El área seleccionada para las comparaciones con los resultados obtenidos de la longitud de Monin-Obukhov está comprendida para la provincia de Camagüey. En la (figura 2.2) se muestra la distribución del área de estudio seleccionada con los datos del radar.

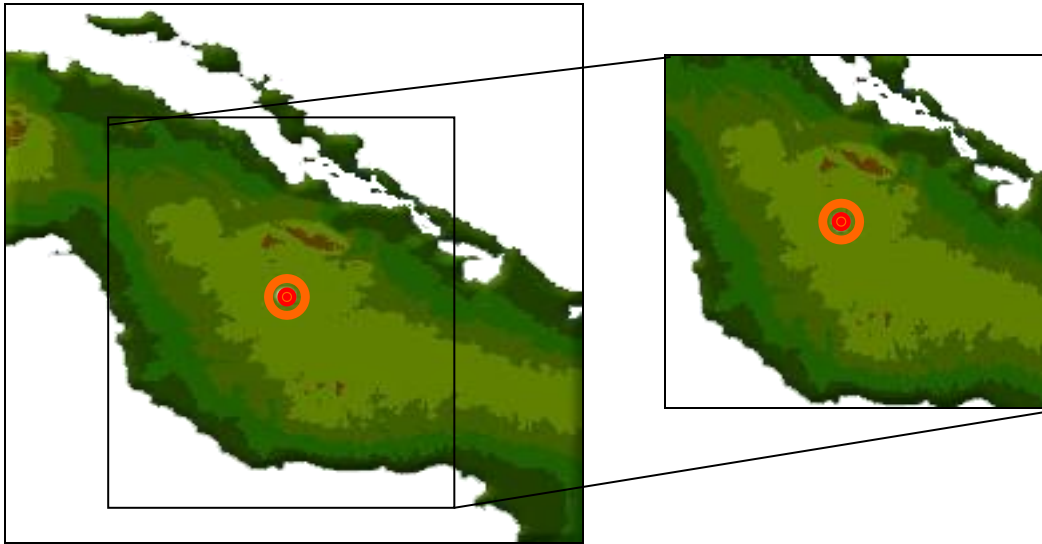


Figura. 2.1. Área de trabajo seleccionada de los datos del radar.

2.5. Métodos empleados.

El método empleado para detectar los sistemas locales de convección es, la comparación de los valores del parámetro de la longitud de Monin-Obukhov, con sus respectivos valores medios, relacionando las diferencias con la nubosidad convectiva detectada por el radar meteorológico, para los días y horas específicas.

El desarrollo de las expresiones para los flujos turbulentos de momentum, calor y humedad, partieron de la ecuación de la energía cinética turbulenta, mediante la explicada teoría de semejanza física.

2.6. Pasos metodológicos para la implementación de la propuesta.

1. Los datos primarios de la torre de gradientes se obtuvieron en formato tabla.
2. Se efectuó control de la calidad de los datos evitando los errores aberrantes.
3. Se utilizó la herramienta Microsoft Excel 2010 para realizar los cálculos de las ecuaciones necesarias para obtener los valores de la longitud de Monin-Obukhov.
4. Las observaciones de radar se obtuvieron de la red nacional de radares.

5. Con el software Vesta Proceso versión 1.0 se analizaron las imágenes del radar para definir los días con desarrollo convectivo débil o moderado, profundo, según los umbrales definidos por Gamboa et al., (1993):

Productos	Débil	Moderada y Profunda
Topes de las nubes (Km)	< 5	≥ 5
Máxima reflectividad (dBz)	< 20	≥ 20

Tabla. 2.1. Valores de topes y reflectividad máxima para determinar el tipo de convección.

6. Se seleccionaron los valores de la longitud de Monin-Obukhov que caen en el periodo diurno, horario en que tienen lugar los procesos convectivos.
7. Se agruparon los valores de Monin-Obukhov negativos y positivos de manera que durante el horario diurno la mayoría de los valores de L fueran positivos o negativos pero no los valores fluctuantes alrededor de cero.
8. Se separó los resultados en intervalos de casos y por periodos lluvioso y poco lluvioso.
9. Se realizó la prueba de hipótesis t-Student para determinar la pertenencia o no a una misma población de los casos pertenecientes a los subgrupos de $L < 0$.

2.7. Expresiones utilizadas para efectuar los cálculos.

En el cálculo de la tensión de vapor de agua (e_z) se utilizó:

$$e_z = 6.11 * 10^{\frac{7.5 * t_z}{t_z + 237.3}} \quad 2.1$$

Donde T_z es la temperatura.

La humedad específica (q_z) se determinó a partir de la tensión de vapor de agua:

$$q_z = 0.622 \frac{e_z}{p_z - 0.378 * e_z} \quad 2.2$$

La temperatura virtual (Tv_z) se calculó mediante:

$$Tv_z = (t_z + 273.159) * (1 + 0.61 * t_z) \quad 2.3$$

La temperatura potencial virtual (Θv_z) se obtuvo a través de:

$$\Theta v_z = Tv_z * \left(\frac{1000}{P_z} \right)^\gamma \quad 2.4$$

Donde la constante $\gamma=0.2856776$.

La temperatura potencial virtual media (Θv) es:

$$\Theta v = 0.5 * (\Theta v_{100} + \Theta v_{10}) \quad 2.5$$

2.8. Coeficientes de difusividad.

Los coeficientes de difusividad de momentum y calor que se utilizaron quedaron:

$$Km = k^2 z_g^2 \sqrt{\left(\frac{\Delta \bar{u}}{\Delta z} \right)^2 - 0.18 \left(\frac{g}{\bar{\theta}_v} \frac{\Delta \theta_v}{\partial z} \right)} \quad \left(z_g = \sqrt{z_1 z_2} \right) \quad 2.6$$

Donde (z_g) es la mediana de las alturas y ($\Delta \Theta v$) es la diferencia de las temperaturas potenciales virtuales en las alturas de (100 -10) m.

$$\frac{\Delta u}{\Delta z} = \left[\left(\frac{\Delta u}{\Delta z} \right)^2 + \left(\frac{\Delta v}{\Delta z} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad 2.7$$

Donde (u) es la velocidad meridional para la capa de (10 – 100) m, (v) es la velocidad zonal de la capa de (10 – 100) m, constituyen estas las componentes del viento y (z) la altura.

La difusividad turbulenta K_m , no sólo depende del fluido, sino también de la posición y la velocidad del flujo. La dependencia de ellos con la estructura del flujo es su mayor inconveniente, y son sólo válidos para las escalas más pequeñas que los gradientes medios. Estas desventajas pueden superarse en parte si se tiene en cuenta las ecuaciones para la evolución turbulenta de la energía cinética y el calor.

El coeficiente de difusividad de calor es (Kh) se halló por:

$$Kh = h * z_g^2 * \left| \frac{g * \Delta \theta_v}{\theta_v * \Delta z} \right|^{\frac{1}{2}} \quad 2.8$$

Donde $h=0.88$ (m^2/s) es la constante para la convección libre (Priestley, 1959), $g=9.78$ (m/s^2) es la aceleración de la gravedad.

2.9. La longitud de escala de Monin–Obukhov.

De manera que si aceptamos que el gradiente de flujo medio, donde L es la longitud de estabilidad definida por las ecuaciones siguientes:

$$Km * \frac{\Delta u}{\Delta z} = u_*^2 \quad 2.9$$

Donde el término izquierdo de la ecuación (2.9) es el coeficiente de difusividad turbulenta y u_* es la velocidad de fricción.

La velocidad de fricción se halló por:

$$u_* = k * \frac{\Delta u}{\Delta z} \quad 3.0$$

Donde (k) es la constante de Von Karman considerando su valor $0,34 \leq k \leq 0,41$ (m²/s).

$$Kh * \frac{\Delta \theta_v}{\Delta z} = - \frac{Q_0}{g * c_p} \quad 3.1$$

Donde el término izquierdo de la ecuación (3.1) es el coeficiente de difusividad térmica, (Q₀) es el calor y (c_p) calor específico a presión constante.

Considerando donde L es la longitud de estabilidad detallada por la expresión matemática siguiente:

$$L = - \frac{u_*^3}{k * \frac{g}{T} * \left(\frac{Q_0}{g * c_p} \right)} \quad 3.2$$

Se sustituyen las ecuaciones (2.9) y (3.1) en la ecuación (3.2) obtiene la ecuación siguiente para el cálculo de la longitud L:

$$L = \frac{\left(Km * \frac{\Delta u}{\Delta z} \right)^{\frac{3}{2}}}{k * \frac{g}{T} * \left(Kh * \frac{\Delta \theta_v}{\Delta z} \right)} \quad 3.3$$

Donde (T) es la temperatura a la altura de 100 m siendo esta altura para la cual se calculó L. La longitud L es proporcional a la altura sobre la superficie para la cual la flotabilidad domina sobre la producción mecánica de turbulencia (cizalladura).

Capítulo III: Caracterización de la longitud de escalas de Monin-Obukhov y su relación con los procesos convectivos.

3.1. Discusión de los resultados.

En la figura 3.1 se muestra la media mensual de la longitud de escala de Monin-Obukhov para los meses en que se realizaron mediciones en la torre de viento instalada en Jayamá para una altura de 100 m, en el mes de febrero no se realizaron mediciones en ninguno de los tres años. El período de inestabilidad en la capa límite se corresponde con los valores menores de cero de la longitud de escala de Monin-Obukhov (L), en el mes de enero estos valores se encuentran entre las 9:50 y 15:50, durante el período diurno, mientras que en la noche la capa límite permanece neutra alcanzando valores de L por encima de los 1500 m. En marzo el período de inestabilidad se sitúa entre las 8:10 y 16:40, con algunos períodos de estabilidad en el intervalo, L alcanza un valor promedio de -90 m en este tiempo. Al igual que en enero el período neutro se sitúa en las horas nocturnas pero con valores positivos de L por debajo a los del primer mes del año.

La inestabilidad en la capa límite aparece a partir de las 8:00 de la mañana, situación que se repite de marzo hasta el mes de agosto, extendiéndose los valores negativos hasta horarios de 14:00 a 16:00 de la tarde. Se destaca el mes de abril donde los elevados valores de L indican la presencia de una capa neutra durante la noche hasta inicios de la mañana y a partir del final de la tarde.

A partir de octubre la hora de inicio de la capa inestable comienza a las 10 de la mañana terminando la inestabilidad en horarios de 14:00 a 16:00 horas como en los meses anteriores. En el horario nocturno la longitud de escala se sitúa entre los 500 y 1000 m de mayo a septiembre, mientras que en octubre se sitúa por debajo de los 400 m y en noviembre y diciembre están por encima de los 1000 m, si tomamos este valor como umbral, en estos meses la capa límite permanece neutra.

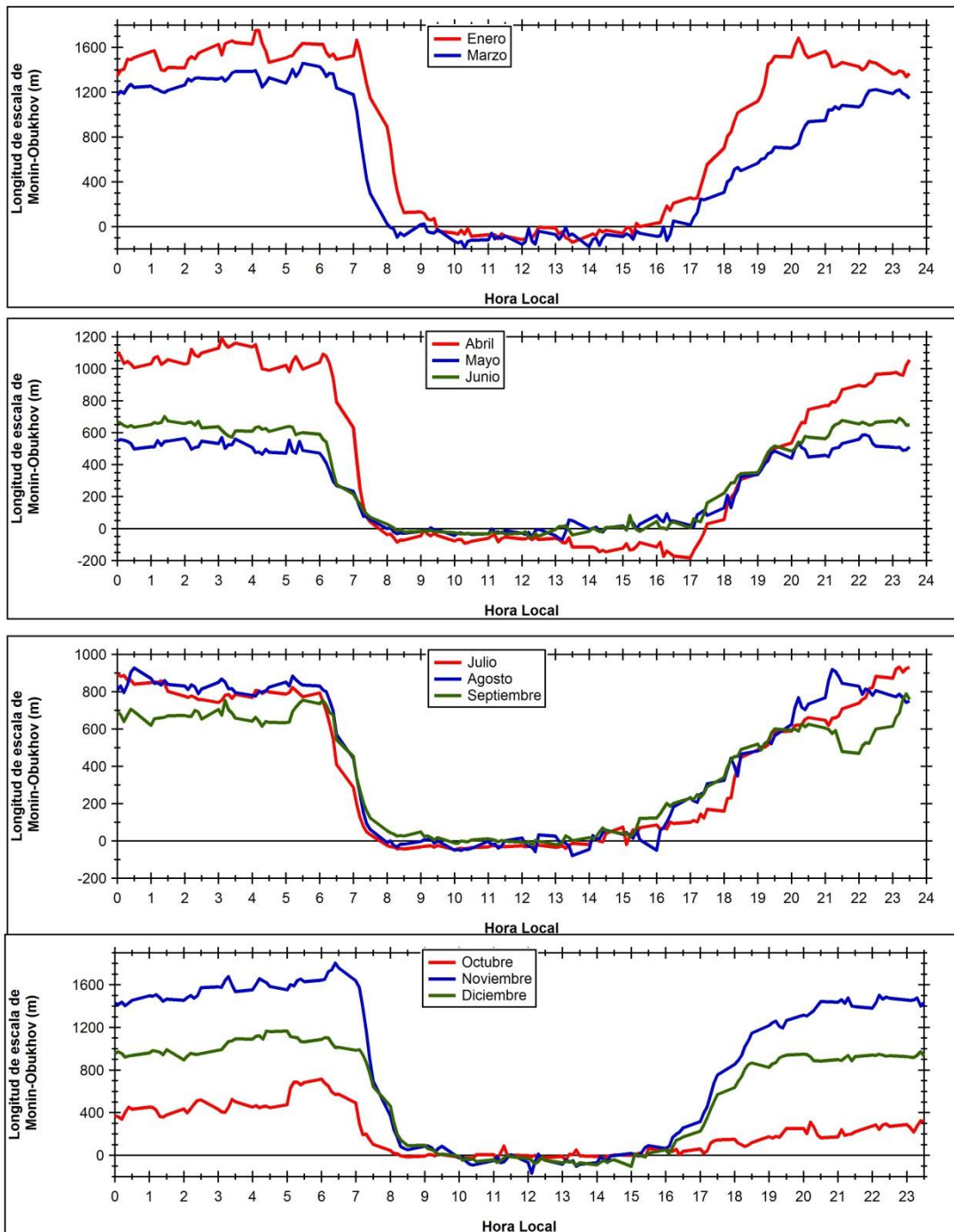


Figura 3.1 Variación de la longitud de Monin-Obukhov por mes.

Como resumen en la figura 3.2 se muestra las variaciones medias de la longitud de Monin-Obukhov durante los períodos lluvioso y poco lluvioso. Durante el período poco lluvioso la capa límite en la noche permanece neutra, L sobrepasa los 1000 m, mientras

que luego de la salida del sol, cerca de las 10 horas, alcanza valores negativos que oscilan alrededor de -40 m hasta aproximadamente las 16 horas. En el período lluvioso, en el horario nocturno los valores de L indican condiciones estables en la capa límite, alcanzando la inestabilidad en horas de la mañana hasta aproximadamente las 2 de la tarde. La diferencia en el horario de inicio de la inestabilidad puede estar asociado al calentamiento menos intenso que ocurre durante el período poco lluvioso con respecto al lluvioso, mientras que los valores negativos hasta aproximadamente las 14 horas se puede justificar por la mayor ocurrencia de cielos cubiertos durante el período lluvioso en horarios posteriores a las tres de la tarde. Cielos cubiertos mayores a 7/10 tienen lugar en más del 60% de los casos en el período lluvioso según análisis de los datos de nubosidad obtenidos de la estación actinométrica en más de 30 años.

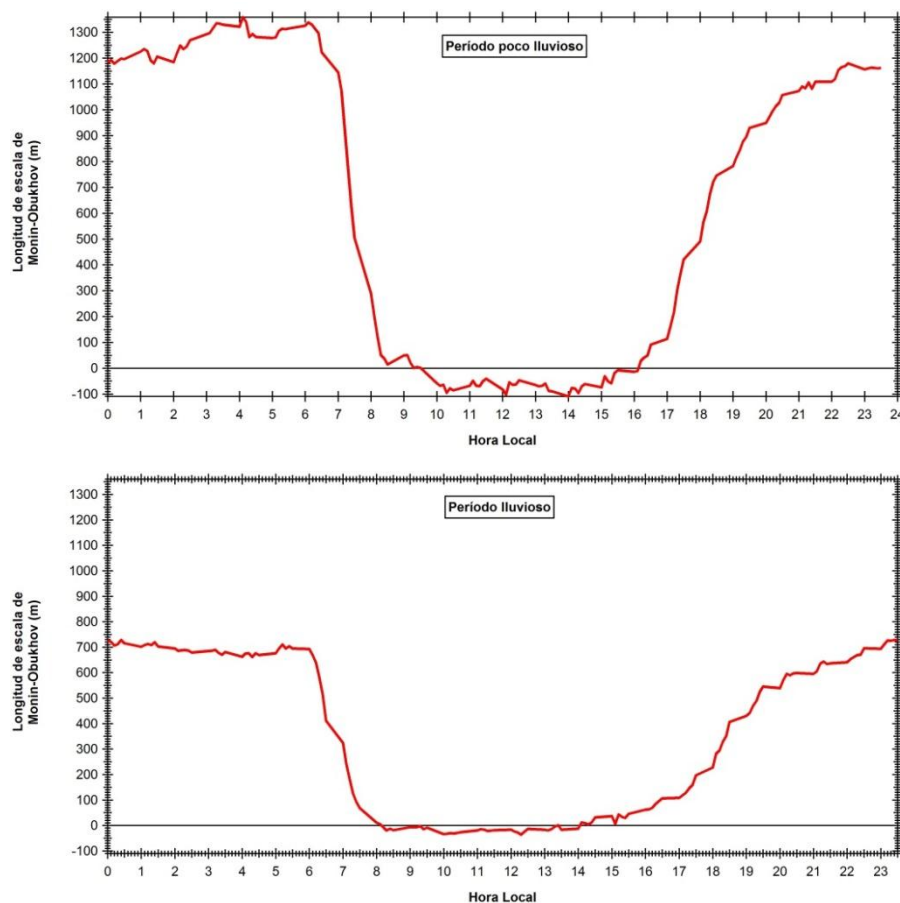


Figura 3.2 Variación media de la longitud de Monin-Obukhov para los periodos lluvioso y poco lluvioso.

Para determinar la relación entre L y la actividad convectiva se analizaron 73 casos que fueron seleccionados de manera que la mayoría de los valores de L fueran mayores o menores que cero, pero que no oscilaran alrededor de cero. Para las fechas que cumplían con esta condición se seleccionaron las observaciones del radar correspondientes a esos días y se subdividieron en dos grupos, los casos en que L es negativa y cuando es positiva. El primer caso, indicativo de inestabilidad, se dividió a su vez en tres subgrupos de acuerdo del análisis realizado, caso a caso, de las observaciones del radar. En el primer subgrupo se agruparon los casos (18) en que las observaciones del radar indicaban la ocurrencia de actividad convectiva débil, en el segundo la presencia en el territorio de actividad convectiva moderada o profunda, (20 casos) y en el último grupo se agruparon los casos en que la provincia se encontraba afectada por la presencia o llegada de un sistema sinóptico (15 casos) con el arrastre de la nubosidad convectiva desde fuera del territorio. Para los días correspondientes a cada caso se seleccionaron los valores de L comprendidos entre las 8 y las 16 horas, de acuerdo a los valores medios obtenidos para el horario diurno de los períodos lluvioso y poco lluvioso. A cada subgrupo se le determinó la media horaria para el período diurno. Con el fin de determinar la pertenencia de cada subgrupo a una población independiente se realizó la prueba t de Student para dos medias, a un nivel de significación del 95%. Como resultado de la prueba se determinó que los casos con convección débil y bajo afectación de un sistema sinóptico pueden agruparse al no haber variaciones significativas entre ambas poblaciones, mientras que los casos de convección fuerte o moderada resultan ser independientes. En la Tabla 3.1 se muestra resultado de la prueba de hipótesis para los casos de convección débil y de la afectación de un sistema sinóptico, puede apreciarse que no hay diferencias significativas entre las medias a un nivel de significación del 95%. Debido a que L para la convección débil presenta una media de -112.3 m y una desviación estándar de 38.4 m y L para los casos de afectación de un sistema sinóptico con una media de 109.2 m y una desviación estándar de 41.5 , el estadístico t calculado es igual a -0.37909 . Puesto que el valor- P para la prueba es mayor que 0.05 , puede aceptarse la hipótesis de igualdad de las medias con un 95.0% de nivel de confianza. También en la Tabla 3.2 se muestra el resultado de la prueba de hipótesis para la convección moderada o fuerte y la unión de los casos con convección débil o afectación de un sistema sinóptico, indicando diferencias entre ambas poblaciones (el valor de P es menor a 0.05), a la unión de estos dos últimos grupos se le denominará convección débil en lo adelante.

	t Statistic	DF	P > t
Se asume igual varianza	-0.37909	96	0.70546
No se asume igual varianza	-0.37909	95.44858	0.70546

Tabla 3.1. Resultado de la prueba de hipótesis para la convección débil y la afectación de un sistema sinóptico.

	t Statistic	DF	P > t
Se asume igual varianza	9.43572	96	2.42631E-15
No se asume igual varianza	9.43572	67.52891	5.92787E-14

Tabla 3.2. Resultado de la prueba de hipótesis para la convección moderada o fuerte y con convección débil.

El valor de L en los casos de la convección moderada o fuerte oscila alrededor -53.85 m encontrándose el 90% de los casos entre -18.5 a -89.2 m, para los casos de convección débil L se encuentra entre -34.1 y -187.3 m con una media de -110.7 m.

Durante el análisis de las imágenes del radar se observó que existe similitud entre los casos con L negativos relacionados con la llegada de conglomerados nubosos con nubes convectivas embebidas provenientes del mar y algunos casos con L positivas relacionadas también con la llegada de conglomerados nubosos semejantes. La diferencia entre una y otra situación parece estar dada por la cantidad de cielo cubierto, (mayor para $L > 0$) y la abundancia del contenido de vapor de agua (escaso para $L > 0$), tal suposición se basa en la escasa información disponible para la realización de este trabajo, por lo que se requiere profundizar en este aspecto en futuras investigaciones. En los casos analizados L siempre permanece por encima de cero cuando el territorio se encuentra cubierto por capas de nubes estratiformes.

En la figura 3.3 se muestra la variación media de la longitud de escala de Monin-Obukhov para los casos en que se está en presencia de la convección débil, moderada o fuerte o la capa límite se encuentra estable ($L > 0$). Durante la convección débil los valores de L

permanecen estables durante las primeras horas de la mañana para luego decrecer a medida que transcurre el día, no ocurre lo mismo durante la ocurrencia de días con convección fuerte, durante estos el valores de L se mantiene oscilando alrededor de un valor medio (-53.9), aunque no excluye que en determinados casos el valor de L descienda notablemente en las últimas horas antes de la puesta del sol, por lo general, en estos casos, la convección se desarrolla en la tarde, posterior a las 16 horas. Mientras que en los días de estabilidad L se mantiene por encima de cero, y se caracterizan por permanecer el cielo completamente nublado prácticamente durante todo el período diurno.

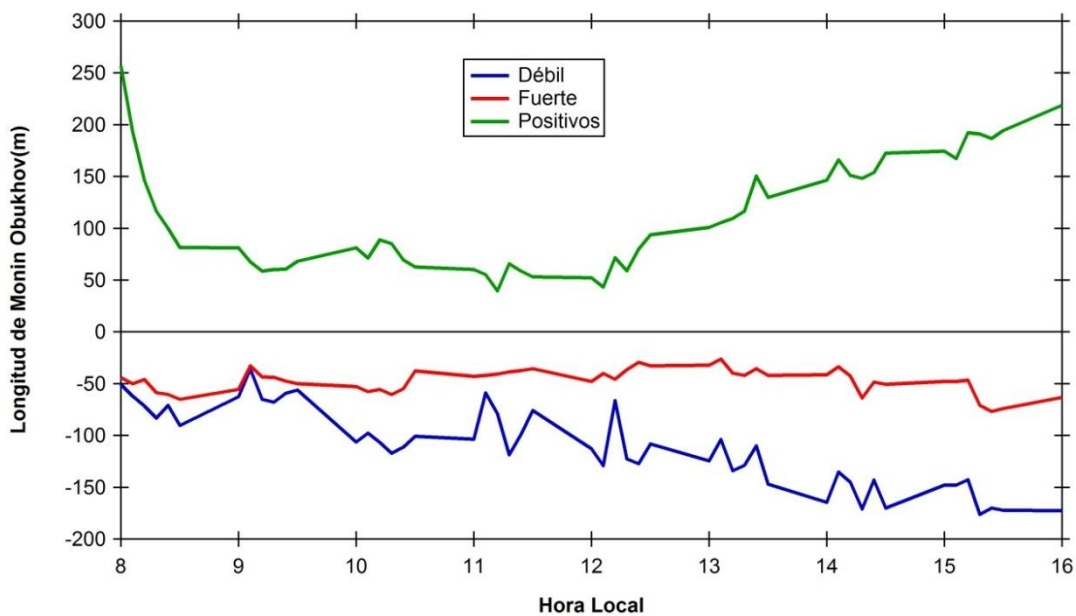


Figura 3.3 Variación de L según los casos de convección débil, moderado o fuerte y de capa límite estable.

3.2. Estudio de caso.

Caso 1. 15 de julio de 2008, convección fuerte.

Durante este día las altas presiones oceánicas se encontraban alejadas en el Atlántico influyendo sobre el territorio más debilitadas, con ligeros gradientes de presión y vientos flojos de región este, por lo que en superficie predominaban las condiciones locales del tiempo, con la formación de la zona de convergencia de las brisas sobre el centro - sur del territorio. En horas de la mañana las imágenes del satélite mostraban muy poca nubosidad de escaso desarrollo vertical sobre el nordeste del territorio.

El sondeo aerológico de Camagüey de las 1200 Z (Figura 3.4) indica estabilidad desde 575 m de altura (950 hPa) hasta 1544 m (820 hPa), e inestabilidad en el resto, la humedad promedio desde superficie hasta 6 km de altura fue de 58 %, los vientos estaban del E-NE-SE-S-NE.

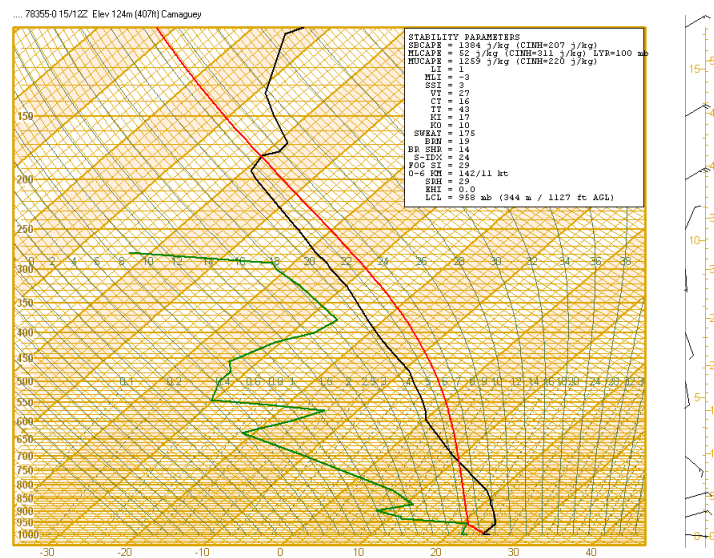


Figura 3.4 Sondeo del día 15 de julio del 2007.

Según la información del radar se presentaron ecos aislados con topes de más de 5 Km y ecos de más de 45 dBz en el transcurso del día (Figura 3.5), apareciendo un proceso convectivo fuerte en horas de la tarde, durante el día la longitud de Monin-Obukhov permanece oscilando alrededor de -50m (Figura 3.6), coincidente con los valores promedios obtenidos para los casos de convección moderada o fuerte y luego, posterior a las 15 horas desciende bruscamente, pero el proceso convectivo fuerte ya se ha iniciado alrededor de esta hora.

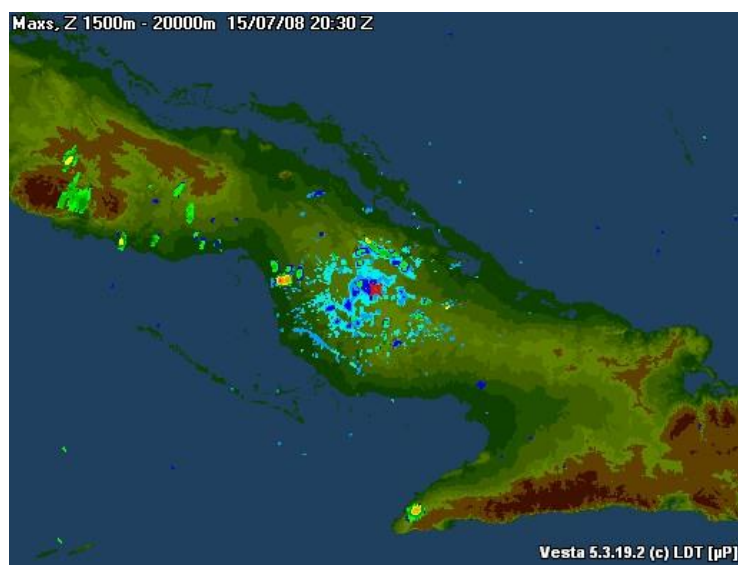


Figura 3.5 Imagen del radar del 15 del 2007.

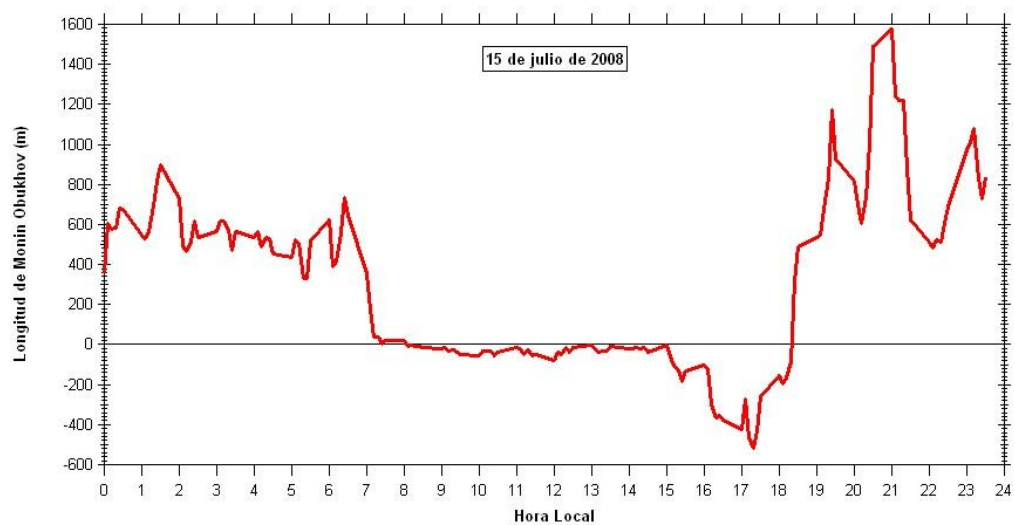


Figura 3.6 Variación de L durante el 15 de julio del 2007.

Caso 2. 2 de julio de 2007

El 2 de julio de 2007 predominan sobre el territorio la influencia débil de las altas presiones, el cielo permanece parcialmente nublado durante horas de la mañana, posteriormente en la tarde comienza el desarrollo convectivo fuerte desde aproximadamente la 1 de la tarde, según información obtenida del radar, intensificándose el desarrollo convectivo hasta finales de la tarde. En la figura 3.7 se muestran imágenes del radar que ilustran el comportamiento de la convección profunda durante el día. En este período los valores de L permanecen entre cero y -30 m, indicando la presencia de fuerte inestabilidad en el territorio (Figura 3.8).

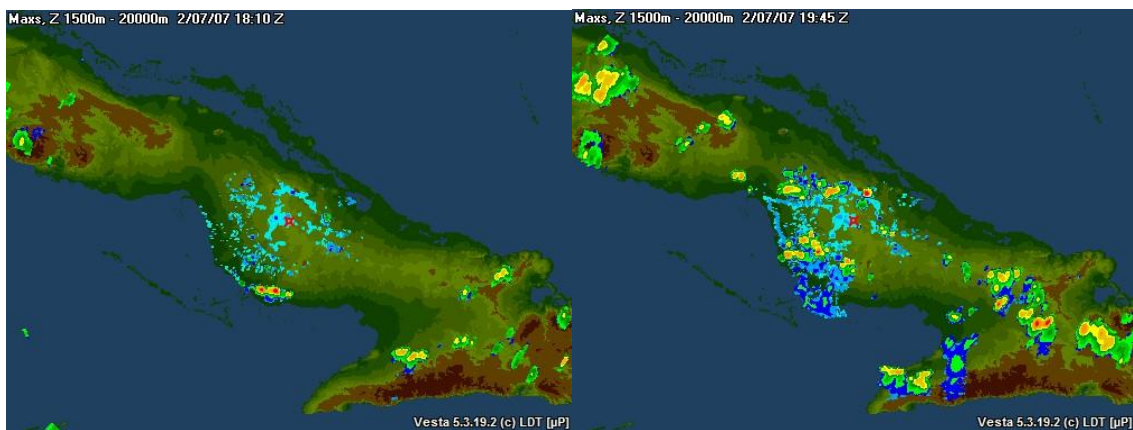


Figura 3.7 Imágenes del radar del 2 de julio del 2007.

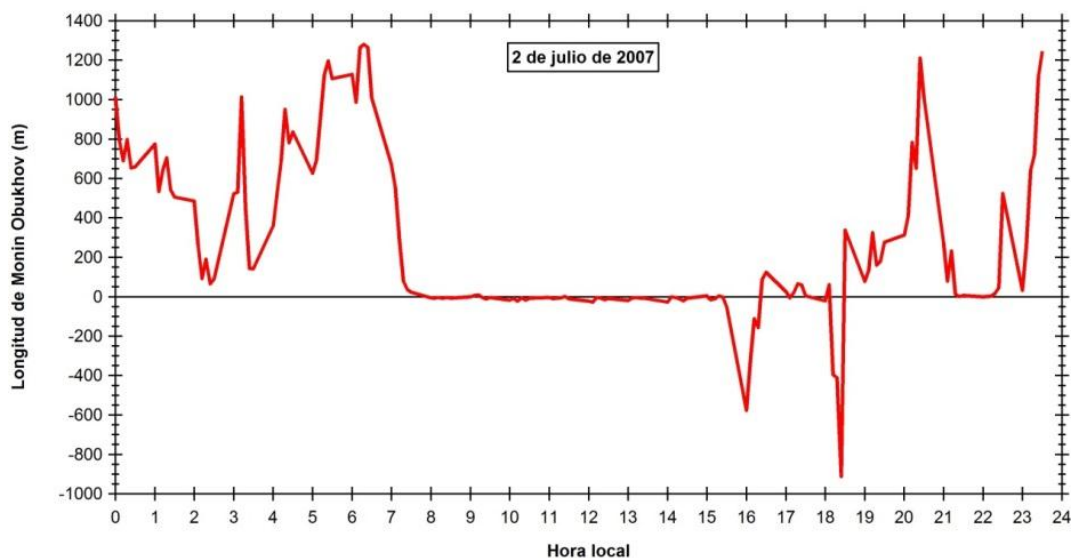


Figura 3.8 Variación de L durante el 2 de julio del 2007.

Caso 3. 2 de abril del 2007

El 2 de abril del 2007 se presenta un caso de débil convección en la provincia, en la figura 3.9 se muestra la variación de L durante el período diurno, durante este tiempo el valor de la longitud de escala de Monin-Obukhov permanece alrededor de los -150 m en horas de la mañana, a partir de aproximadamente las 13 horas comienza a descender paulatinamente, en correlación a los resultados mostrados en la figura 3.3.

Durante este día es predominante la influencia cercana del anticiclón del Atlántico en la provincia las imágenes del radar muestran escasa nubosidad y desarrollo convectivo débil que comienza por el Norte para luego ir desplazándose al Sur-suroeste, zona en la que tiene lugar la formación de una línea nubosa, con topes que no alcanzan los 3 Km de altura y reflectividad menor a 25 dBz (Figura 3.10).

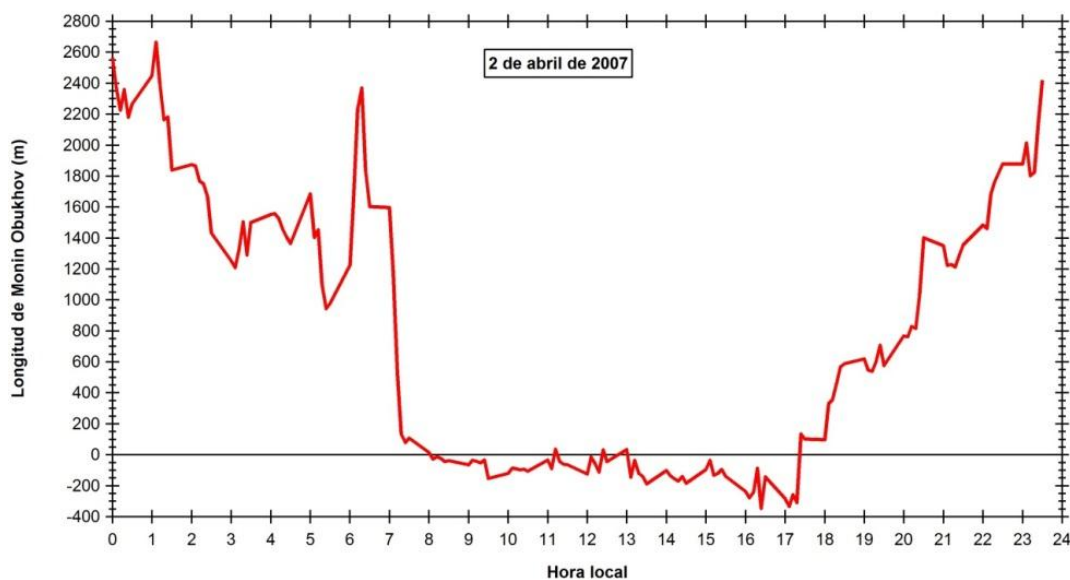


Figura 3.9 Variación de L durante el 2 de abril del 2007.



Figura 3.10 Imagen del radar del débil desarrollo convectivo ocurrido el 2 de abril del 2007.

Caso 4. 19 de abril de 2008

El 19 de julio de 2008 se caracteriza por encontrarse la provincia bajo la influencia del tormenta tropical Cristóbal, todo el territorio se hallaba afectado por la nubosidad estratiforme proveniente del meteoro, situación que se manifiesta en los valores positivos de L en el transcurso del día, indicando estabilidad en la capa límite atmosférica (Figura 3.11) . Las imágenes del radar muestran un flujo constante de nubosidad, principalmente estratiforme, penetrando en la provincia desde el sureste. (Figura 3.12). Tal situación se mantuvo durante todo el día

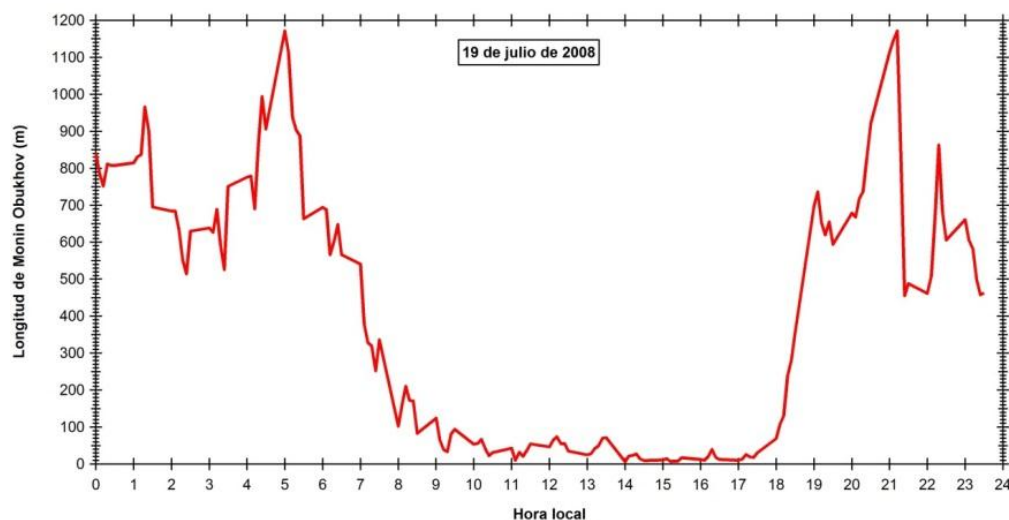


Figura 3.11 Variación de L durante el 19 de julio del 2008.

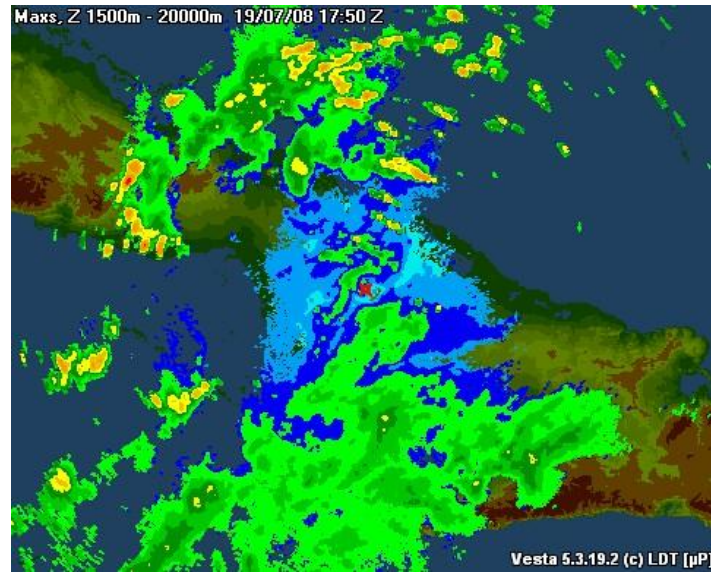


Figura 3.12 Imagen del radar correspondiente al 19 de julio de 2008.

Conclusiones

1. Se determinó relación entre la longitud de Monin-Obukhov y la convección en el territorio, al mostrar un comportamiento característico en los casos seleccionados.
2. Los valores de Monin-Obukhov relacionado con la convección moderada y fuerte oscilan alrededor de -53.85 m con un intervalo de confianza de -18.5 a -89.2 m.
3. Los valores de Monin-Obukhov relacionado con la convección débil oscilan alrededor de -110.7 m con un intervalo de confianza de -34.1 a -187.3 m.

Recomendaciones

1. Analizar los casos para cuando los valores de Monin-Obukhov se comportan de manera fluctuante entre los negativos y positivos.

Bibliografía

- Agee, E. M., T. S. Chen, y K. E. Doswell, (1973):** "A review of mesoscale cellular convection". Bull. Amer. Meteor. Soc., 10, pp. 1004 – 1012.
- Aguilar, G., M. Carnesoltas, C. Fernández, y L. Naranjo, (2007):** "Climatología de las Tormentas Locales Severas en Cuba en el periodo 1987 – 2002".
- _____, **L. Naranjo, y M. Carnesoltas, (2009):** "Condiciones a escala sinóptica favorables para la aparición de Tormentas Locales Severas en Cuba". Parte I: Periodo poco lluvioso. Rev. cubana de Meteorol., 15, 1, pp. 3 – 11.
- Amaro, Alvarez, Aenlle, Bouza. (2001):** "Influencia del cambio del viento en la dirección preferente del transporte de contaminantes en la capa superficie – 500 metros". Revista Brasileira de Meteorología, v.16, n.1, pp. 33-39.
- André, J.C. y L. Mahrt. (1982):** "The nocturnal radiative surface inversion and the influence of clear-air radiative cooling". J. Atmos. Sci., 39, pp. 864- 878.
- Arya, SPS. (2001):** "Introduction to micrometeorology". Academic Press, San Diego, CA, 2nd ed. 420 pp.
- Baldocchiy Dennis. (2010):** "ESPM 129 Biometeorology Plant – Ecosystem – Atmosphere Interactions. University of California, Berkely". Department of Environmental Science, Policy and Management. Documento en línea. Disponible en: <http://nature.berkeley.edu/biometlab/espm129/>
- Benedico, O., M. Carnesoltas y G. Aguilar. (2005):** "Línea de confluencia del flujo a mesoescala. Situaciones a escala sinóptica favorables para su ocurrencia y su relación con las precipitaciones convectivas sobre Ciego de Avila, Cuba". Rev. Cubana de Meteor., 12, 2, pp. 43 – 50.
- Betancourt, Amaro, Rivero. LL y Báez. A. (1997):** "Comportamiento de las inversiones de temperatura al este de La Habana (La Quebrada)". Revista Brasileira de Meteorología, V.12, n.2, pp. 65-75.
- BUENESTADO, P. (2003):** "Análisis y caracterización de la Capa Superficial Atmosférica", Tesis de Doctorado en Ciencias Físicas, Universidad de Barcelona. 154 p.
- Carnesoltas, M. (2002a):** "La circulación local de brisa de mar y tierra". Conceptos fundamentales. Rev. Cubana de Met., 9, 1, pp. 39 – 60.
- _____, **M. (2002b):** "El frente de la brisa de tierra". Rev. Cubana de Met., 9, 2, pp. 9 – 17.

- _____, **(2009)**: "La transformación de la energía en la convección atmosférica local". Rev. Cubana de Met., 15, 2, 7 pp.
- _____, **M. Sierra y N. Quintana, (2009)**: "Identificación de parámetros para detectar los Sistemas Locales de Convección Organizada en la Capa Fronteriza Planetaria sobre Camagüey". Informe de resultado Científico. Instituto de Meteorología. Cuba, 63 pp.
- _____, _____ y _____, **(2009)**: "Parámetros para detectar los Sistemas Locales de Convección Organizada en la Capa Fronteriza Planetaria sobre Camagüey". Rev. Ciencia de la Tierra y el Espacio, No. 10/2009. http://iga.cu/reista-cte_10.
- _____, **M., (2011)**: "Transformación de la energía en la convección atmosférica". Rev. Cubana de Meteor., 17, 1, pp. 88 – 97.
- Coulter, R.L. (1990)**: "A case study of turbulence in the stable nocturnal boundary layer". Bound.-Layer Meteor., 52, pp. 75-91.
- Curry, J., y P. Webster. (1999)**: "Thermodynamics of Atmospheres & Oceans". International Geophysics Series, Vol. 65, 493 pp.
- Echols, W. T. y N. K. Wagner. (1972)**: "Surface Roughness and Internal Boundary Layer Near a Coastline". J. Appl. Meteor., 11, pp. 658–662.
- Fernández, R. (2001)**: "Mecánica de fluidos". Universidad de Málaga. 621 pp.
- G.C. Holzworth. (1964)**: "Estimates of mean maximum mixing depths in the contiguous United States". Monthly Weather Review 92, pp. 235–242.
- Gamboa, F.; w. Vázquez, O. Rodríguez, C. Pérez, R. Aroche, et al. (1993)**: "Complejo Radárico Automático para la Información de Lluvia Localizada" (CRAILL). [inédito] Informe Científico al INSMET.
- Kazanski, A. B. y A. S. Monin (1961)**: "On the Dynamical Interaction between the Atmosphere and the Earth's Surface". Izv. Akad. Nauk, USSR, Ser. Geofig. Vol. 5.
- Kaimal, J.C. y Finnigan, J.J.: (1994)**: "Atmospheric Boundary layer Flows. Their Structure and Measurements", Oxford University Press. New York, 289 pp.
- Krishnamurti, R. (1970)**: "On the transition to turbulent convection". Part 2. J. Fluid Mech., 42, pp. 309-320.
- LeMone, M. (1973)**: "The Structure and Dynamics of Horizontal Roll Vortices in the Planetary Boundary Layer". J. Atmos. Sci., 30, pp. 1077 – 1091.

- Melgarejo, J. W. y J.W. Deardorff (1974):** "Stability functions for the boundary layer resistance laws based upon observed boundary-layer heights". J. Atmos. Sci., 31, pp. 1324-1333.
- Monin, A. S. y A. M. Obukhov (1954):** "basic laws of turbulence mixing in the ground layer of the atmosphere". Trans. Geophys. Inst. Akad. Nauk USSR, 151, pp. 163 - 187.
- Prandtl, L. (1932):** "Ergebn. Aerodyn". Versuchanstalt Go'ttingen 4, pp. 18–29.
- Rabelo, D., M. Carnesoltas, y I. Borrajero. (2009):** "Transferencia no lineal de calor en la capa superficial atmosférica. V Congreso Cubano de Meteorología". Ciudad de La Habana. 15 pp.
- Rayleigh y Lord. (1916):** "Convection currents in a horizontal layer of fluid". Phil. Mag., 32, pp. 531 – 546.
- Roque, A. y L. Amaro. (1998):** "Particularidades de los máximos de rapidez del viento en la capa fronteriza atmosférica en la región de La Quebrada". Revista Brasileira de Meteorología, Vol. 12, No. 2, pp. 51 - 63.
- Schlüter, A., D. Lortz, and F. Busse, 1965:** "On the stability of ateady, finite amplitude convection". J. Fluid Mech., 28, 223-239.
- Stull, R. B. (1988):** "An Introduction to Boundary Layer Meteorology". Springer.
- Tennekes, H., (1970):** "Free convection in the turbulent Ekman layer of the atmosphere". J. Atmos. Sci., 27, pp. 1027-1034.
- _____, **(1973):** "A model for the Dynamics of the Inversion Above a Convective Boundary Layer", J. Atmos. Sci., 30, pp. 558-567.
- _____, **(1973):** "Similarity laws and scale relations in planetary boundaty layers". Workshop on Micrometeorology, D. A. Haugen, Ed., Boston, Amer. Meteor. Soc. (in press).
- _____, **y J. L. Lumley, (1972):** "A First Course in Turbulence". Cambridge, MIT Press.
- Veltishchev, N. F. (1990):** "Meso meteorology and Short-Range Forecasting", Lectures Notes and Student's Workbook for Training Class 1 and Class 2 Meteorological Personal, No 701, Secretariat of the World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 163 pp.
- Von Kármán, Th. (1930):** in Proc. 3rd Int. Cong. Appl. Mech. eds. Oseen, C. W.&Weibull, W. (A. B. Sveriges, Litografioka Tryokenier, Stockholm), Vol. I, pp. 85–93.

Yu, T.W. (1978): "Determining the height of the nocturnal boundary layer". J. App. Meteor., 17, pp. 28- 33.

Zilitinkevich, S. S. y A. Baklanov. (2002): "Calculation of the height of the stable boundary layer in practical applications". Bound.-Layer Meteor., 105, pp. 389-409.