

MECANISMOS FISICOS PARA LA FORMACIÓN DE UN COMPLEJO CONVECTIVO DE MESOESCALA

CASO ESTUDIO del 23 de Abril de 2003

Nelson Quispe Gutiérrez
Perú – Octubre, 2004

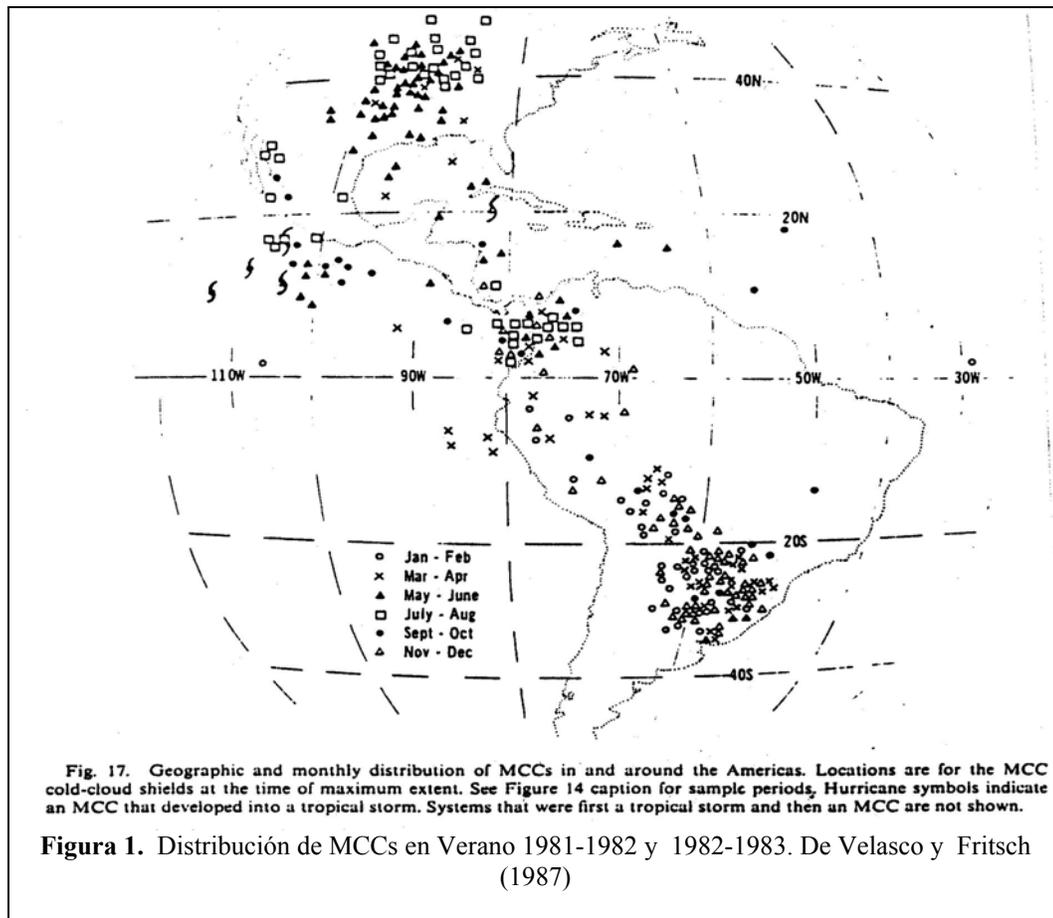
nquispe@senamhi.gob.pe

RESUMEN

En el siguiente trabajo describiremos las más importantes interacciones dinámicas de las variables meteorológicas, que generan la formación de un Complejo Convectivo a Mesoescala (MCC: siglas en inglés). Para ello se ha tomado un caso de formación convectiva explosiva, ocurrida el 23 de Abril de 2003 sobre Uruguay y el noreste de Argentina, e información de análisis y pronósticos cada 6 horas del modelo regional Eta/SENAMHI. La formación convectiva se inició en horas de la noche, para luego evolucionar paulatinamente y alcanzar su máximo desarrollo durante las primeras horas de la mañana, y finalmente disiparse en horas de la tarde. El desarrollo y formación de esta estructura convectiva, organizada y de grandes proporciones, es explicada por la incursión de una onda corta en niveles medios y la intensa advección de humedad proveniente de la región tropical, siendo el Jet en bajos niveles (o también llamado LLJ, Low Level Jet) responsable de este aporte para su crecimiento y mantenimiento, así como también la interacción dinámica de otras variables meteorológicas.

I.- INTRODUCCIÓN

Los Complejos Convectivos de Mesoescala (MCC, sigla en inglés) son estructuras convectivas de grandes dimensiones que se desarrollan en mayor frecuencia sobre la parte central de Sudamérica (ver Figura 1) afectando con intensas precipitaciones, tormentas eléctricas y en algunos casos con tornados, las regiones afectadas con mayor frecuencia son: Paraguay, Uruguay, noreste de Argentina, sur de Brasil y en menor frecuencia el Perú. Según Velasco e Fritsch (1987), indica una predominancia de MCC en los subtrópicos en primavera e verano. Es así que nuestro objetivo es analizar las interacciones dinámicas de las diferentes variables que generaron la formación de un CCM sobre Uruguay y este de Argentina el 23 de Abril de 2003.



Maddox (1980), para analizar y eliminar de su estudio a otras estructuras convectivas definió los llamados CCM, como aquellos sistemas convectivos que cumplían ciertas condiciones tomando como referencia las siguientes características observadas y analizadas en las imágenes infrarrojas del GOES:

Tamaño: las areas A y B deben de cubrir, al menos más de 100000 Km² y 50000 Km², respectivamente. Siendo:

A = área bajo la isoterma de -32° C

B = área bajo la isoterma de -52° C

Inicio: en el primer momento satisface las condiciones A y B.

Duración: las condiciones A y B deben de cumplirse al menos durante 6 horas.

Máxima extensión: Cuando el área del tope nubosa alcanza una extensión con una temperatura de -32° C.

Forma: Elíptica con excentricidad ≥ 0.7 en el momento de su máxima extensión.

Disipación: en el primer momento que no se satisfacen las condiciones A y B.

La definición esta basada única y exclusivamente en imágenes de satélite infrarrojo y procura sintetizar en pocos criterios las características de MCC.

Velasco y Fritsch (1987), observaron que en el ciclo de vida de MCC el horario de máxima extensión ocurre en la madrugada, en la gran mayoría de casos observados.

Velasco y Fritsch (1987) y Guedes (1985), observaron la característica principal de la presencia de un Jet o chorro en bajos niveles (situado en 850 hPa) del norte que proporciona fuerte advección de aire calido y húmedo. El borde sur de este Jet acostumbra coincidir con la posición del MCC denotando fuerte convergencia de humedad.

Cotton y Anthes (1989), mencionan la situación a gran escala que incluye también la existencia de inestabilidad, condicional y convectiva, y una vaguada de onda corta en niveles medios, que actuaría como mecanismo de disparo a nivel sinóptico. Esos factores deben persistir por un tiempo suficiente para que las tormentas iniciales se transformen y se organicen en sistema de mesoescala de mayores proporciones.

Velasco y Fritsch (1987) y Silva Dias (1987), muestran la relación existente entre la formación de sistemas convectivos organizados en la mesoescala y la convergencia de humedad corriente abajo de los LLJs.

Bonner (1968), para identificar perfiles de viento observados en las planicies de Norteamérica, impuso el siguiente criterio; la intensidad del viento y otra a la cortante vertical (cizalladura vertical) del mismo: especifica que el perfil de vientos debe presentar velocidades de por lo menos de 12m/s en los primeros 1.5 Km y disminuir en la vertical desde el máximo por lo menos 6m/s hasta el mínimo más cercano al máximo o bien hasta 3 Km si este mínimo se encuentra por encima de este nivel. En Sud América, Douglas et al. (1998), empleó la metodología de Bonner, a fin de identificar los eventos más intensos de LLJ en Santa Cruz (Bolivia), encontrando en la composición de 12 casos, máximos medios con una velocidad aproximada de 20m/s en 1.7 Km sobre superficies en un flujo del NW, velocidades aproximados de 7m/s en superficie y cortantes aproximados de 5m/s /Km por encima del máximo y por debajo de los 3 Km. Así también Marengo y Soares (2001), en la toma de información del sondeo de temperatura del aire y temperatura de rocío en Santa Cruz (Bolivia) a las 1100 UTC muestran el aire húmedo en la capa 970 – 850 hPa que caracteriza al flujo del norte en 1500 m. Durante la tarde (2200 Z), cuando la intensidad del Jet del NW se debilita a 21 m/s, el contenido de humedad también disminuye, en tanto que el episodio SJ esta caracterizado por aire más seco y frío en capas bajas.

Marengo J. (2001), menciona que el flujo de vapor de agua con una componente dominante del norte, se origina en una deflexión y canalización de los vientos alisios del noreste por la presencia de los Andes. Inmerso en esta corriente existen evidencias de un máximo en la velocidad del viento en un perfil tipo Jet en la troposfera baja (LLJ) a lo largo de las estribaciones orientales de los Andes.

Uccellini y Johnson (1979), argumentan que las circulaciones transversales del chorro en altos niveles, acoplados con el chorro en bajos niveles serían un factor importante para explicar el inicio y mantenimiento de un MCC.

El presente trabajo tiene por finalidad realizar el análisis sinóptico y de mesoescala para determinar las interacciones dinámicas en la formación de un MCC que se generó sobre el territorio argentino y uruguayo el 23 de abril de 2003.

II.- DATOS Y PROCEDIMIENTO

Para el análisis se utilizó los análisis y pronósticos del modelo regional Eta/SENAMHI, que corre operativamente en el Servicio Nacional de Meteorología e Hidrología (SENAMHI). Éste es un modelo hidrostático de área limitada que emplea la coordenada vertical "Eta" (η) que es una generalización de la coordenada sigma (Mesinger, 1984).

Las condiciones iniciales y de contorno son tomadas de la corrida o pasada de las 0000 UTC del modelo global GFS (ex AVN) del National Center for Environmental Prediction (NCEP) de Washington con intervalos de 6 horas. Los análisis y pronósticos son realizados una vez al día con 48 Km de resolución horizontal y 10 niveles en la vertical (1000, 950, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 200 y 100 hPa) para la región de Sudamérica, Pacífico Oriental y el Atlántico Occidental (Ver Figura 2).

Para la realización del estudio se tomó la información del 23 de Abril de 2003 del análisis y pronóstico de 6 horas de intervalo del modelo citado.

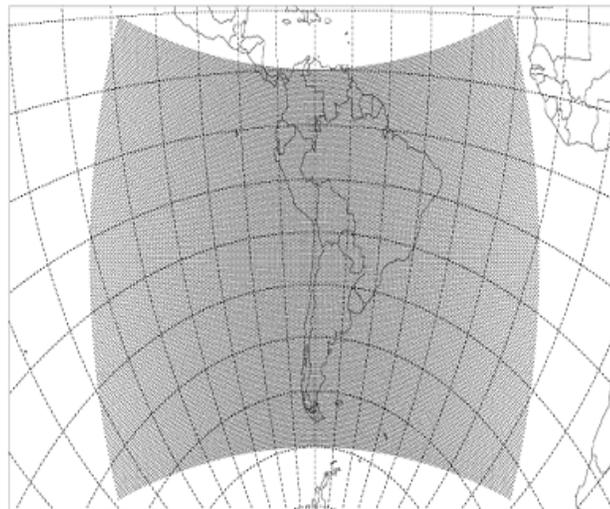
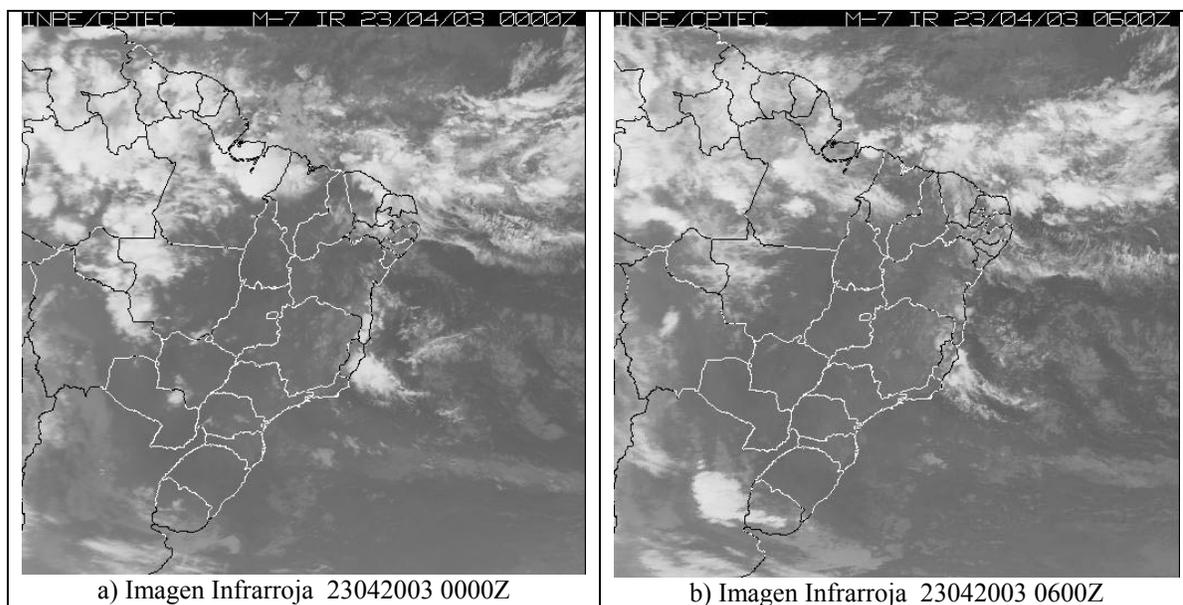


Figura 2. Dominio y resolución del modelo Eta/SENAMHI (Dominio Sudamérica)

III.- ANÁLISIS DE IMAGEN SATELITAL

En las imágenes de satélite infrarroja del Meteosat, se puede apreciar la rápida evolución de un MCC (según el criterio de Maddox), así también es evidente la rápida evolución en horas de la madrugada.

A las 00:00 Z, (Figura 3a) se aprecia la región sur de Bolivia, Paraguay, Argentina, Uruguay y sur de Brasil con ausencia de nubosidad convectiva. Mientras que en la Hoya Amazónica (HA) y la Zona de Convergencia Inter Tropical (ZCIT) muestra formación de sistemas convectivos de gran desarrollo, sinónimo de alta concentración de humedad e inestabilidad, que posteriormente será aprovechado por el MCC. Mientras que a las 0600 Z (Figura 3b), presenta un ligero núcleo convectivo al noreste de Argentina con extensión dirigida hacia Uruguay, en tanto que la HA y ZCIT mantiene similares características a la imagen anterior. A las 1200 Z (Figura 3c), presenta el máximo desarrollo del núcleo convectivo, obteniendo características de un MCC, y su máxima profundización del núcleo se manifiesta en el transcurso de la madrugada, similar comportamiento observó Fritsch (1987). Éste, se extiende sobre Uruguay y al noreste de Argentina. En la imagen de las 1800 Z (Figura 3d), muestra la evolución del MCC extendiéndose sobre noreste de Argentina, Uruguay y Sur de Brasil.



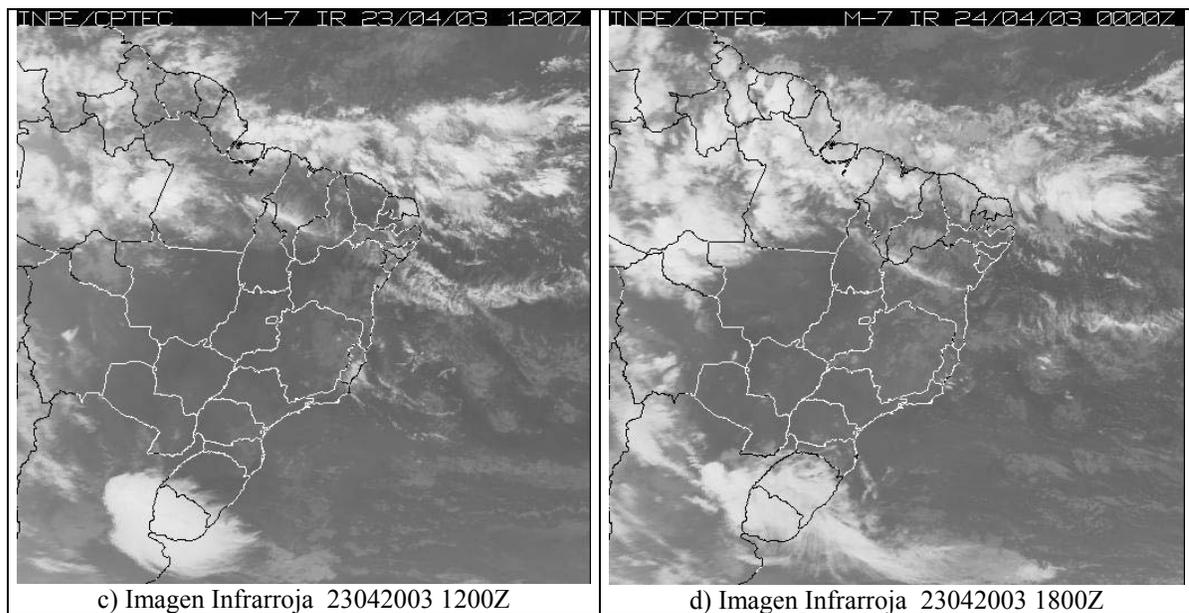


Figura 3. Imagen infrarroja Meteosat de 2003, muestra la formación de un núcleo convectivo de gran extensión, ocupando el territorio de Uruguay y los países limítrofes.

IV.- SITUACIÓN SINOPTICA

El posicionamiento, configuración e intensidad de diferentes sistemas sinópticos definen los eventos a ocurrir, tales como la Figura 4a, muestra las configuraciones sinópticas generales como el Anticiclón del Pacífico Oriental (APSO) con un núcleo de 1029 hPa, mientras el Anticiclón del Atlántico Sur (AAS) muestra un núcleo de 1026 hPa. Asimismo, se puede apreciar el alto porcentaje de saturación en la HA y ZCIT, asociado a la intensa actividad convectiva en la región (ver Figura 3). Además, se puede observar la intensificación del núcleo de la baja del chaco (1011 hPa), debido al incremento de vientos meridionales del norte, que están asociados a la advección de aire cálido y húmedo de la HA, en concordancia con lo observado por Marengo (2001). Es así que permitirá el calentamiento y almacenamiento de humedad al noreste de Argentina y sur de Brasil. La configuración, posicionamiento e intensidad del anticiclón del Atlántico esta asociado al incremento de los vientos de bajos niveles que se desplazan canalizándose a lo largo de las regiones bajas de Paraguay y Argentina adquiriendo propiedades de un LLJ. El desplazamiento de vientos meridionales del norte sobre las regiones mencionadas son las precursoras en el almacenamiento de humedad (ver figura 4b), que días previos a la formación del MCC se vinieron presentando como se muestra en el sondaje de las 12Z del 22 de abril de 2003; siendo persistente estos flujos en niveles de baja troposfera. Mientras tanto en niveles medios y altos, el sondaje muestra intensidades de viento superiores a 35 nudos con un máximo de 85 nudos en los 200 hPa siendo el núcleo máximo de la corriente en Chorro que se desplazó sobre el territorio en estudio.

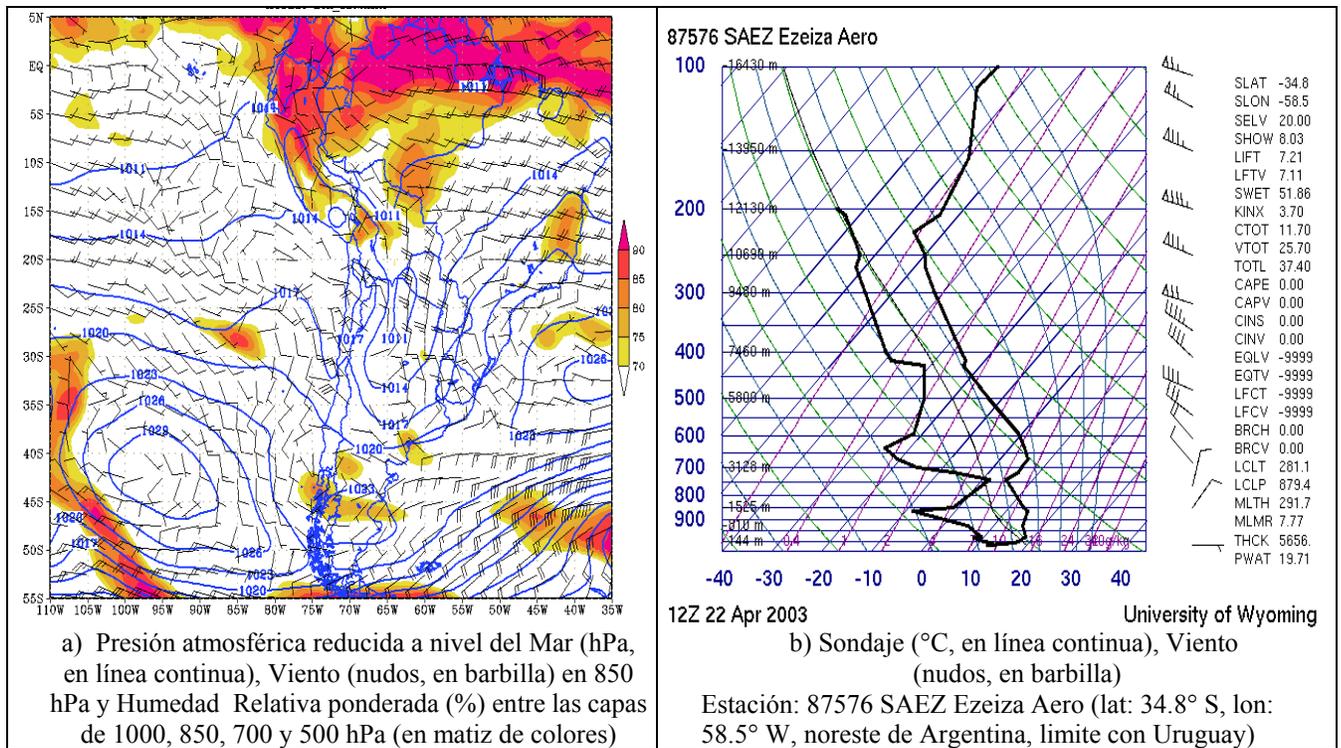


Figura 4. Análisis sinóptico de niveles bajos y medios de la atmósfera 23 de Abril de 2003 0000 Z.

V.- ANÁLISIS DE TROPOSFERA MEDIA Y ALTA

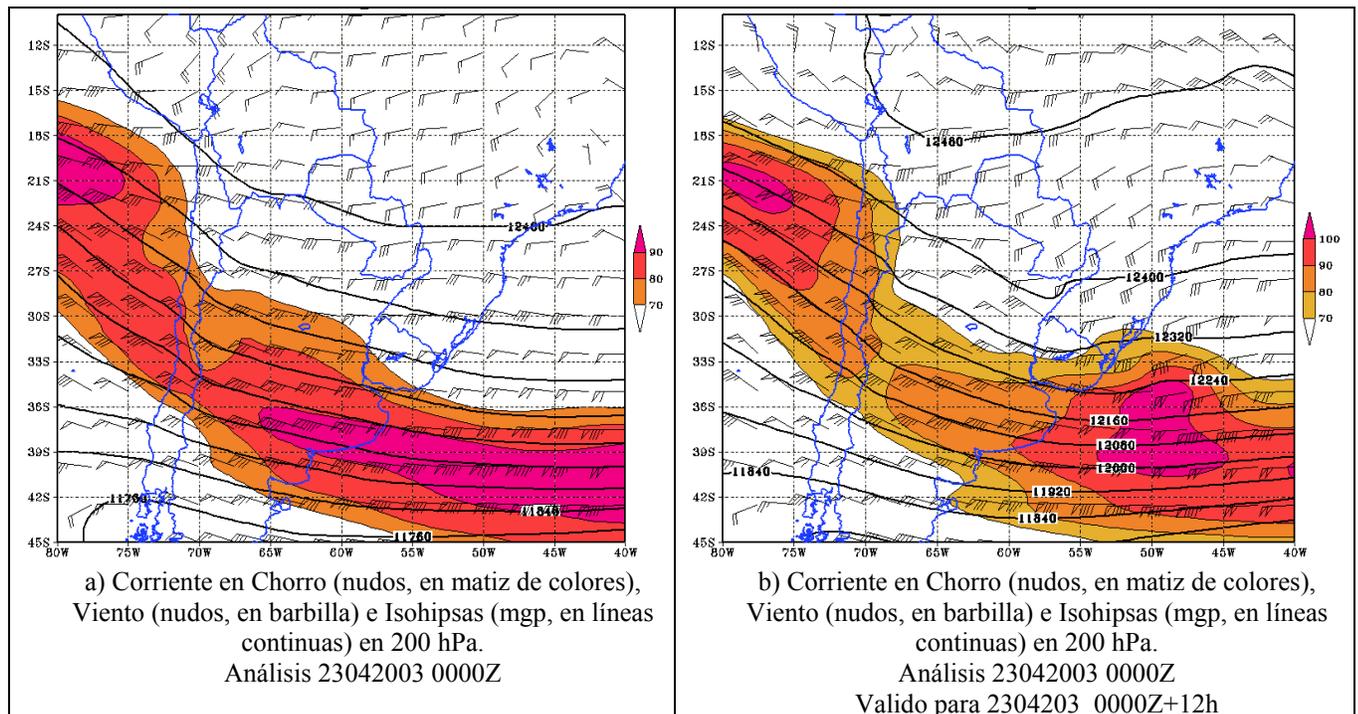
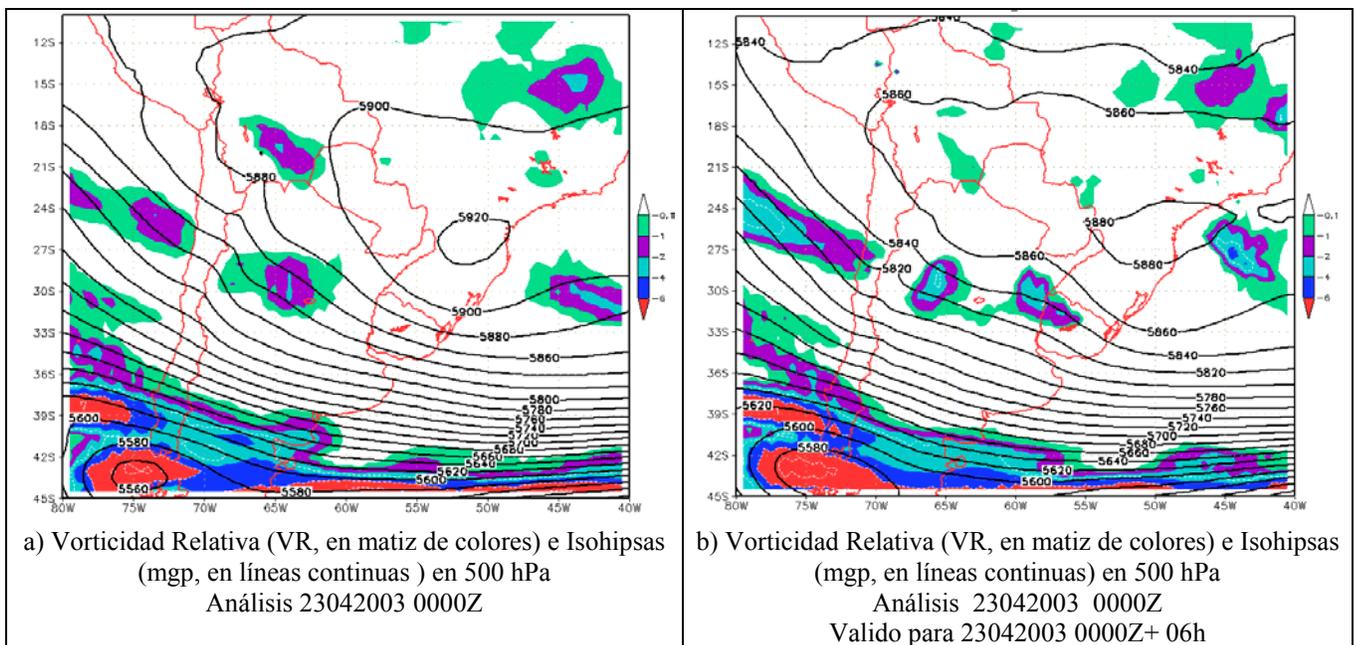


Figura 5. Corriente en Chorro, Viento e Isohipsas en 200 hPa.

En niveles de alta troposfera se presenta la Corriente en Chorro (ver Figura 5), formando una onda sinuosa, donde la parte delantera de la vaguada se desplaza sobre la región central de Chile y Argentina, entre las isohipsas de 11840 a 12240 mgp y con núcleos mayores a 90 nudos en la región central de Argentina y sur de Brasil. Considerando el análisis de los “Jets Streak” o máximos de vientos embebidos en el chorro, según Uccellini (1987), la zona divergente se presentará al norte de la región entrante del jet que se ubica entre los 33° S y 62° W (Este de Uruguay). Para las 12 horas siguientes el núcleo del Jet Streak se presenta al Sureste de Uruguay y la región divergente sobre Uruguay (ver Figura 5b), el cual se puede verificar con la formación de nubosidad convectiva de gran desarrollo en la imagen satelital de las 1200 Z (ver Figura 3c).

En niveles medios ocurre el mismo comportamiento de niveles superiores (ver Figura 6), la parte delantera de la vaguada con perturbaciones de onda corta (Vorticidad relativa negativa) con valores de $-2VR$, se manifiesta al noreste de Argentina y posteriormente se divide en dos núcleos, una de ellas avanzando hacia el este de su posición original y ubicándose sobre Uruguay. Esta onda corta de niveles medios proporcionará energía que facilitara la succión hacia altos niveles de propiedades físicas que se presente en niveles baja troposfera.



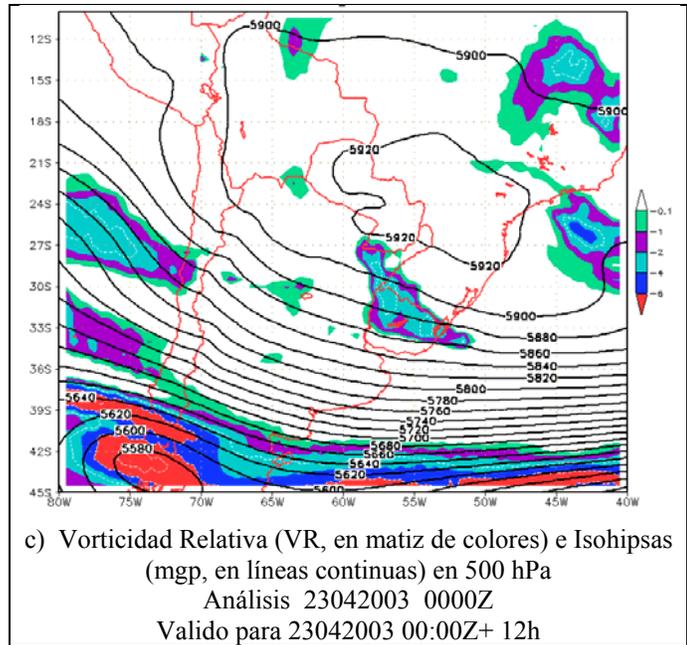


Figura 6. Vorticidad Relativa e Isohipsas en 500 hPa.

Uno de los factores principales para la formación y crecimiento de los MCC lo constituye la humedad concentrada en bajos niveles del norte de Argentina y Uruguay. Esta humedad, proviene de la región Amazónica y es desplazado por flujos meridionales del norte a niveles de baja troposfera. En esta corriente existe un máximo de velocidad del viento, a nivel aproximado de 850 hPa, conocido como LLJ. Aplicando el criterio de Bonner, identificamos el LLJ entre Paraguay y Uruguay (ver Figura 7) con núcleos hasta de 30 Kts. en el transcurso de las 0000 y 0600 Z, disminuyendo su intensidad para las 1200 Z, en concordancia con las afirmaciones de Marengo (2001), quien manifiesta que las máximas intensidades de viento se presentan en horas de la madrugada, así como la mayor concentración de humedad atmosférica asociada a la mayor formación de nubosidad convectiva, tal como se observa en la imagen de satélite (ver Figura 3, 7 y 8) .

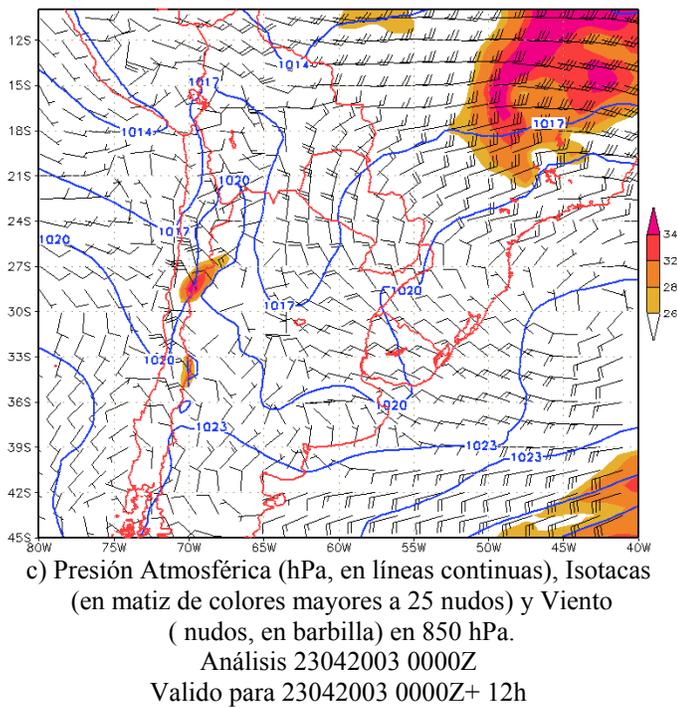
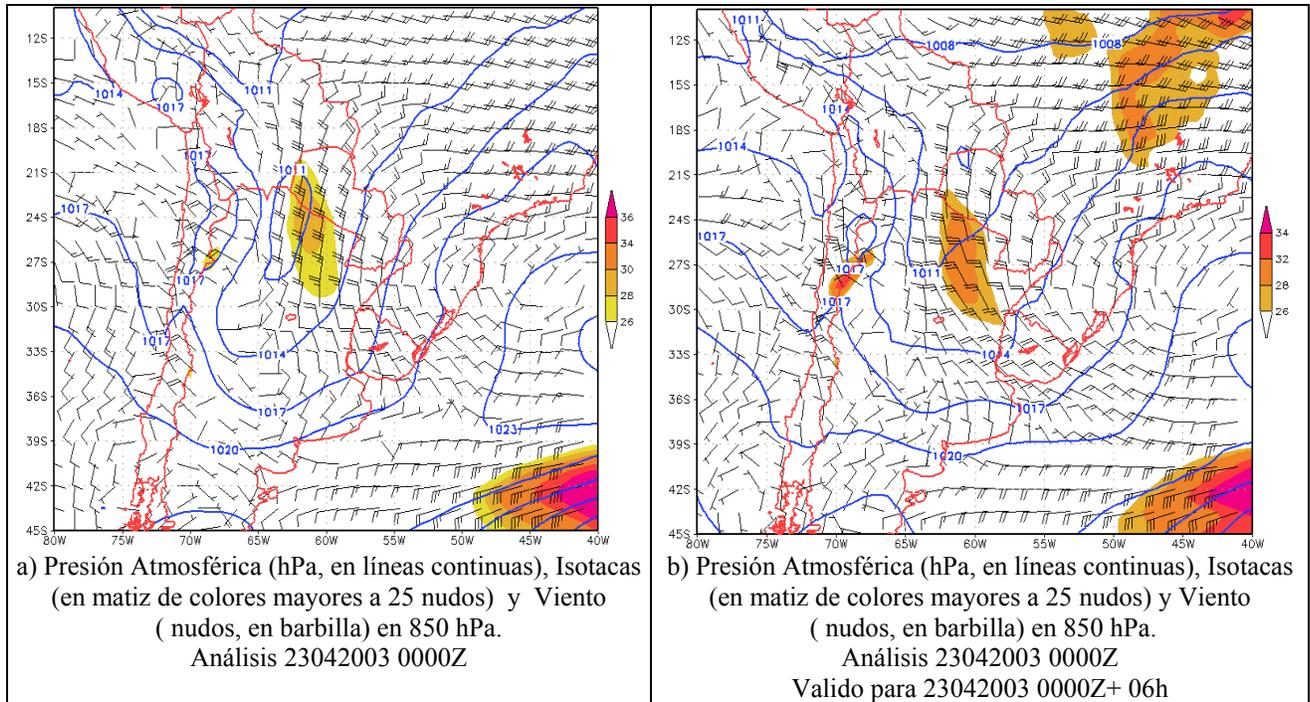


Figura 7. Presión Atmosférica nivel del Mar, Viento e Isotacas (LLJ: mayores a 25 nudos) en 850 hPa

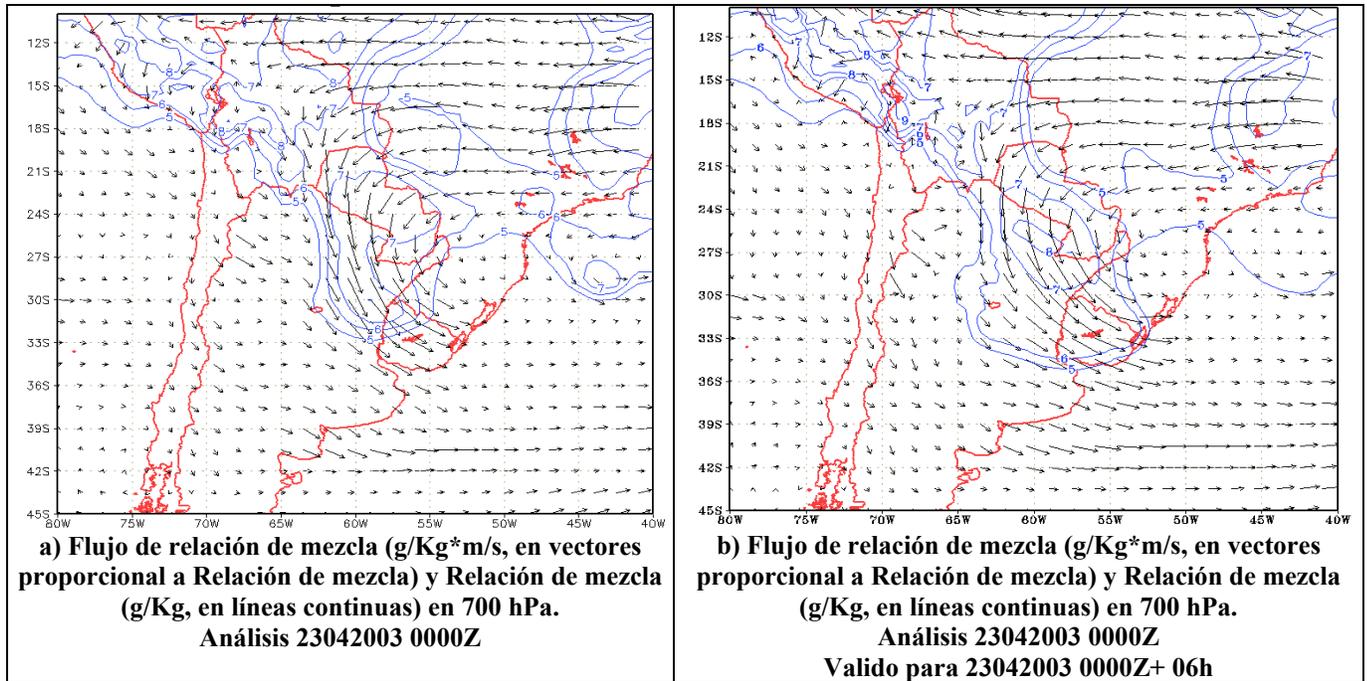


Figura 8. Flujo de relación de mezcla y Relación de mezcla 700 hPa .

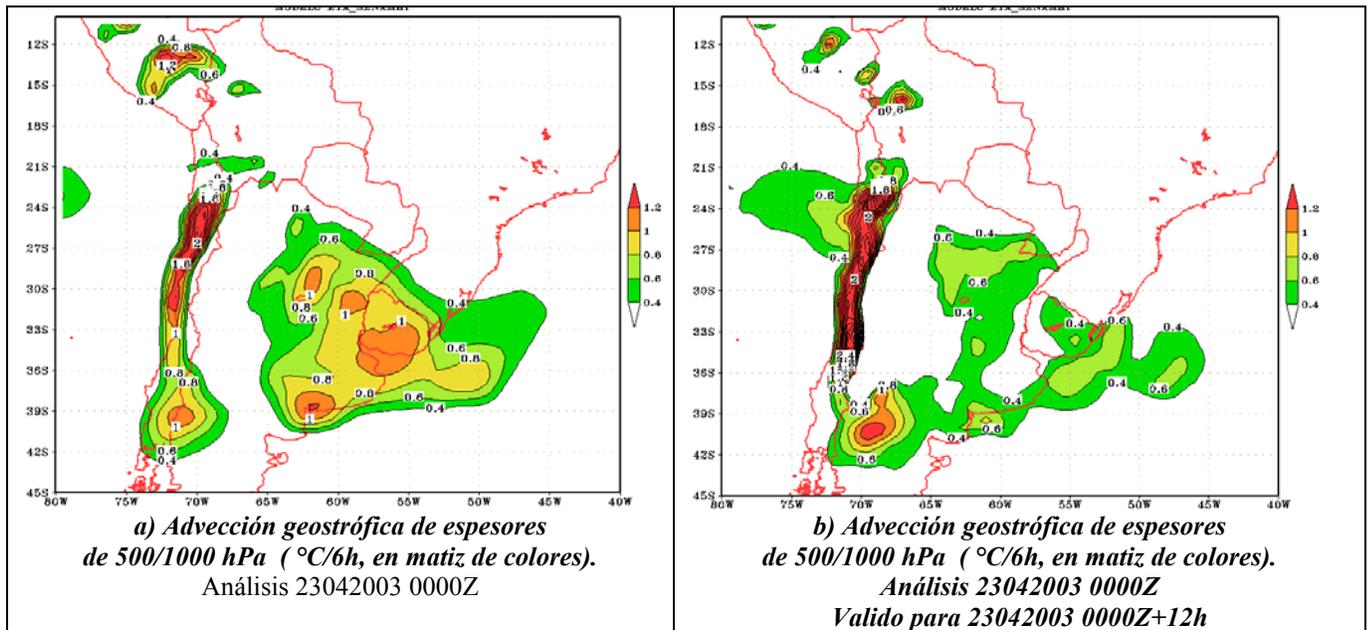


Figura 9. Advección geostrofica de espesores de 500/1000 hPa
Advectado con viento geostrofico del nivel de 850 hPa

Nota: No se considera en el análisis a lo largo de la Cordillera de los Andes donde este viento en 850 hPa no existe.

La formación de un MCC, en parte, esta asociado a la presencia del LLJ, que es el responsable de transportar la humedad en niveles de baja troposfera. En la Figura 8, el modelo resuelve las mayores concentraciones de humedad en Paraguay, norte de Argentina e ingresando a Uruguay en el

transcurso de la noche con valores hasta de 8 g/Kg en el nivel de 700 hPa, cantidad considerable para iniciar la formación convectiva. Por otro lado, a lo largo del LLJ la mayor concentración de humedad, configura un LLJ húmedo.

El desplazamiento de aire cálido y húmedo hacia latitudes medias, proveniente de HA genera el incremento de los espesores de geopotenciales corriente abajo del precursor de ésta, como es el LLJ. Este incremento de espesor también se manifestará con advecciones de temperatura, siendo directamente proporcional a la disminución o incremento de los espesores. La Figura 8, muestra las advecciones geostróficas de los espesores de 500/1000 hPa con el viento geostrófico de 850 hPa, con núcleos positivos hasta de 1° C/6h. Estas advecciones positivas generan incrementos térmicos en respuesta a la incursión de aire cálido y húmedo del norte.

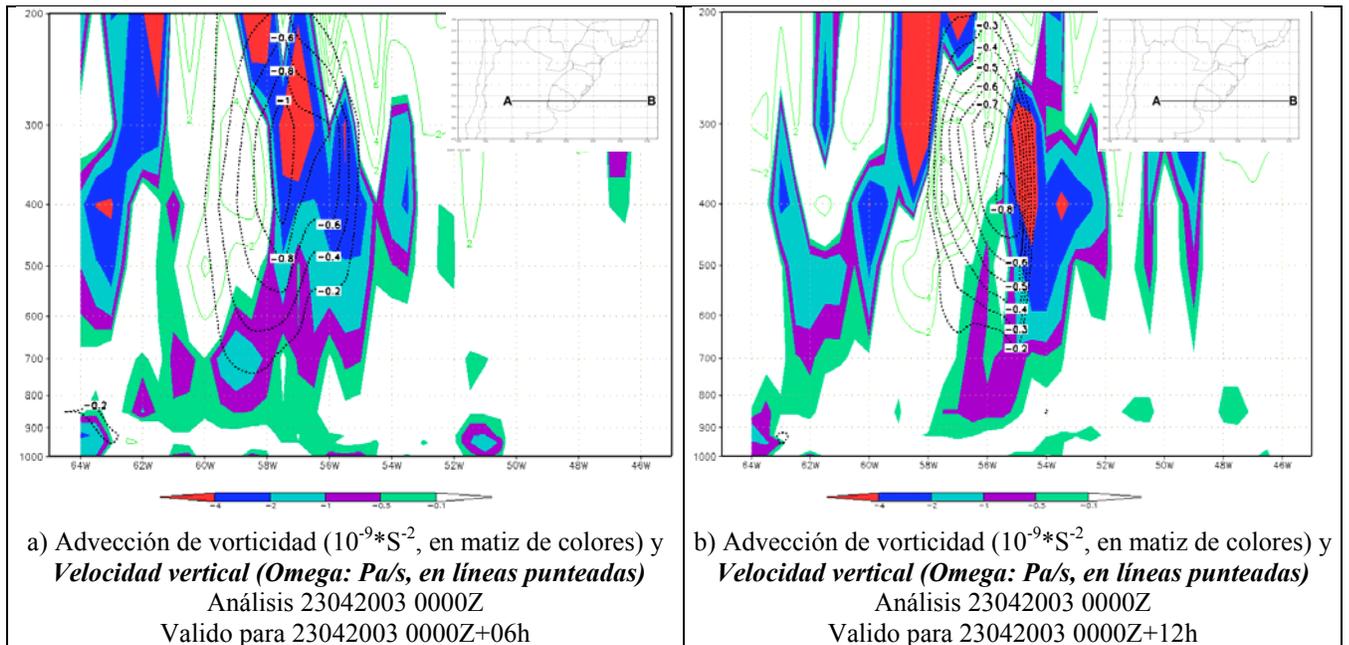


Figura 10. Corte de sección transversal a 33° S y 65 – 45° W
Advección horizontal de vorticidad relativa negativa y Velocidad vertical (Omega).

Como se mencionó anteriormente, el desplazamiento de la onda corta genera una perturbación en la estructura de la troposfera y ésta es apreciada en la advección de la vorticidad ciclónica. En la Figura 9, denota ésta variable en un corte de sección transversal desde niveles de alta troposfera hacia bajos niveles, incentivando la velocidad vertical (Omega negativo), producto de la advección de vorticidad. Además, se puede notar el núcleo de mayor advección de vorticidad entre los 58° W y 300 hPa con un núcleo máximo de $-4 * 10^{-9} * 1/S^{-2}$ y omega hasta de -1 Pa/s, desplazándose para las siguientes 6 horas hacia el este y profundizando su núcleo a niveles más bajos entre los 55° W y 400 hPa con omega de -0.8 Pa/s. Esta perturbación genera alta baroclinidad conllevando a la succión de humedad hacia niveles de alta troposfera, de la acumulación de humedad corriente abajo del LLJ en las áreas mencionadas, posteriormente generando formación de nubosidad convectiva de gran extensión horizontal y vertical que por sus características físicas (Maddox, 1980) y formación dinámica se trata de un complejo convectivo a mesoescala (ver Figura 3). Así mismo, se puede apreciar la rápida evolución de la formación convectiva de gran desarrollo vertical (ver Figura 11) en el transcurso de la noche, mostrando a las 0000 Z escasa humedad en niveles medios y altos de la troposfera con

fuerte convergencia en niveles altos entre los 48° - 60° W. Para las siguientes 06 horas el levantamiento de humedad hacia alta troposfera es evidente por interacciones dinámicas mencionadas, apoyado por convergencia en niveles bajos y medios e intensa divergencia en niveles de 300 a 200 hPa. Para las 1200 Z muestra su máxima formación entre los 54° y 60° W llegando a alto grado de saturación en niveles de alta troposfera, en la Figura 11, se puede notar la típica formación de un Cumulusnimbus con convergencia en niveles bajos y divergencia en niveles altos.

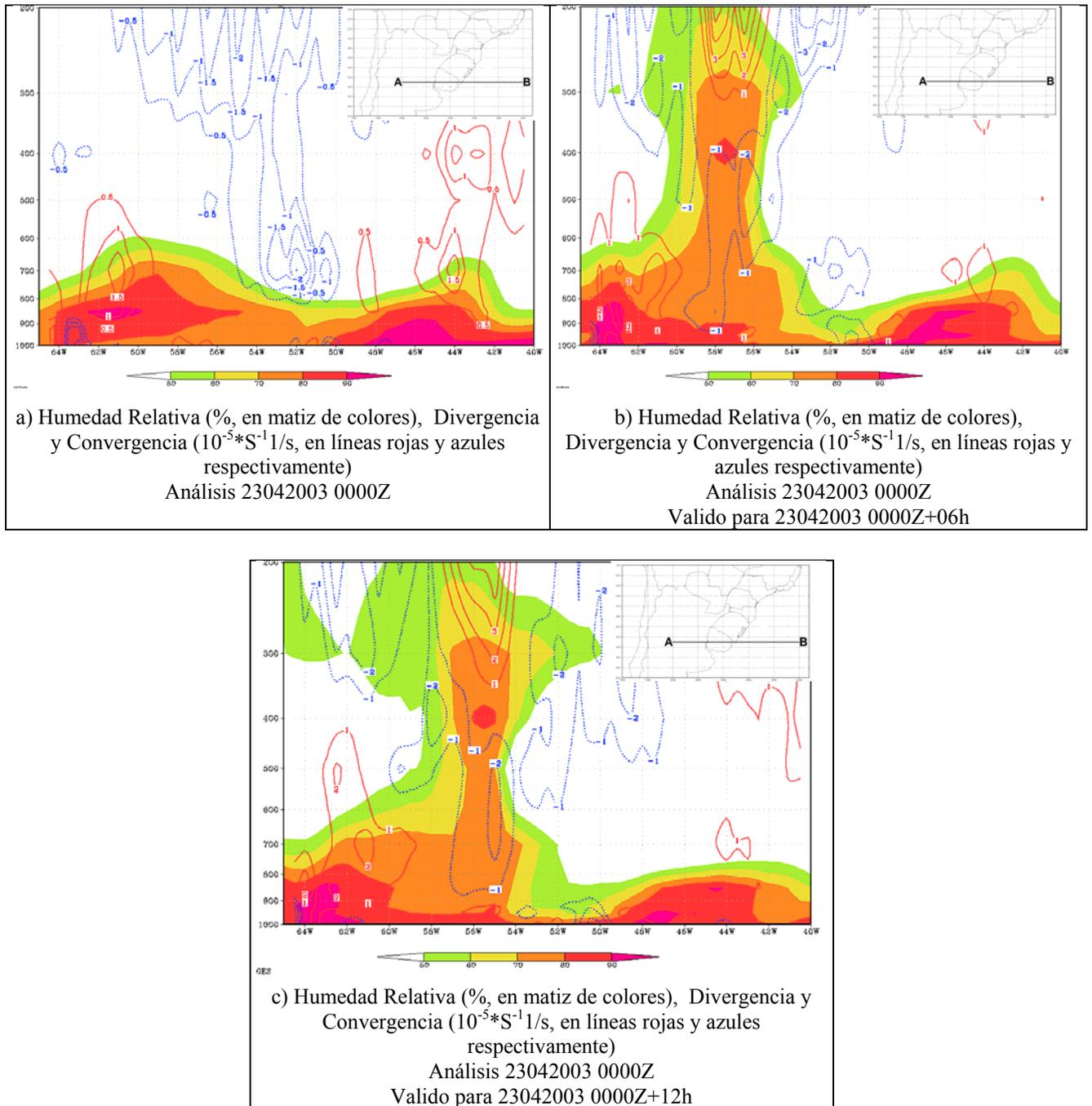


Figura 11. Corte de sección transversal a 33° S y 65 – 45 °W Humedad Relativa, Divergencia y Convergencia. a) Análisis a las 00 Z b) Previsto a 06Z y c) a 12Z.

Un precursor importante de la formación del CMM, es el LLJ, quien almacena gran cantidad de humedad sobre Paraguay, norte de Argentina y Uruguay, esta se ve evidenciado en la mayor proporción de agua precipitable en la columna de la troposfera con valores hasta de 45 – 50 mm para las 1200 Z. Asimismo, generando inestabilidad sobre el área de paso de la onda corta e indicando alto Índice de K de posibilidad de Tormenta (K) con valores hasta de 35° C, que nos indica alta probabilidad de ocurrencia de tormentas. También altos valores del Índice Total Totals con valores hasta de 45° C, que también suele ir asociado a alta probabilidad de ocurrencia de tormentas (ver Figura 12) si otros factores o ingredientes convectivos se dan simultáneamente.

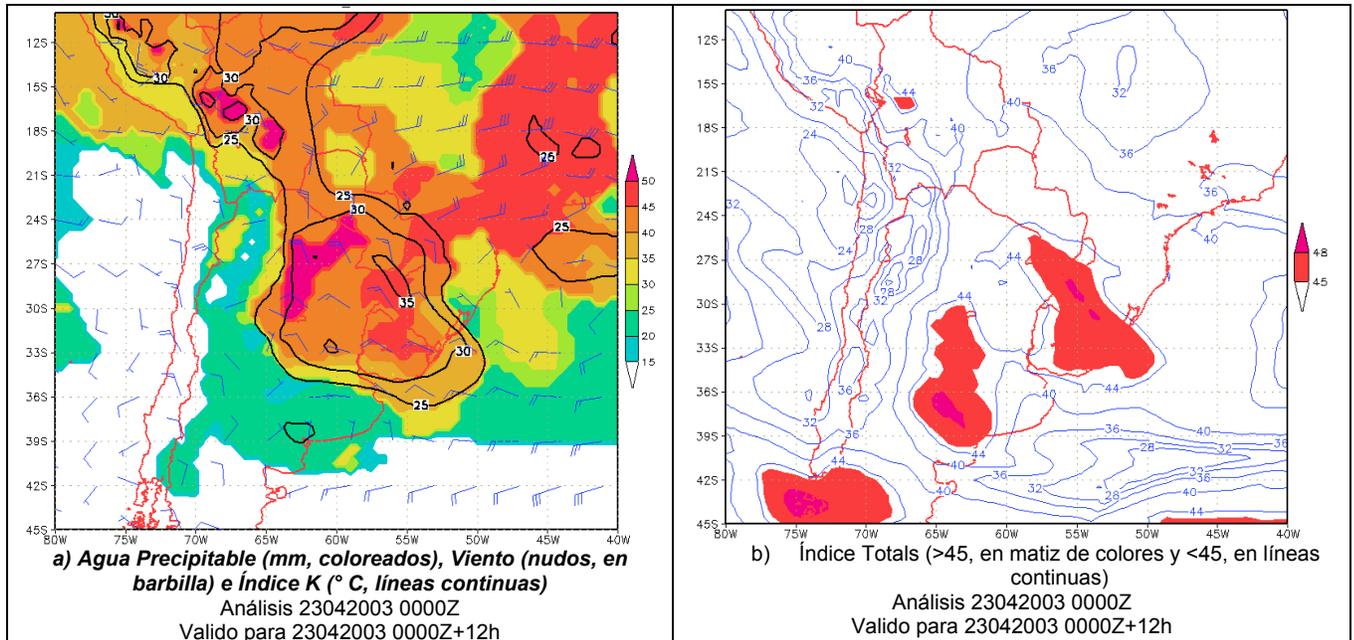


Figura 12. Índice de tormentas (K), Agua Precipitable, Viento e Índice Total Totals

VI.- CONCLUSIONES

Para el presente trabajo se han encontrado estos elementos que parecen claves para la generación y desarrollo de este MCC.

- En niveles de baja troposfera se presentó el LLJ (850 hPa) como precursor del desplazamiento de humedad de la región tropical a las regiones subtropicales, adquiriendo mayor intensidad en el transcurso de la noche y disminuyendo para las 0700 hora local, siendo la humedad alcanzada de $r=7$ g/Kg en el nivel de 700 hPa.
- En niveles de troposfera media, se observó la presencia de una onda corta como disparador del MCC, inyectando advección de vorticidad ciclónica induciendo al incremento de la velocidad vertical ($\Omega = -1\text{Pa/s}$) y succión de hacia alta troposfera de la humedad almacenada en niveles bajos. Así mismo, la Corriente en Chorro se presentó en forma transversal al LLJ incentivando mayor divergencia en niveles altos.
- Las advecciones cálidas sobre el territorio de Uruguay, Norte de Argentina y Sur de Brasil están asociados a los desplazamientos del LLJ, así como la expansión de la troposfera; observándose en la región convectiva advección geostrófica de espesores 500/1000 cálidas hasta de $1^\circ \text{C}/6\text{h}$ con viento geostrófico en 850 hPa.
- La Región convectiva presentó valores de Índice K, mayores a 30°C y de Índice TT mayores a 45°C , valores representativos de gran inestabilidad y probable formación de tormentas.
- Con respecto al modelo regional Eta/SENAMHI, ésta nos representó de buena forma la dinámica de la atmósfera durante las primeras 24 horas de pronóstico, mostrando la convección explosiva en latitudes subtropicales.

VII.- BIBLIOGRAFÍA

- Bonner, W. D. 1968. Climatology of the low level jet, *Mon. Wea. Rev.*, **96**, 833-849.
- Cotton, W. R. e R. A. Anthes, 1989: Storm and cloud dynamics. Academic Press.,883 pp.
- Fernández, W y et. al., 2001: Complejo Convectivo de Mesoescala que afectó la región central de América del Sur el 28 y 29 de enero de 2001. *Top. Meteor. Oceanog.* 8(2) 75-88,2001
- Guedes, R. L. 1985: Condições de grande escala associadas a sistemas convectivos de mesoescala sobre a região central da América do Sul. Tese de Mestrado, IAG/USP, 89pp.
- Maria Assunção Faus da Silva Dias: Complejos Convectivos de Mesoescala sobre regioao Sul do Brasil, Climanálise especial/conmemoración de 10 años (CPTEC/INPE: www.cptec.inpe.br)
- Marengo, J., Soares, W., (2001): Episodio de Jatos de baixos niveis durante 13 a 19 de abril de 1999. *Revista Brasileira de Meteorologia*.
- Marengo, et. al, 2000: Identificación de casos de Jets en niveles bajos, del norte (SALLJ) y del sur (SJ) al este de los Andes durante el verano y otoño 1999, (CPTEC/INPE) .
- Maddox, R. A., 1980: Mesoscale convective complexes. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 61, 1374-1387.
- Mesinger, F., 1984: A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. *Riv. Meteor. Aeronautica*, 44, 195-202.
- Scolar, J. e J.C. Figueiredo, 1990: Análise das condições sinóticas associadas a formação de complexos convectivos de mesoescala. VI Congresso Brasileiro de Meteorologia, SBMET, Anais, 2, 455-461.
- Salinas R., 2001: Análisis de un Sistema Convectivo de Mesoescala que afectó el Paraguay el 3 de febrero de 2001. *Top. Meteor. Oceanog.* 8(2) 60-70,2001.
- Silva Dias, M.A.F., 1987: Sistemas de mesoescala e previsão de tempo a curto prazo. *Rev. Bras. Meteor.*, 2,133-150.
- Velasco, I. e J.M. Fritsch, 1987: Mesoscale convective complexes in the Americas. *J. Geophys. Res.*, 92, D8, 9591-9613.
- Uccellini, K. W. e D. R. Johnson, 1979: The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective systems. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 682-703.

Sitios web visitados y usados para el trabajo

www.cptec.inpe.br

<http://www.inm.es/web/sup/ciencia/divulga/tempoweb/main.html>

http://tucupi.cptec.inpe.br/products/climanalyse/cliesp10a/mcc_cli.html

ram@meteored.com