

DINÁMICA DE TORMENTAS INVERNALES SOBRE LA REPÚBLICA MEXICANA

L.C.A. Roberto Ramírez Villa

Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, Morelos, México, villaramirezroberto@yahoo.com.mx

Dr. Ricardo Prieto González

Instituto Mexicano de Tecnología del Agua, Morelos, México, rprieto@tlaloc.imta.mx

INTRODUCCIÓN

La dinámica de latitudes medias y tropicales que interviene en la generación de sistemas meteorológicos invernales ha sido objeto de numerosos análisis debido a los eventos de escala regional y sinóptica con los que están involucrados, así como a la importancia de sus efectos reflejados en marcados descensos de temperatura. Debido a esto, se han desarrollado múltiples modelos conceptuales con el fin de describir su origen y evolución sobre los Océanos Pacífico y Atlántico. Un ejemplo de esto lo constituyen las llamadas tormentas invernales, en las cuales las variedades predominantes de precipitación se encuentran catalogadas como intensas y en formas que solo ocurren a muy bajas temperaturas, como nieve, granizo o escarcha.

Este tipo de fenómenos se presenta en México en función de la humedad presente en la atmósfera y como consecuencia de cambios bruscos de temperatura en las distintas capas de las nubes, así como por masas de aire procedentes del Ártico, Alaska y Canadá. El Servicio Meteorológico Nacional de México menciona que estas condiciones pueden ser originadas por una baja presión profunda con aire muy frío que se extiende desde capas bajas hasta capas superiores de la atmósfera, la cual ingresa regularmente por el noroeste del país con un desplazamiento hacia el este del territorio nacional y que se denomina como Cut Off Low ó Baja Segregada (BS).

De acuerdo con Hoskins et al. (1985) una BS se asocia con procesos de fuerte ondulación y aislamiento de la circulación de la Corriente en Chorro, para luego propagar aire muy frío desde la alta a la baja troposfera (figura 1). Por otra parte McGuirk et al. (1988) señalan que forzamientos cuasi-geostroficados asociados con ondas de Rossby están ligados con el origen y desarrollo de BS.

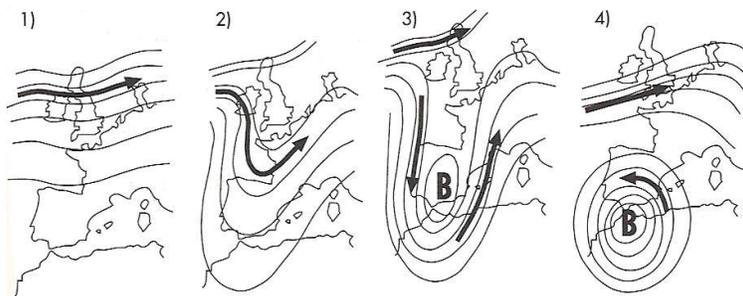


Figura 1 – Formación de una baja segregada en altura; tomado de Llasat, 1991.

Fue hasta 1991 cuando Hoskins define la BS como un sistema aislado de alta vorticidad potencial (VP) ciclónica, que se extiende desde la baja estratosfera hacia la troposfera. Para el año 2003 Van Delden y Negger definieron las BS como un ciclón de tropopausa de circulación

cerrada en alta tropósfera y baja estratosfera, resultado de procesos dinámicos en el cual la masa de aire con alta VP es segregada de la estratosfera polar aislándose en la tropósfera de latitudes medias.

Durante el invierno estas BS pueden permanecer como sistemas estacionarios sobre el noroeste de México por varios días y continuamente interactúan con humedad y amplias bandas de nubes medias y altas, que son producto de la inestabilidad en la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), y que en forma de penacho se desplazan hacia latitudes extratropicales (figura 2) ocasionando fuertes lluvias (Blackwell, 2000). Estos fenómenos de escala sinóptica llamados Plumas Tropicales (PT) representan flujos de escape originados por la convección presente en la ZCIT (Knippertz, 2005).

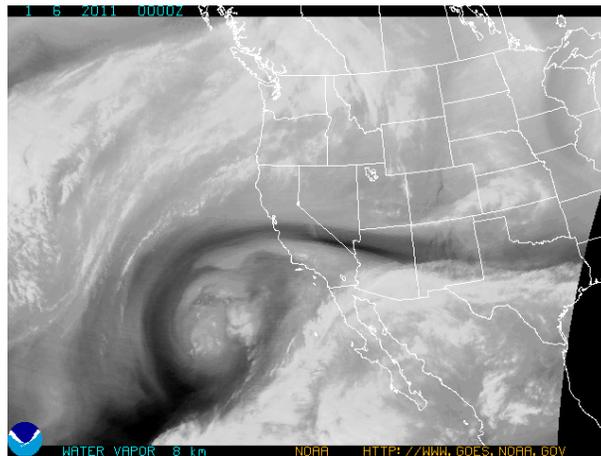


Figura 2 – Imagen de satélite en canal de vapor de agua que muestra la interacción de una baja segregada con un pluma tropical al Noroeste de México, 00Z/06/01/2011. Cortesía NOAA.

De acuerdo con Liebmann and Hartmann (1984) las PT se definen como la parte superior de una circulación directa térmicamente activa, conducida por el calor latente liberado a lo largo de la ZCIT, y como respuesta a la convección y a los cambios en la estabilidad inercial causados por la advección del aire proveniente del sur, con baja VP, por medio de una onda a gran escala.

En un estudio Knippertz y Martin (2005) analizaron eventos de precipitación extrema que afectan a África durante el invierno. En los casos investigados se analizó la interacción entre PT y VP aislada de manera estacionaria en latitudes medias, donde perturbaciones de presión con VP aislada en niveles superiores inician un transporte de humedad tropical en niveles medios y bajos hacia latitudes mayores, por medio de la generación de una masa de aire potencialmente inestable. Esta masa de aire es afectada por la región de ascenso dinámico de las perturbaciones que siguen la VP aislada en su movimiento hacia el noreste, lo que finalmente resulta en la generación de precipitación extrema.

En México la interacción entre BS y PT pueden favorecer la ocurrencia de tormentas invernales y provocar descensos significativos de temperatura, intensas nevadas en el noroeste del país y lluvias abundantes en el resto de México. Cada año los efectos de las tormentas invernales ocasionan importantes pérdidas económicas al país (Bitrán, 2003), principalmente a la infraestructura, comunicaciones, transporte, comercio, ganadería, agricultura y a la sociedad en general, ya que aunado al gran impacto económico negativo se suman los decesos ocasionados por hipotermia, asfixia, enfermedades estacionales, inundaciones, deslizos, etc. (figura 3).



Figura 3 – Efectos asociados a tormentas invernales en México, tomado de: <http://www.eluniversal.com.mx>

VORTICIDAD POTENCIAL ERTEL

En los últimos se han diseñado herramientas de análisis y pronóstico meteorológicos para representar el estado de la atmósfera así como perturbaciones y fenómenos de interés que puedan ocasionar condiciones de tiempo particulares, esto en función de cartas que no representan superficies isobáricas sino isentrópicas, es decir, aquellas de igual temperatura potencial (θ). La temperatura potencial de una parcela de aire se define como la temperatura que la parcela de aire tendría si fuera expandida o comprimida adiabáticamente desde su presión y temperatura inicial, hasta una presión estándar p_0 (generalmente tomada como 1000 hPa) y está definida por la ecuación de Poisson.

Entre de las ventajas de utilizar superficies isentrópicas se encuentran: Diagnósticos y visualización del movimiento vertical a través de la advección de presión y el flujo en general, muestra el transporte y advección de la humedad en 3 dimensiones, muestra la estabilidad dinámica, permite identificar zonas de Jet Stream, tienden a moverse paralelas a zonas frontales, las variables atmosféricas tienden a mostrar mejores correlaciones a lo largo de ellas comparado con superficies isobáricas, la distancia vertical entre superficies isentrópicas es una medida de la estabilidad estática, la convergencia y divergencia entre dos superficies isentrópicas aumenta o disminuye la estabilidad en la capa, la pendiente de las superficies se relaciona directamente con el viento térmico, etc.

En el año de 1939 Carl Gustaf Rossby señaló que la componente vertical de vorticidad absoluta $\zeta_a = f + k \cdot (\nabla \times v)$ era la más importante para flujos atmosféricos a gran escala. Afirmó además que

muchas características del flujo pueden ser eficientemente modeladas asumiendo la conservación del movimiento horizontal en dos dimensiones de ζ_a (modelo barotrópico de la dinámica atmosférica a gran escala). La función corriente para este flujo es obtenible en cualquier tiempo por una inversión del operador laplaciano involucrado y la vorticidad, referido como el principio de invertibilidad para vorticidad en el modelo barotrópico.

Rossby (1940) posteriormente demostró que si h es la profundidad del material de la columna de fluido en el modelo barotrópico, entonces $\zeta_a/h = \text{constante}$, siguiendo la columna de fluido. Esto describe de manera práctica los dos procesos que a menudo dominan en el balance de vorticidad, debido a extensiones verticales de vórtices tubulares y la advección horizontal de vorticidad absoluta. Entonces Rossby partiendo de la conservación de la vorticidad potencial, trabajó en resultados similares para una atmósfera diabática sin fricción, que consiste en un número finito de capas de temperatura potencial constante θ . Por medio de la aproximación hidrostática, y expresando el espesor atmosférico $\Delta = -\partial p/g$ como la masa por área proyectada horizontalmente, el mostró que para cada capa la vorticidad potencial se definía constante de la siguiente manera:

$$P_R = \frac{(f + \zeta_\theta)}{\Delta} = \text{constante}$$

Siguiendo una parcela de aire, donde ζ_θ es la vorticidad isentrópica relativa y se define como:

$$\zeta_\theta = k \cdot \nabla_\theta \times \mathbf{v} = \left(\frac{\partial v}{\partial x} \right)_\theta - \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)_\theta$$

Donde, como antes (u,v) son la componente horizontal del viento y dx y dy son los incrementos horizontales de distancia, pero diferenciaciones son llevadas a cabo en la superficie isentrópica $\theta = \text{constante}$. Rossby mencionó que "es posible derivar resultados correspondientes también para una atmósfera en la cual la temperatura potencial varía continuamente con la elevación e introduce el término vorticidad potencial para el valor de ζ_θ que tendría una capa de fluido isentrópico si fuese movido a una latitud estándar y su masa por unidad de área, Δ , llevado a un valor estándar. El término vorticidad potencial hace referencia a la idea de que existe un potencial para crear vorticidad por cambios en la latitud y por cambios adiabáticos de separación de capas isentrópicas.

Resultados de Rossby fueron obtenidos por generalidades completamente hidrodinámicas por el trabajo independiente de Ertel (1942). Si $\theta = \text{constante}$, para una parcela de aire, implica movimiento adiabático, entonces, expresando esto como $D\theta/Dt = 0$, y tomando su gradiente tridimensional, y entonces tomando el producto escalar de $\nabla\theta$ con la ecuación de vorticidad escalar sin fricción, después de algunas manipulaciones se obtiene la ecuación de vorticidad potencial de Ertel siguiendo una parcela de aire (Hoskins, B. et al., 1985).

$$P = \frac{1}{\rho} \zeta_\theta \cdot \nabla\theta$$

Este es el teorema de Ertel para movimientos adiabáticos sin fricción donde las aproximaciones no están involucradas; P es conservada para movimientos no hidrostáticos tridimensionales. Si

las aproximaciones meteorológicas son realizadas, incluyendo la aproximación hidrostática, la versión del teorema de Ertel en coordenada isentrópicas es la siguiente:

$$P = -g(f + k \cdot \nabla_{\theta} \times v) \left(\frac{\partial \theta}{\partial p} \right)$$

Donde ∇_p y ∇_{θ} son los operadores del gradiente tridimensional en los espacios xyp y en $xy\theta$ respectivamente. La vorticidad potencial de Ertel P utilizada en meteorología es la extensión de la ecuación referida por Rossby para atmósferas adiabáticas sin efectos de fricción. La VP establece que si una parcela de aire fluye de una región fría y estable a una región cálida e inestable adquiere vorticidad relativa por medio de la conservación de la PV, esto es, si la columna de aire entre las dos superficies θ se desplaza hacia un área donde la distancia entre esas dos superficies es mayor, entonces la columna de aire se expande y θ aumenta. Por el contrario, si la columna de aire entre dos superficies θ se desplaza hacia un área donde la distancia entre esas dos superficies es menor, la columna de aire se contrae y θ disminuye (figura 4).

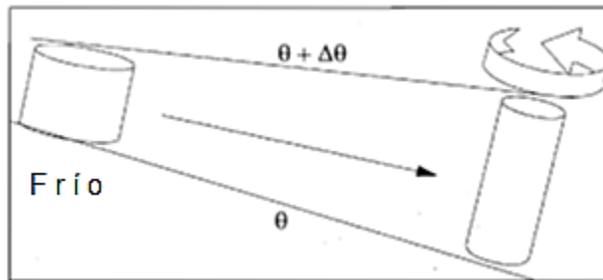


Figura 4 – Desplazamiento de una columna de aire que se desplaza de una región fría a una cálida, limitada por superficies isentrópicas ($\theta = \text{cte}$) cumpliendo con la conservación de VP.

Además si se considera que la atmósfera se encuentra estratificada, una parcela de aire permanecería en un nivel isotrópico a menos que sea calentado diabáticamente. De manera que, inversamente a la temperatura ambiente la θ aumenta con la altura, por lo cual si hacemos un corte vertical observaríamos que la pendiente de las superficies disminuye hacia donde hay aire más cálido y aumenta hacia el aire más frío (figura 5).

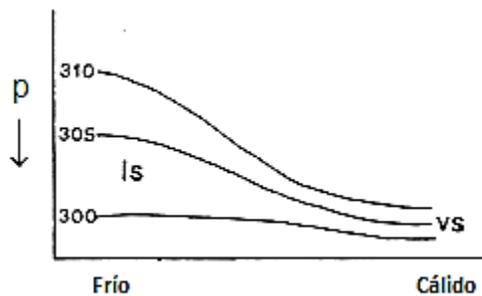


Figura 5 - Líneas isentrópicas sobre la región fría presentan una pendiente mayor mientras que sobre regiones cálidas la pendiente disminuye.

Si combinamos la ecuación de conservación de momento y la primera ley de la termodinámica podemos demostrar que la PV sólo puede ser modificada por calentamiento diabático o fricción. Por lo tanto la cantidad de PV que posee una masa de aire es una manera fácil de rastrearla mientras no esté afectada fuertemente por efectos de elevación, latitud o cizallamiento.

OBJETIVO

La comprensión de la dinámica de fenómenos meteorológicos invernales en México permite tener una mejor preparación ante los efectos causados por estos eventos, reducir los impactos negativos en la sociedad y diseñar mejores esquemas de protección ante alertas de este tipo. Considerando lo anterior este trabajo establece el siguiente objetivo:

- Identificar configuraciones meteorológicas que permitan determinar el potencial de desarrollo de tormentas invernales que afecten a México.

METODOLOGÍA

1. Identificación y modelación numérica de tormentas invernales.
2. Análisis de tormentas invernales mediante variables meteorológicas provenientes de observaciones y de resultados de modelos de pronóstico numérico.
3. Identificación de parámetros asociados a tormentas invernales que puedan aplicarse en la meteorología operativa.

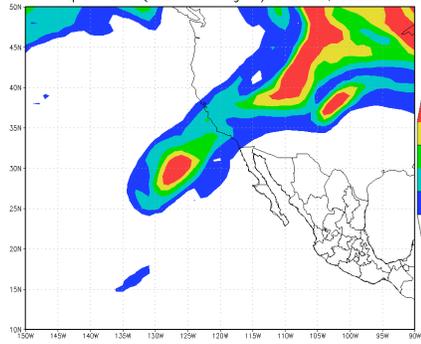
RESULTADOS

A partir de salidas del modelo global GFS (Global Forecast System) se calculó la VP sobre superficies isentrópicas constantes para analizar una BS que produjo condiciones invernales significativas en México del 5 al 10 enero de 2011, empleando el despliegue de mapas de VP para distintos niveles isentrópicos y cortes de sección vertical de la atmósfera.

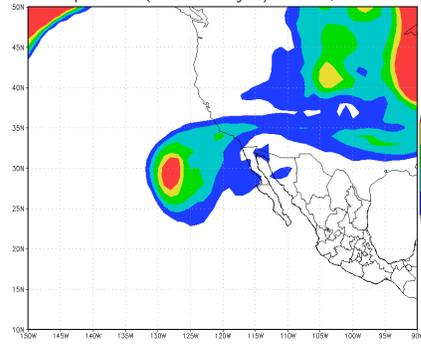
Por medio de los mapas de VP se puede identificar y dar seguimiento en el tiempo a la BS durante su desarrollo y posterior desplazamiento hacia el este, sobre el noroeste del territorio mexicano, asociándose con valores elevados de unidades de vorticidad potencial superiores a 5 ($1 \text{ UVP} = 10^{-6} \text{ m}^2\text{s}^{-1}\text{K kg}^{-1}$). La figura 6, con dominio en 10-50°N, 150-90°O, muestra como la BS se desprende de latitudes medias para aislarse en latitudes menores sobre la región del Pacífico y una vez que adquiere una circulación definida y contornos cerrados comienza a presentar un movimiento hacia el este. Las UVP desplegadas en los resultados a tres días proporcionaron un método eficiente para la identificación, seguimiento y estimación de la intensidad de una BS.

El análisis del corte vertical de la atmósfera, que se extiende zonalmente de 150-90°O y de 1000 a 200 hPa en la vertical, muestra valores elevados de VP asociados con una disminución de temperatura por debajo de los 300 mb, así como un aumento de temperatura por arriba de este nivel, lo que indica un movimiento de la BS hacia el este. Inicialmente el sistema sinóptico se encuentra sobre el Pacífico y a medida que este sistema se mueve hacia el este comienza a interactuar con la orografía del noroeste de México, donde se puede observar una disminución en los valores de VP, sin embargo sus valores continúan relacionados con descensos de temperaturas hacia niveles bajos (figura 7)

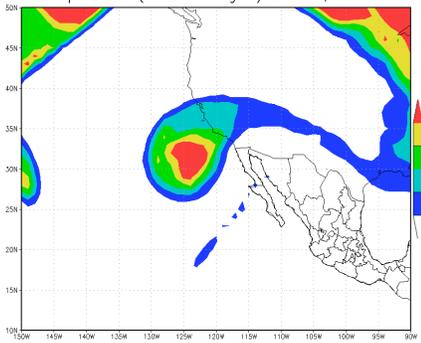
Vorticidad potencial ($m^2s^{-1} K kg^{-1}$) a 320K, 00Z05JAN2011



Vorticidad potencial ($m^2s^{-1} K kg^{-1}$) a 320K, 00Z06JAN2011



Vorticidad potencial ($m^2s^{-1} K kg^{-1}$) a 320K, 00Z07JAN2011



Vorticidad potencial ($m^2s^{-1} K kg^{-1}$) a 320K, 00Z08JAN2011

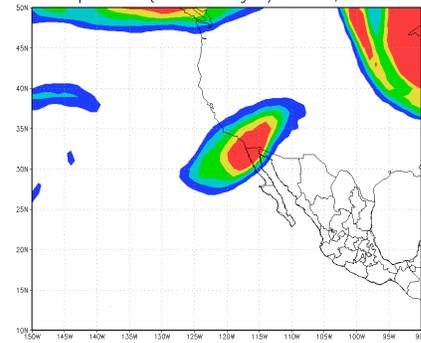
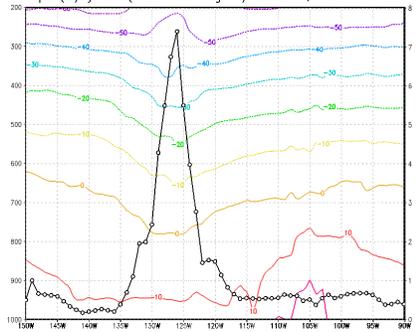
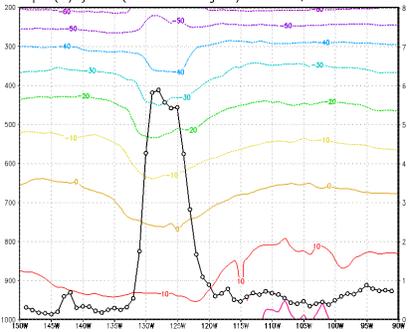


Figura 6 – VP desplegada a partir del modelo GFS en 320°K.

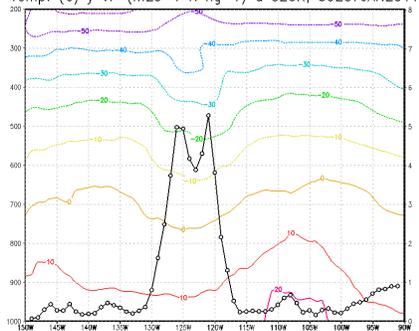
Temp. (C) y VP ($m^2s^{-1} K kg^{-1}$) a 320K, 00Z05JAN2011



Temp. (C) y VP ($m^2s^{-1} K kg^{-1}$) a 320K, 00Z06JAN2011



Temp. (C) y VP ($m^2s^{-1} K kg^{-1}$) a 320K, 00Z07JAN2011



Temp. (C) y VP ($m^2s^{-1} K kg^{-1}$) a 320K, 00Z08JAN2011

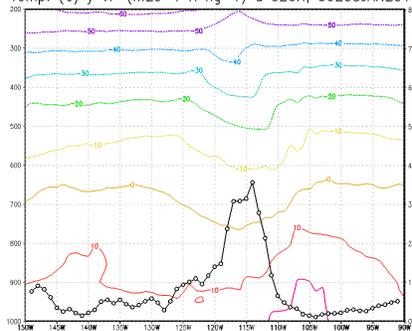


Figura 7 – Temperatura (líneas en color) y VP (línea negra) en un corte vertical de la atmósfera en latitud 30°N.

Un criterio para identificar objetivamente una baja segregada en cartas isentrópicas es mediante contornos cerrados de por lo menos 2 UVP, con un contorno máximo interior de al menos 4 UVP (Cuevas y Rodríguez 2002). Considerando este criterio se desarrolló un sistema de detección de bajas segregadas por medio de análisis de contornos cerrados de VP en la superficie de 320°K para salidas del modelo GFS en pronósticos a 72 horas, con lo cual se realizó la detección del sistema que se presentó del 5 al 10 de enero de 2011 (figura 8).

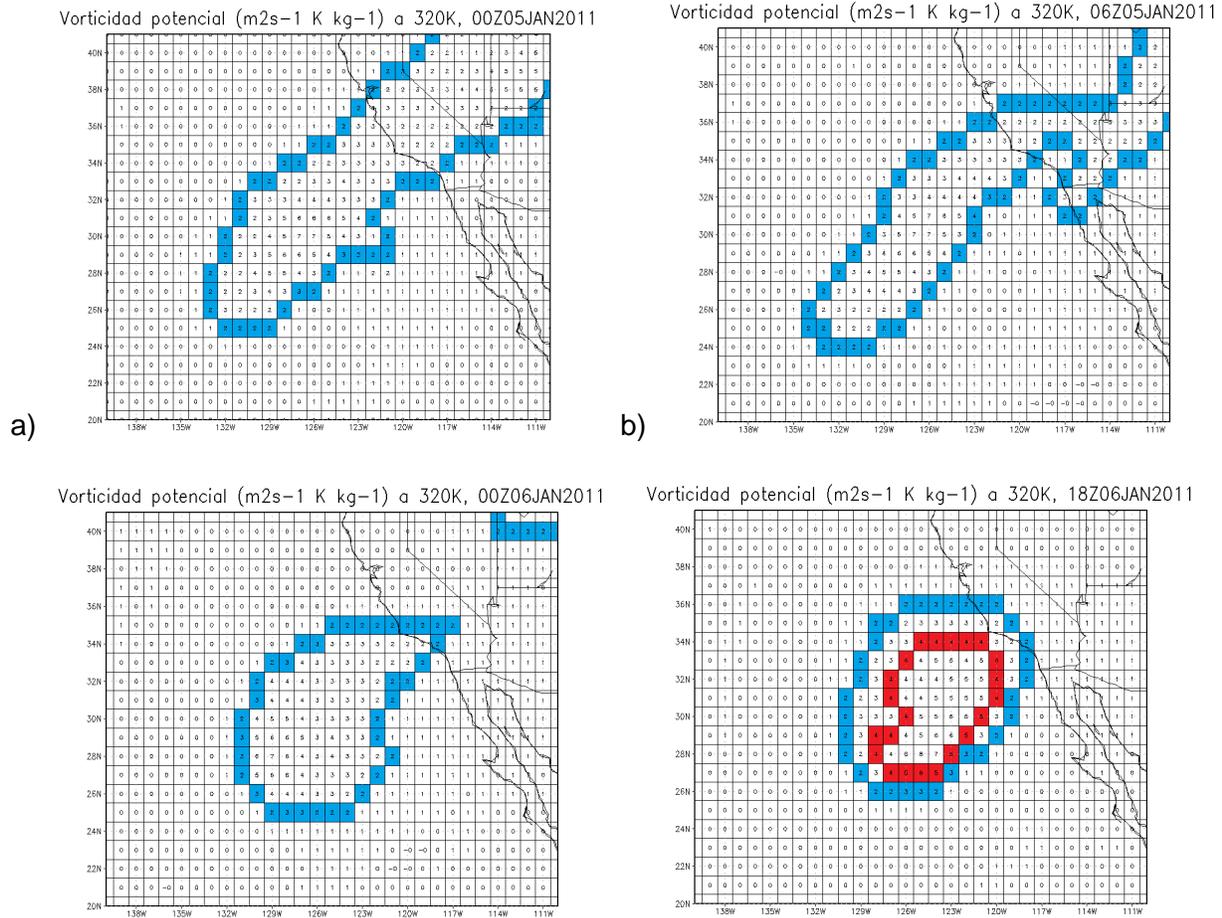


Figura 8 – Identificación de una baja segregada por medio de contornos cerrados de VP.

A través del análisis se identificó la presencia y desarrollo de una baja segregada al noroeste de México, su permanencia y posterior movimiento al este, así como su relación con descensos de temperaturas hacia niveles inferiores y precipitaciones asociadas, mediante una simulación realizada con el modelo WRF empleando condiciones iniciales y de frontera del modelo GFS (figura 9).

En los resultados de temperatura del modelo WRF se observa una disminución marcada en lo que podría constituir las temperaturas mínimas de México (12Z) del 6 al 9 de enero de 2011, efectos que estuvieron asociados con el paso de una BS sobre el noroeste del país (fig. 9). Por otra parte el modelo WRF señaló precipitaciones sobre el norte y noroeste del país y aunque las cantidades no superaron los 10 mm (figura 10), pueden constituir un factor relevante si se considera que las fases de dichas precipitaciones pueden ocurrir de manera líquida o sólida, lo que en conjunto con los descensos de temperaturas significativos constituyen importantes efectos asociados tormentas invernales que afectan la República Mexicana cada año.

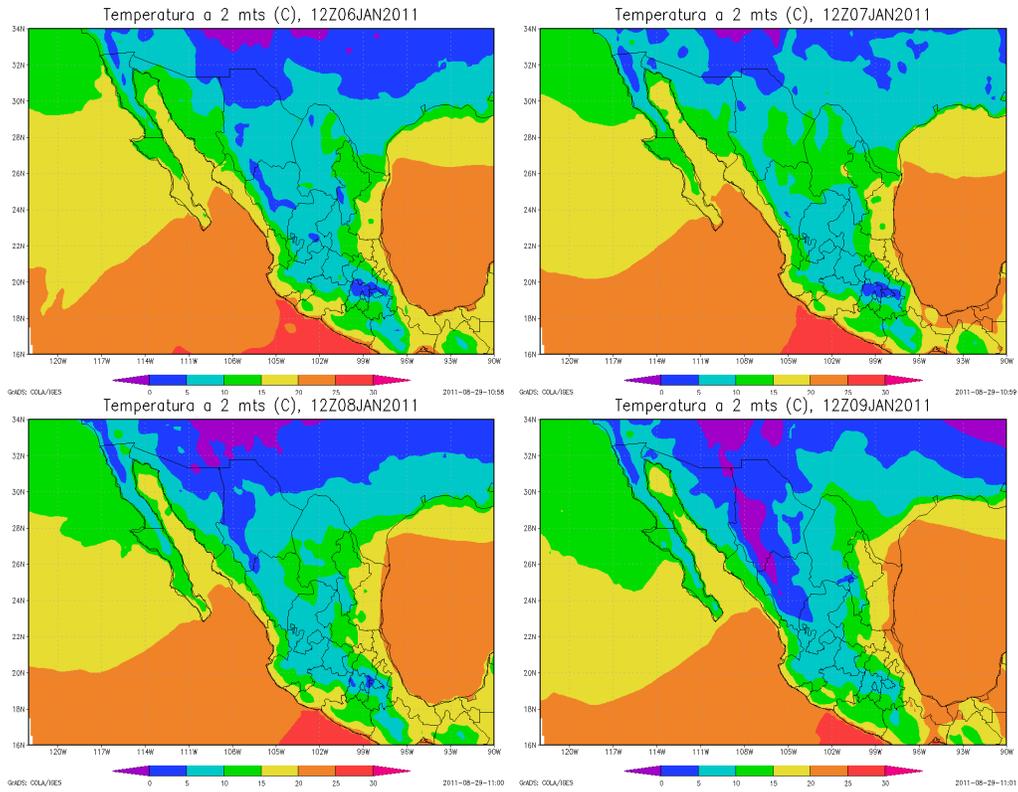


Figura 9 – Resultados de Temperatura a 2 metros del 6 al 9 de enero de 2011, modelo WRF.

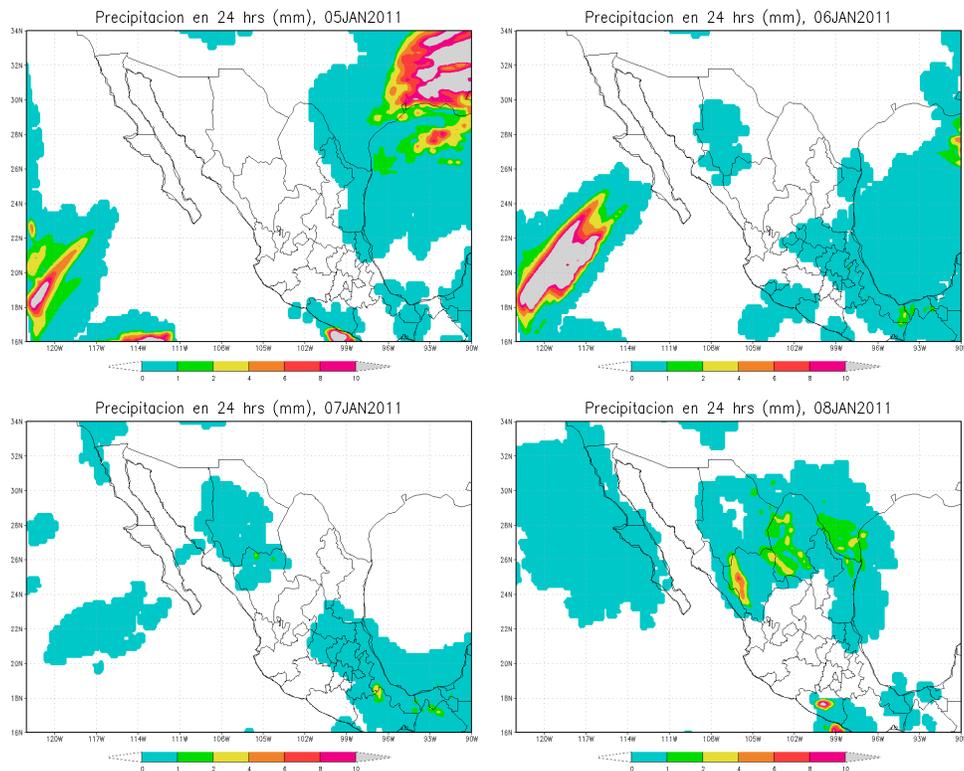


Figura 10 – Resultados de precipitación en 24 horas del 5 al 8 de enero de 2011, modelo WRF.

CONCLUSIONES

La VP de Ertel es una herramienta adecuada para el análisis y seguimiento de una baja segregada que originó efectos asociados a una tormenta invernal en México durante enero de 2011. A partir de un criterio de identificación objetivo de bajas segregadas se elaboró un producto que detecta eficientemente estas características en modo pronóstico, para continuar con un análisis de mayor resolución espacial y temporal de variables meteorológicas proporcionado por el modelo de mesoescala WRF, estableciendo como dominio la República Mexicana.

El sistema invernal fue claramente identificado por el esquema empleado en tiempo de pronóstico, así como sus efectos ligados a descensos de temperatura y precipitaciones sobre la República Mexicana. Estos resultados también fueron comparados con datos de reanálisis de NCEP para observar la eficiencia del modelo, al determinar su consistencia con las observaciones.

Este esquema representa una manera operativa de evaluar la formación, intensidad y principales efectos asociados a una BS que es pronosticada con más de 48 horas de anticipación, el cual puede ser aplicado de forma operativa e incluso incrementar el tiempo de pronóstico empleado para realizar la detección de los sistemas, lo que puede representar un gran apoyo medidas de prevención y toma de decisiones ante tormentas invernales en México.

BIBLIOGRAFÍA

- Bitrán B.D., 2003. *Impacto socioeconómico de los principales desastres ocurridos en la república mexicana en el año 2002*. CENAPRED, SEGOB, México. 7-161.
- Blackwell, K. G., 2000. *Tropical plumes in a barotropic model: A product of Rossby wave generation in the tropical upper troposphere*. Mon. Wea. Rev., 128, 2288–2302.
- Cuevas, E., and J. Rodríguez, 2002. *Statistics of cutoff lows over the North Atlantic (in Spanish)*. Proc. Third Asamblea Hispano- Portuguesa de Geodesia y Geofísica, Valencia, Spain, Comisión Española de Geodesia y Geofísica, 1–3.
- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, and A. W. Robertson, 1985. *On the use and significance of isentropic potential vorticity maps*. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 111, 877–946.
- Knippertz, P., and J. E. Martin, 2005. *Tropical plumes and extreme precipitation in subtropical and tropical West Africa*. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., in press.
- Liebmann, B., and D. L. Hartmann, 1984. *An observational study of tropical–midlatitude interaction on intraseasonal time scales during winter*. J. Atmos. Sci., 41, 3333–3350.
- McGuirk, J. P., and J. R. Schaefer, 1988. *An eastern Pacific tropical plume*. Mon. Wea. Rev., 116, 2505–2521.