

ESTUDIO DE LOS PROCESOS FÍSICOS ASOCIADOS A LA OCURRENCIA DE VIENTO ZONDA CON EL MODELO REGIONAL ETA/CPTEC

Marcelo E. Seluchi^{1*}, Federico A. Norte²

¹Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC).
Rodovía Pres. Dutra Km 39 (12630-000) Cachoeira Paulista, São Paulo, Brasil

seluchi@cptec.inpe.br

² Programa Regional de Meteorología (PRM), Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias ambientales, IANIGLA (CRICYT)/CONICET. Mendoza, Argentina
fnorte@prmarg.org

Resumen

En este trabajo se analizan tres casos típicos de viento Zonda. El modelo Eta/CPTEC es utilizado para estudiar los procesos físicos responsables por la irrupción del viento y por las distintas modalidades (superficie o altura) e intensidades del fenómeno. Se intenta, además, explicar el papel de los Andes sobre la frecuencia e intensidad del viento Zonda.

En los episodios elegidos la intensidad y altura de la inversión térmica a barlovento presenta una clara relación con la presencia de Zonda. Sin embargo este hecho no constituye una causa sino más bien un síntoma o indicio de la posibilidad de ocurrencia.

El viento Zonda se produjo cuando la fuerza de presión a través de los Andes logró superar la resistencia impuesta por la orografía. El patrón sinóptico responsable por esta configuración bárbara resultó del desplazamiento de sistemas frontales asociados a depresiones que transitaron sobre latitudes más bajas de lo normal.

1. Introducción

En zonas montañosas se observa ocasionalmente un viento fuerte, cálido y muy seco que desciende hacia el valle o el llano. Según las regiones éste recibe nombres diferentes: "Foehn" en Europa Central (Alemania, Austria, Suiza), "Chinook" en Canadá y Estados Unidos, "Canterbury-Norwester" en Nueva Zelanda, "Berg-wind" en Sudáfrica y "viento Zonda" en Argentina, al este de la Cordillera de los Andes. Estos se producen cuando el aire que asciende por la ladera ubicada a barlovento descarga su humedad para luego descender a sotavento en forma casi adiabática. Si bien este proceso describe a grandes rasgos el fenómeno su extensión espacial y horizontal, intensidad, frecuencia, causas y efectos dependen fuertemente de las características topográficas y de la circulación atmosférica regional. Existen varios trabajos referidos al Föhn y el Chinook, pues éstos se producen en el Hemisferio Norte sobre zonas con una buena cobertura de datos. La aparición de este efecto sobre los Andes está mucho menos documentada y analizada.

Algunas características del viento Zonda fueron estudiadas por Norte (1988), quien realizó un análisis descriptivo exhaustivo de las condiciones climáticas, sinópticas y termodinámicas, utilizando 10 años de datos. Este autor distinguió dos tipos de manifestaciones diferentes: el llamado "Zonda de altura" que ocurre cuando éste afecta sólo a las estaciones ubicadas en la precordillera y el "Zonda de superficie" que alcanza las planicies al este de los Andes, típicamente en las proximidades de Mendoza y San Juan. Si bien existen algunos antecedentes referidos al estudio del viento Zonda muchas cuestiones permanecen aún inexploradas. En particular no son conocidas las causas físicas que generan este tipo de evento ni que motivan sus diferentes facetas (Zonda de superficie y de altura). Por otra parte tampoco se han realizado simulaciones numéricas.

El modelo regional Eta/CPTEC que es utilizado en forma rutinaria por el Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos de Brasil (CPTEC) emplea la coordenada vertical eta, que se destaca por

* Dirección permanente: Centro de Investigaciones del Mar y la Atmósfera (CIMA)/CONICET, Buenos Aires, Argentina

poseer superficies de nivel prácticamente horizontales. Este hecho lo convierte en un modelo más adecuado para trabajar con topografías irregulares y de gran pendiente.

En el presente trabajo se utiliza el modelo Eta/CPTEC con el fin de analizar los procesos físicos que conducen a la presencia de viento Zonda en tres casos particulares y que motivan las diferencias existentes entre los distintos episodios. Se intenta también explicar el rol de la topografía sobre la intensidad y frecuencia del viento Zonda.

2. Datos y metodología

Los casos elegidos representan eventos clásicos de manifestaciones diferentes. El primero de ellos, ocurrido el 5 de agosto de 1999, constituye un episodio severo de superficie, mientras que el acaecido el día 9 del mismo mes ejemplificó un típico viento Zonda de altura. La situación del 30 de agosto fue considerada como un caso moderado que alcanzó el llano. La elección de los casos se efectuó en base a mapas sinópticos de superficie y altura, así como secuencias horarias en varias estaciones del llano y la pre-cordillera. La descripción exhaustiva de las situaciones sinópticas y la evaluación de los pronósticos del modelo Eta/CPTEC se detallan en un trabajo previo presentado en este mismo Congreso (Seluchi y Norte, 2001).

En el caso del 5 de agosto una profunda depresión bárlica que atravesó la cordillera sobre los 50°S generó un descenso de presión a sotavento, sobre los 35°S, que fue intensificándose con el acercamiento de un sistema frontal (Lichtenstein 1980, Petterssen 1956). La tendencia bárlica negativa en la vanguardia del sistema frontal contrastó con el aumento de la presión en el Océano Pacífico como consecuencia de la proximidad de un anticiclón migratorio post-frontal. El contraste máximo se produjo cuando dicho frente se encontraba inmediatamente al sur de la ciudad de Mendoza, a las 18 UTC, momentos en que el Zonda soplabla en superficie. Según Norte (1988) esta es la configuración más recurrente observada en los casos severos que afectan el llano.

El evento acaecido el 30 de agosto presenta algunas similitudes y diferencias respecto del descrito anteriormente. En esta oportunidad también se verificó el desplazamiento de una perturbación ciclónica sobre los 45-50°S acompañada por una fuerte vaguada en los niveles superiores. Sin embargo sólo fue detectado un sistema frontal débil semi-estacionario al este de la región de estudio.

En todos los casos las simulaciones del modelo fueron iniciados a las 00UTC del día anterior a la ocurrencia del viento Zonda, es decir 36 a 48 horas antes de su irrupción, pues se pretende obtener una previsión con la mayor anticipación posible y que incluya tanto el comienzo como la finalización del fenómeno.

3. Resultados

En condiciones normales el Anticiclón Subtropical del Océano Pacífico genera, al oeste de los Andes centrales, una inversión térmica intensa y persistente que impide a la somera capa de aire marino ubicada por debajo cruzar la Cordillera de los Andes. Dado que, este sería un mecanismo que tiende a dificultar el intercambio del aire cercano a la superficie por encima de las montañas, se graficó la evolución temporal de la intensidad de dicha inversión. La Figura 1 presenta la diferencia de temperatura potencial equivalente entre los niveles de 1000 y 500 hPa (línea de trazos) y la magnitud del movimiento vertical en el nivel de 700 hPa (línea continua) para el caso de Zonda severo en el llano cuyano. Ella muestra que los movimientos de ascenso en la tropósfera media están acompañados por una paulatina disminución de las condiciones de estabilidad a barlovento (Fig. 1a, línea quebrada) que se traduce en inestabilidad convectiva en las horas cercanas a la ocurrencia del Zonda (alrededor de las 18Z del día 5). De esta forma las parcelas de aire que se encuentran próximas a la superficie sobre el Océano Pacífico pueden ascender libremente hasta el tope de los Andes, descargar su humedad sobre la ladera occidental y descender luego a sotavento provocando también una reducción de la estabilidad estática.

En el caso del Zonda de altura del 10 de agosto (fig no incluida) existe sólo una reducción

moderada de la intensidad de la inversión, que se mantiene presente durante todo el período, quizás debido a los movimientos verticales menos intensos. Por otra parte la reducción de la estabilidad y la magnitud de la subsidencia es también menor sobre la ladera oriental respecto del caso anterior.

La situación que tuvo lugar durante los días 30 y 31 de agosto presenta un comportamiento similar al mostrado en la Figura 1 pero con una intensidad algo menor. En efecto, si bien existe una leve inestabilidad convectiva alrededor de las 18 UTC del día 30, la magnitud de la reducción de la temperatura potencial equivalente entre el tope y la base de la capa es relativamente menor que en el primer caso estudiado, al igual que la intensidad de los movimientos verticales.

La figura 1 permite deducir que, en los casos elegidos, la intensidad y altura de la inversión térmica a barlovento presenta una clara relación con la presencia de viento Zonda. Sin embargo estas condiciones no constituyen, seguramente, un causante del fenómeno sino más bien una consecuencia de otros procesos físicos de escala mayor, como la proximidad de una vaguada baroclínica asociada a un frente frío. En todo caso tal vez sea posible establecer a este hecho como un *síntoma* o un *indicio* de la posibilidad o de la inminencia del Zonda.

Otro tipo de abordaje consiste en considerar el número de Froude, que es usualmente vinculado a la capacidad del flujo para atravesar obstáculos orográficos. Éste puede calcularse como: donde U es la velocidad del viento perpendicular al obstáculo, H la altura de la montaña respecto del

$$Fr = \frac{U}{NH}$$

terreno circundante y N la frecuencia de Brunt-Väisälä. Un Fr bajo caracteriza una situación de “bloqueo orográfico” mientras que un valor cercano o superior a uno implica que el flujo posee la energía suficiente para atravesar la barrera montañosa.

La Figura 2 describe la evolución temporal del número de Froude sobre la costa occidental de América del Sur (33°S,75°W) en los niveles de 850 hPa, 700 hPa y 500 hPa para los tres casos investigados. Un hecho significativo es que más allá de la altura H utilizada, algo arbitraria (2500m en este caso), los valores de Fr alcanzados en el primer caso (5 de agosto) son más altos que en los dos restantes, indicando una mayor predisposición del flujo para vencer la resistencia de la pendiente orográfica. Efectivamente en esta situación las magnitudes alcanzadas indican la posibilidad de sortear los Andes en los tres niveles graficados y la probable existencia de Zonda de altura durante todo el lapso considerado. Esto contrasta con lo ocurrido en el segundo episodio, donde los números se acercan a la unidad sólo en los niveles medios y altos, concordando con lo observado. En el evento del 29 al 31 de agosto se destaca la posibilidad de ocurrencia de Zonda en los niveles medios desde prácticamente el inicio del período de integración. La aparición del fenómeno en superficie aparece como una posibilidad de corta duración alrededor de las 18UTC del día 30, es decir en el momento que efectivamente fue detectado.

La Cordillera de los Andes actúa como un muro divisor de dos regímenes climatológicos distintos. Al oeste el anticiclón subtropical del Pacífico contribuye a adveccionar masas de aire relativamente frío y seco desde el sur, mientras que al este la presencia del anticiclón del Atlántico permite la intromisión hacia el continente de aire más cálido y húmedo de origen marino. Ambos tipos de masas de aire presentan a menudo presiones de superficie diferentes, más altas del lado oeste, a pesar de lo cual no logran mezclarse en niveles bajos. Esto se debe a la presencia de la cordillera que limita el intercambio horizontal, y a la inversión de subsidencia que dificulta la mezcla vertical. Como resultado de ello los mapas climatológicos muestran un gradiente zonal de presión importante a lo largo de los Andes.

Sin duda un hecho significativo que destaca a las situaciones de viento Zonda es la aparición de un gradiente bórico zonal intenso, más alto que su valor climatológico. Esta fuerza de presión puede constituirse en un factor primario que permita el intercambio de las masas de aire a uno y otro lado, si es que éstas consiguen vencer la resistencia de la montaña y de la inversión de temperatura sobre el Océano Pacífico.

La Figura 3 exhibe el módulo de la fuerza de presión ($-\alpha \nabla_h P$) para las tres situaciones investigadas en tres instantes de tiempo: antes, durante y después de la aparición del Zonda. Puede

observarse en todos los casos un máximo relativo sobre los Andes, con una magnitud que tiende a aumentar hacia el momento de la irrupción del Zonda. En las horas posteriores el valor de la fuerza de presión disminuye y el máximo relativo tiende a desplazarse hacia el norte acompañando el movimiento del sistema frontal. Sin embargo existen también algunas diferencias entre los tres casos elegidos: en el primero de ellos la fuerza es relativamente mayor y tiende luego a debilitarse a medida que el frente frío se desplaza hacia el norte. En cambio en el episodio acaecido el 9 de agosto el forzante bórico es mucho menor, razón por la cual probablemente el viento Zonda no haya logrado alcanzar la superficie. Finalmente en el tercer caso, donde el viento alcanzó la superficie sólo con intensidad moderada, los valores se asemejan a los del primer episodio analizado pero se ubican algo más al norte. Por esta razón tal vez fue detectado principalmente en la ciudad de San Juan emplazada unos 180 kms al norte de Mendoza.

A partir de la Figura 3 puede establecerse que la presencia de un forzante bórico, que ayude al intercambio de masas de aire entre ambos lados de los Andes, puede ser un factor importante para explicar la irrupción del viento Zonda. Sin embargo, como se ha señalado anteriormente, la existencia de un gradiente meridional considerable es una característica bastante habitual de la geografía sudamericana. Debido a que el Zonda es un fenómeno poco recurrente (Norte, 1988) es esperable que en la mayoría de los días este gradiente se vea compensado por la acción que antepone la orografía. Con el objeto de lograr cuantificar este proceso se ha intentado obtener un balance entre la fuerza bórica y el arrastre generado por los Andes, a fin de comprender los mecanismos que conducen a la irrupción de vientos catabáticos sobre la ladera oriental. Para ello se ha seguido el tratamiento propuesto por Kirtman et. al. (1995) y por Pierrehumbert (1987) quien, basándose en análisis de escala y resultados de experimentos numéricos, obtuvo una fórmula para la tensión del viento superficial generado por ondas de montaña:

$$|\vec{\tau}_{gw}| = \frac{rU^3}{Nl^*} \left[1 + \frac{1}{1 + Fr^2} \right]$$

donde l^* es la longitud de la onda monocromática en la dirección del viento de superficie (considerada como $2.5 \cdot 10^5$ m). La dirección de τ_{gw} coincide con la del viento en superficie. En consecuencia la fuerza ejercida por la montaña contra la acción del viento se obtiene como:

$$\frac{1}{r} \frac{\partial \vec{\tau}_{gw}}{\partial z} = -g \frac{\partial \vec{\tau}_{gw}}{\partial p}$$

La Figura 4 muestra la evolución temporal del módulo de la fuerza de presión (línea de trazos) y la ejercida por la montaña sobre el punto de retículo más cercano a la ciudad de Mendoza (línea continua). En general estas se encuentran próximas al equilibrio y tienden a aumentar hacia el momento de la aparición del Zonda. Existen, sin embargo, dos lapsos de tiempo durante esta evolución en los cuales el forzante bórico supera la "resistencia" ofrecida por la montaña: el primero de ellos tiene lugar alrededor entre las 18UTC del día 4 y las 00UTC del día 5, donde la fuerza bórica supera ligeramente en magnitud a la ejercida por la montaña. En ese momento se detectó Zonda en altura que llegó muy cerca de la ciudad de Mendoza. El otro intervalo en donde la fuerza bórica no fue compensada por la orográfica ocurrió alrededor de las 18UTC del 5 de agosto, es decir durante la irrupción del viento en el llano. Este se extendió hasta las primeras horas del día 6, cuando ambas fuerzas entraron nuevamente en estado de semi-equilibrio. La curva de la aceleración del viento superficial (Fig. 4c), calculada a partir de salidas cuatridiurnas consecutivas del Eta/CPTEC, presenta dos máximos positivos muy cercanos al instante en que la fuerza bórica (con dirección hacia el este) supera a la orográfica.

En la situación de Zonda de altura ambas fuerzas exhiben una magnitud menor, y si bien el forzante bórico presenta un máximo alrededor de las 18UTC del día 10 su magnitud no es suficiente para lograr un desequilibrio. Por esta razón las aceleraciones resultantes presentan un orden de magnitud menor respecto del caso anterior. Nuevamente una situación intermedia se refleja en el caso moderado del 30 de agosto (Fig. 4f): durante ese día la fuerza de presión adquiere una magnitud suficiente (aunque mucho menor que el caso del 5 de agosto) para superar la oposición de los Andes.

4. Discusión y conclusiones

A partir de los resultados anteriores es posible concluir que en los casos analizados la fuerza generada por el intenso gradiente zonal de presión ha sido suficiente para vencer la oposición impuesta por la montaña durante la irrupción del viento Zonda. La intensidad del forzante bórico y su desbalance con relación a la resistencia orográfica parece determinar la intensidad, el tipo (de altura o de superficie) y el tiempo de duración del evento. La aceleración impuesta por el forzante bórico generó en estas ocasiones vientos con velocidades (energía cinética) suficientes para atravesar los Andes a distintos niveles. Esto es puesto de manifiesto por los números de Froude (Fr) obtenidos corriente arriba del obstáculo orográfico.

La configuración bórica responsable de la fuerza de presión que condujo a la irrupción de los vientos catabáticos se produjo como consecuencia del desplazamiento de sistemas frontales, asociados a depresiones que transitaron sobre latitudes algo más bajas de lo normal.

Una de las dificultades que encuentran las masas de aire superficiales ubicadas sobre el Océano Pacífico para atravesar la barrera andina es la presencia de la inversión de subsidencia, verificada casi a diario cerca de los 800-900 hPa. Durante los casos analizados esta inversión disminuyó su intensidad a veces hasta desaparecer, posibilitando un ascenso prácticamente libre de las parcelas de aire de superficie. Este hecho estuvo vinculado a la presencia de movimientos de ascenso, que por su duración parecen estar más vinculados a fenómenos de escala sinóptica. Sugestivamente en los episodios de Zonda en superficie pudo verificarse una mayor intensidad de las corrientes de ascenso a barlovento y la aparición de inestabilidad convectiva en la región usualmente afectada por el anticiclón subtropical. Este comportamiento es coherente con la existencia de una vaguada en los niveles medios de la atmósfera. Por el contrario durante el evento de altura si bien la intensidad de la inversión disminuyó, nunca se verificó la presencia de inestabilidad convectiva. Esto puede vincularse a las características del flujo en los niveles medios, que presentaron una circulación más zonal.

En dos de los tres casos analizados el inicio del viento Zonda se produjo alrededor de las 18UTC (15 hora local) es decir próximo a la hora de la máxima temperatura, coincidiendo con las características climáticas halladas por Norte (1988). El evento del 5 de agosto se inicia un par de horas antes del mediodía solar, coincidiendo también con los rasgos climatológicos encontrados por Norte (1988) para los episodios severos. Probablemente la mezcla vertical inducida por el calentamiento diurno (la nubosidad se interrumpe parcialmente sobre la ladera oriental) sea un mecanismo que ayude a romper o disminuir la inversión por subsidencia y en consecuencia a favorecer la irrupción del viento en superficie.

Otra cuestión interesante es determinar el rol de la altura del obstáculo orográfico. Para ello se efectuaron dos experimentos adicionales (para las situaciones de Zonda intenso y de altura respectivamente) en los cuales la altura de la Cordillera de los Andes fue reducida un 25%. Debido a que las condiciones iniciales no fueron modificadas para realizar estas integraciones, éstas implícitamente reflejan la presencia de una orografía con altura "normal". El impacto que esto puede tener sobre los resultados es probablemente el de suavizar el efecto deseado de reducción de la altura. La Figura 5 muestra para ambas situaciones la diferencia de velocidad del viento a nivel anemométrico, entre los experimentos con altura reducida sobre los Andes y aquellos con topografía normal. A pesar de no haberse alterado las condiciones iniciales en ambos casos se advierte una señal clara y opuesta. Cuando se reduce la altura de la topografía los vientos resultantes sobre la superficie son comparativamente menores en el evento severo, indicando un efecto Zonda más débil. Un corte vertical realizado sobre los 34°S (no incluido) muestra isentrópicas menos inclinadas, con menor trayectoria vertical y movimientos verticales de magnitud inferior en el experimento con topografía rebajada. En otras palabras la menor distancia vertical recorrida por las masas de aire conduce a procesos de secamiento y calentamiento menos intensos a sotavento de la montaña. En contraposición, en el caso de Zonda de altura los vientos del oeste resultantes (efecto orográfico) son mayores en el experimento con topografía reducida (Fig5b). Un corte vertical realizado a 34°S (no incluido) muestra una inversión de subsidencia más intensa y cercana al suelo a sotavento, acompañada de movimientos descendentes que alcanzan la superficie. En consecuencia puede deducirse a partir de los experimentos

realizados que una altura hipotéticamente menor de la Cordillera de los Andes conduciría probablemente a episodios de viento Zonda más frecuentes pero de menor intensidad. En este sentido la presencia de Zonda en superficie en las cercanías de Malargüe durante el día 10 de agosto (donde los Andes son más bajos), y sólo de altura en la ciudad de Mendoza ayuda a sustentar esta hipótesis.

5. Referencias

Kirtman B. Vernekar A., De Witt D., Zhou J., 1993: Impact of orographic gravity wave drag on extended-range forecasts with the COLA-GCM., *Atmósfera*, **6**, 3-23.
 Norte F.A., 1988: Características del viento Zonda en la Región de Cuyo. Tesis Doctoral U.B.A.
 Pierrehumbert R.T., 1987: An essay on the parameterization of orographic gravity wave drag. *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory/NOAA/ Princeton University, Princeton, N.J. 08542*.
 Seluchi M.E., Norte F.A., 2001: Evaluación del desempeño del modelo Eta/CPTEC para pronosticar tres eventos de viento Zonda, Preprints CONGEMET VIII.

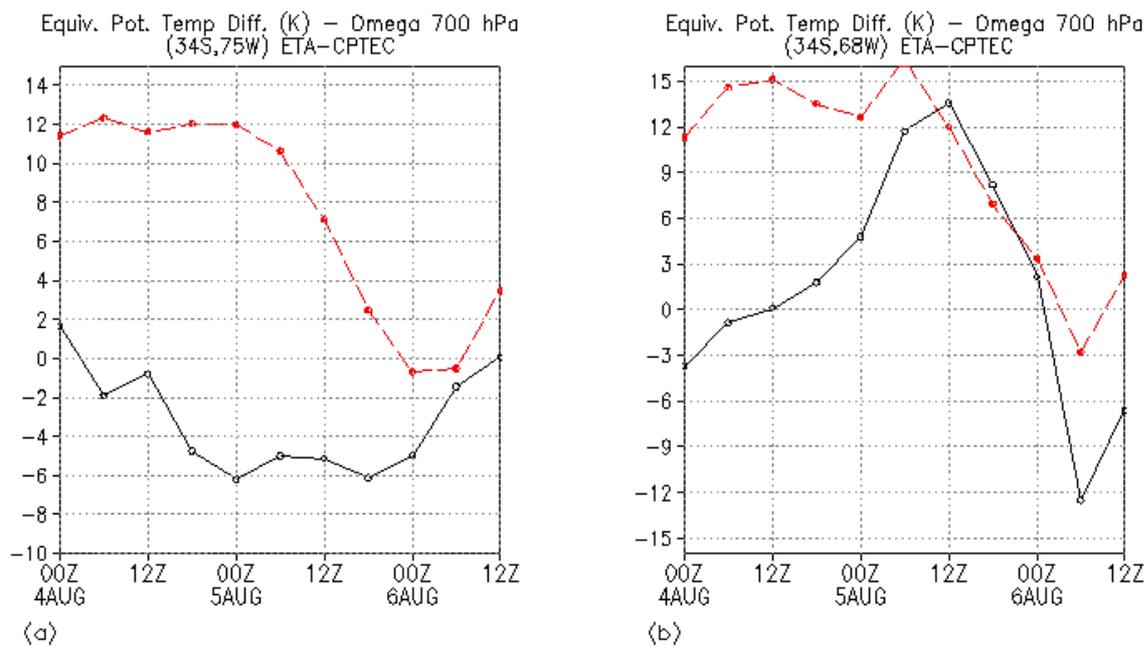


Figura 1: Diferencia de temperatura potencial (°K) entre los niveles de 500 y 1000 hPa (líneas continuas) y magnitud del movimiento vertical (líneas quebradas) (hPa/s) en los puntos (34°S, 75°W, izquierda) y (34°S, 68°W, derecha) diagnosticados por el modelo Eta/CPTEC

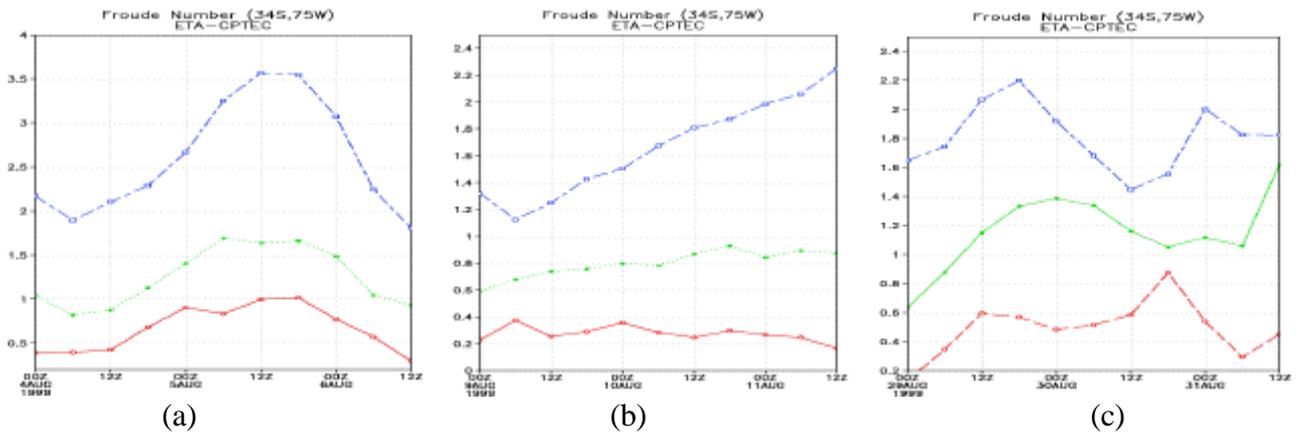


Figura 2: Marcha temporal del número de Froude, obtenida a partir de los diagnósticos del modelo Eta/CPTEC en el punto 34°S, 75°W en los niveles de 850 (línea quebrada), 700 (línea de puntos) y 500 hPa (línea continua) para las situaciones del (a) 5 de agosto, (b) 10 de agosto y (c) 30 de agosto de 1999

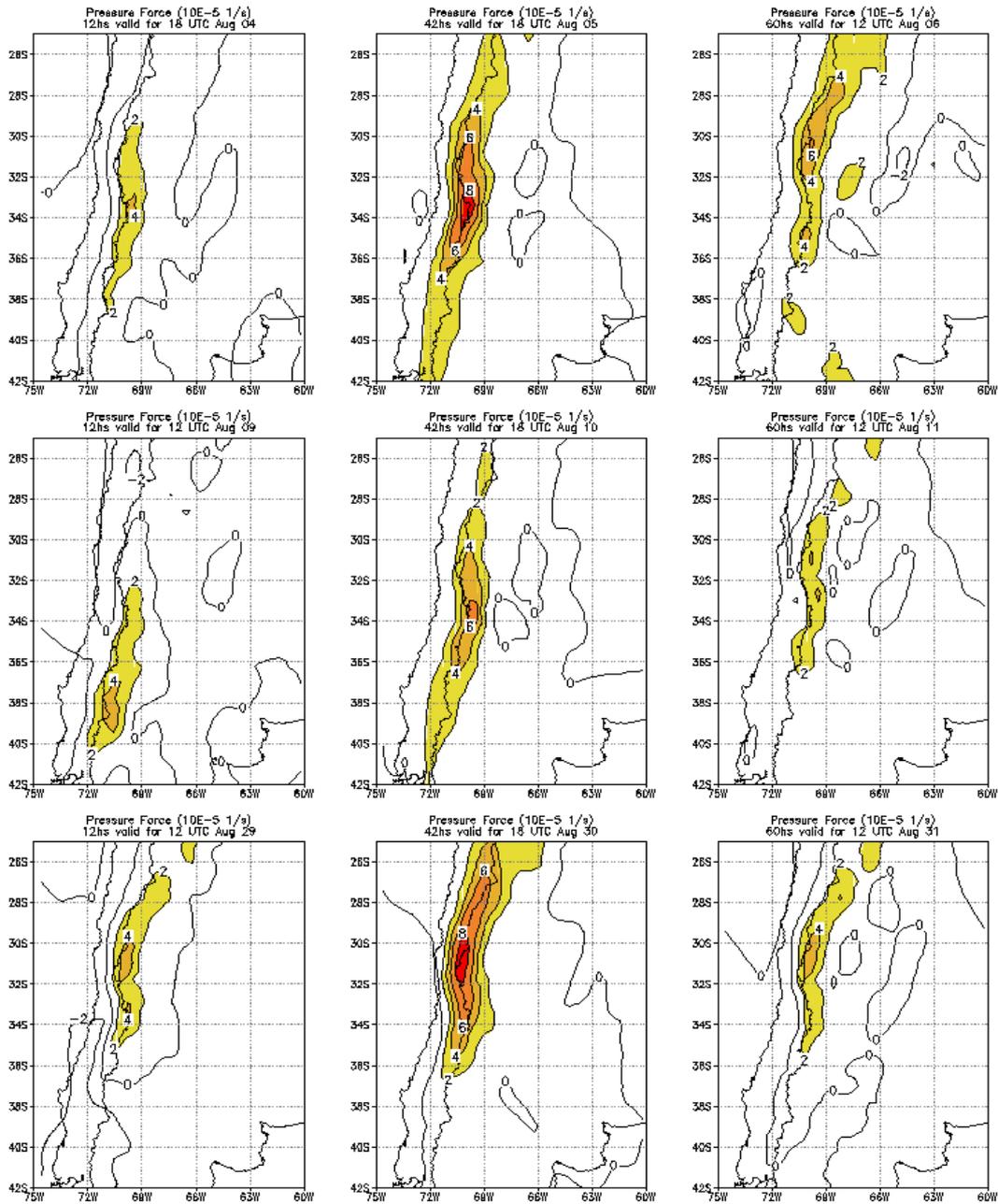


Figura 3: Evolución de la magnitud de la fuerza de presión ($\cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) obtenida a partir de los diagnósticos del modelo Eta/CPTEC para los episodios del 5 de agosto (arriba), 10 de agosto (centro) y 30 de agosto (abajo). Los valores mayores a $2 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ están sombreados.

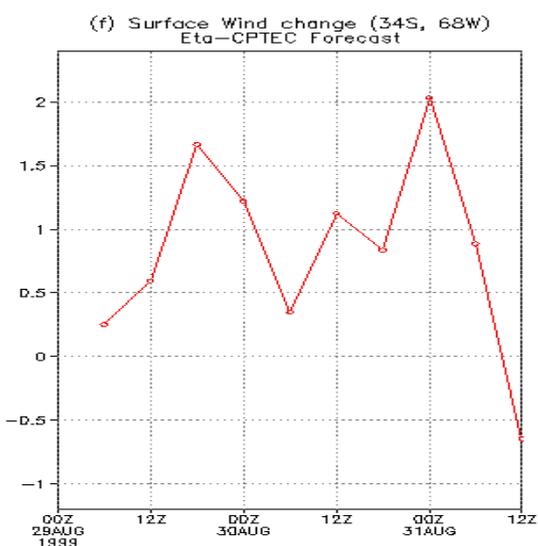
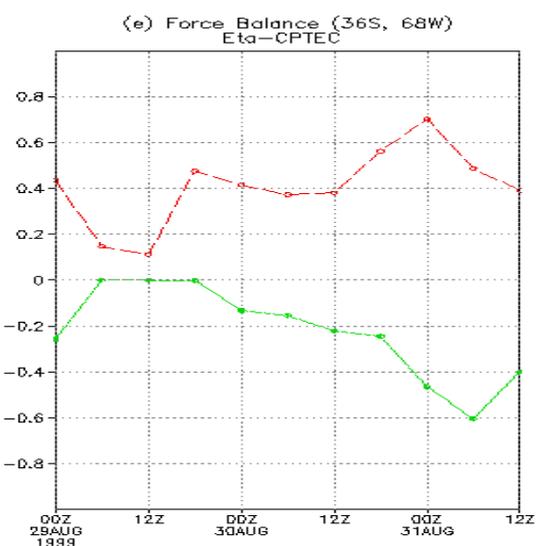
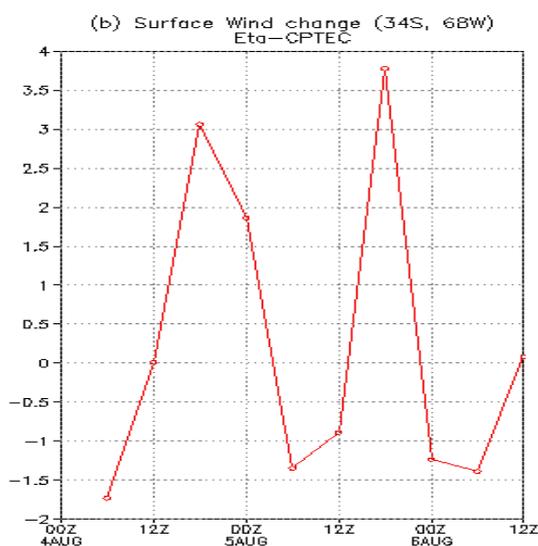
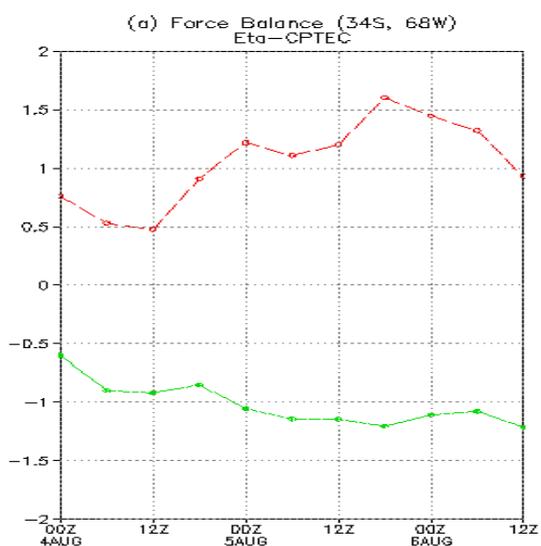
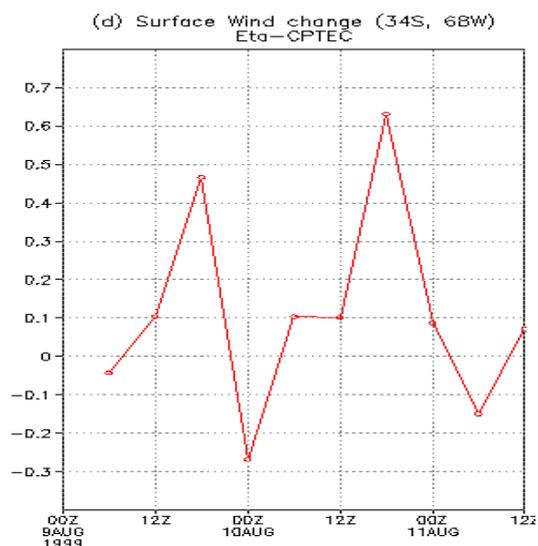
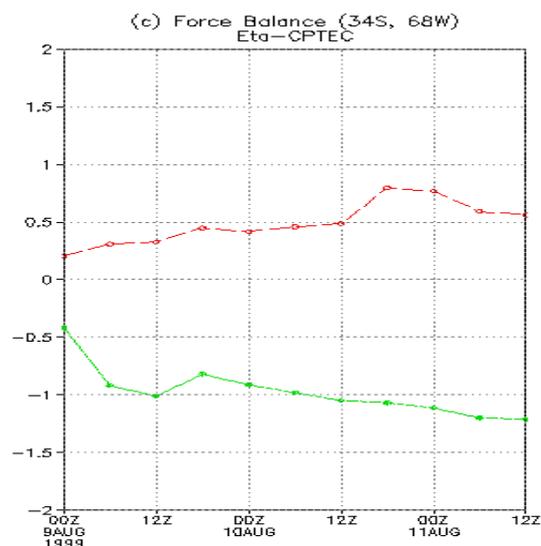


Figura 4: (a) Marcha de la magnitud de la fuerza de presión (línea quebrada) ($\cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) y de la resistencia ejercida por la orografía (línea continua) ($\cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) obtenida a partir de los diagnósticos del modelo Eta/CPTEC para la situación del 5 de agosto. (b) magnitud del cambio de viento obtenido a intervalos de 6 horas partir de los diagnósticos del modelo Eta/CPTEC. (c) y (d) Idem (a) y (b) para la situación del 10 de agosto. (e) y (f) Idem (a) y (b) para la situación del 30 de agosto.

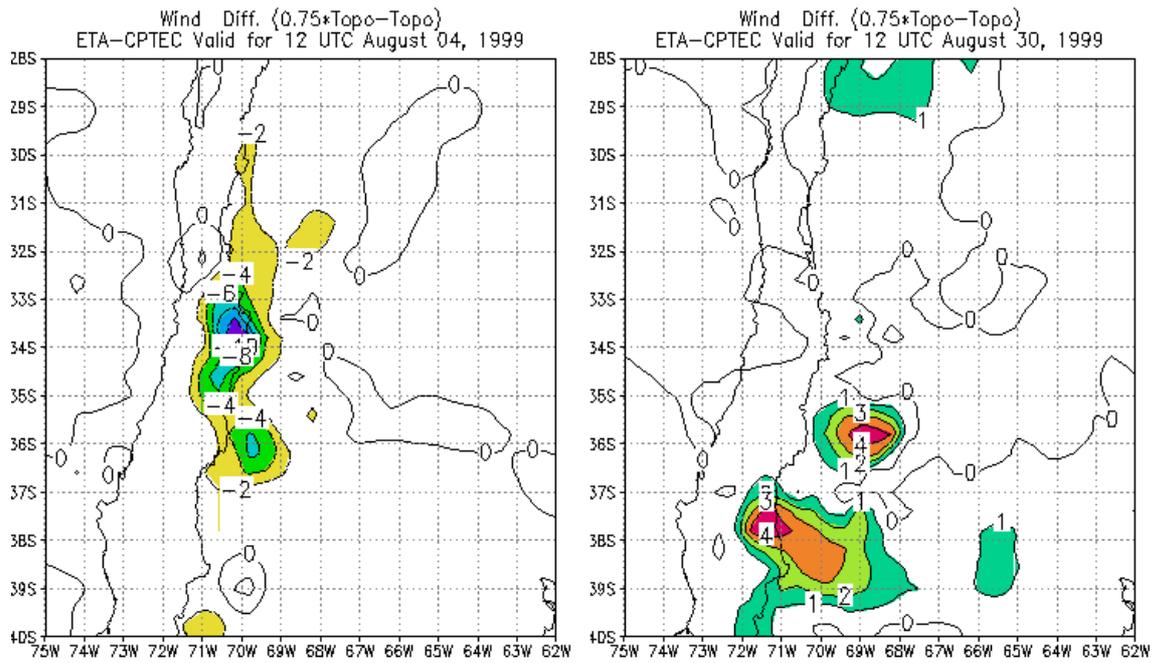


Figura 5: Diferencia en la magnitud del viento entre los experimentos control y 0.75 topo, en el cual la altura de los Andes fue multiplicada por un factor 0.75. (a) Después de 42 horas de integración, válido para las 18 UTC del 5 de agosto (los valores menores que -2 m/s están sombreados). (b) Después de 42 horas de integración, válido para las 18 UTC del 10 de agosto. (los valores mayores que 1 m/s están sombreados)