



**UNIVERSIDAD PERUANA
CAYETANO HEREDIA**

ESCUELA DE POSTGRADO VÍCTOR ALZAMORA CASTRO

**ESTUDIO NUMÉRICO Y OBSERVACIONAL DE LA
DINÁMICA DE VIENTO PARACAS, ASOCIADO AL
TRANSPORTE EÓLICO HACIA EL OCÉANO
FRENTE A LA COSTA DE ICA-PERÚ**

**TESIS PARA OPTAR POR EL GRADO DE MAGISTER EN
CIENCIAS DEL MAR**

JULIO JESUS QUIJANO VARGAS

Lima-Perú

2013

ASESOR

Ken Takahashi Guevara

PhD Ciencias Atmosféricas

Catedrático de la Maestría en Ciencias del Mar de la Universidad Peruana Cayetano

Heredia

Encargado del área de Investigación en Variabilidad y Cambio Climático del Instituto

Geofísico del Perú (IGP)

CO-ASESOR

Dr. Boris Dewitte

PhD Oceanografía Física

Investigador del Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales

(LEGOS)

Investigador del Institut de recherche pour le développement (IRD)

AGRADECIMIENTOS

A Dios, por permitirme estar vivo y poder trabajar en lo que me gusta, investigación en ciencias. A la memoria de mi padre, José Quijano Occ. A mi madre, Albina Vargas, por el apoyo moral en situaciones difíciles. A mis hermanos Jenny y José por sus consejos de éxito profesional. A mi esposa, Maritza, por su total comprensión y tolerancia absoluta en los momentos en que más la necesitaba; allí estabas Pel! Gracias a toda mi familia.

Al Consejo de Ciencia y Tecnología (CONCYTEC) por la confianza depositada en mí y por su apoyo mediante la Cátedra CONCYTEC la cual fue utilizada para solventar los gastos relacionados a esta maestría.

A mi asesor, Dr. Ken Takahashi, por la paciencia, dedicación y exclusividad de su tiempo para la elaboración, no solo de la tesis, sino también de mi formación como investigador en ciencias. A mi co-asesor, Dr. Boris Dewitte, por su participación y asesoría constante, desde Francia y también en Lima, durante sus estadías en Perú. Al Dr. José Rutlant, por su apoyo académico y su participación en las campañas de medición durante su estadía en Lima. Al Ing. Federico Velazco por su apoyo en los análisis de laboratorio geológico realizados en el Instituto del Mar del Perú (IMARPE).

Al personal a cargo de la Campaña Observacional del Viento Paracas (ParaSEx-I y ParaSEx-II) por la disposición de los datos recopilados y el apoyo logístico para poder participar de dicha experiencia.

A los proyectos LMI DISCOH (Dinamica del Sistema de la Corriente de Humbolt) LMI PALEOTRACES (Paleoclimatologie tropicale: traceurs et variabilités) y PROSUR (chaires croisées) de la cooperación IGP-IMARPE-IRD, por colaborar económica, académicamente en el desarrollo de mi tesis y en las campañas de observación.

Al Instituto Geofísico del Perú (IGP), particularmente al Dr. Ronald Woodman, por su apoyo académico y por el acceso a la información de su estación meteorológica en Paracas. Al Ing. Ricardo Zubieta y al Lic. Miguel Saavedra por su apoyo en el procesamiento de los datos observados. Gracias a todos mis compañeros del área de Investigación en Variabilidad y Cambio Climático, Clima.

A la Universidad Peruana Cayetano Heredia, especialmente a los docentes de la Maestría en Ciencias del Mar, por impartir sus conocimientos de una manera muy didáctica y con un alto nivel académico.

RESUMEN

El Viento Paracas (VP), es una tormenta de arena y polvo que ocurre en el departamento de Ica. Según Escobar (1993), la máxima ocurrencia se da entre Julio y Setiembre entre las 12:00 y 17:00 horas, con velocidades superficiales 17 m/s aproximadamente, sin embargo, se desconoce sobre los mecanismos que gatillan el VP. Esta investigación utiliza simulación numérica y datos de una campaña observacional para estudiar eventos específicos, los días 7 y 8 de setiembre 2011. Los resultados sugieren que la zona comprendida en 15S-20S en 75W es una región clave en donde el gradiente de presión a nivel del mar se intensifica horas antes de iniciar el fenómeno, este factor regional sería el responsable de intensificar el viento por la madrugada del día del evento. La topografía local juega un rol muy importante al alterar la magnitud del viento localmente, el viento costero se debilita a barlovento y se acelera a sotavento de un obstáculo topográfico. Este mecanismo local puede canalizar el flujo de escala regional lo suficientemente cerca al suelo para generar turbulencia local. Esta turbulencia se pudo cuantificar mediante el cálculo de la velocidad de fricción el cual debió exceder de 0.72m/s para dar inicio al VP. La simulación numérica subestimó este valor umbral así que se optó por corregirlo, para luego estimar las potenciales fuentes de polvo y calcular sus trayectorias. Se realizaron experimentos numéricos que comprobaron la hipótesis planteada, la cantidad de radiación de onda corta que llega al suelo es importante para alcanzar el valor de fricción umbral requerido y generar un VP.

Palabras clave: Viento Paracas, tormenta de polvo, velocidad de fricción, trayectoria de polvo, modelo numérico.

ABSTRACT

The Paracas Wind (VP) is a dust storm that takes place near Ica. According to Escobar (1993), the maximum activity of VP events takes place during the months of July, August and September, between 12:00-17:00 at local time, with local surface wind velocity exceeding 17m/s. The triggering mechanisms of VP events are yet unresolved. Here we tackle this issue from the experimentation with a high-resolution atmospheric model, observations gathered during a dedicated field campaign. The results indicate that VP events are sensitive to various parameters in a key region located between (15°S-20°S; 75°W) that experiences a peak mean meridional pressure gradient. The intensification of this pressure gradient in the early morning is propitious for the triggering of a VP event. The numerical simulations indicate that the topography is also responsible for local intensification of the winds downstream of the obstacles. Such localized so-called down slope winds participate to increasing local turbulence at the ground level at some locations. The estimate of the friction velocity required to trigger a dust storm in Paracas was estimated to 0.72 m/s from observations. In the model, it has a slight lower value (0.63 m/s). The model is further used to and it was corrected in the model to allow identifying the regions of maximum erosion and the trajectories of the dust plumes reaching the oceanic region. Besides providing valuable information on the potential dust sources, the model is also used for investigating the PV triggering mechanisms. In particular, the results of a sensitivity experiment to the ground characteristic (increased albedo) also confirm the key role of short wave radiation flux in reducing the friction velocity.

Keywords: Paracas Wind, Dust storm, wind friction velocity, dust trajectories, numerical model.

Lista de contenido

AGRADECIMIENTOS	
RESUMEN	
ABSTRACT.....	
1. INTRODUCCION.....	1
2. PLANTEAMIENTO DE LA INVESTIGACION	5
2.1. PLANTAMIENTO DEL PROBLEMA.....	5
2.2. MARCO TEORICO	7
2.2.1. Meteorología costera en la costa de Ica-Perú	7
2.2.2. Tormentas de polvo y arena	8
2.2.3. Erosión Eólica	11
2.2.4. Estabilidad Atmosférica de la Capa Límite Atmosférica	11
2.2.5. Calculo de Velocidad de Fricción	15
2.3. JUSTIFICACION DEL ESTUDIO	18
2.4. OBJETIVOS.....	19
2.4.1. General.....	19
2.4.2. Específicos.....	19
2.4.3. Hipótesis.....	19
3. METODOLOGIA	20
3.1. DISEÑO DE ESTUDIO	20
3.2. POBLACION	22
3.3. MUESTRA	22
3.3.1 Datos de estaciones meteorológicas	22
3.3.2. Datos de campañas observacionales	23
3.4. OPERACIONALIZACION DE VARIABLES.....	27
3.4.1. Validación de la simulación.....	27
3.4.2. Experimentos numéricos	30
3.4.3. Calculo de la velocidad de fricción (U_{st}) y umbral (U_{stu}).....	30
3.4.4. Calculo de las potenciales fuentes de polvo	32
3.4.5. Calculo de trayectorias y flujos eólicos	32

4. RESULTADOS	40
4.1. ESTUDIO CLIMATOLOGICO DEL FENOMENO	40
4.1.1. FACTORES A ESCALA REGIONAL.....	40
4.1.2. FACTORES A ESCALA LOCAL	49
4.2. EVENTOS ESPECIFICOS: 7 y 8 DE SETIEMBRE 2011	55
4.2.1. VALIDACION DEL MODELO MM5.....	55
4.2.2. FACTORES A ESCALA REGIONAL.....	64
4.2.3. FACTORES A ESCALA LOCAL	66
4.3. EXPERIMENTOS NUMERICOS.....	80
4.3.1. El parámetro de rugosidad en los experimentos numéricos	81
4.4. POTENCIALES FUENTES DE ARENA Y POLVO	84
4.5. TRANSPORTE EOLICO DURANTE EL FENOMENO	91
4.6. ANALISIS DEL EVENTO DEL 8 DE FEBRERO 2010.....	94
5. DISCUSIÓN	97
5.1. Mecanismos físicos que dan origen al fenómeno.....	97
5.2. Clasificación del fenómeno	102
5.3. Estimación observacional de los flujos de masa	105
5.4. Influencia de la pluma de polvo sobre la turbulencia superficial	110
5.5 ¿Qué diferencian a los VP de las grandes tormentas de polvo?.....	112
5.6. Efectos topográficos locales sobre el viento local	112
5.7. Influencia de la temperatura del mar sobre el Viento Paracas	115
5.8. El Jet Costero vs El Viento Paracas.....	118
5.9. ¿Se puede utilizar el modelo para analizar eventos VP paleo?	121
5.10. La humedad del desierto pos-evento	121
6. CONCLUSIONES.....	125
PERSPECTIVAS.....	127
BIBLIOGRAFIA.....	129

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Frecuencia Mensual en el período 1948 – 1990 del fenómeno de Vientos Paracas con 1 a 4 horas de duración. Escobar, 1993. El 73.7% de los VP ocurren entre Junio y Setiembre. D. Escobar 1993.....	6
Figura 2. Tipos de movimiento de partículas en una Tormenta de Polvo. Shao, 2008.....	10
Figura 3. Esquema de remolinos turbulentos por a) convección térmica y b) por cizalladura del viento.....	14
Figura 4. Esquema del esfuerzo cortante en superficie producido por la transferencia de momento del viento al suelo	17
Figura 5. Esquema general de la metodología aplicada a esta investigación. Los colores de las cajas indican los diferentes procedimientos de cada objetivo específico. Las cajas sin colores son los datos e inicio de cada objetivo.	21
Figura 6. Mapa de las estaciones de la Campaña Experimental del Viento Paracas ParaSEx-II. (IGP-2011)	25
Figura 7. Estación WindA, antes (panel izquierdo) y durante (panel derecho) el Viento Paracas. Anemómetros ubicados en 6 alturas respecto del suelo: 0.225, 0.30, 0.52, 0.92, 1.88 y 3.77 metros. Termohigrometro ubicado en 2 alturas: 0.74 y 1.95 metros.	26
Figura 8. Límites espaciales de los 6 dominios anidados para la simulación numérica con el modelo MM5. a) Dominio: 1 (rojo), 2(verde), 3 (azul), 4 (turquesa), 5 (rosado), 6(amarillo).	28
Figura 9. Diagrama de flujo para el cálculo de la velocidad de fricción.....	36
Figura 10. Esquema del cálculo de las potenciales fuentes de polvo y flujo eólico	37
Figura 11. Esquema del cálculo de trayectorias.....	38
Figura 12. Variación de la velocidad terminal de la partícula, w_t , y el correspondiente número de Reynols de la partícula, Rep , ambos en función del diámetro de la partícula, d , y del cociente de la densidad partícula-aire, σ_p . (Shao, 2008).....	39
Figura 13. Climatología de la velocidad del viento (m/s, CCMP) y presión a nivel del mar (hPa) en la región correspondiente al Jet Costero frente al sur del Perú (16.6S-16.34S, 75W-74.6W), Reanalysis entre 1948-2012	43
Figura 14. a) Frecuencia de horas acumuladas de VP (eje Y), por año, por mes y hora de inicio . b) Frecuencia de eventos (días) clasificados por horas de duración.	44
Figura 15. Anomalías de la velocidad del viento (m/s, colores) y la presión (contorno, hPa) en los meses con el mayor números de horas acumuladas de VP encontrados entre el 2005-2012, con respecto a la climatología de 1948-2012. La columna A contiene mayor número de horas VP que la columna B.	46
Figura 16. Promedio de la presión a nivel del mar en la madrugada, entre 00:00 y 06:00 horas. En contornos se muestra las isobaras entre 1020 y 1015 hPa, donde la de 1020hPa se encuentra en el extremo sur de cada gráfica. Fuente: NCEP/NCAR Reanalysis.....	47

Figura 17. Promedio de la velocidad del viento a 1000hPa por la madrugada, entre 00:00 y 06:00 horas. La dirección del viento se muestra en vectores. Fuente: NCEP/NCAR Reanalysis	48
Figura 18. Condiciones meteorológicas durante el Viento Paracas (contorno rojo) y en condicione sin VP (contorno azul) entre 2005-2012.....	50
Figura 19. Diagrama de cajas que muestra el promedio de la velocidad del viento (m/s) en el aeropuerto de Pisco, en función a la duración en horas de los VP que ocurrieron entre el 2005 – 2012. Se usa los valores máximos (a) y los valores iniciales (b) durante un VP según los reportes metar del aeropuerto de Pisco. El contorno de color rojo une las medianas de cada serie analizada por hora.	51
Figura 20. Frecuencia horaria (%) de la dirección del viento durante los días en que no ocurrió un VP. Aeropuerto de Pisco. Las flechas indican la dirección del viento.	52
Figura 21. Frecuencia horaria (%) de la dirección del viento durante los días en que ocurrió un VP. Aeropuerto de Pisco. Las flechas indican la dirección del viento.....	52
Figura 22. Diferencia entre temperatura del aire y temperatura del punto de rocío a diferentes horas del día durante los días que existieron VP (abajo) y los días que no existieron (arriba).....	54
Figura 23. Velocidad de fricción promedio (eje Y, m/s) obtenido del modelo (contorno negro) y de los datos ParaSEx-II (contorno azul) entre el 5 y 9 de setiembre 2011. Las barras rojas indican el tiempo de duración de los dos eventos de Viento Paracas. La rugosidad (Z_0) calculada fue 1.0674mm.....	58
Figura 24. Perfiles verticales de velocidad horizontal (m/s) usando el modelo MM5 (contorno) y observado en la estación CI (puntos) a las 09:30 (a), 10:30(b) y 11:40(c) hora local del 7 de setiembre 2011. El perfil de color verde es el perfil vertical de temperatura en el CI (+10°C) obtenido del modelo.....	60
Figura 25. Comparación de la Humedad especifica (kg/kg, arriba) y humedad relativa (% , abajo) entre los datos observados y los resultados del modelo del 5 a l 10 de setiembre 2011.	62
Figura 26. Distribución espacial de la humedad específica (g/Kg) entre las 17-23 UTC durante los eventos VP del 7 y 8 de setiembre. Advección de humedad (caja contorno blanca)	63
Figura 27. a.) Promedio de la Presión a nivel del mar (hPa) entre las 12:00 y 17:00 hora local correspondiente al día 05/set (sombreado en colores). El promedio de la presión, mismo periodo, con respecto a los núcleos de 1020hPa y 1030hPa corresponde a el 06/set (contorno negro), 07/set (verde) y 08/set (amarillo) del 2011. b.) Promedio de la velocidad del viento (m/s, sombras de colores) a 1000hPa de altura para el mismo periodo. Se muestran los núcleos de 15m/s (contorno) para los días 06,07, y 08 de set. del 2011. Las isobaras 1020 migran más rápido al sur de Perú (circulo celeste).	65
Figura 28. Promedio de la velocidad del viento (m/s) y de sus vectores de velocidad (m/s) entre las 12:00 y 17:00, a 10 metros sobre la superficie. Modelo MM5 $\Delta x=1.8\text{Km}$. La caja roja corresponde al área del experimento ParaSEx-II.	70

Figura 29. Promedio de la velocidad del viento (m/s, colores), entre la componente meridional (v) y la vertical ($w*10$) en la sección 76.27°W, entre las 12:00 y 17:00. En contorno se muestra la temperatura potencial entre 20 y 30°C. La topografía se observa en color blanco.....	71
Figura 30. Promedio de la temperatura del aire (°C, sombreado) y de la temperatura potencial (°C, contorno) asociado a la base de la inversión térmica. La topografía local se encuentra en 14.2°S y 13.9°S. Dx=1.8Km.....	72
Figura 31. Distribuciones horizontales promediadas entre las 12:00 y 17:00 del 7 setiembre 2011.: a). Velocidad de fricción que excede el umbral $U_{st}=0.63$ m/s. b) Energía cinética turbulenta que excede 0.53Kg/J. c)Velocidad Horizontal del viento que excede 11.3m/s. d)Vel. Vertical que excede 0.23m/s. En la figura c y d se muestra en contorno (negro) la topografía correspondiente a 150m. Dx=600m.....	73
Figura 32. Velocidad del viento durante el día 7 y 8 de setiembre a 10 metros del suelo a las 15:00 horas (arriba). Topografía de Paracas (Fuente STRM). El rectángulo blanco muestra la región del dominio simulado con 200m de resolución horizontal.	75
Figura 33. Velocidad del viento a 10 metros sobre la superficie durante las 12:00 a las 15:00 del 7 y 8 de setiembre (arriba). Anomalía de presión (colores) y dirección del viento (vectores) entre el 8 - 7 de setiembre a las mismas horas, a escala regional dominio 1 (abajo izquierda) y a escala local dominio 4 (abajo derecha).	79
Figura 34. a) Temperatura del aire (°C), b) Velocidad de fricción del viento (m/s) c) Anomalía de la velocidad de fricción del viento (m/s), en cada experimento numérico realizado: Control (CTL), Albedo (ALB), y rugosidad (Ro) para la posición de la estación WindA.....	82
Figura 35. Promedio de la velocidad del viento (m/s, colores), entre la componente meridional (v) y la vertical ($w*10$) en la sección 76.27°W, entre las 12:00 y 17:00 para cada experimento numero: CTL: control, ALB: Albedo, Ro: Rugosidad. En contornos se muestra la temperatura potencial entre 20 y 30°C. La topografía se observa en color blanco.....	83
Figura 36. Potenciales fuentes de polvo y arena. Promedio de la velocidad de fricción en superficie (m/s) entre las 12:00 y 17:00 hora local. Las Notar que las regiones sombreadas son las que exceden el valor umbral de fricción (0.63m/s). Además se muestra los vectores de la velocidad del viento. Dx= 1.8 Km. Material Eluvial: Fragmentos de rocas desagregados por factores atmosféricos (meteorización).	87
Figura 37. Trayectorias de partículas que inician su recorrido a distintas alturas sobre la estación WINDA. A 50 metros (rojo), 150 m (violeta), 250 m (rosado), 350 m (turquesa). El tiempo transcurrido desde el inicio de su recorrido fue de 9 minutos. Nótese que a partir de 350 metros hay un cambio de dirección de la nube de polvo. El diámetro de las partículas es de 20 micras.....	89
Figura 38. Imágenes GOES (a,b) y simulación (c, d) de las trayectorias de las partículas de polvo durante el Viento Paracas (12-17 horas) del 2004 y 2011. La simulación a 600(c) y	

1300(d) metros sobre la superficie de evento del 07sep2011 y 07oct2004, respectivamente. Las regiones sombreadas fuentes de polvo.....	90
Figura 39. . Flujo eólico horizontal y vertical (Kg/s/m) durante el VP del 7 y 8 de setiembre 2011.	93
Figura 40. Reporte METAR/SPECI del aeropuerto de Pisco durante un Viento Paracas Extremadamente Intenso publicado en la red. Fuente: ogimet.com	95
Figura 41. Velocidad promedio del viento durante la madura, entre las 01:00 – 06:00 horas para los días 6,7,8 y 9 de febrero 2010. Fuente: NEP/NCAR Reanalysis I.....	96
Figura 42. Modelo conceptual que describe los procesos involucrados en la generación de un Viento Paracas. 1) Intensificación del viento en la costa por procesos de gran escala horas antes de inicio del fenómeno (por la madrugada). 2) Interacción con la topografía costera resulta en mayores aceleraciones locales a sotavento de esta. 3) En las regiones de aceleración, la capa límite es menos profunda y se suprime la nubosidad. 4) El mayor calentamiento solar del suelo reduce la estratificación y permite al flujo subir la topografía más fácilmente e incrementar la velocidad del viento. Además, la mayor turbulencia favorece al aumento de la velocidad de fricción. 5) Si se excede el umbral de la velocidad de fricción (Ust, para el suelo sedimentario), se produce la erosión y transporte eólico de sedimentos. 6) Desaceleración del flujo por pérdida de energía (fricción con la superficie). 7). Nube de polvo, produce una retroalimentación negativa al sistema: bloquea el ingreso de radiación a la superficie y con eso disminuye la turbulencia superficial. 8). Incremento de la humedad local durante la madrugada pos-evento, esto favorece a la cohesión de las partículas en superficie y reduce la posibilidad de formación de otro VP al día siguiente. .	101
Figura 43. Frecuencia interanual del Viento Paracas en función a las horas de duración. ..	104
Figura 44. Distribución vertical del flujo másico horizontal en el mástil WindA de trampas eólicas durante el 7 de septiembre 2011. (F Velazco, en proceso)	109
Figura 45. Modelo de interacción de la nube de polvo con la superficie.	111
Figura 46. A) Topografía de la costa de Paracas. En contornos se muestra 200,400 y 600 metros. El área sombreada muestra la topografía superior a 90 metros. B) Velocidad del viento (m/s) a 10 metros de altura. La isolinea (contorno verde) equivale a una altura de 80 metros.....	114
Figura 47. Experimento numérico de anomalía de temperatura superficial del mar (colores, izquierda) y anomalía de velocidad (m/s, colores, derecha) y dirección del viento (vectores) entre la simulación sin perturbación y el experimento.	117
Figura 48. Esquema de intensificación del viento durante un Jet Costero. Esquema de intensificación del viento durante el Viento Paracas y su interacción con el Jet costero. El color de las flechas indica la intensidad del viento (rojo es más intenso).	120
Figura 49. Humedad relativa (%) durante el 1 y 9 de setiembre 2011 registrado en tres estaciones meteorológicas sobre el desierto Paracas.	124

1. INTRODUCCION

Ica es una de las regiones costeras del Perú con la mayor intensidad del viento a lo largo de todo el año debido, principalmente, a la presencia de un Jet (o chorro) Costero sobre el océano (Quijano, 2010), mientras que el océano, frente a esta región, es rico en nutrientes y con una alta productividad primaria; estos dos procesos se complementan y proporcionan un equilibrio productivo de periodo estacional para las especies marinas que lo habitan. Sin embargo, existe otro proceso natural relevante para el equilibrio, que a diferencia de los anteriores, no es estudiado lo suficiente, por lo que se desconoce su origen, dinámica, estacionalidad y el papel específico que cumple en este sistema; este proceso es el denominado Viento Paracas (VP). El VP es un fenómeno a escala local que eleva grandes cantidades de polvo y arena sobre el desierto de Ica, y describe una nube de polvo acompañado de una intensificación del viento en superficie sobre el continente, que, puede llegar a alcanzar entre 7.5 m/s (15 nudos, promedio) y 17.5 m/s (35 nudos, máximo) según el evento analizado el 30 de agosto de 1983 (Escobar, 1993).

Existen evidencias de que el viento a lo largo de la costa peruana se podría estar intensificando desde inicios del año 1950 (Bakun, 1990) y que podría estar asociado al fenómeno de El Niño (Enfield, 1981) beneficiando la ocurrencia de VP, teniendo en cuenta que, el ciclo diurno y la distribución local del viento en Ica es modulado por la brisa marina (Goodman, 1980) y por otros procesos de gran escala (Takahashi 2012).

Por lo pronto, es posible que la disminución de la temperatura superficial del mar (TSM) frente a Pisco (Ica) está asociado al incremento del viento costero, desde mediados del siglo XIX, sugiriendo un mecanismo de retroalimentación entre ambos. Los mecanismos físicos aun no son claros pero el calentamiento global (efecto global) y los VPs (efecto local) podrían poseer un papel relevante en este mecanismo (Gutierrez, et. al. 2011), sin embargo, los procesos físicos que serían responsables de estas tendencias no son conocidas y, por lo tanto, no se tiene certeza si estas tendencias continuarán en el futuro o si los VP serán sensibles al cambio climático.

La consecuencia directa y más relevante de este fenómeno es la pérdida parcial o total de la visibilidad horizontal la cual perjudica las actividades comerciales, turismo y la salud humana. Esta consecuencia es común en otras partes del mundo en donde ocurre tormentas de polvo a pequeña y gran escala (Okin, 2011). Otra consecuencia de este fenómeno podría estar asociado a la productividad marina frente a Ica ya que el VP podría actuar como fuente externa de aporte lítico hacia el mar, es decir, un aporte externo de minerales continentales, que ciertos microorganismos aprovechan en su crecimiento y reproducción, alterando el ciclo biogeoquímico del mar frente a Ica en un proceso similar a otras partes del mundo (Mallet et al. 2009). Cuarzo, feldespato, esmética, ilita y clorita, son los principales minerales, encontrados en muestras superficiales de sedimento de origen eólico frente a Ica, predominando los minerales compuestos por hierro (Fe) de tamaños del orden de 20 micras de diámetro (Saukel, 2010). El hierro (Fe), es un mineral traza, muy importante para el desarrollo del fitoplancton que, utiliza sus estados de oxidación

estable Fe-II y Fe-III como cofactores enzimáticos en su metabolismo celular. Este mecanismo es clave para la productividad primaria en algunas partes del mundo y se está analizando la posibilidad de obtenerlo de manera artificial (fertilización por hierro). Las tormentas de polvo en el sur de Australia que alcanza su máxima concentración de Fe disuelto (0.5 nM) los 10 días posteriores al evento y se extiende hasta 200km de distancia perpendicular a la costa, en paralelo se registró un exceso de la productividad primaria denominada bloom fitoplanctónico (Boyd et al. 2010).

En el Perú existe indicios de que el aporte de partículas finas frente a Ica se estaría incrementando en las últimas décadas (Gutierrez et al 2009), todo esto sugiere que podría existir una tendencia de aumento en la frecuencia del VP. Registros paleoclimáticos obtenidos del margen continental en Pisco y Callao sugieren un incremento de nutrientes y de biomasa de Diatomeas (una especie de fitoplancton indicador de productividad primaria) desde los años 1820, asociado a un cambio de régimen del aporte lítico hacia el mar y manteniendo una tendencia positiva hasta la actualidad (Gutierrez et al. 2009). La posibilidad de que este cambio de régimen se deba a origen fluvial es escasa ya que las condiciones climáticas de aquella época descartan la posibilidad de precipitación en la región suroriental de Sudamérica, debido a una migración de la Zona de Convergencia Intertropical hacia el norte, según muestras de sedimento de fondo marino en la cuenca de Cariaco (10°N, Haug et al., 2001), cambiando a una disipación de la humedad en la costa oeste de Sudamérica y una escasez de lluvia en la costa peruana. Estas condiciones sugieren

ser favorables para intensificar el viento costero y considerar un incremento del aporte lítico eólico, aunque esto no está comprobado.

Por lo anterior, es de suma importancia entender el aspecto físico del fenómeno, para lo cual se debe: (a) describir la dinámica del VP a escala local y regional, (b) identificar las potenciales fuentes de polvo y arena desde donde se forma el VP, y, (c) estimar las trayectorias de las nubes de polvo, d) establecer el umbral de velocidad de fricción necesario para elevar el polvo y arena del suelo; y, e) estimar el posible flujo horizontal y vertical de polvo y arena. Los resultados de este proyecto servirán para interpretar con los resultados de los testigos paleoclimáticos (Gutierrez et al. 2009) y reforzar su hipótesis, para mejorar el pronóstico del VP y establecer un sistema de alerta temprana en la región; y, como condiciones de frontera de modelos numéricos biogeoquímicos como el WRF/Chem (Kang et al., 2011) u otros simplificados que estiman las causas de los cambios en la productividad primaria de ecosistemas costeros de Perú (Albert et al. 2010).

2. PLANTEAMIENTO DE LA INVESTIGACION

2.1. PLANTAMIENTO DEL PROBLEMA

Escobar (1993) identificó eventos VP como aquellos que son capaces de levantar arena y polvo del suelo alcanzando una visibilidad menor a 100 metros, según los reportes del aeropuerto de Pisco entre 1948 y 1990, con una velocidad promedio que oscila entre 15 y 35 nudos. Escobar estableció la estacionalidad de este fenómeno, el cual ocurría con mayor frecuencia entre los meses de julio – agosto (Figura 1) que son los meses en donde se encuentra mayor actividad de los vientos costeros frente a Pisco (Dewitte et al., 2010), y el periodo de duración típico de 1 a 4 horas. Sin embargo aún no se conoce con certeza las razones que lo provocan y no es claro cuáles son las condiciones atmosféricas óptimas necesarias para su desarrollo y evolución o cuales son los mecanismos físicos que gatillan el fenómeno.

Para revelar esta información y además conocer su relación con la cantidad de polvo y arena que transportan los VP será necesario obtener datos meteorológicos y geológicos de alta resolución en el mismo instante en el que ocurre el fenómeno y realizar simulaciones de alta resolución. El mejor entendimiento del fenómeno y de su dinámica asociada nos dará una buena base física para comprender como el VP se podría relacionar con procesos costeros complejos, como por ejemplo, la productividad primaria del mar frente a Ica o como información para predecir el fenómeno.

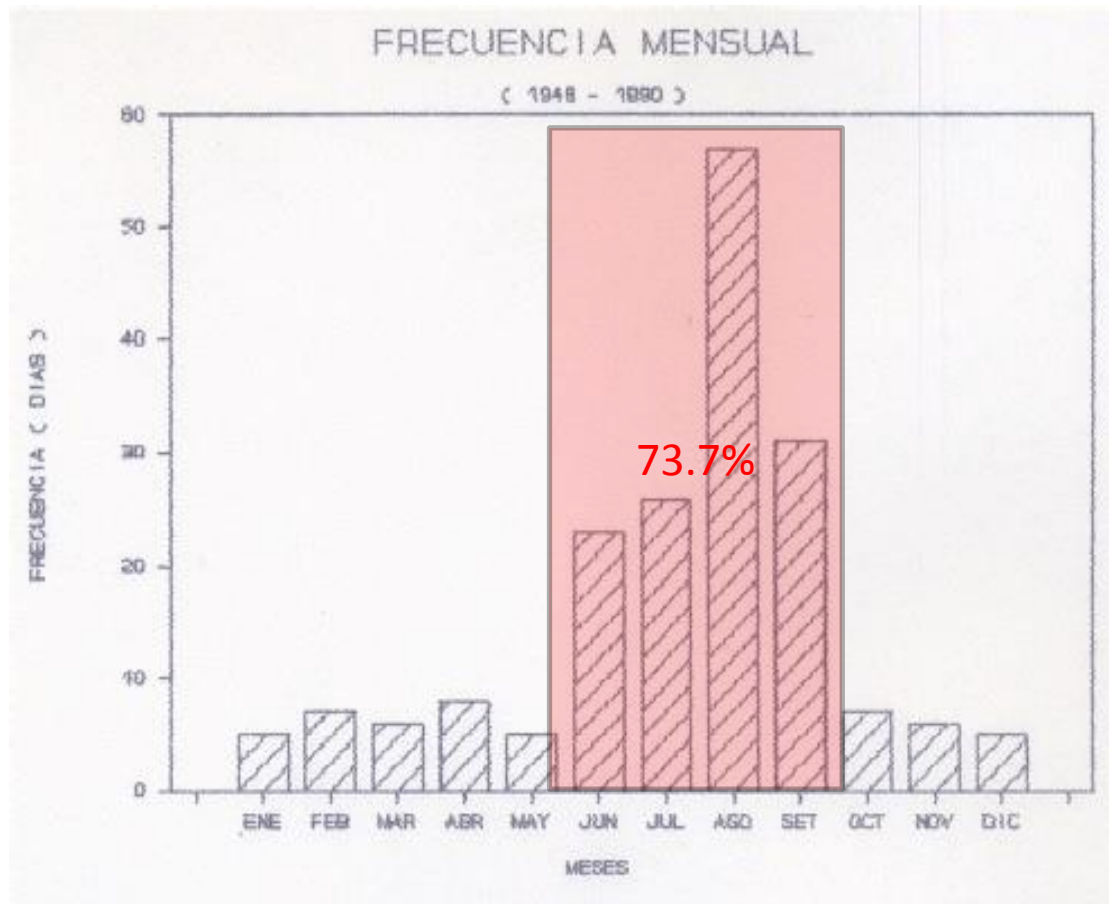


Figura 1. Frecuencia Mensual en el período 1948 – 1990 del fenómeno de Vientos Paracas con 1 a 4 horas de duración. Escobar, 1993. El 73.7% de los VP ocurren entre Junio y Setiembre. D. Escobar 1993.

2.2. MARCO TEORICO

2.2.1. Meteorología costera en la costa de Ica-Perú

La meteorología de la costa peruana está fuertemente influenciada por la configuración del Anticiclón del Pacífico Sur (APS) que modula la intensidad de los vientos alisios, mientras que la Cordillera de los Andes es una barrera topográfica que mantiene las condiciones atmosféricas de la costa oeste de Perú muy diferentes de las de la Amazonía. Los Andes desvían la trayectoria de los vientos zonales y se genera una subsidencia de aire seco sobre la costa oeste de Sudamérica, lo cual resulta en la aridez de nuestra costa y en la posición de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT) preferencial en el hemisferio norte (Takahashi y Battisti, 2006). El Jet Costero de Ica, es una región de máxima velocidad del viento superficial (entre el nivel del mar y 950 hPa) que se desarrolla sobre el océano y muy cerca a la costa (dentro de los primeros 50 Km desde la costa hacia mar adentro). Su velocidad se ha observado entre 12 y 16 m/s, y la ubicación de su núcleo a aproximadamente a 250 metros de altura sobre la superficie del mar (Quijano, 2011). Por otro lado, la temperatura superficial del mar (TSM) frente a Ica oscila entre 15 y 16°C, es la temperatura más baja en toda la costa, que, se encuentra directamente influenciado por el intenso afloramiento del agua sub-superficial fría (Zuta y Guillen, 1970), que a su vez se encuentra asociado a la alta variabilidad intraestacional del esfuerzo del viento frente a Pisco (~15°S) con respecto al resto de regiones costeras (Dewitte et al. 2011). Existen remolinos de arena y polvo que se forman sobre el desierto algunos inclusive cerca a las playas; este fenómeno también ocurre en otras regiones

sudamericanas (Kurgansky et al. 2011) .La tormenta de polvo y arena o Viento Paracas es el fenómeno más conocido que ocurre en esta región considerada para muchos pobladores locales como parte de su vida diaria, principalmente en la ciudad de Pisco y Paracas.

2.2.2. Tormentas de polvo y arena

Este fenómeno ocurre en casi todos los desiertos del mundo, principalmente al norte de África, la única diferencia, aparte de la posición geográfica, es el área disponible para la erosión eólica y la costa del Perú es considerado como parte de los grandes desiertos del mundo (Shao, 2008). En una tormenta de esta naturaleza el viento superficial se intensifica y las partículas del suelo de diferentes tamaños adoptan distintos tipos de movimiento de los cuales se puede distinguir tres categorías: a) arrastre, b) saltación y c) suspensión (**Figura 2**). Estos procesos dependen del diámetro de la partícula.

Las partículas con diámetros mayores a 1000 μm se movilizan superficialmente mediante el arrastre, ya que son muy pesadas para ser elevadas por el viento. Sin embargo, pueden contribuir a generar o incrementar el proceso de saltación. La saltación consiste en el efecto de choque y rebote entre partículas que provoca la ruptura y/o conglomeración de partículas adyacentes y que eleva partículas de 70 a 500 μm a unos cuantos metros sobre la superficie. Debido a la saltación se generan depósitos de arena, dunas, y otras formas de acumulación de arena (Nichols,

2009). Algunas pruebas empíricas demuestran que en la saltación el ángulo de elevación y de caída de una partícula es de 55° y 10° respectivamente (Shao, 2008).

La suspensión eleva partículas menores a $70\ \mu\text{m}$ a decenas y miles de metros sobre la superficie y las transporta a kilómetros de distancia de su posición original, debido a la débil magnitud de la velocidad terminal con la que caen. La suspensión puede ser dividida en dos subprocesos: suspensión a corto plazo (para partículas entre $20\text{-}70\ \mu\text{m}$) y a largo plazo (para partículas menores a $20\ \mu\text{m}$); estos subprocesos se diferencian en el tiempo de residencia en la atmosfera. Quizás el proceso físico interno que tiene mayor relevancia dentro de una tormenta de polvo es el de remolinos turbulentos, que son los que generan la suficiente inestabilidad atmosférica y brindan de energía extra al viento en superficie para levantar partículas del suelo y transportarlas. Es un fenómeno a escala local, regional, y global, asociado con la erosión eólica

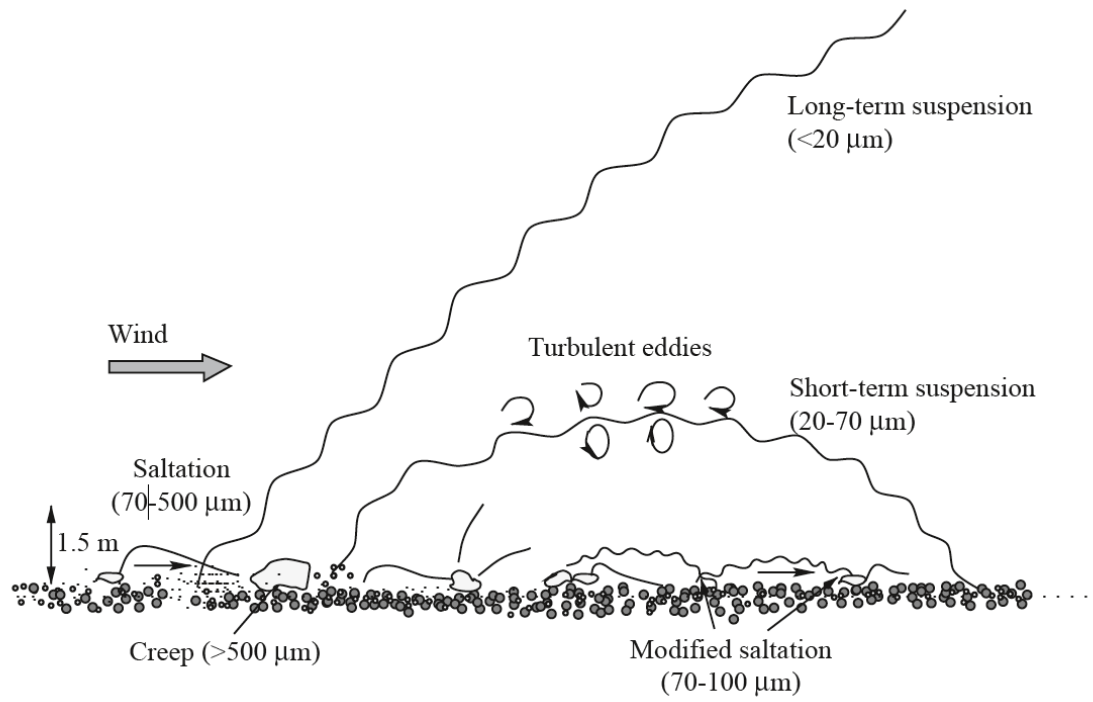


Figura 2. Tipos de movimiento de partículas en una Tormenta de Polvo. Shao, 2008

2.2.3. Erosión Eólica

Es un proceso forzado por el viento superficial que desprende partículas del suelo. Este proceso depende de factores atmosféricos (temperatura del suelo, precipitación, etc.), propiedades del suelo (textura, composición, etc.), características orográficas (topografía, aerodinámica de partículas, vegetación, etc.) y uso del suelo (granjas, pastizales, minería, etc.). Para obtener erosión eólica es necesario contar con suelo erosionable (no roca). La erosión modifica considerablemente las propiedades del suelo (Shao, 2008). Este es un proceso común durante una tormenta de arena y polvo en el cual se relaciona con otros procesos internos propios de la dinámica de una tormenta. Desde un punto de vista físico, se puede determinar el inicio en que la erosión eólica es relevante para una tormenta, usando un parámetro físico que cuantifique la resistencia del suelo a la erosión. Este parámetro físico es la velocidad de fricción.

2.2.4. Estabilidad Atmosférica de la Capa Límite Atmosférica

Para el cálculo de la velocidad de fricción es importante conocer previamente la estabilidad atmosférica dentro Capa Limite Atmosférica (Garrat, 1992) ya que por debajo de esta ocurren los principales procesos que interactúan con el transporte de partículas en un VP como los remolino turbulentos o simplemente turbulencia. La turbulencia ocurre por transferencia de momento (energía) entre las capas adyacentes

de la atmosfera. Se puede generar de dos formas. a) Por convección térmica, y , b) por cillazadura (**Figura 3**). La estabilidad se puede calcular de la siguiente la manera:

$$\frac{\partial \theta_v}{\partial z} = 0 \rightarrow \text{CPL Neutra}$$

$$\frac{\partial \theta_v}{\partial z} < 0 \rightarrow \text{CPL Inestable o convectivo}$$

$$\frac{\partial \theta_v}{\partial z} > 0 \rightarrow \text{CPL Estable}$$

Dónde:

θ_v : *Temperatura virtual* (°K)

z : *altura* (m)

Otro parámetro, es el Gradiente del Número de Richardson (Ri), que incluye la turbulencia en función del diferencial vertical de velocidad horizontal promedio ($\bar{u}$, $\bar{v}$), por lo que este término define la estabilidad dinámica de la CLP (Stull, 1988):

$$Ri = \left[\frac{\left(\frac{g}{\theta_v} \right) \frac{\partial \theta_v}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2} \right]$$

Si:

$Ri < [0.21, 0.25]$ Flujo Laminar o estable

$[0.21, 0.25] < Ri < 1$ Turbulento o inestable

$Ri > 1$ Flujo Laminar o estable

Dónde:

g : Gravedad ($\frac{m}{s^2}$)

u, v : Velocidad horizontal promedio

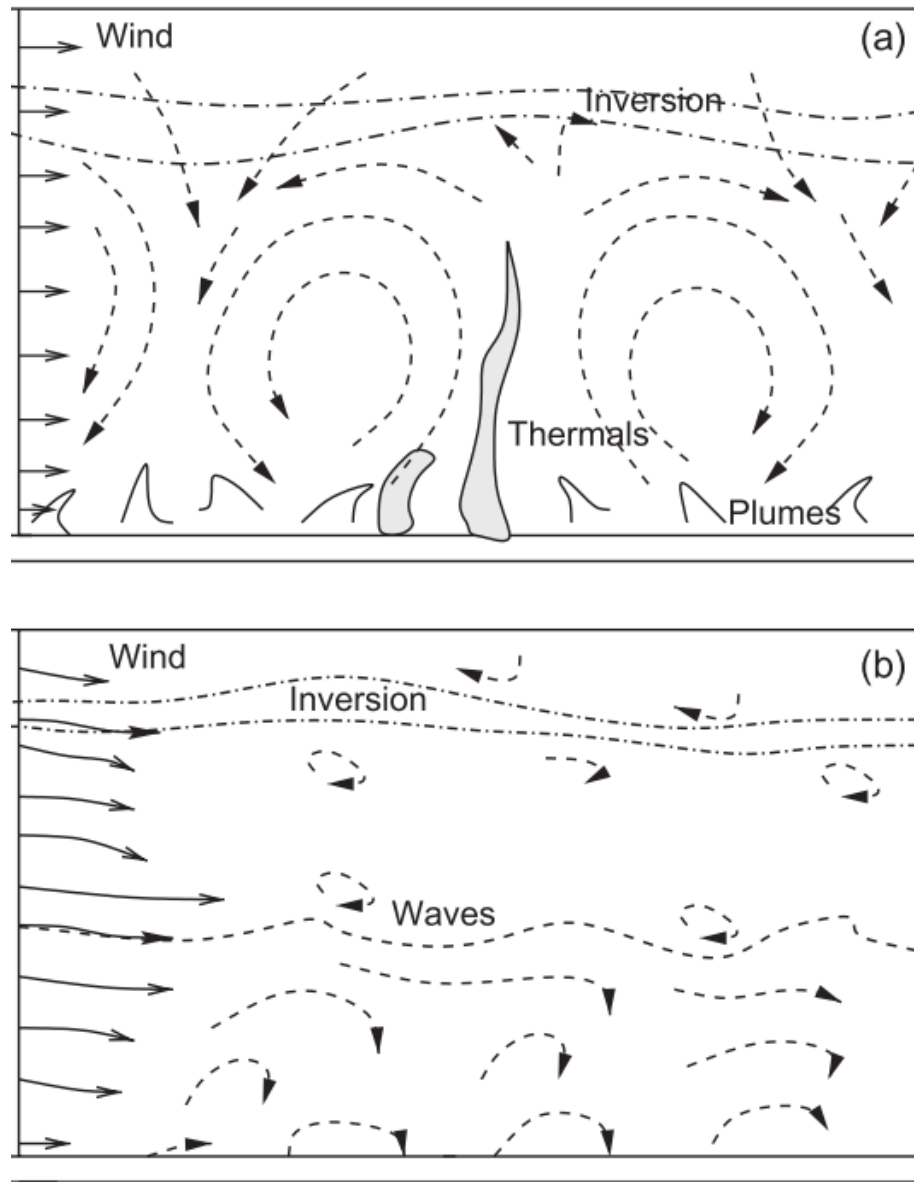


Figura 3. Esquema de remolinos turbulentos por a) convección térmica y b) por cizalladura del viento.

2.2.5. Calculo de Velocidad de Fricción

El parámetro físico que puede darnos la información necesaria de cómo interactúan la energía del viento y la resistencia del suelo a la erosión es la velocidad de fricción. La velocidad de fricción es la velocidad producida por una transferencia de momento desde la atmosfera hacia la superficie (que genera un esfuerzo cortante en superficie, **Figura 4**). Es la velocidad responsable de la erosión de la superficie.

En condiciones neutras o estables, la velocidad de fricción se puede calcular del perfil logarítmico del viento (Stull, 1988):

$$U_{st} = \frac{U * K}{\ln(\frac{z}{z_o})}$$

Dónde:

U_{st}: Velocidad de fricción (m/s)

U: Velocidad horizontal del viento

K: Constante de Von Karman

Z: Altura

Z: Rugosidad del suelo

En condiciones inestables o turbulentas, la velocidad de fricción se puede calcular mediante la teoría de similaridad de Monin-Obukhov (Garrat,1992), estimando el valor de L (longitud de Obukhov):

$$U_{st} = \frac{U * K}{\ln\left(\frac{z}{z_o}\right) - f(\zeta)}$$

Para Atmosfera Inestable:

$$f(\zeta) = 2. \ln\left[\frac{1 + x_o}{2}\right] + \ln\left[\frac{1 + x_o^2}{2}\right] - 2. \tan^{-1}x + \frac{\pi}{2}$$

$$x_o = (1 - \beta_1 \cdot \zeta)^{1/4}$$

$$\zeta = Ri$$

Para Atmosfera Estable o Neutra:

$$f(\zeta) = -\beta_1 * \zeta$$

$$\zeta = \frac{Ri}{(1 - \beta_1 * Ri)}$$

ζ : Longitud de Monin-Obukhov

θ_v : Temperatura virtual promedio

K: constante de Von Karman

z_o : Rugosidad del suelo

B1: Aproximacion de Businger-Dyer (Garra, 1992; Businger et al.,1971)

Otra forma de calcular la velocidad de fricción es utilizando ecuaciones empíricas que le dan más peso a las características del suelo y a condiciones meteorológicas de lugares específicos valido para otras regiones previa adaptación de las condiciones de borde, como en el modelo Aermol (Cimorelli et al. 2004).

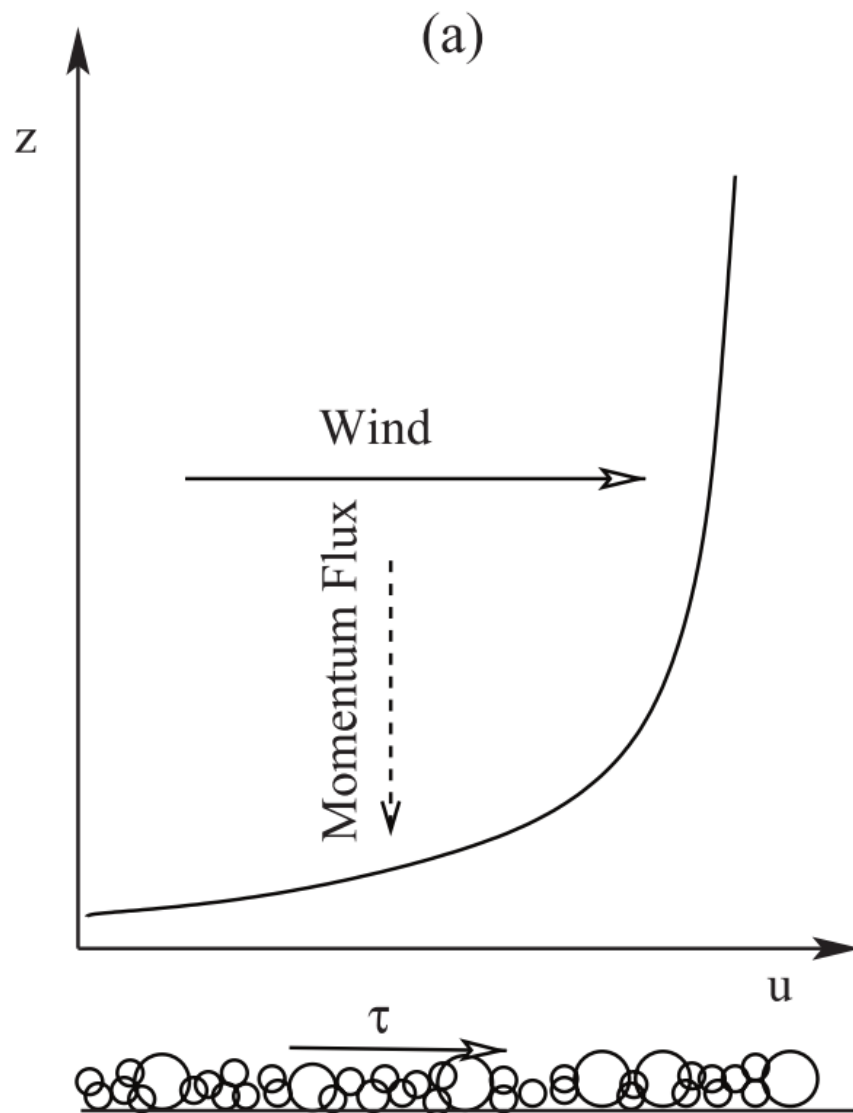


Figura 4. Esquema del esfuerzo cortante en superficie producido por la transferencia de momento del viento al suelo

2.3. JUSTIFICACION DEL ESTUDIO

El proyecto consiste en identificar los factores físicos a escala local, regional y su interacción, que determina la ocurrencia del VP, las trayectorias de partículas de arena y polvo y determinar los factores físicos que disponen la ocurrencia de este fenómeno. Los resultados serán de utilidad para mejorar la exactitud de su pronóstico, ya que, en este trabajo se analizará los factores que actualmente no son considerados para el pronóstico, principalmente los mecanismos a escala local, los cuales podrían impulsar la formación de este fenómeno. Por otro lado, el análisis numérico de este fenómeno permitirá identificar las trayectoria del VP y verificar si estos coinciden con los puntos de muestreo paleoclimático, estudiados por Gutierrez et al. 2009 realizados en Pisco y Callao o si se deben a otro proceso (ejem. circulación oceánica) ayudando a esclarecer la relevancia del aporte lítico por origen eólico (Gutiérrez et al., 2009). El Cambio Climático podría modificar el patrón de comportamiento de este fenómeno en el futuro, ya sea incrementando el gradiente de presión entre el continente y el mar (Bakun,1990) o modificando la frecuencia y patrón comportamiento del evento El Niño (Takahashi, 2011), por tal motivo su representación utilizando la técnica de modelado numérico pretende ser una herramienta de análisis para monitorear su evolución y para plantear algunos posibles escenarios futuros. Por otro lado, los resultados de este trabajo podrán ser utilizados como entradas para modelos biogeoquímicos de Fe y su impacto en la productividad primaria, en el que se les indique las áreas del aporte de polvo al océano y las concentraciones de los mismos.

2.4. OBJETIVOS

2.4.1. General

Determinar los mecanismos físicos responsables de la ocurrencia y desarrollo del Viento Paracas y la erosión asociada.

2.4.2. Específicos

1) Describir la evolución temporal de los Vientos Paracas e identificar los procesos y factores a escala local (ej. topografía, nubosidad) y regional (circulaciones de escala sinóptica) que los generan.

2) Determinar el valor umbral de la velocidad de fricción requerido para la erosión del suelo y estimar las potenciales zonas que sirven de fuente de sedimentos a los Vientos Paracas.

3) Implementar un modelo atmosférico numérico de alta resolución que permita la simulación de los Vientos Paracas para el estudio de este fenómeno.

2.4.3. Hipótesis

La ocurrencia del Viento Paracas depende principalmente de una interacción de factores a escala local y regional, relacionados a la intensificación del gradiente de presión en ambas escalas, el efecto de las variaciones topográficas a escala local (sobre distancias de kilómetros), y a la cantidad de radiación que llega a la superficie desde tempranas horas de la mañana.

3. METODOLOGIA

3.1. DISEÑO DE ESTUDIO

El estudio está basado en la metodología cuantitativa, el diagrama de la metodología se observa en la **Figura 5. Esquema general de la metodología aplicada a esta investigación.**

Se analizó los datos históricos de metar del aeropuerto de Pisco comprendidos entre 2005-2012 y el de NCEP/NCAR Reanalysis-I entre 1948-2012, para darle contexto histórico al evento y contrastarlo con la actualidad.

Se simuló, analizó y cuantificó las tormentas de polvo ocurridos el 7 y 8 de setiembre del 2011; estos eventos fueron registrados en la campaña observacional ParaSEx II (**Figura 6**), realizada principalmente por el IGP, IMARPE, e IRD. Los datos de esta campaña servirán para validar la simulación numérica con el modelo atmosférico.

Se utilizó el modelo MM5 para calcular el umbral de velocidad de fricción requerido para generar una tormenta de polvo en Paracas; y con esto, se identificó las potenciales fuentes de polvo y cuantifico el flujo eólico por unidad de area.

Se realizó dos experimentos numéricos:

- a) Incremento del albedo del desierto de Paracas (“ALB”) de 25% a 90%
- b) Disminución de la rugosidad del desierto de Paracas (“Ro”) de 10mm a 1mm.



3.2. POBLACION

Son todos los eventos de Viento Paracas ocurridos entre el 2005-2012 los cuales son representativos del comportamiento actual del fenómeno y además están documentados por el aeropuerto militar en la ciudad de Pisco.

3.3. MUESTRA

La muestra son los eventos específicos analizado el día 7 y 8 de setiembre los cuales fueron registrados mediante la campaña observacional ParaSEx entre otras fuentes detalladas a continuación.

3.3.1 Datos de estaciones meteorológicas

Se utilizó los datos meteorológicos de los METAR de Pisco. De esta estación se obtuvo la velocidad y dirección del viento, la temperatura del aire, la presión atmosférica y la humedad relativa. La serie de tiempo de los datos abarca desde el 2005 al 2012 con una resolución temporal de una hora. Con estos datos se encontraran los tipos de VP en función a su hora de duración, siendo DS=1 (alerta de tormenta de polvo o Dust Storm) correspondiente a una hora de duración, DS=2 correspondiente a dos horas, y así sucesivamente hasta DS=8. Estos datos servirán para calcular la climatología de los factores meteorológicos antes señalados.

3.3.2. Datos de campañas observacionales

Entre el 26 de agosto y el 09 de Setiembre del 2011 se llevó a cabo la Segunda Campaña Observacional del Viento Paracas o Paracas Sand Experiment II (**Figura 6**) en el distrito de Paracas; la primera campaña tuvo que ver con el reconocimiento de la zona de estudio y ubicación de los puntos de medición. En la segunda campaña se instalaron 3 estaciones meteorológicas y 3 geológicas temporales sobre el continente y una estación geológica más ubicada sobre la superficie del mar. Las estaciones estuvieron ubicadas en $13^{\circ}52'9.56''\text{S}$, $76^{\circ}15'13.47''\text{W}$ (Mixpaleo), 13.88026°S , 76.27877°W (WindA) y 14.00845°S , 76.27245°W (Otuma). En el presente trabajo se analizó los datos meteorológicos de dos estaciones (WindA y Mixpaleo). Las estaciones meteorológicas WindA (**Figura 7**) y MixPaleo registraron velocidades del viento a seis alturas (a 0.225, 0.30, 0.52, 0.92, 1.88 y 3.77 metros) y tres alturas (a 0.59, 1.05 y 2.68 metros) diferentes alturas con respecto al suelo, respectivamente, con la finalidad de calcular los perfiles verticales del viento durante el evento; además se registró la temperatura del aire en dos alturas diferentes en ambas estaciones (a 0.74 y 1.95 metros del suelo) con la finalidad de calcular el número de Richardson para estimar la estabilidad atmosférica. En las estaciones geológicas se instalaron trampas de sedimentos eólicos ubicados a 4 diferentes alturas con respecto al suelo con la finalidad de conocer el perfil del flujo másico horizontal, el diámetro de las partículas características y el tipo de mineral transportado por el viento. El análisis de las estaciones geológicas estuvo a cargo del IMARPE. Además, se realizaron lanzamiento de Globos Piloto desde el Centro de Interpretación de SERNAMP, para

calcular los perfiles verticales de velocidad en la Capa Limite Planetaria (CLP). Se obtuvieron 33 lanzamientos exitosos en el periodo de duración de la campaña ParaSEx-II, de los cuales, tres lanzamientos fueron registrados por la mañana el mismo día del VP (07 de Septiembre 2011). Los detalles y configuración de los globos piloto se encuentran en el reporte de la campaña (IGP, 2011).



Figura 6. Mapa de las estaciones de la Campaña Experimental del Viento Paracas ParaSEx-II. (IGP-2011)

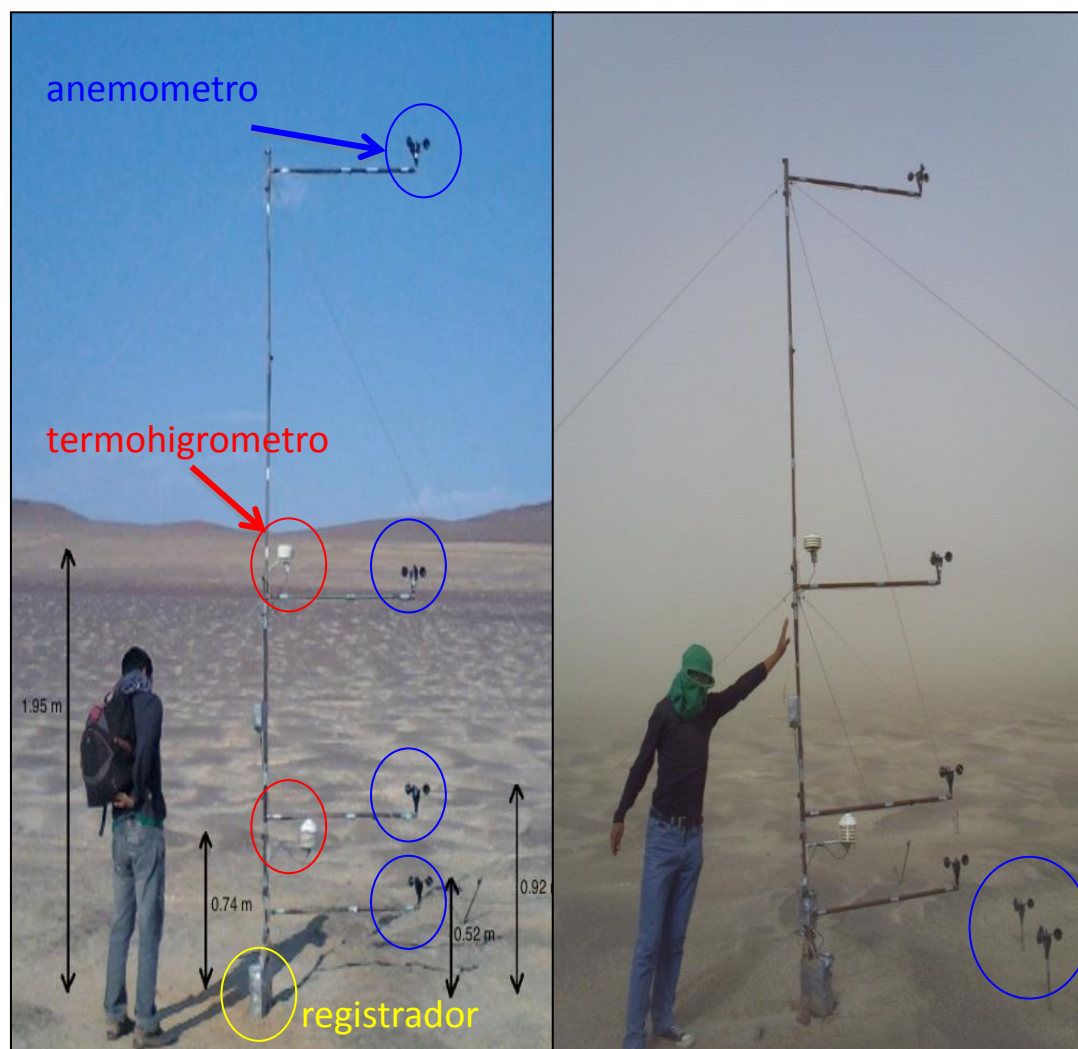


Figura 7. Estación WindA, antes (panel izquierdo) y durante (panel derecho) el Viento Paracas. Anemómetros ubicados en 6 alturas respecto del suelo: 0.225, 0.30, 0.52, 0.92, 1.88 y 3.77 metros. Termohigrometro ubicado en 2 alturas: 0.74 y 1.95 metros.

3.4. OPERACIONALIZACION DE VARIABLES

3.4.1. Validación de la simulación

La máxima resolución espacial fue de aproximadamente 200 metros (**Tabla 1**) para lo cual se cuenta con las cartas topográficas digitalizadas de la zona de estudio la misma que luego se adaptará a los dominios de simulación del modelo MM5 (**Figura 8**). El periodo de simulación analizado inicia el 5 de setiembre y termina el 9 de setiembre del 2011. El paso del tiempo en el modelo es de 50 segundos para el dominio más grande y se considera promedios de 10 minutos por cada resultado o salida del modelo. Las condiciones de borde serán obtenidas de NCEP/NCAR Reanalysis 1, y de OISST. Se realizará pruebas de sensibilidad para identificar cuál de los esquemas de parametrizaciones físicas se ajusta mejor a los datos de campo para la respectiva validación. La ejecución del modelo se realizará en las instalaciones del IGP con permiso y supervisión del encargado del área.

Dominio	Resolucion (Km)
1	48.6
2	16.2
3	5.4
4	1.8
5	0.6
6	0.2

Tabla 1. Resolución horizontal y número de dominios del modelo MM5

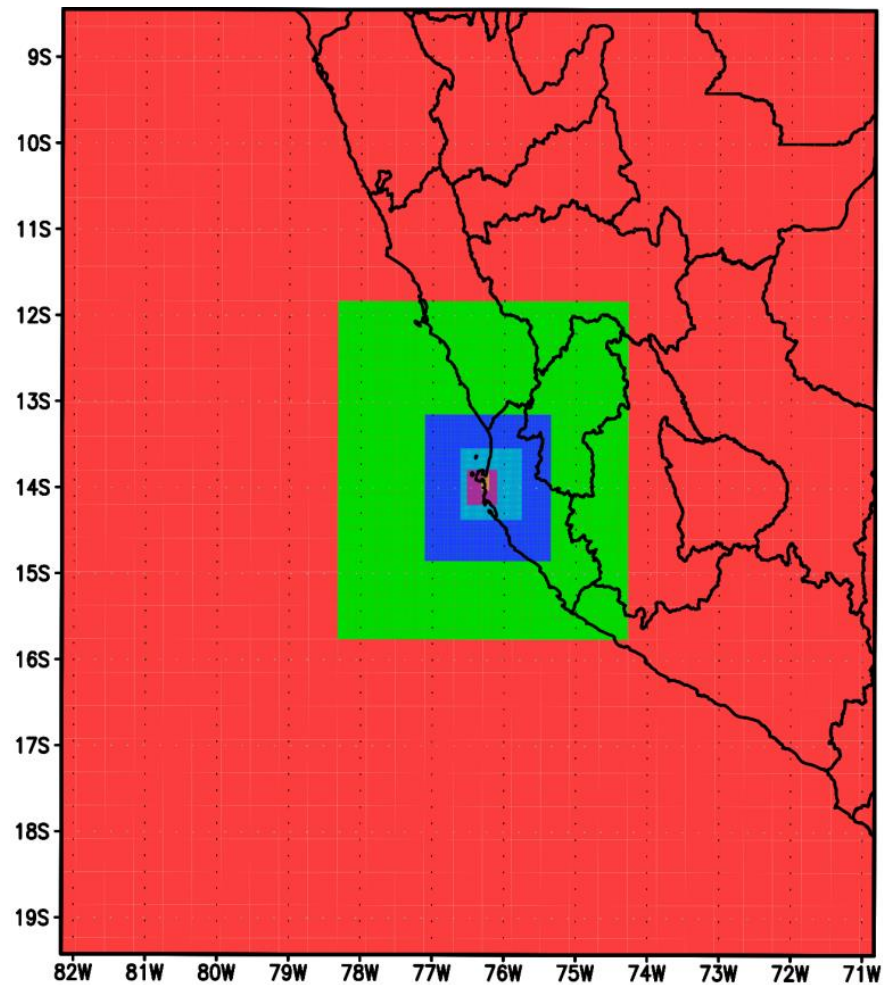


Figura 8. Límites espaciales de los 6 dominios anidados para la simulación numérica con el modelo MM5. a) Dominio: 1 (rojo), 2(verde), 3 (azul), 4 (turquesa), 5 (rosado), 6(amarillo).

Para validar el modelo se graficó las series temporales de velocidad correspondiente a los puntos de medición (estaciones meteorológicas) y calcular la correlación entre ambos (modelo y observado) usando los resultados del modelo MM5 a nivel superficial sobre el mismo punto. .

Del mismo modo, se comparó los perfiles verticales del viento horizontal para las componentes meridional y zonal del viento sobre el Centro de Interpretación (CI) de SERNAMP obtenido del análisis con globos piloto y teodolito meteorológico. Para el cálculo de la velocidad ascendente del globo piloto se utilizó la siguiente fórmula (Martin Brenner , 2000):

$$Pt = pl + pb + pm;$$

$$va = (72/60) * (pl^3/pt^2)^{0.208}$$

Donde:

va: Velocidad ascendente (m/s)

Pt: Peso total

pl: Peso libre (monedas, gr)

pb: Peso del globo(gr)

pm: Peso muerto

3.4.2. Experimentos numéricos

Se realizó una nueva simulación llamada Control “CTL” con el fin de corroborar los resultados anteriores, luego se hizo otra simulación en el que se modificó el albedo de la costa de Paracas durante el periodo de simulación para analizar la importancia de la radiación solar sobre el suelo desde tempranas horas de la mañana, este experimento se le denominó “ALB”. Adicionalmente se realizó otro experimento en el que se modificó la rugosidad del suelo local para cuantificar la importancia de la fricción del viento en superficie, a este experimento se denominó “Ro”.

3.4.3 Cálculo de la velocidad de fricción (U_{st}) y umbral (U_{stu})

- a) Se calculó los perfiles de velocidad del viento en las estaciones WindA, el cual cuenta con seis alturas de medición de velocidad del viento sobre la superficie, antes, durante y después de un VP.
- b) Así mismo, como se cuenta con datos de temperatura en dos puntos sobre la superficie, en ambas estaciones, se estimó la estabilidad atmosférica calculando el número de Richardson.
- c) Se estimó la rugosidad del suelo realizando una regresión lineal a la ecuación logarítmica de velocidad de fricción a condiciones estables, esto se obtuvo por las madrugadas. Se optó por usar la mediana de todos los valores de rugosidad que se obtuvieron a estas condiciones.

d) Se usó la teoría de similaridad de Monin-Obukov y las aproximaciones de Businger-Dyer para calcular la velocidad de fricción a condiciones estables, neutras e inestables (Businger et al., 1971).

e) Se estimó mediante observaciones el umbral de la velocidad de fricción usando la velocidad que correspondió a la hora en que observo arena y polvo en la suspendida en la atmosfera sobre la estación WindA el 8 de setiembre, es decir,, la velocidad de fricción correspondiente a ese instante fue considerado como el umbral de la velocidad de fricción .

f) Se realiza el mismo procedimiento que el paso anterior “e)” para encontrar el umbral de fricción pero ahora usando la velocidad de fricción del modelo MM5, encontrando así el umbral de la velocidad de fricción del modelo (**Figura 9**).

g) Finalmente se reconstruyo la hora de inicio y fin de ambos eventos graficando una línea horizontal desde cada valor umbral (observado y modelo) en la gráfica temporal de velocidad de velocidad de fricción y así encontrar el periodo estimado de duración de ambos eventos.

3.4.4 Cálculo de las potenciales fuentes de polvo

Estos resultados derivan del cálculo de la velocidad de fricción y del umbral de velocidad de fricción del modelo:

- Se usa el umbral de velocidad de fricción del modelo como un filtro para el campo espacial de la velocidad de fricción, y así encontrar las regiones en las que la velocidad de fricción excede dicho umbral. Estas regiones son las potenciales fuentes de polvo ya que son vulnerables al arrastre y suspensión en la superficie del desierto (**Figura 10**).
- Estas regiones además son utilizadas posteriormente como inicio de la simulación de trayectorias de polvo

3.4.5 Cálculo de trayectorias y flujos eólicos

Consiste en la elaboración de un programa en fortran llamado `trayec.f`, (el diagrama se muestra en la Figura 11):

- Se leyeron los campos de las componentes viento obtenido del modelo MM5.
- Se realizó una interpolación bilineal en el espacio y una interpolación lineal en el tiempo en cada una de las posiciones de cada partícula siguiendo el enfoque de cálculo lagrangiano.
- Se utilizó el método numérico de Runge Kutta 4 de cuarto orden, para obtener mayor precisión de cálculo de las posiciones de las partículas.

Las ecuaciones fundamentales que se emplearon fueron:

$$u = \frac{dx}{dt}; v = \frac{dy}{dt}; w = \frac{dz}{dt} - w_t$$

Dónde:

u, v, w : Son las componentes de velocidad del viento en la 3 dimensiones.

Se usa la ecuación de velocidad (dx/dt) para encontrar la posición de una partícula en el tiempo utilizándolo en las tres dimensiones para las componentes del viento (u, v, w) bajo el esquema de aproximación langrangiano, siguiendo la partícula en cada instante de su movimiento. A la componente vertical se debe añadir la velocidad vertical de la partícula que depende del diámetro de la misma. Ecuación de velocidad en las tres componentes del viento:

$$w_t = g * f(d)$$

Dónde:

w_t : Es la velocidad terminal de la partícula (**Figura 12**, Shao, 2008)

$f(d)$: Función de diámetro (mm)

La velocidad terminal puede definirse empíricamente. Shao (2008) propone un diagrama empírico para determinar la velocidad terminal en función del diámetro de la partícula. Además, se utiliza para la interpolación no lineal, de cuarto orden, Método de interpolación Runge Kutta 4. El cálculo se puede realizar bajo un esquema de diferencias finitas de la siguiente manera:

$$K_1 = dt * U_{P(x(t),t)}$$

$$K_2 = dt * U_P\left(x\left(\frac{k_1 * dt}{2}, t + \frac{dt}{2}\right)\right)$$

$$K_3 = dt * U_P\left(x\left(\frac{k_2 * dt}{2}, t + \frac{dt}{2}\right)\right)$$

$$K_4 = dt * U_{P(x(k_3 * dt, t + dt))}$$

Luego:

$$x_{p(t+1)} = x_{p(t)} + \frac{(k_1 + 2 * k_2 + 2 * k_3 + k_4)}{6}$$

Donde:

Up: velocidad de la partícula en una componente

T: tiempo

dt: Paso de tiempo de interpolación

k1,k2,k3,k4: Parámetros de Runge Kutta

Xp: Posición de la partícula

El cálculo de transporte de masa se hará a partir de la formula empírica, que depende del $U_{st}(\text{mínimo})$, U_{st} , Diámetro de la partícula, gravedad y las propiedades del suelo. Para cuantificar el flujo eólico horizontal y el flujo eólico vertical en superficie, se utiliza los cálculos y aproximaciones utilizados por Marticorena y

Bergametti (1995), las cuales se basan en experimentos en campo y en laboratorio de túneles de viento (Shao,2008):

$$G = C \cdot \frac{\rho_a}{g} Ust^3 \cdot \left(1 - \frac{Ust_u^2}{Ust^2}\right)$$

$$\text{Log (F/G)} = 0.134 * (\% \text{arcilla}) - 6$$

Dónde:

G: Flujo horizontal (kg/s/m²)

F: Flujo Vertical (kg/s/m²)

%arcilla: Debe haber menos del 20% sobre el nivel calculado

C: constante de proporcionalidad de exp. Túnel de viento, 2.61.

ρ_a/g : Densidad del aire y gravedad

Ust: velocidad de fricción

Ust_u: Umbral de velocidad de fricción requerida para generar tormenta de polvo

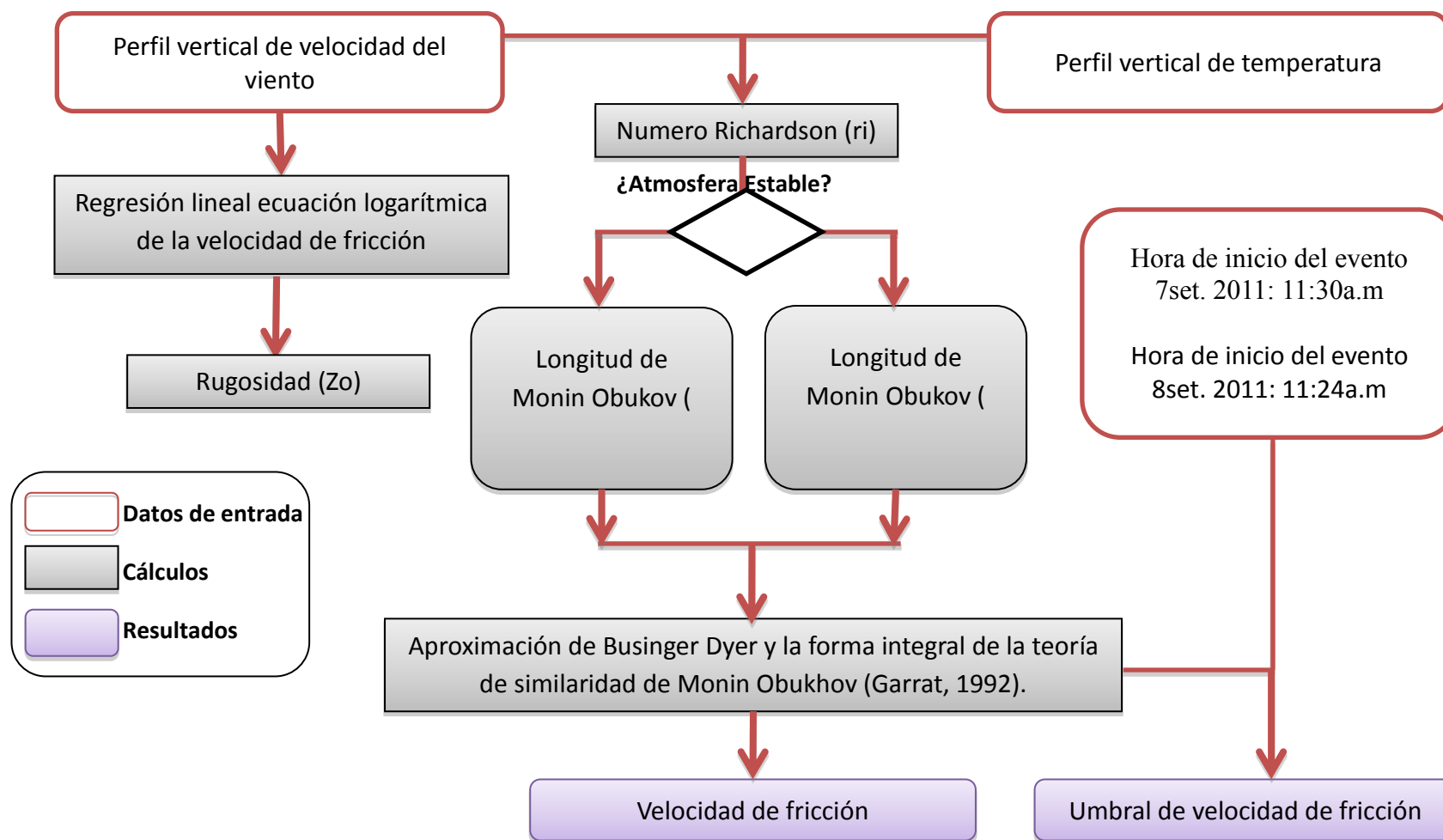


Figura 9. Diagrama de flujo para el cálculo de la velocidad de fricción

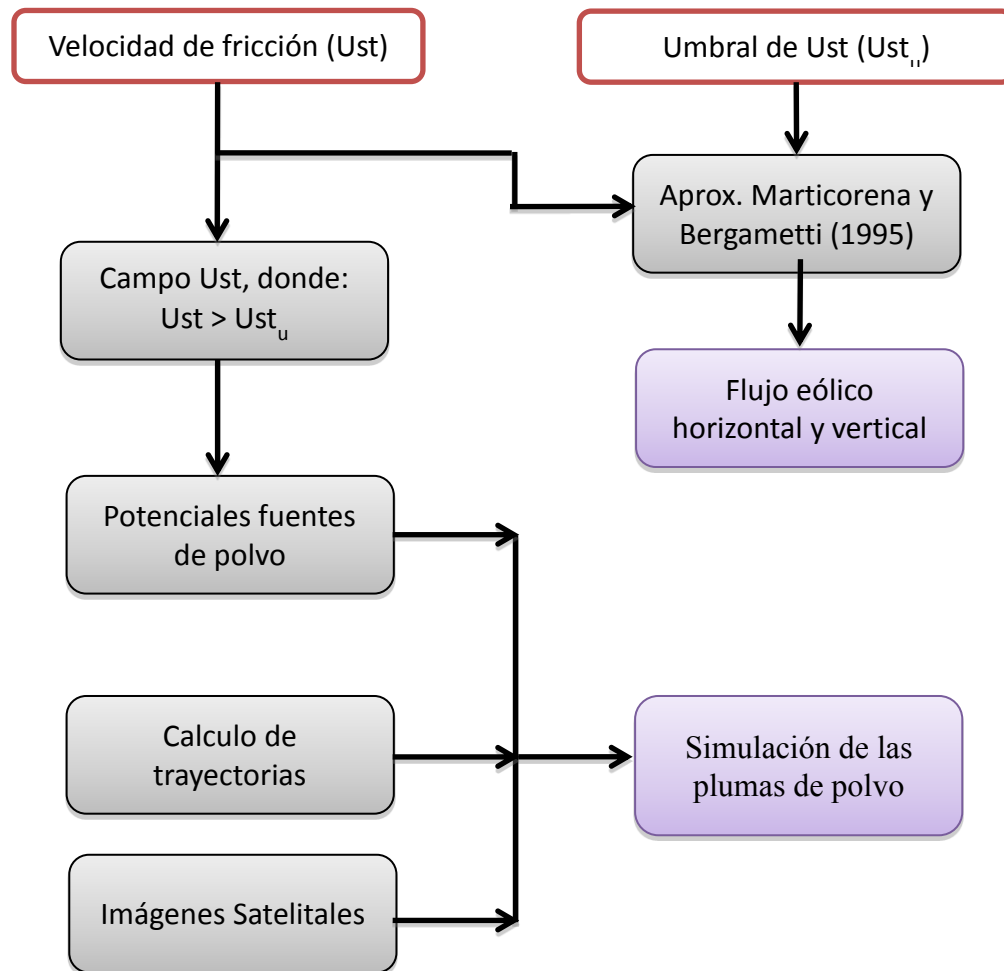


Figura 10. Esquema del cálculo de las potenciales fuentes de polvo y flujo eólico

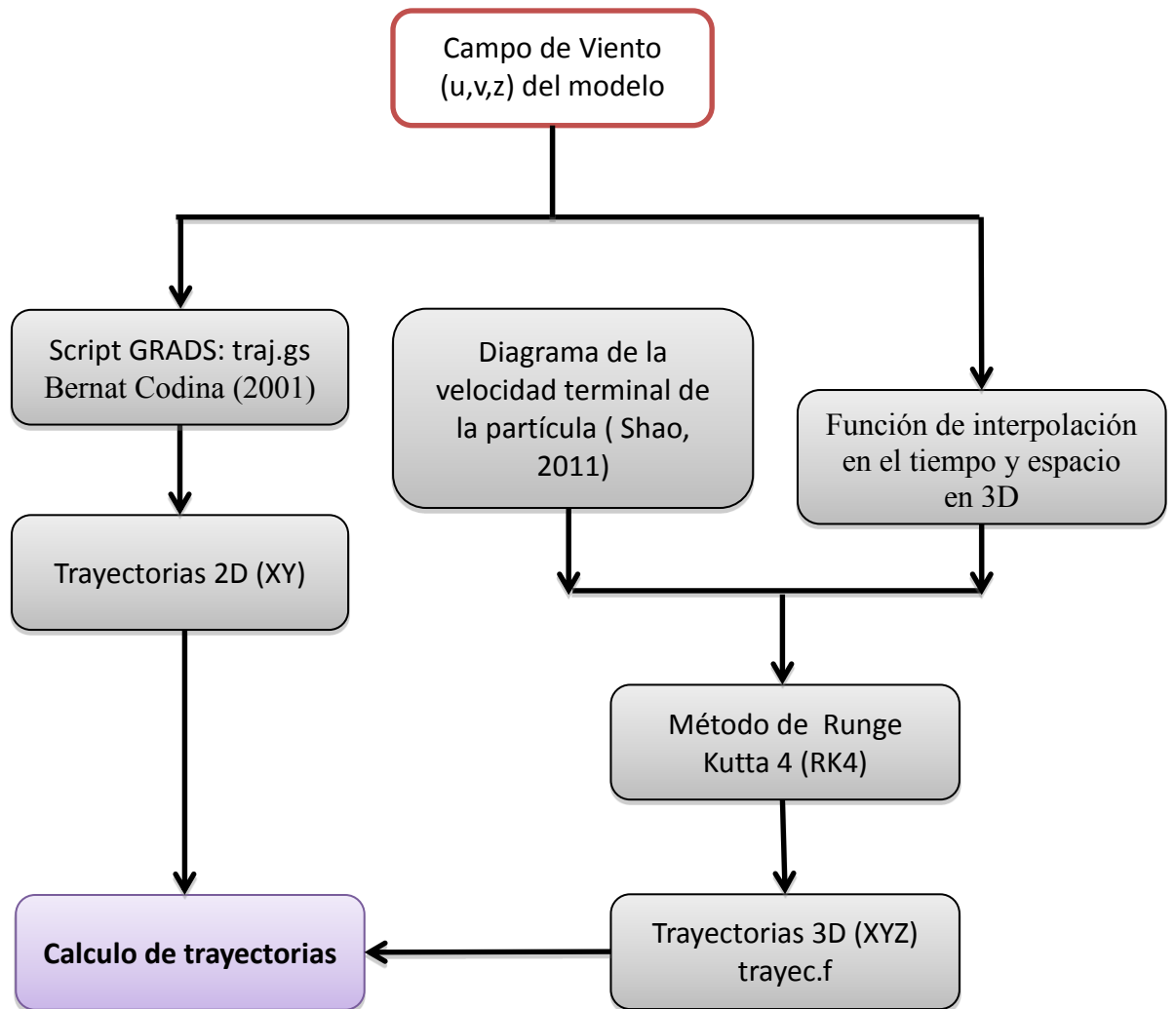


Figura 11. Esquema del cálculo de trayectorias

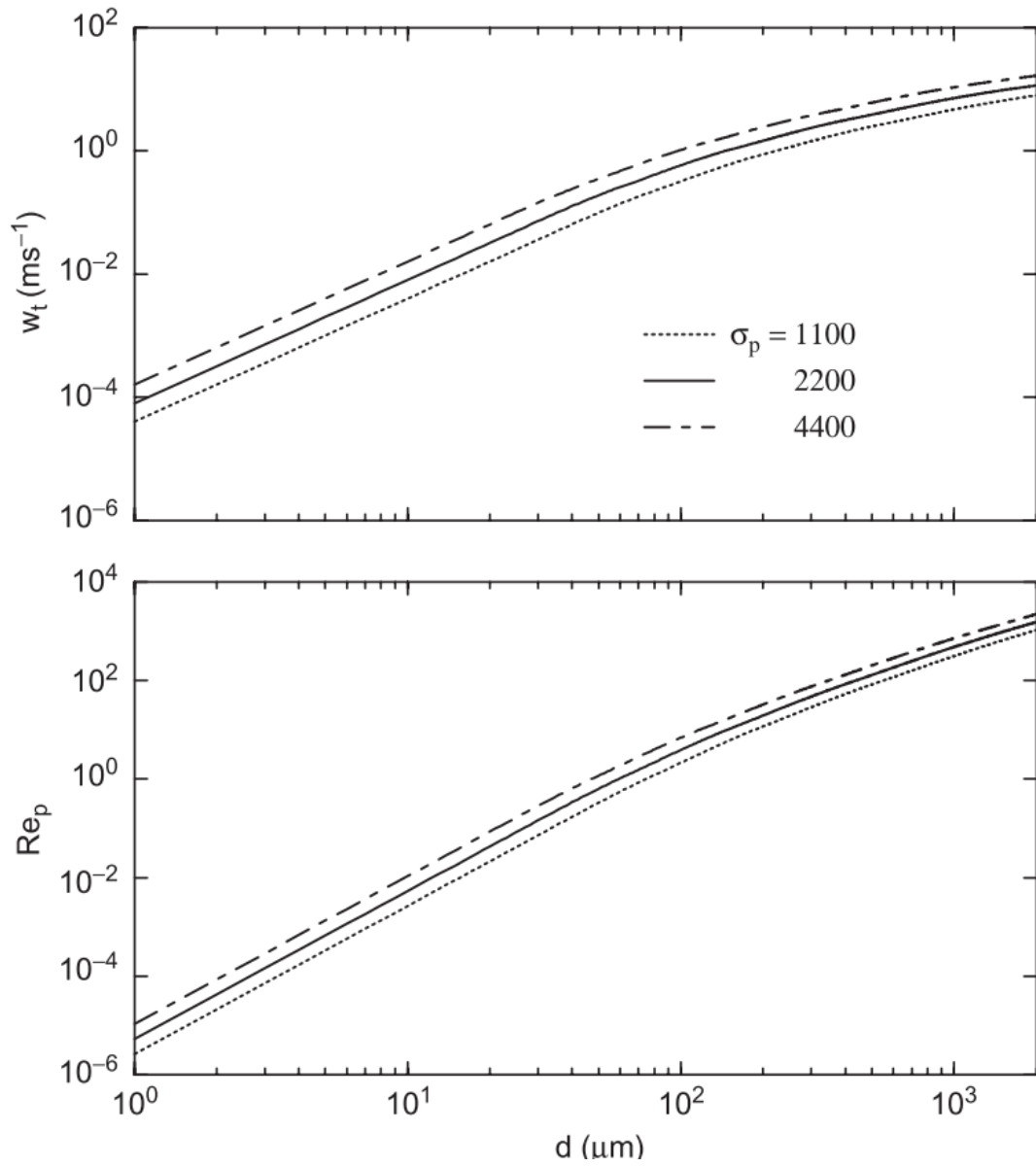


Figura 12. Variación de la velocidad terminal de la partícula, w_t , y el correspondiente número de Reynolds de la partícula, Re_p , ambos en función del diámetro de la partícula, d , y del cociente de la densidad partícula-aire, σ_p . (Shao, 2008)

4. RESULTADOS

4.1. ESTUDIO CLIMATOLOGICO DEL FENOMENO

4.1.1. FACTORES A ESCALA REGIONAL

Si observamos la climatología del promedio de la velocidad del viento a 10 metros frente a Perú entre 1988-2012, se observa que la máxima intensidad ocurre entre el mes de Julio y Setiembre el mismo que coincide con los meses de máxima ocurrencia de VP (Escobar, 1993) y además la isobara de 1014hPa es la que migra frente a Ica durante los meses de máxima intensidad (**Figura 13**).

Según los datos del aeropuerto de Pisco, entre el 2005 y 2012, se encontró un ligero incremento en la cantidad de horas acumuladas de VP por año. En el año 2010 ocurrió la máxima cantidad de horas acumuladas, con un valor de 70 horas, le siguen los años 2005, 2007 y 2012 con 42,43 y 51 horas acumuladas . Con respecto a la cantidad de horas acumuladas por mes, se observó que el mes de setiembre posee el máximo de horas, con 75 horas; seguido de agosto con 73 horas, y de julio con 38 horas. Dentro de los meses de verano, el mes de febrero sobresale con 22 horas acumuladas. Las horas de ocurrencia de este fenómeno se encuentran entre las 17:00 y 00:00 hora GMT o las 12:00 y 19:00 hora local, teniendo a las 15:00 horas local como el de máxima acumulación de horas acumuladas (**Figura 14.a**), lo cual sugiere que los eventos analizados solo se dieron en la tarde. Por otro lado, la clasificación de eventos (**Figura 14.b**) sugiere que los eventos débiles (1 a 3 horas de duración) son los que pueden ocurrir en cualquier mes del año principalmente en febrero y setiembre

que son las dos modas que se encuentra en la distribución de frecuencias. Los eventos de 4 a 5 horas, intensidad moderada, son algo más restringidos a ocurrir solo entre abril y octubre , y por último los intensos ocurren mayormente entre Julio y Setiembre, con la mayoría en setiembre. De todos esto los eventos que poseen una tendencia interanual mas clara son los eventos de intensidad moderada.

Recordemos que la máxima frecuencia mensual de eventos VP ocurre entre Julio y Setiembre (70%, Escobar 1993) así que este análisis climatológico refleja la influencia de la escala regional en la máxima frecuencia estacional del VP, aunque aún esto no es suficiente para explicar la ocurrencia de VP en los meses de verano.

En la Tabla 2, se detallan los años con mayor cantidad de horas acumuladas de VP por mes entre el 2005 y 2012 (metar, aeropuerto de Pisco), en la cual se observa que el mes de setiembre 2009 es el mes que posee más cantidad de horas acumuladas. El resto de meses poseen por lo menos un evento que superan 4 horas de duración.

Las anomalías de la velocidad del viento entre algunos de los meses de mayor ocurrencia de VP (Tabla 2) y la climatología de velocidad (2005-2012) de esos respectivos meses se muestran en la **Figura 15**. Se observa que las anomalías de escala regional entre los meses de mayor ocurrencia de VP tienen patrones de distribución espacial similares. Los meses que obtuvieron mayor cantidad de horas acumuladas (setiembre 2009, agosto 2007 y Julio 2012) , son los meses en el que las anomalías de presión a nivel del mar ubicados alrededor de 40°S alcanzaron anomalías positivas de +6 y +10hPa. Asociado a esto la zonas influenciada por la circulación

anticiclónica, principalmente frente a Ica se intensificaron entre +3 y +4 m/s. Esto sugiere que a mayor intensidad de anomalías de velocidad del viento y de presión a nivel del mar se obtiene mayor cantidad de horas acumuladas de VP por mes. Esto se refuerza al compararlo con los meses de menor cantidad de horas acumuladas en los mismos meses pero de distinto año.

Por otro lado, al parecer el factor que controla la ocurrencia del fenómeno a escala estacional es el mismo factor que controla el fenómeno a escala sinóptica, el gradiente de presión en la región 15S-20S en 75W. El gradiente de presión en dicha región se intensifica inclusive desde 3 días antes, sin embargo su máxima amplitud se observa durante las madrugadas previas. La **Figura 16** nos muestra el promedio de la presión a nivel del mar por la madrugada (00:00 a 06:00 horas) entre el 02 y 13 de setiembre del 2011. Nótese que las isobaras de presión entre 1015 y 1020 (contornos) se encuentran poco distanciadas entre el 4 y 9 de setiembre con mayor intensidad el día 8 de setiembre. Esto es consecuente con la magnitud del viento, Figura 17, en el que se observa velocidades que superan los 16 m/s entre esos mismos días, con máximo el día 8 en que la velocidad alcanzó 21m/s. Recordar que el fenómeno de mayor intensidad ocurrió el día 7 de setiembre, el del 8 fue de menor intensidad , y los días anteriores no hubo fenómenos, deben haber factores a otras escalas que determinaron la intensidad de fenómeno del día 7, pero hasta el momento el factor a escala sinóptico expresado por la velocidad del viento estuvo presente en ambos días.

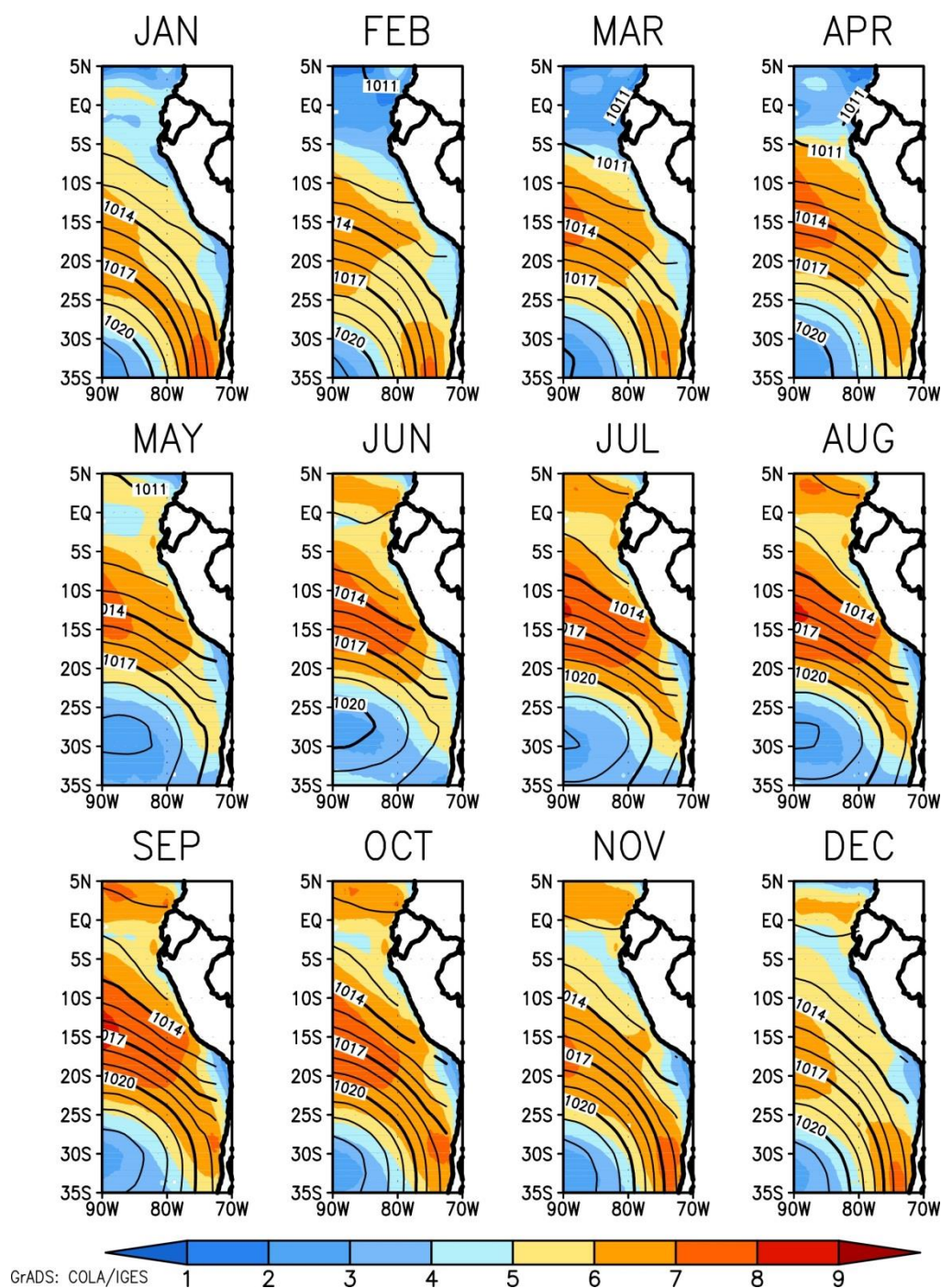


Figura 13. Climatología de la velocidad del viento (m/s, CCMP) y presión a nivel del mar (hPa) en la región correspondiente al Jet Costero frente al sur del Perú (16.6S-16.34S, 75W-74.6W), Reanalysis entre 1948-2012

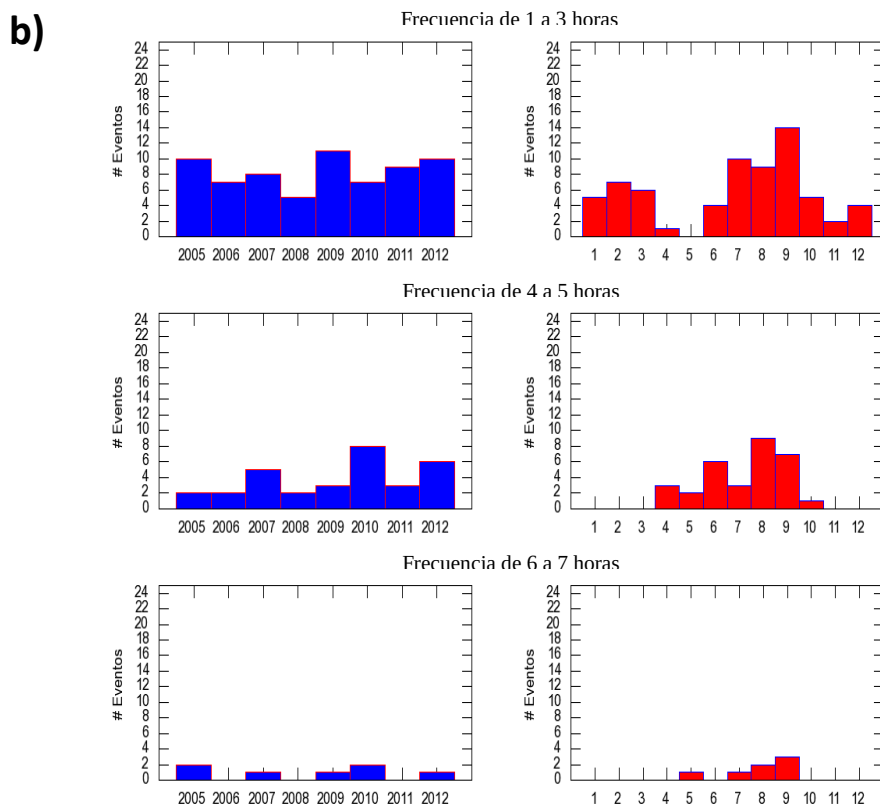
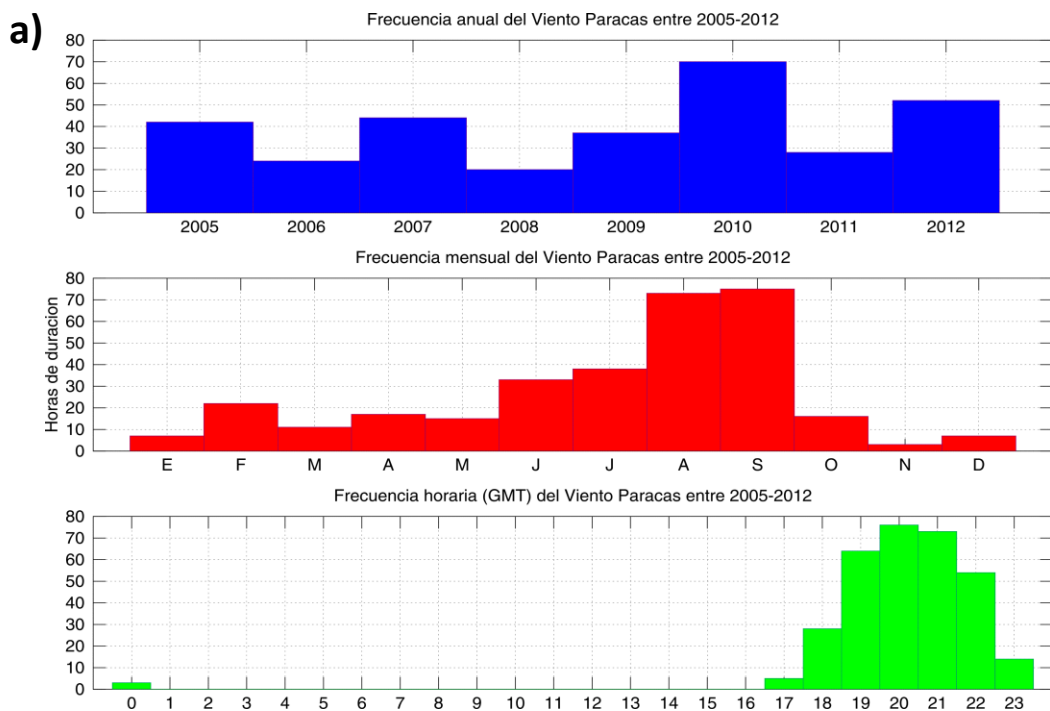


Figura 14. a) Frecuencia de horas acumuladas de VP (eje Y), por año, por mes y hora de inicio . **b)** Frecuencia de eventos (días) clasificados por horas de duración.

Mes	Año	Horas por mes	Horas por evento (horas x repetición del evento en el mes)
Setiembre	2009	21	7, 4x2, 3, 2, 1
	2010	15	5x2, 4, 1
Agosto	2007	21	5, 4x3, 2, 1x2
	2011	10	5, 2, 3
Julio	2012	12	4, 3, 2x2, 1
	2010	9	6, 3

Tabla 2. Horas acumuladas en los meses de máxima ocurrencia de VP y sus respectivas horas por VP, datos metar entre 2005-2012. Los números en rojo indican la máxima duración (horas) del evento por mes.

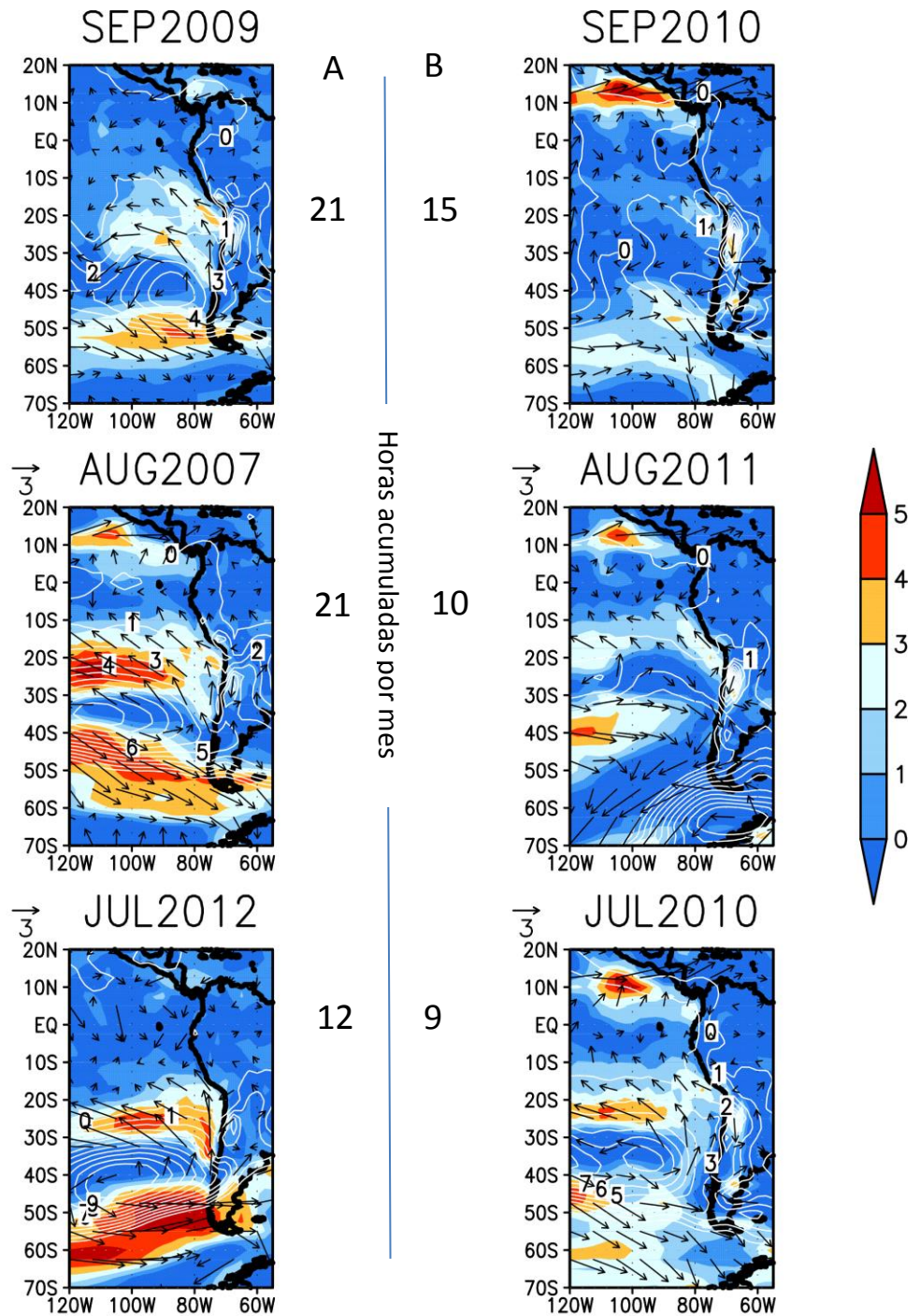
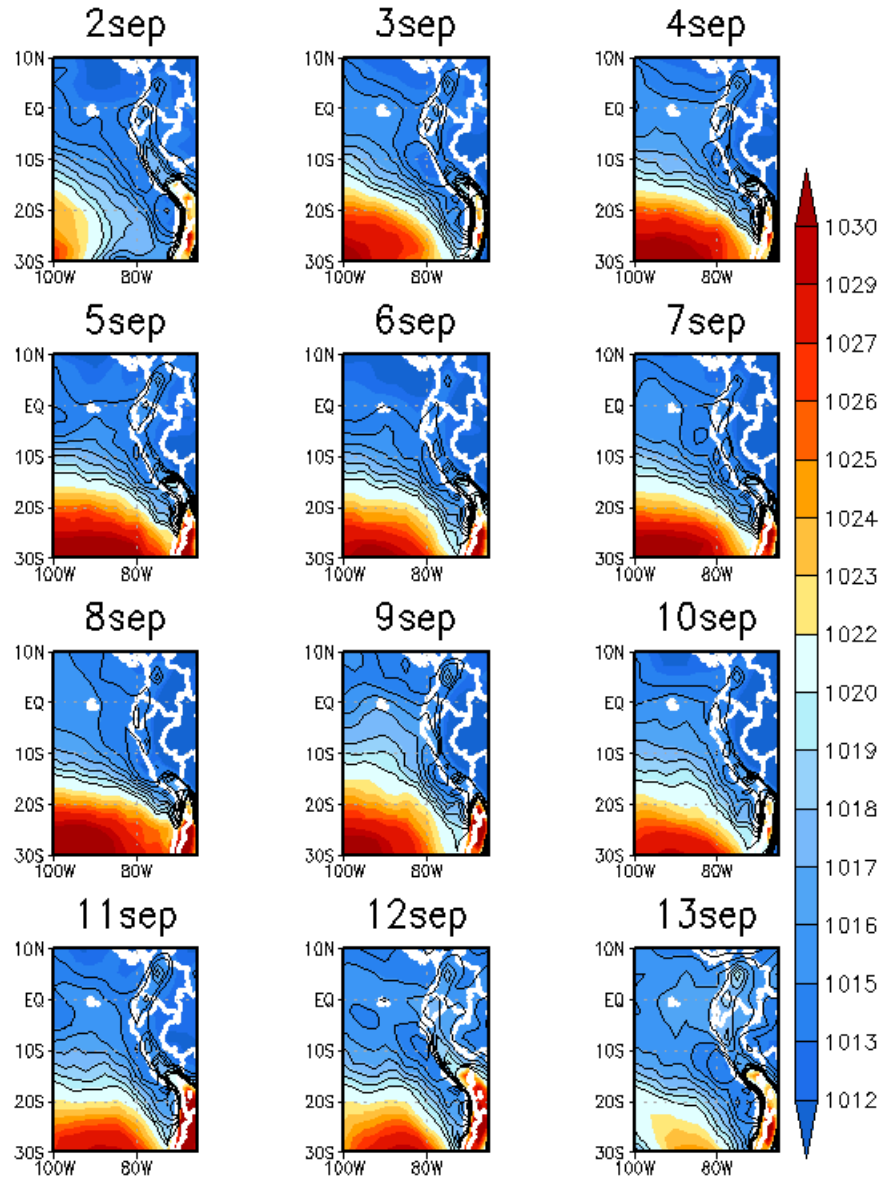


Figura 15. Anomalías de la velocidad del viento (m/s, colores) y la presión (contorno, hPa) en los meses con el mayor número de horas acumuladas de VP encontrados entre el 2005-2012, con respecto a la climatología de 1948-2012. La columna A contiene mayor número de horas VP que la columna B.



GrADS: COLA/IGES

2013-08-01-15:21

Figura 16. Promedio de la presión a nivel del mar en la madrugada, entre 00:00 y 06:00 horas. En contornos se muestra las isobaras entre 1020 y 1015 hPa, donde la de 1020hPa se encuentra en el extremo sur de cada gráfica. Fuente: NCEP/NCAR Reanalysis

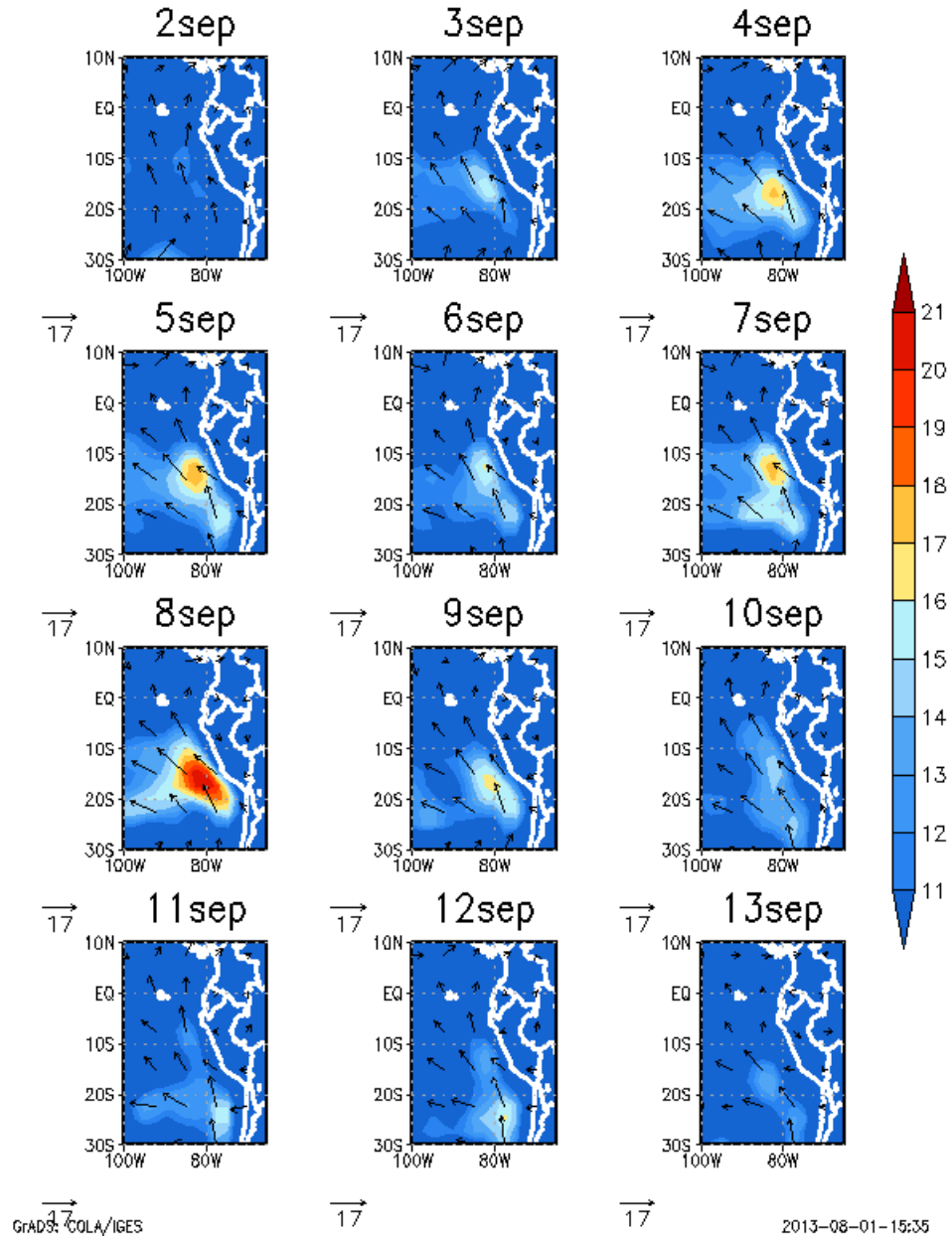


Figura 17. Promedio de la velocidad del viento a 1000hPa por la madrugada, entre 00:00 y 06:00 horas. La dirección del viento se muestra en vectores. Fuente: NCEP/NCAR Reanalysis

4.1.2. FACTORES A ESCALA LOCAL

Las condiciones atmosféricas favorables para la ocurrencia de VP, según los datos metar del aeropuerto de Pisco, la velocidad promedio del viento es 8m/s en los meses de invierno y 12m/s en los meses de verano, la dirección sea menor a 250° , la temperatura oscile entre 25°C en verano y 20° en invierno, la anomalía de presión oscila entre 1.0hPa y 3.0hPa; y finalmente, la visibilidad horizontal menor a 4000 metros (**Figura 18**). Según el diagrama de cajas las velocidades máximas por tipo de evento o horas de duración (entre DS=1,...y, DS=8, **Figura 19a**) se incrementan en función de la cantidad de horas y oscilan entre 10 y 14m/s mientras que las velocidades con las que se inician los eventos (**Figura 19.b**) oscilan entre 7m/s y 10m/s, siendo el evento más intenso el que posee menor valor de velocidad inicial, además observar que el evento DS=8 posee un único valor. Por ejemplo, los eventos que duran siete horas (DS=7) pueden iniciar con velocidades de 7.0 m/s y alcanzar velocidades de 14m/s aproximadamente en siete horas y eso equivale a una aceleración de 1m/s de aumento en cada hora.

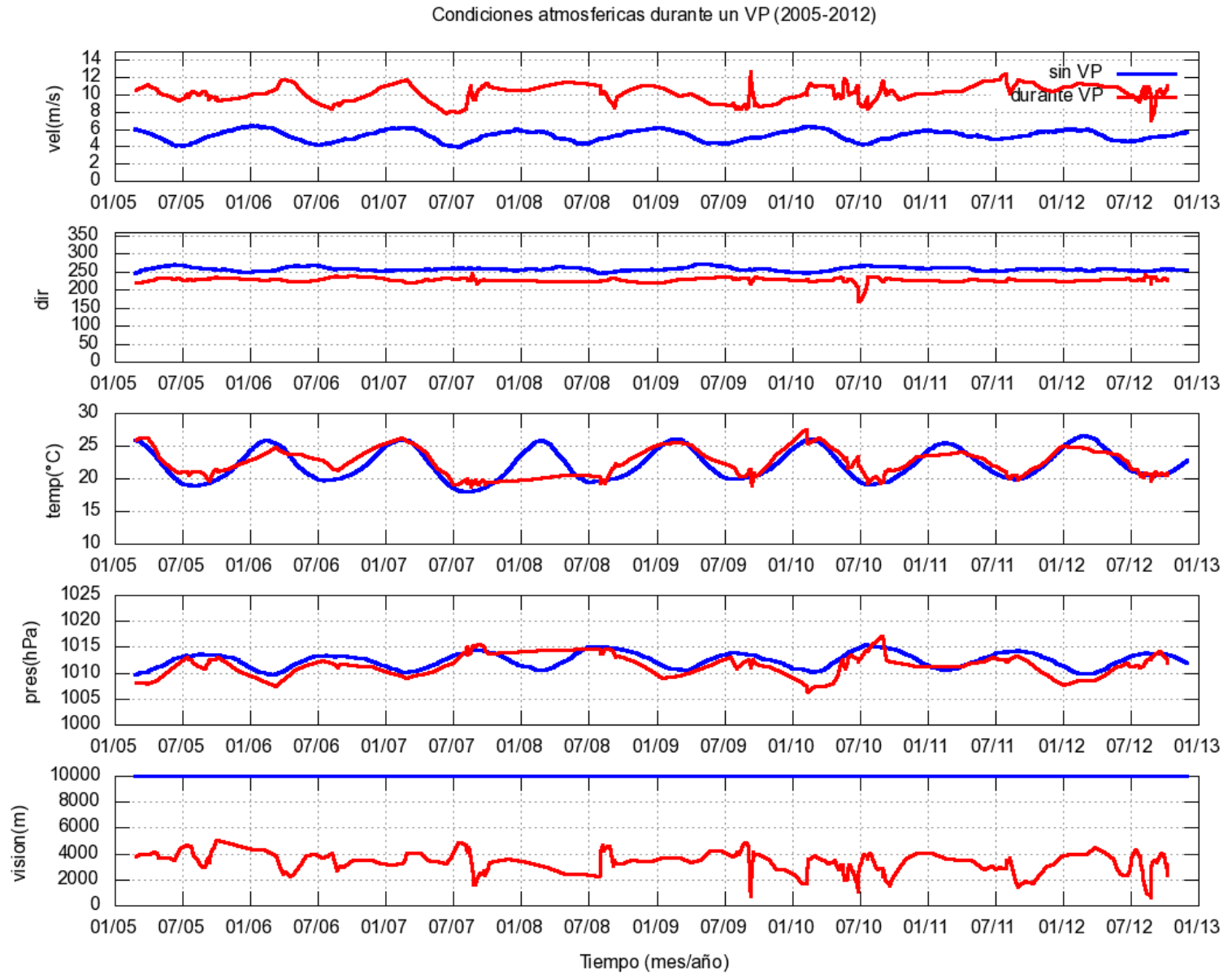


Figura 18. Condiciones meteorológicas durante el Viento Paracas (contorno rojo) y en condicione sin VP (contorno azul) entre 2005-2012.

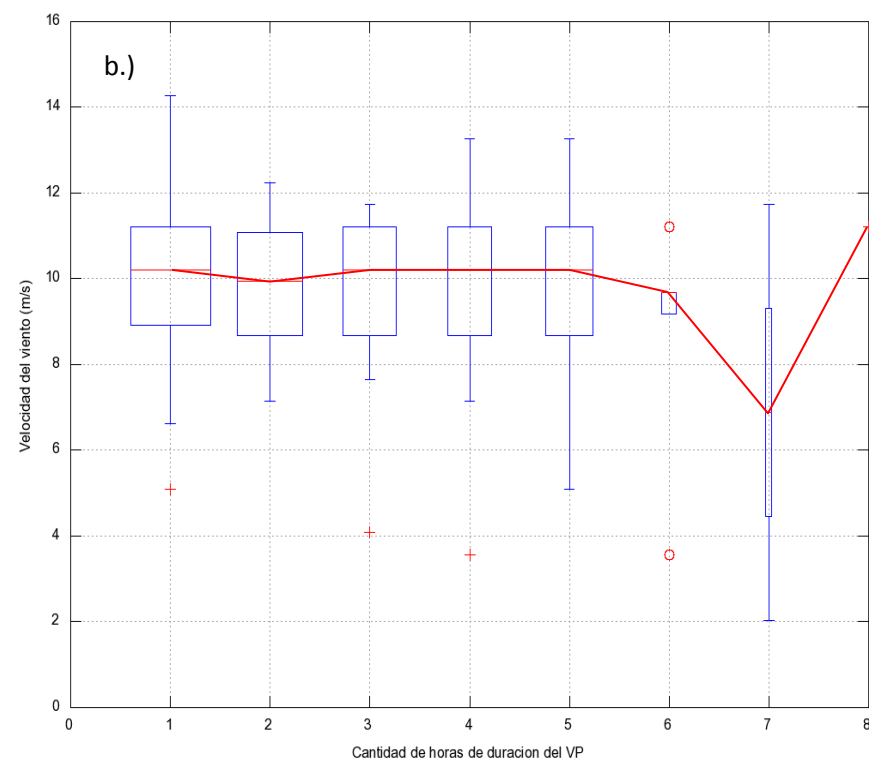
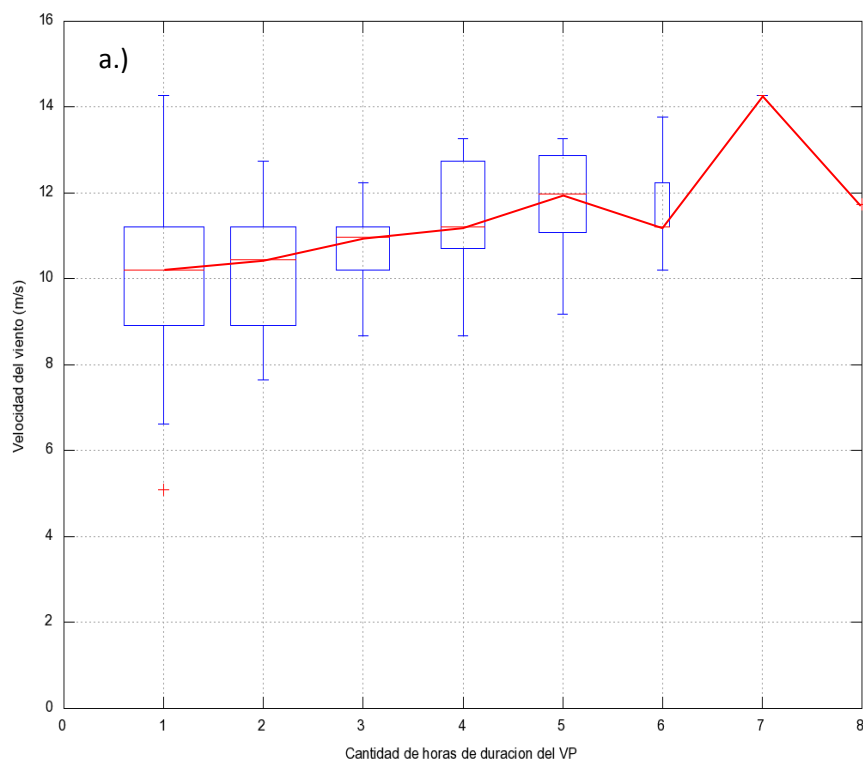


Figura 19. Diagrama de cajas que muestra el promedio de la velocidad del viento (m/s) en el aeropuerto de Pisco, en función a la duración en horas de los VP que ocurrieron entre el 2005 – 2012. Se usa los valores máximos (a) y los valores iniciales (b) durante un VP según los reportes metar del aeropuerto de Pisco. El contorno de color rojo une las medianas de cada serie analizada por hora.

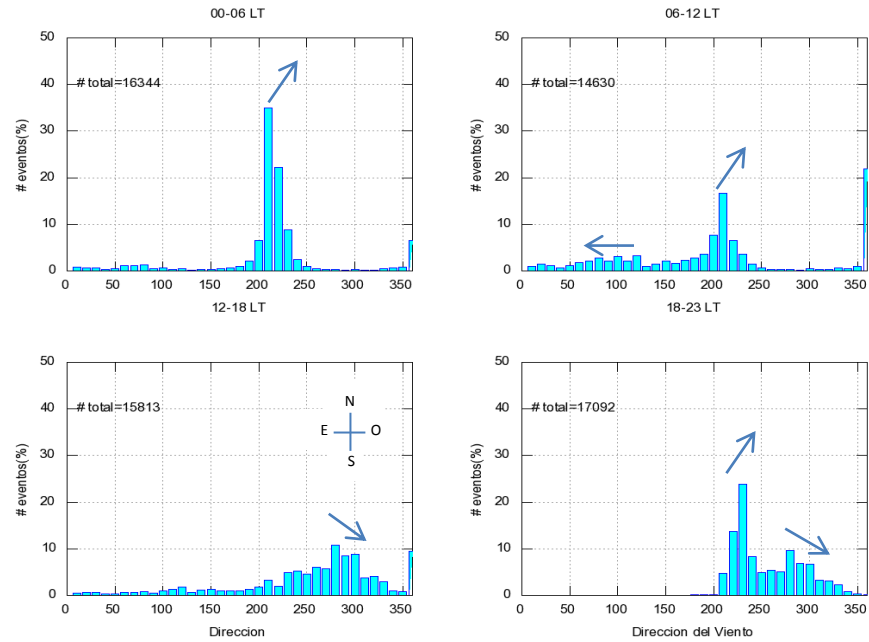


Figura 20. Frecuencia horaria (%) de la dirección del viento durante los días en que **no ocurrió** un VP. Aeropuerto de Pisco. Las flechas indican la dirección del viento.

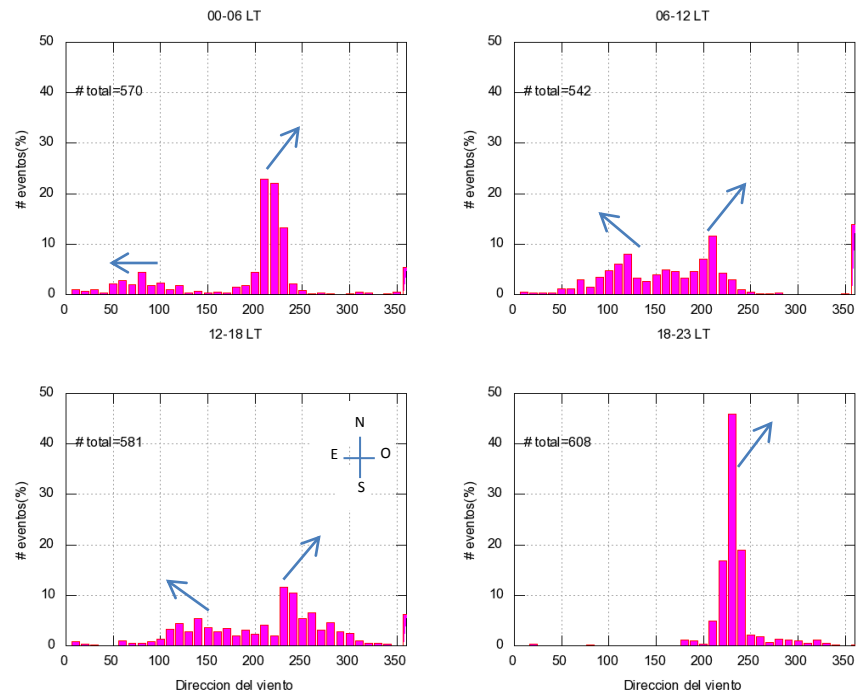


Figura 21. Frecuencia horaria (%) de la dirección del viento durante los días en que **ocurrió** un VP. Aeropuerto de Pisco. Las flechas indican la dirección del viento

El ciclo diario de la dirección (**Figura 20** , **Figura 21**) del viento durante los días en que ocurre un VP y los otros en que no ocurren, son diferentes, particularmente por la dirección del viento en la tarde y noche. Durante un día sin VP hay un mayor porcentaje de la dirección favorable a la advección de humedad del océano (dirección $> 270^\circ$) que cuando ocurre un VP. Tal vez la advección de humedad pudo venir desde el sur de la península (Playa Mendieta, Otuma, etc) pero necesitamos un trazador de vapor de agua para saber, la humedad específica (q) podría ayudarnos.

Si esta vez utilizamos la diferencia de temperatura del aire menos la temperatura de rocío como un indicador de humedad, entonces la frecuencia diaria nos indica que durante un VP existe en conjunto más de 80% de probabilidad que la diferencia sea entre 2°C y 4°C en la madrugada (00-06 LT) y en la mañana (00-12LT) mientras que por la tarde el 80% oscila entre 4°C y 8°C sin embargo en días sin VP esta probabilidad disminuye el 80% de los datos esta entre 3°C y 7°C (Figura 22). Esto sugiere que las tardes de un VP por lo general son más secas que un día normal y los días sin VP son más húmedos es decir favorable a la cohesión de partículas en el suelo y reduce la posibilidad de la erosión del suelo. Tener en cuenta que estos valores son tomados del aeropuerto de Pisco en donde al parecer la humedad relativa no pudo llegar a 100% con si fue el caso en WindA, siendo eso un factor muy local a tomar en cuenta como tema de estudio a microescala.

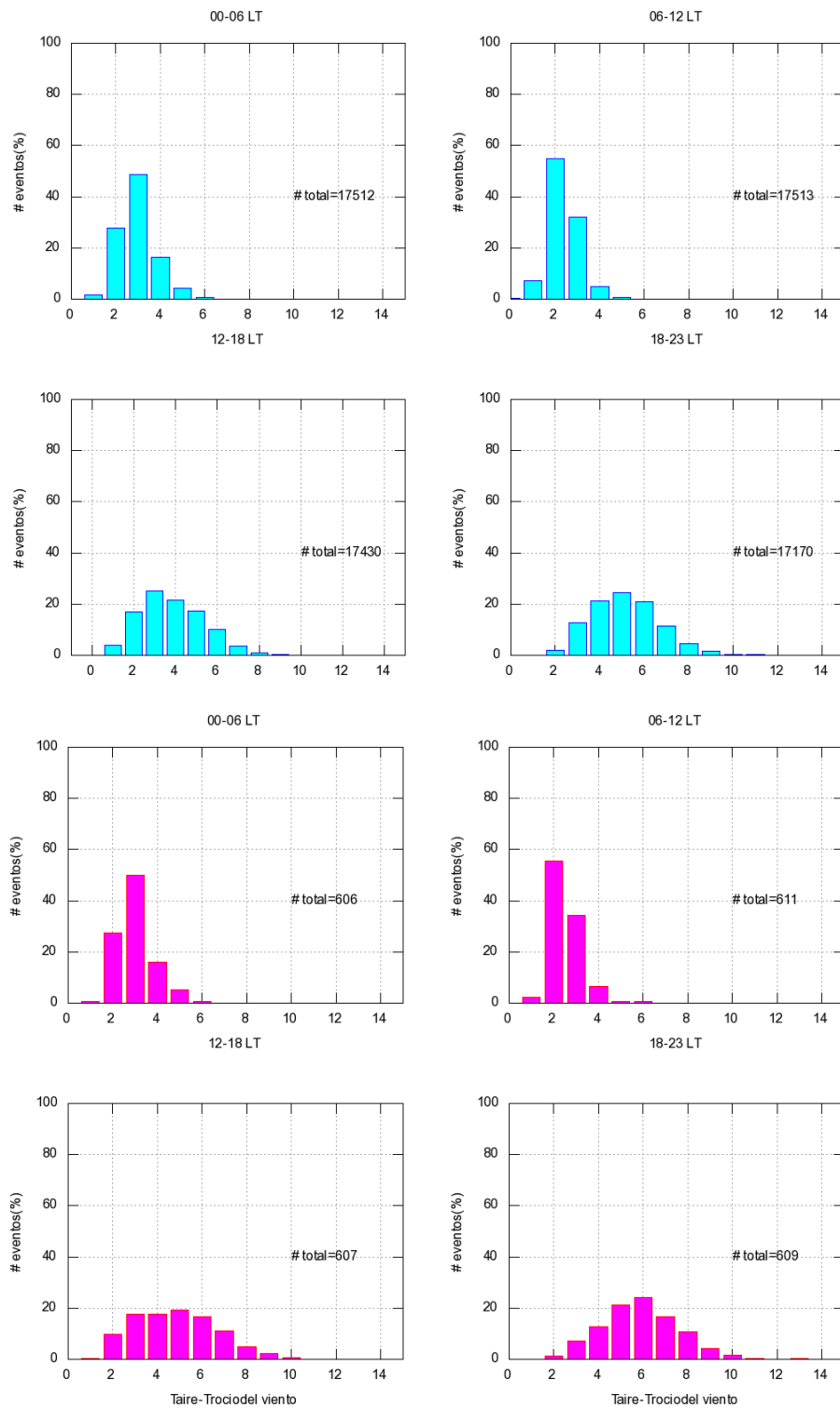


Figura 22. Diferencia entre temperatura del aire y temperatura del punto de rocío a diferentes horas del día durante los días que existieron VP (abajo) y los días que no existieron (arriba).

4.2. EVENTOS ESPECIFICOS: 7 y 8 DE SETIEMBRE 2011

4.2.1. VALIDACION DEL MODELO MM5

La velocidad de fricción (U_{st}), obtenido de los datos observados en la estación WindA durante parte de la campaña ParaSEx-II entre el 5 y 9 de setiembre 2011, describió un patrón temporal correspondiente a un ciclo diario, con valores máximos que oscilan entre 0.7 y 0.85 m/s y que ocurren entre las 12:00 y 15:00 hora local. Las velocidades de fricción máximas durante las horas de duración de los VP es 0.85m/s y 0.78m/s, correspondiente al día 7 y 8 de setiembre respectivamente (Figura 23). La velocidad de fricción (U_{st}), obtenido de los resultados de la simulación sobre las mismas coordenadas de la estación WindA y para el mismo periodo, describen un patrón temporal muy similar al de los datos observados principalmente en la hora de ocurrencia del fenómeno, aunque sus valores máximos son de menor intensidad que la de los observados, sin embargo, estos valores son sobreestimados por la madrugada. Además, el modelo simuló el incremento de velocidad que se produjo antes de ocurrir el fenómeno.

Por otro lado, el tamaño de la rugosidad teórica es de 1.07 mm el cual se obtuvo del análisis de perfiles de velocidad de la estación WindA durante el fenómeno, utilizando la mediana de todos los resultados de rugosidad a condiciones neutras.

Con respecto a los umbrales de velocidad de fricción, el observado es 0.72m/s, mientras que el umbral de fricción, de la simulación es de 0.63 m/s, estos

dos valores son representativos del inicio del VP ya que si la velocidad de fricción excede estos umbrales entonces gatillaría el inicio del fenómeno. Sin embargo, el umbral que es utilizado para identificar las potenciales fuentes de polvo y poder estimar el flujo horizontal es el de la simulación (0.63m/s) debido a que este posee los campos de distribución horizontal de la velocidad de fricción, que es indispensable para encontrar las zonas en donde se excede con este umbral.

Según el modelo, la hora de inicio de VP del 7 de setiembre es 11:30 hora local, mientras que según los datos observados la hora de inicio del día 7 es a las 11:00 y la del día 8 fue a las 11:24 hora local. Esto revela que la duración aproximada del evento del día 7 fue de seis horas con treinta minutos, y, la del día 8 fue tres horas con cincuenta minutos (**Tabla 3**).

En los perfiles verticales de velocidad horizontal obtenidos por la simulación y globo piloto el 7 de setiembre por la mañana, se puede observar un incremento de la componente meridional del viento por debajo de los 200 metros sobre el suelo del desierto, aprox., con magnitudes entre 10 y 14 m/s, aprox., entre las 09:30 y las 11:40 hora local. Estos resultados son consistentes con lo obtenido por el análisis con el globo piloto realizados en el CI. La simulación se aproxima mejor a lo observado a medida que la componente meridional se intensifica. Cabe señalar, que a partir de 1000 metros de altura el modelo tiene problemas para simular la magnitud de la componente meridional, mas no de la zona, según lo mostrado en el radiosondeo de las 10:30 horas del día 07 (071030, Figura 24). El área sombreada revela que existe una capa de la atmosfera entre 400 y 1300 metros en el que la componente zonal del

viento (en el modelo) es negativa, esto sugiere que a ese nivel el transporte de polvo hacia el océano es predominante. A las 11:40, el nivel mínimo de transporte hacia el océano descendió hasta valores cercanos a 200 metros, y este nivel es muy consistente con los datos observados. Según el modelo, la altura de la capa de inversión térmica se ubicó entre 50 y 300 metros de altura en su base se encontró el nivel de mayor velocidad del viento en todo el perfil. Cabe recordar que, para el caso del día 7 solo se tiene los datos observados de globo piloto hasta las 11:40 a.m. (por inconvenientes con el instrumento), si bien el transporte de polvo es principalmente hacia el continente es posible que a partir de 300 metros se encuentre la capa de potencial transporte hacia el océano.

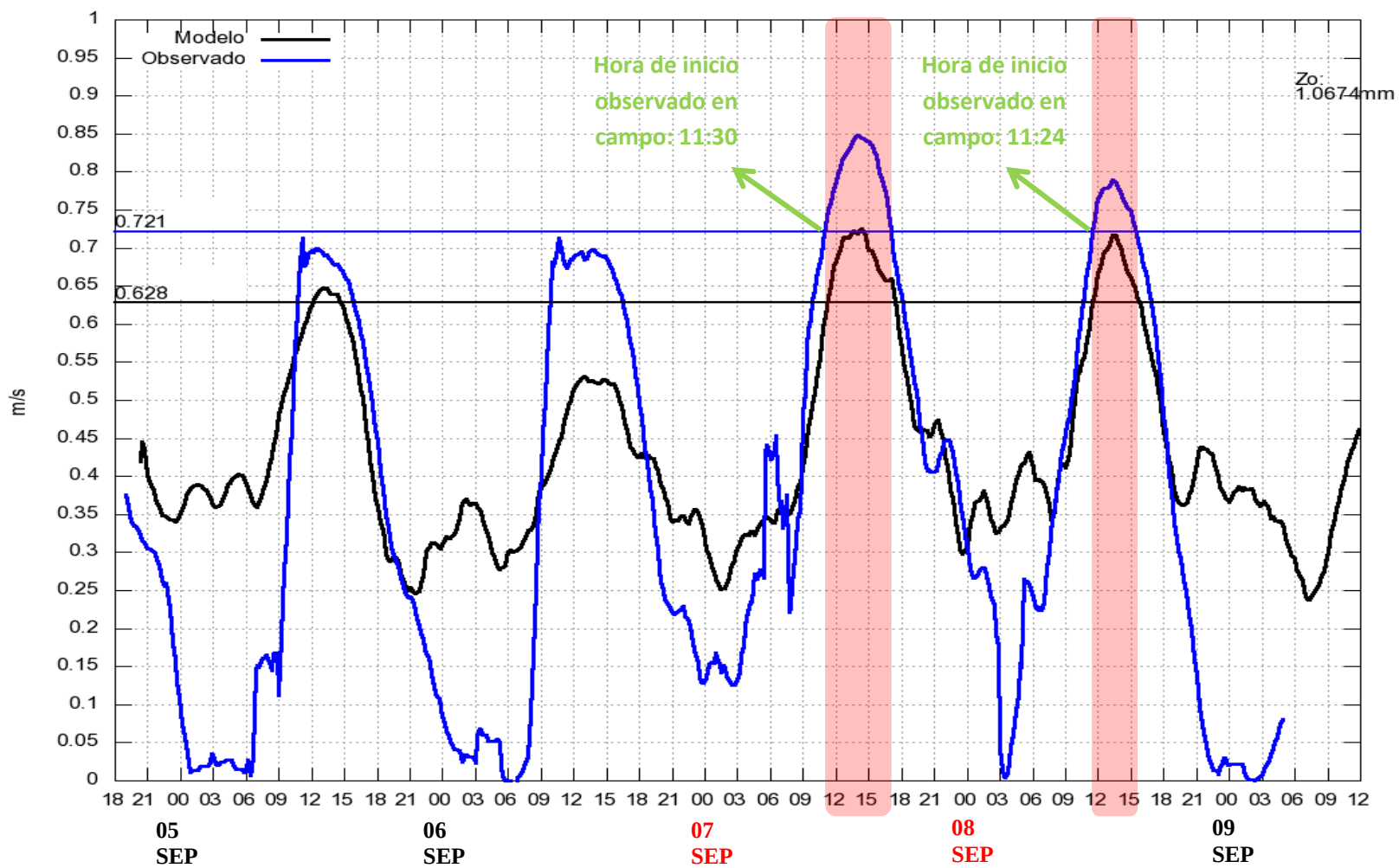


Figura 23. Velocidad de fricción promedio (eje Y, m/s) obtenido del modelo (contorno negro) y de los datos ParaSex-II (contorno azul) entre el 5 y 9 de setiembre 2011. Las barras rojas indican el tiempo de duración de los dos eventos de Viento Paracas. La rugosidad (Z_o) calculada fue 1.0674mm

Día			<u>Horas de inicio y fin (hora local) del Viento Paracas</u>				
	Modelo (Ust>0.63836)		Duración del VP (horas)	Observado (Ust>0.72175)		Duración del VP (horas)	Horas de inicio según el reporte
	Inicio	Fin	Modelo	Inicio	Fin	Observado	ParaSEx-II
7-set-11	11:30	17:20	05:50	11:00	17:30	06:30	11:30 (inicio del VP, 07sep)
8-set-11	11:30	15:40	03:30	11:30	15:20	03:50	11:24 (inicio del VP, 08sep)

Tabla 3. Hora de inicio (hora local) y fin del Viento Paracas del día 7 y 8 de setiembre 2011, según el modelo y lo observado.

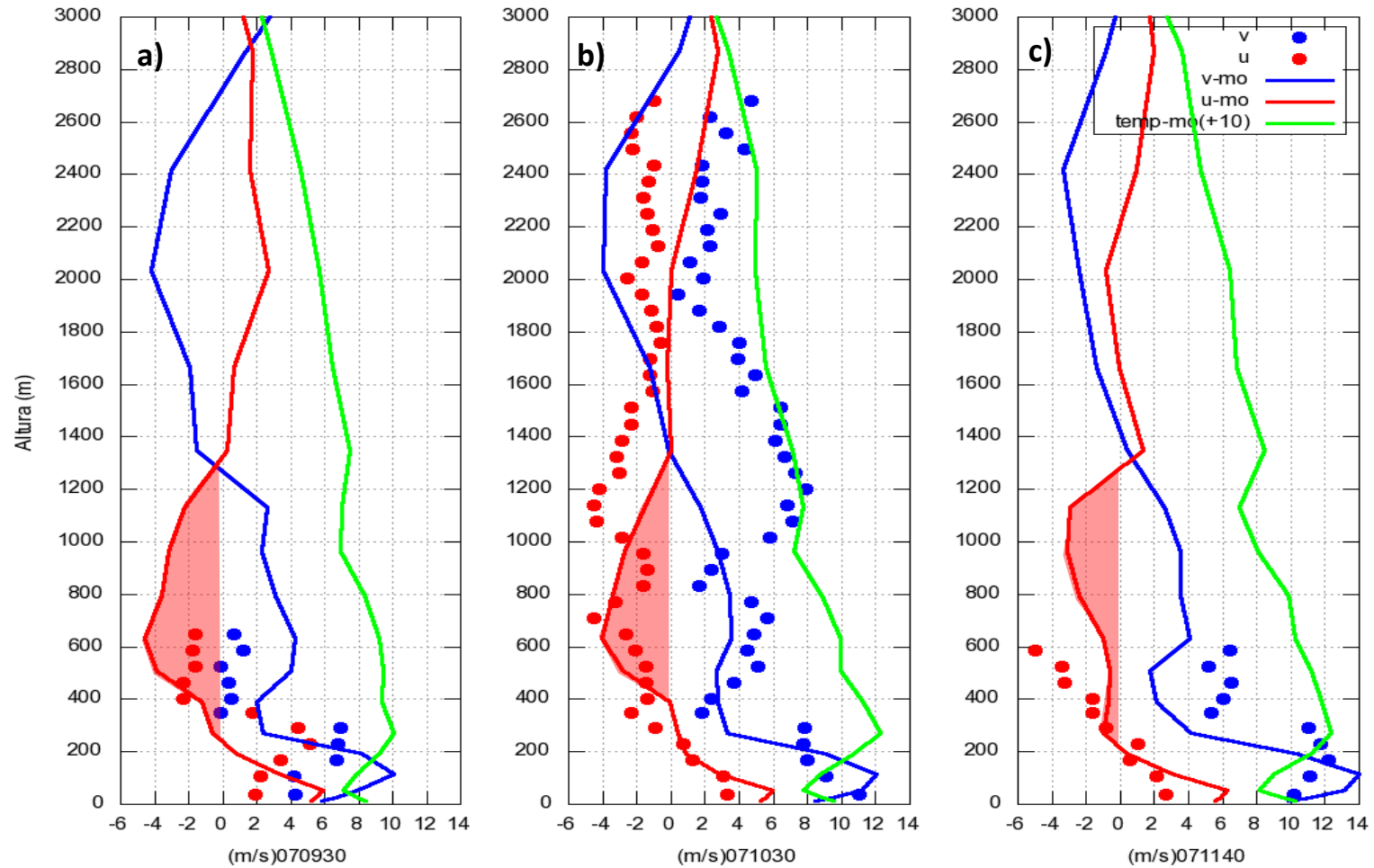


Figura 24. Perfiles verticales de velocidad horizontal (m/s) usando el modelo MM5 (contorno) y observado en la estación CI (puntos) a las 09:30 (a), 10:30(b) y 11:40(c) hora local del 7 de setiembre 2011. El perfil de color verde es el perfil vertical de temperatura en el CI (+10°C) obtenido del modelo.

La simulación de la humedad específica muestra magnitudes similares a lo observado aunque con una menor variabilidad diaria mostrando solo un leve incremento de humedad para el día 8. La simulación de la humedad relativa tiene una mejor aproximación de la variabilidad diaria que la humedad específica (Figura 25). La humedad específica se puede considerar como un trazador del vapor de agua en la atmosfera ya que su magnitud expresa la cantidad de masa de vapor de agua por unidad de masas de aire sin tomar en cuenta condiciones de saturación como si lo toma en cuenta la humedad relativa. Según lo observado en la estación WindA, la humedad específica se incrementa bruscamente después del primer evento y se incrementa aún más durante el siguiente evento. Esta humedad generó una ligera llovizna sobre la zona de erosión y con eso podría haber cohesionado el suelo, haciéndolo más resistente a la erosión, es decir, la humedad también pudo ser un factor local que perjudico el desarrollo del siguiente VP.

La simulación espacial de la humedad específica muestra que durante el desarrollo de los VP el 7 de setiembre fue el día que hubo menor humedad específica particularmente sobre de las zonas de erosión (en la línea costera de Paracas), que el día 8 en que si se observa un notable incremento de la humedad sobre las zonas de erosión e inclusive sobre el mar al norte de la península. Sin embargo, se debe tener mucho cuidado con la interpretación de esta simulación espacial de la humedad pues podría ya que las condiciones de borde del modelo (primer dominio) sugieren que hay una advección de humedad de escala regional y en superficie desde el sur de Perú hasta la costa hacia Ica, lo cual es muy inusual para esta región (Figura 26)

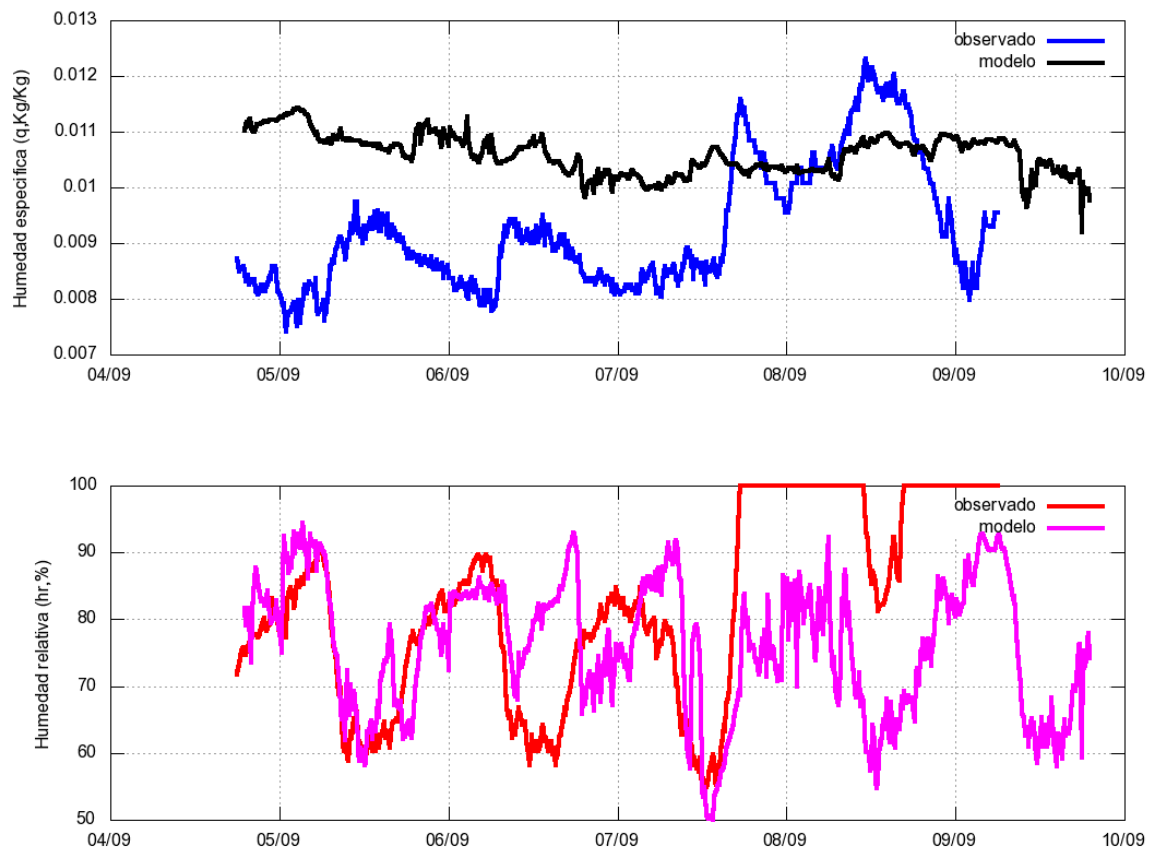


Figura 25. Comparación de la Humedad específica (kg/kg, arriba) y humedad relativa (% , abajo) entre los datos observados y los resultados del modelo del 5 a l 10 de setiembre 2011.

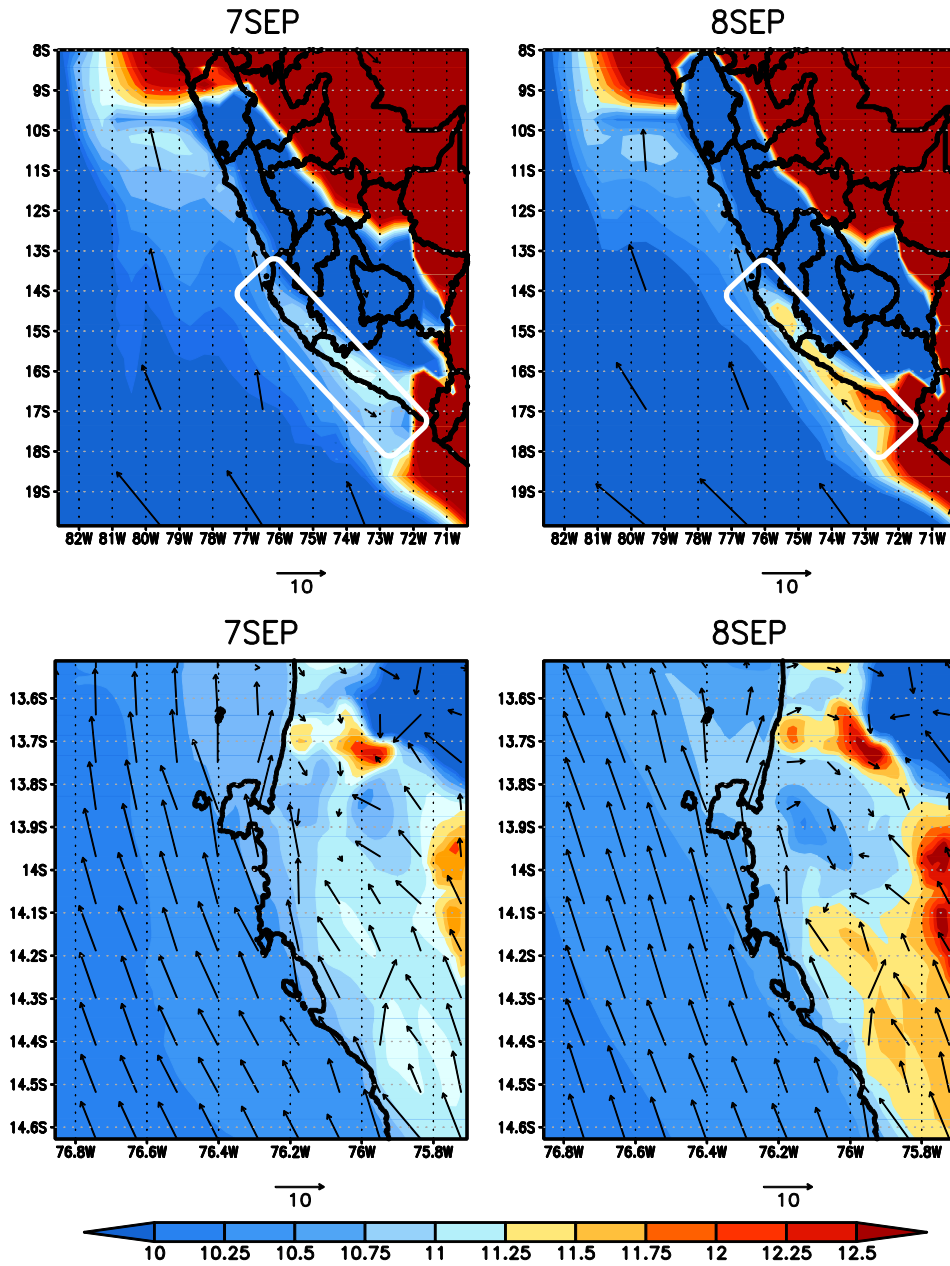


Figura 26. Distribución espacial de la humedad específica (g/Kg) entre las 17-23 UTC durante los eventos VP del 7 y 8 de setiembre. Advección de humedad (caja contorno blanca)

4.2.2. FACTORES A ESCALA REGIONAL

La Figura 27.a, muestra el promedio de la presión, por la tarde (entre 12:00 a 17:00 hora local) a nivel del mar y sobre el océano, del cual podemos destacar que posee un núcleo de 1030hPa centrado en los alrededores de la latitud 30°S y longitud 95°W. La alta presión de 1030hPa se amplifico durante los días de ocurrencia de los VP y las isobaras de menor intensidad se acercan a Perú durante el VP y esta región asociada a un mayor gradiente de presión (asociado a menor distancia entre las isobaras) intensifica la circulación anticiclónica cerca Sudamérica. Las isobaras de 1016hPa, se acercan a la costa sudamericana entre Ica y el norte de Chile (20°S. La región asociada al transporte de isobaras de 1016hPa coincide con la zona de intensificación del viento a 1000hPa sobre el mar frente a la costa sur de Perú los cuales se intensifican, aún más, durante los eventos VP como se observa en la **Figura 27.b**. Esta intensificación está representada con un núcleo de 15m/s este núcleo se encontró más cerca de la costa por la tarde del 08 de setiembre. Recordar que en el análisis climatológico se indicaba que para la ocurrencia de VP la máxima presión debería ser mayor a 1028hPa, esto es consistente con este caso específico.

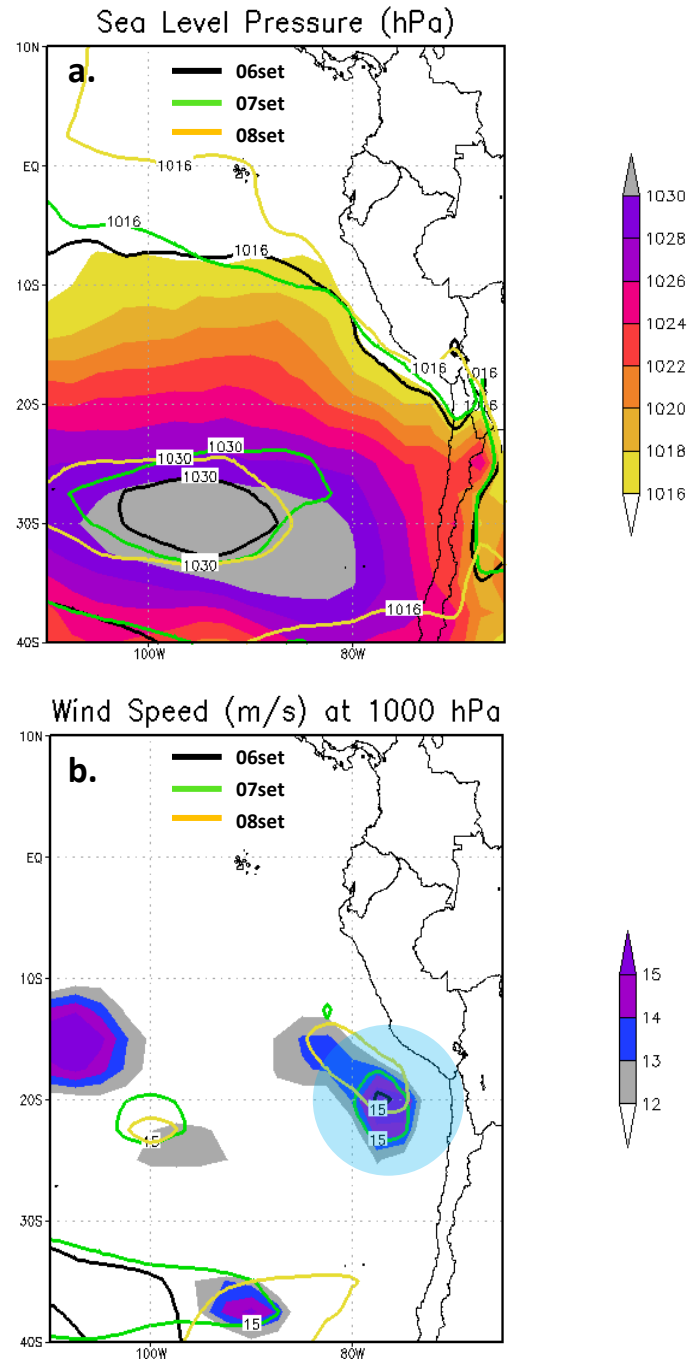


Figura 27. a.) Promedio de la Presión a nivel del mar (hPa) entre las 12:00 y 17:00 hora local correspondiente al día 05/set (sombreado en colores). El promedio de la presión, mismo periodo, con respecto a los núcleos de 1020hPa y 1030hPa corresponde a el 06/set (contorno negro), 07/set (verde) y 08/set (amarillo) del 2011. b.) Promedio de la velocidad del viento (m/s, sombras de colores) a 1000hPa de altura para el mismo periodo. Se muestran los núcleos de 15m/s (contorno) para los días 06,07, y 08 de set. del 2011. Las isobaras 1020 migran más rápido al sur de Perú (circulo celeste).

4.2.3. FACTORES A ESCALA LOCAL

La simulación numérica identifico chorros de viento a 10 metros sobre el suelo del desierto, ubicados al norte de la isla San Gallan (13.8°S , 76.45°W), norte de la península de Paracas(13.8°S , 76.3°W), norte de Punta Carreta (14.15°S , 76.3°W), norte de isla Independencia (14.25°S , 76.2°W), y norte de Punta Grande (14.35°S , 76.1°W), entre otros, los cuales se intensificaron durante el VP. Por ejemplo, los días previos al evento (5 y 6 de setiembre) el valor promedio de la velocidad entre las 12:00 y 17:00 horas en Punta Carreta, osciló entre 9 y 11 m/s, mientras que, en los días de VP la velocidad promedio oscilo entre 11 y 14 m/s, al mismo nivel. Cabe señalar que este incremento ocurrió mayormente sobre la línea costera del desierto Paracas en los lugares anteriormente señalados, a excepción de la regiones comprendidas sobre la desembocadura del rio Ica (14.4°S , 76°W), al sur de punta carreta (14.2°S , 76.3°W) y al sur de la península de Paracas (13.9°S) en el que el viento se mantuvo entre 5 y 6 m/s, inclusive durante el VP (Figura 28). Este mecanismo resulto interesante ya que las zonas donde el de viento es intenso generalmente se ubican al norte de los cerros de mayor altitud y en la zona ubicada al sur de los cerros el viento es muy débil.

Un mecanismo físico que podría explicar este comportamiento es el denominado, Viento de Pendiente Abajo (VPA) o en sus nombre original Downslope Wind. Según el artículo de Dale (2003) y Dale (1990), el viento es forzado a intensificarse por la topografía de una montaña la cual posee una pendiente muy empinada. Cuando el flujo choca con este obstáculo tiende a cruzarlo por la parte

superior ya que se encuentra en una capa lo suficientemente alta para cruzar el tope de la montaña. Según la información de las secciones anteriores, en la mayoría de los VP la intensificación del viento es acompañado por un incremento de la temperatura superficial consistente con las condiciones de un VPA. Este mecanismo descrito por Dale, es similar al que ocurre durante un VP y sería el responsable de generar valores de velocidad de fricción superiores al umbral, como se observa en la Figura 29 , un corte transversal en 76.26°S (longitud de WindA) en el que se observa una intensificación de la velocidad meridional proveniente del sur y que se incrementa a partir de la latitud 14.2°S (Coordenada de punta carreta) durante el VP del día 7 y 8, mientras que en los días anteriores (sin VP) el viento es frenado por la topografía local. El incremento de la velocidad se debe también a la altura de la inversión térmica que, al parecer, modula el desarrollo vertical del núcleo del chorro de 14m/s ubicado a 980hPa aprox. Esto se asemeja a un flujo hidráulico delimitado por la capa de inversión y la superficie del desierto, en el que se podría cumplir la conservación de la energía. La Figura 30 muestra un corte (en la misma posición que la figura anterior) de la temperatura y temperatura potencial y aquí se observa que dos días antes del evento (día 5) la capa de inversión térmica es muy uniforme, con respecto a la altura, y con temperatura de 18°C como la temperatura de la capa comprendida entre 960 y 840 hPa. El día anterior al evento (día 6) esta capa se hunde entre 14.6°S y 14.2°S , sin embargo no se produjo VPA pues el viento proveniente del sur, o la forzante regional, no fue lo suficientemente intenso para cruzar el cerro; sin embargo, durante el evento VP (los días 7 y 8) la estructura de la capa de inversión térmica fue

similar al del día 6, pero con temperaturas superficiales más altas que oscilan entre 20°C y 22°C desde los 14°S a 13.6°S y con un flujo de velocidad de 20m/s.

Por lo anterior es aceptable afirmar que el viento se intensificó debido al mecanismo de VPA y esto afectó directamente a turbulencia en superficie que a su vez favoreció al incremento de la velocidad de fricción durante el evento y al incremento de la velocidad vertical; todo lo anterior favoreció a la elevación de partículas de polvo. En algunas regiones del desierto la velocidad de fricción excede el valor umbral durante el VP estas regiones son zonas de alta erosión por el viento superficial, consideradas también potenciales fuentes de polvo. Al parecer estas potenciales zonas de erosión se encuentran muy correlacionadas con la Energía Cinética Turbulenta (TKE) para magnitudes que superan el valor de 0.53 Kg/J, ya que comparten un similar patrón espacial, lo mismo sucedió con el campo de velocidad horizontal del viento a 10 metros del suelo, que superan los 11.3m/s.

La mayoría de la zonas de intensificación del viento se observó cuando este fluye por obstáculos (cerros) con alturas superiores a 150m describiendo probablemente un mecanismo tipo VPA. Este flujo de pendiente incrementa la velocidad vertical antes de cruzar los cerros con valores superiores a 0.3m/s, contribuyendo directamente con la elevación de partículas de arena y polvo (Figura 31).

En conclusión, las magnitudes requeridas para generar la ocurrencia del VP del día 7 y 8 son: velocidad de fricción 0.63m/s, energía cinética turbulenta

0.53Kg/J, velocidad horizontal del viento 11.3 m/s, velocidad vertical 0.23m/s, presencia de una capa de inversión térmica en la costa entre 14.2°S y 13.5°S con temperatura promedio de 20°C y muy cerca a la superficie.

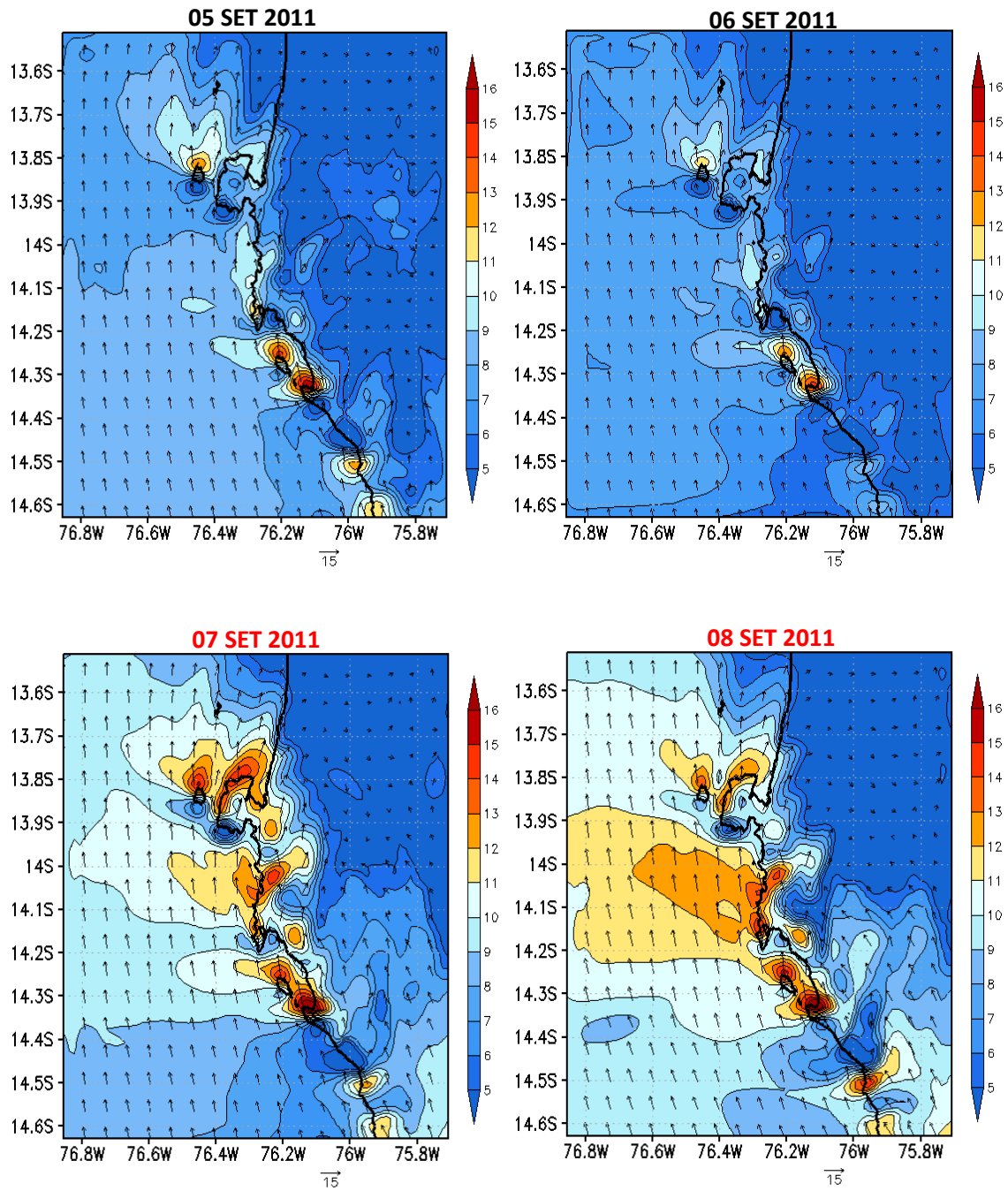


Figura 28. Promedio de la velocidad del viento (m/s) y de sus vectores de velocidad (m/s) entre las 12:00 y 17:00, a 10 metros sobre la superficie. Modelo MM5 Dx=1.8Km. La caja roja corresponde al área del experimento ParaSEx-II.

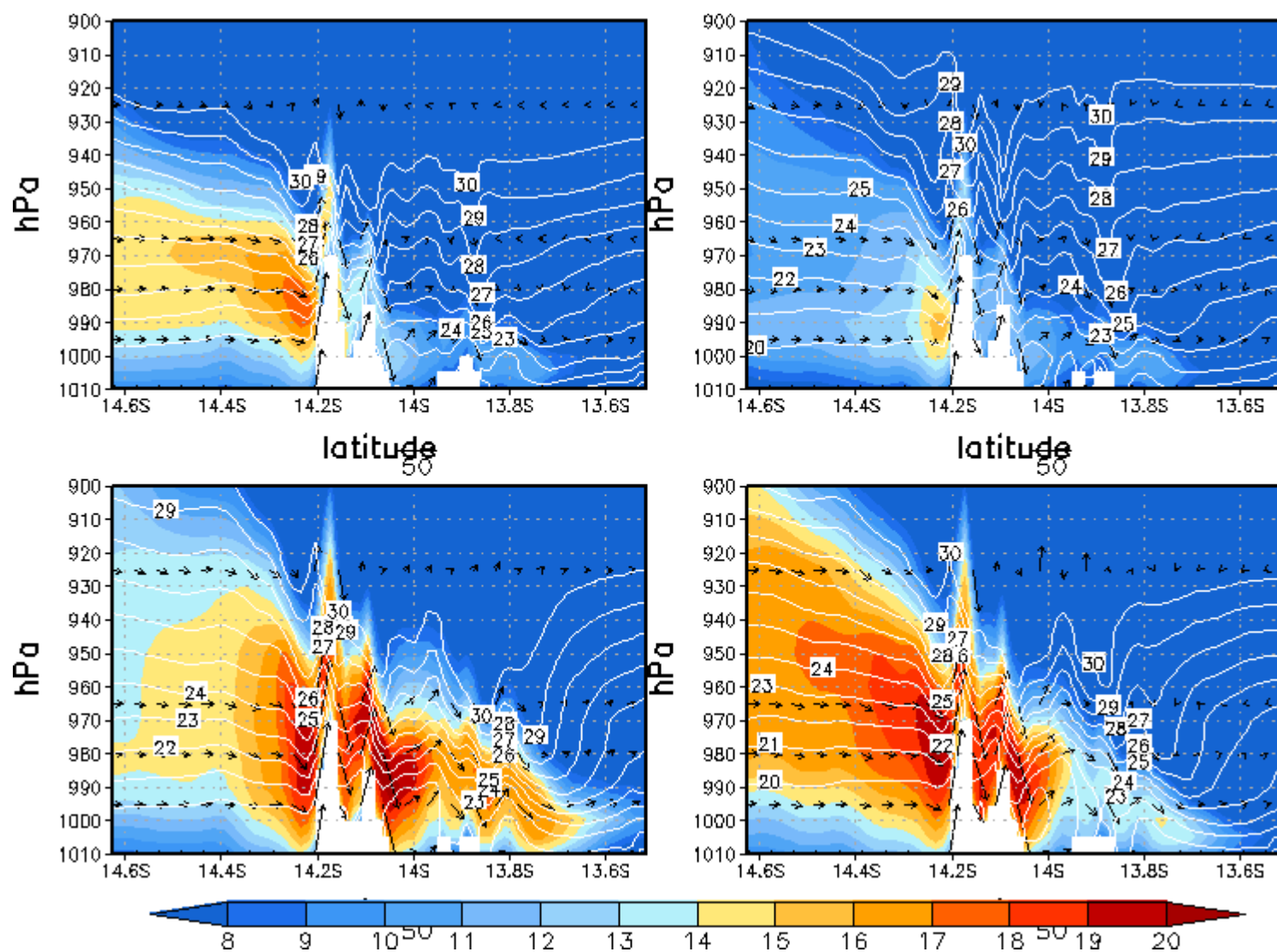


Figura 29. Promedio de la velocidad del viento (m/s, colores), entre la componente meridional (v) y la vertical ($w \cdot 10$) en la sección 76.27°W, entre las 12:00 y 17:00. En contorno se muestra la temperatura potencial entre 20 y 30°C. La topografía se observa en color blanco.

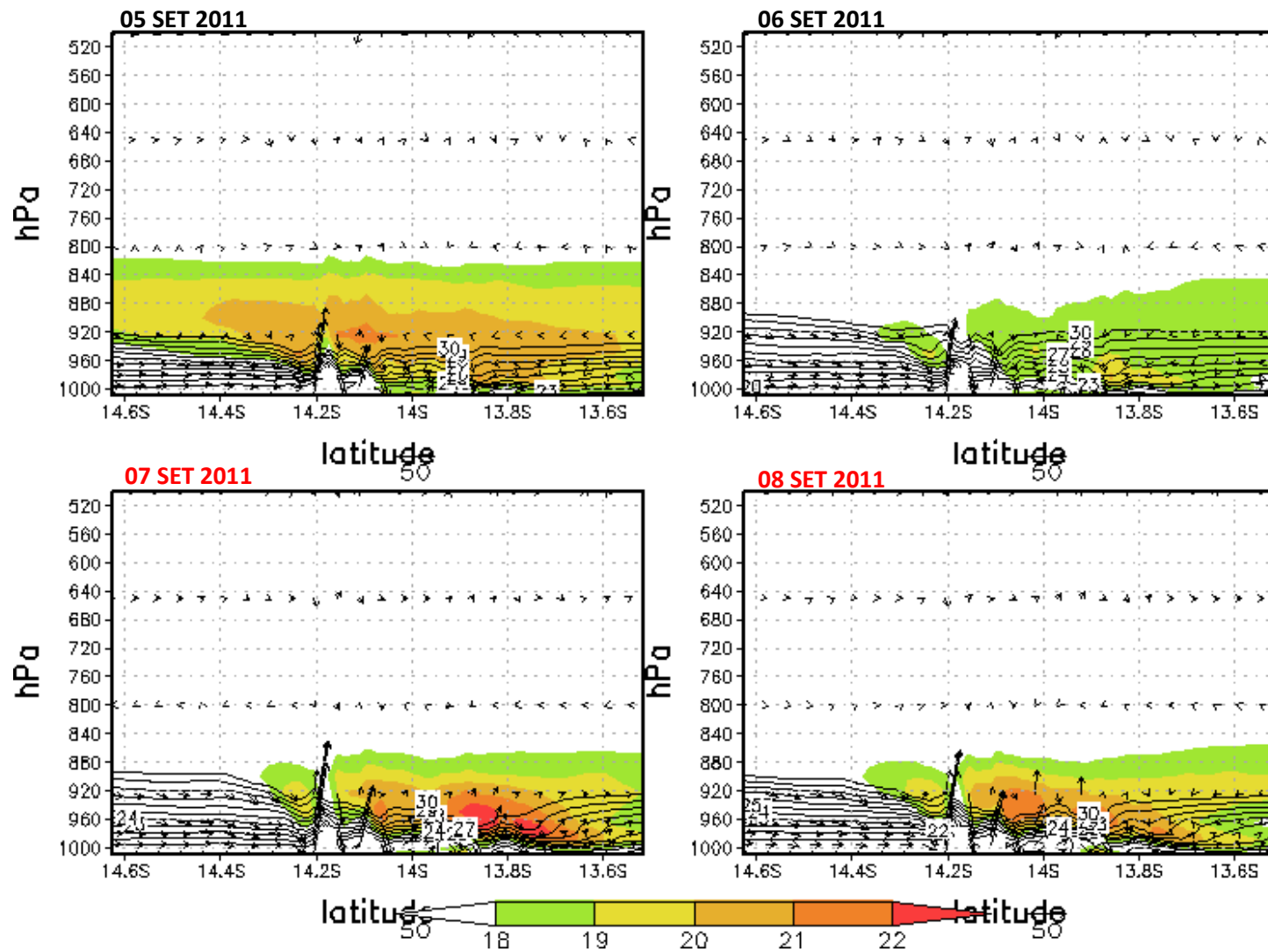


Figura 30. Promedio de la temperatura del aire (°C, sombreado) y de la temperatura potencial (°C, contorno) asociado a la base de la inversión térmica. La topografía local se encuentra en 14.2°S y 13.9°S. $\Delta x=1.8\text{Km}$.

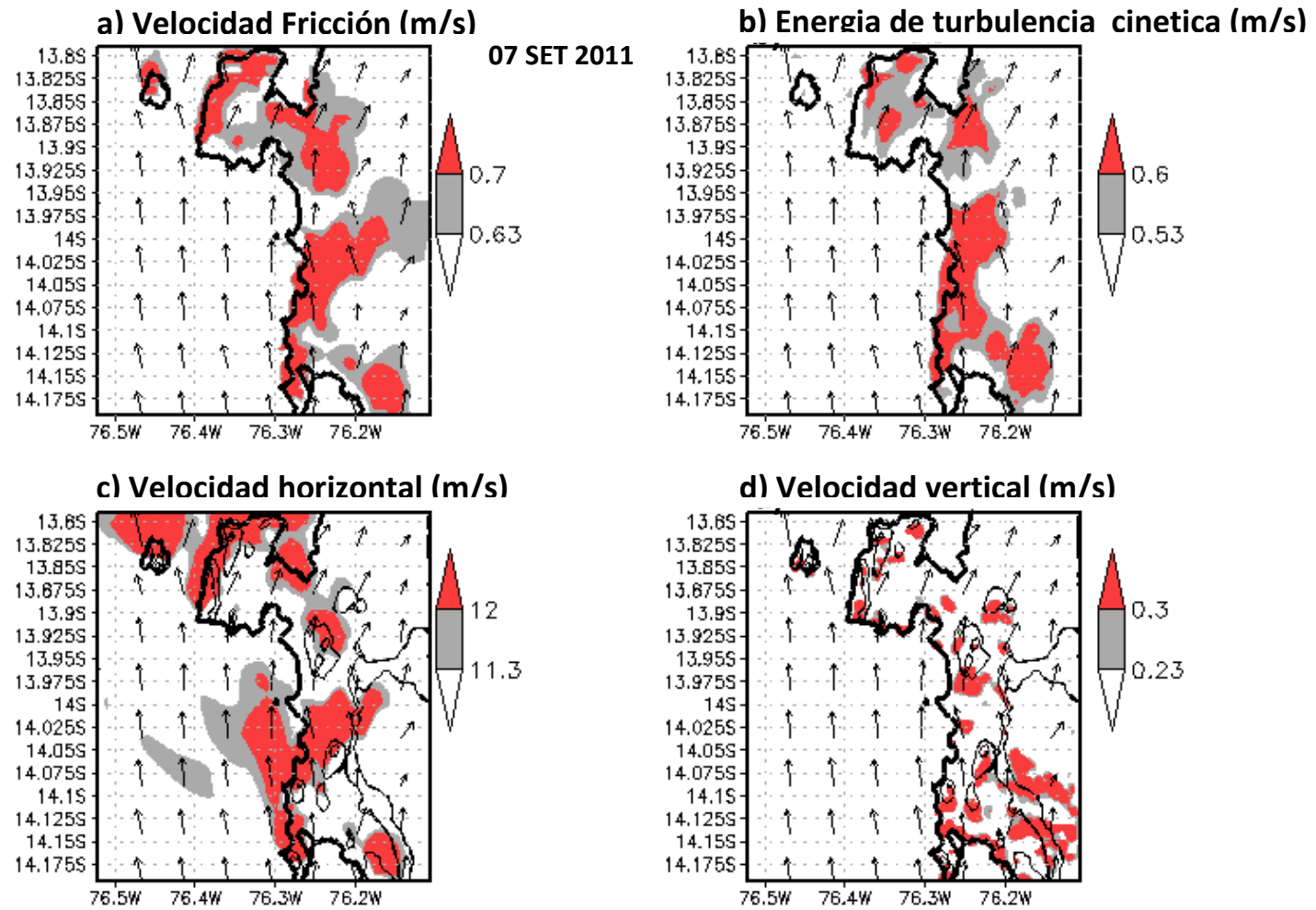


Figura 31. Distribuciones horizontales promediadas entre las 12:00 y 17:00 del 7 setiembre 2011.: a). Velocidad de fricción que excede el umbral $U_{st}=0.63\text{m/s}$. b) Energía cinética turbulenta que excede 0.53Kg/J . c) Velocidad Horizontal del viento que excede 11.3m/s . d) Vel. Vertical que excede 0.23m/s . En la figura c y d se muestra en contorno (negro) la topografía correspondiente a 150m. $Dx=600\text{m}$.

Por otro lado, las condiciones sinópticas y regionales de la velocidad del viento principalmente sobre el océano y cerca de la costa de Ica durante el día 8, sugerirían que la velocidad en los alrededores de Paracas también serán intensos, pero según lo obtenido de la simulación de alta resolución ($dx=200$ metros, Figura 32) esto no ocurre al norte de la península de Paracas.

En general, la velocidad de fricción durante el día 7 de setiembre fue mayor que la del día 8, en los alrededores de la estación WindA, donde se observa que los campos simulados de velocidad de fricción son diferentes entre estos dos días. Las líneas de corriente transitan por lo menos por encima de la topografía superior a 50-80 metros de altura. En la mayoría zonas donde ocurre esto, la altura topográfica canaliza el viento hacia el norte, intensificando el viento a sotavento del obstáculo, como ocurrió en la estación WINDA. Además, el campo de velocidad entre WindA y el Cerro Colorado sugiere que existe dos regiones de intensificación del viento que poseen distinta fuente. El viento que proviene del mar y que pasa por WindA y por el otro lado el proveniente del continente y pasa por el Cerro Colorado, ambos se encuentran delimitados por una franja de viento débil que al parecer divide estas dos regiones en todo el cuello de la Península lo cual además sugiere que el transporte de polvo hacia WindA proviene de la playa ubicada al sur de WindA (Playa Mendieta) o de una región costera ubicada aún más al sur pero que tuvo que cruzar el mar para reingresar nuevamente al continente (Figura 32). Este franja de viento débil pudo haberse producido por una barrera topográfica al sur la línea de costa con en 13.94°S .

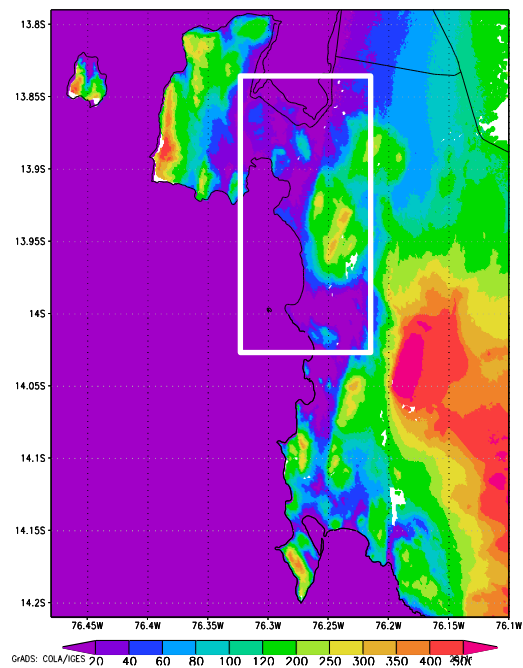
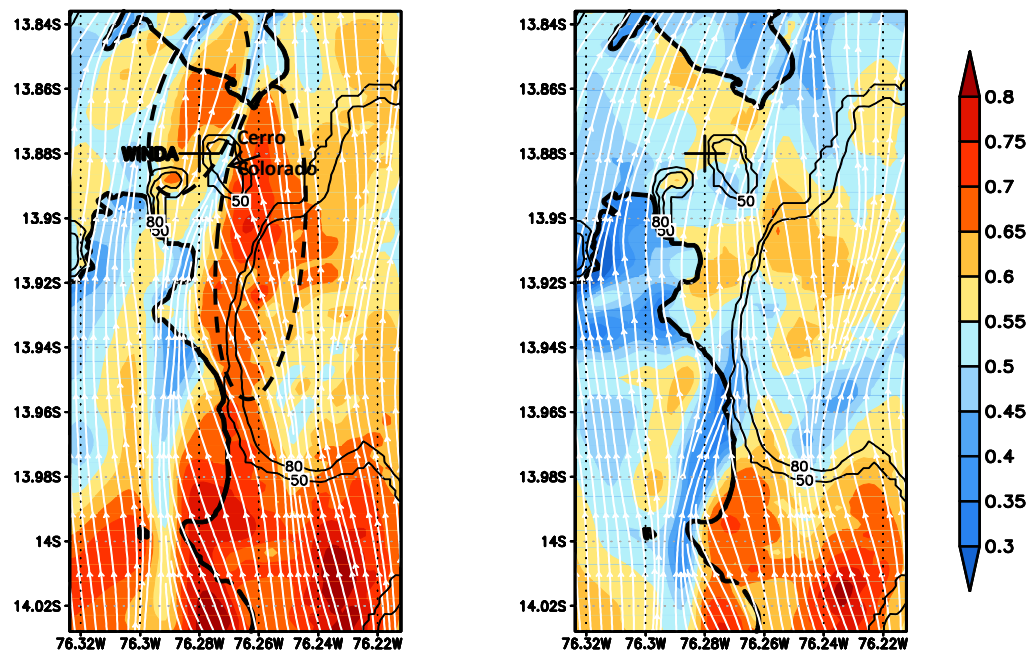


Figura 32. Velocidad del viento durante el día 7 y 8 de setiembre a 10 metros del suelo a las 15:00 horas (arriba). Topografía de Paracas (Fuente STRM). El rectángulo blanco muestra la región del dominio simulado con 200m de resolución horizontal.

Se propone en esta tesis que el gradiente de presión en la región ubicada al sur de Perú y sobre el océano (entre 15S-20S) es clave para inducir la intensificación del viento en la costa de Ica. Se identificó que los días 7 y 8 de setiembre poseen las velocidades a escala regional más intensas de entre el 1 y 10 de setiembre coincidiendo con los días de ocurrencia de los VP, no obstante, hubo una diferencia muy marcada en la intensidad del fenómeno: el día 7 duró 6 horas y el día 8 solo 3 horas (según datos de ParaSEx-II). Lo interesante es el evento clasificado como débil contaba con una mayor intensidad de sus factores a escala regional como se observa en la parte superior de la **Figura 33**, entonces ¿Qué factor local, marcó la diferencia para que el día 7 sea más intenso?

En ambos eventos, la topografía local intensifica el viento a sotavento de los cerros mayores a 50 metros como se discutió antes, ¿pero por qué la velocidad del viento a escala local fue más intensa el día 8?

Como se observó en los resultados de esta investigación, la topografía local juega un rol muy relevante en la intensificación del viento, pero no cualquier topografía sino las que encuentran ubicadas en la línea de costa y oscilan entre 50 - 200 metros.

Por otro lado, en la parte inferior de la **Figura 33** se muestra la diferencia entre el día 8 menos día 7 a escala regional (usando el dominio 1). La presión fue menor que en el día 7, -70hPa, ejerciendo una fuerza de gradiente de presión de sur a norte favorable al viento frente a la costa de Ica y Arequipa, eso explica la intensificación del viento de 12m/s en la región 15-20S sobre el océano durante el día 8 y no durante el día 7.

Por otro lado a escala local (usando dominio 4) y realizando la misma diferencia, se observa que dentro de la zona de baja presión, que vimos en el dominio 1, existe una región bien localizada con mayor presión que el día 7 ubicado al norte de la península de Paracas, +30hPa, ejerciendo una fuerza de gradiente de presión de norte a sur, en contra de la dirección del viento, con lo que se podría explicar por qué la velocidad en los alrededores de Paracas fueron menores para el día 8 que el día 7, a pesar que el día 8 contaba con una fuerza de gradiente de presión favorable al viento regional sobre el océano. Al parecer lo más importante para el mecanismo de un VP es que exista intensificación en la zona de influencia o erosión, es decir sobre el desierto de Paracas; lo que sugiere que los cambios de presión fueron más importantes que los cambios a mayor escala.

Es posible que estos cambios de presión y velocidad se deban a procesos termodinámicos en superficie y esto se ve reflejado en los datos observados como por ejemplo en la obtención del 100% de humedad relativa en las madrugadas y las altas temperaturas desde la madrugada y mañanas, respectivamente, previa a los eventos. Una posible manera de probar estas hipótesis es realizar más experimentos

en el que se pueda manipular la humedad y la temperatura sobre el continente y a una resolución vertical más fina (incrementar los niveles verticales del modelo), y así entender la relación entre estas variables

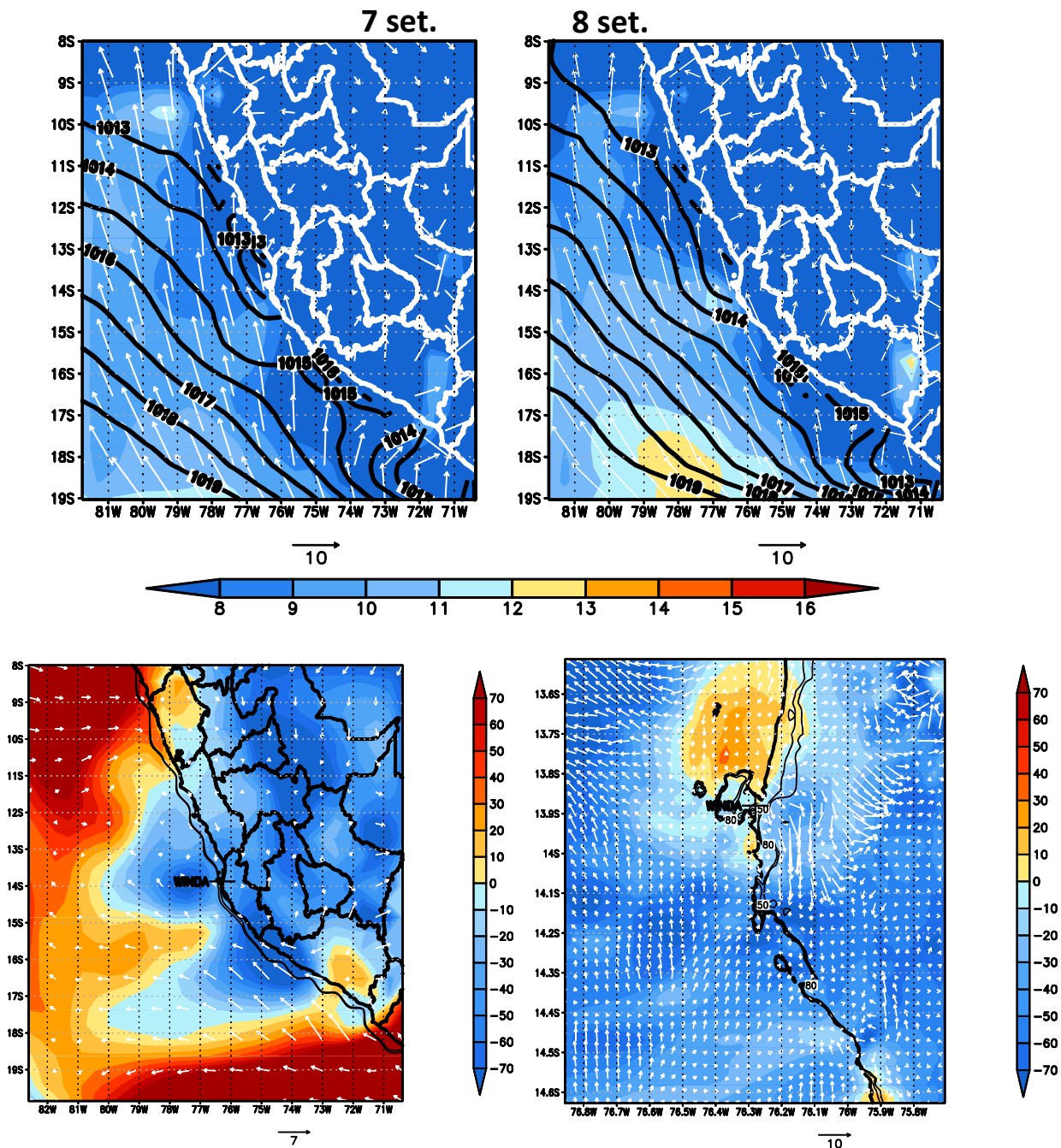


Figura 33. Velocidad del viento a 10 metros sobre la superficie durante las 12:00 a las 15:00 del 7 y 8 de setiembre (arriba). Anomalia de presión (colores) y dirección del viento (vectores) entre el 8 - 7 de setiembre a las mismas horas, a escala regional dominio 1 (abajo izquierda) y a escala local dominio 4 (abajo derecha).

4.3. EXPERIMENTOS NUMERICOS

El incremento del albedo del desierto, de 25% a 90%, genero una notable disminución de la temperatura del aire superficial (10 metros sobre el suelo) principalmente en las tardes, con lo cual se anuló el ciclo diario de temperatura del aire en Paracas. Esta disminución estuvo acompañada por la disminución de la velocidad de fricción del viento, el cual no llego a alcanzar el umbral requerido de VP encontrado bajo condiciones sin perturbación en ninguno de los días analizados. Lo opuesto ocurrió con la disminución de la rugosidad del suelo del desierto de Paracas. En este experimento se observó un incremento de la temperatura del aire principalmente por la tarde alterando la máxima amplitud del ciclo diurno de temperatura del aire. Este incremento fue acompañado por la intensificación de la velocidad de fricción del viento (Figura 34), sobrepasando ampliamente el valor del umbral requerido de VP, inclusive para un día en que originalmente no hubo VP, 05 de setiembre 2009.

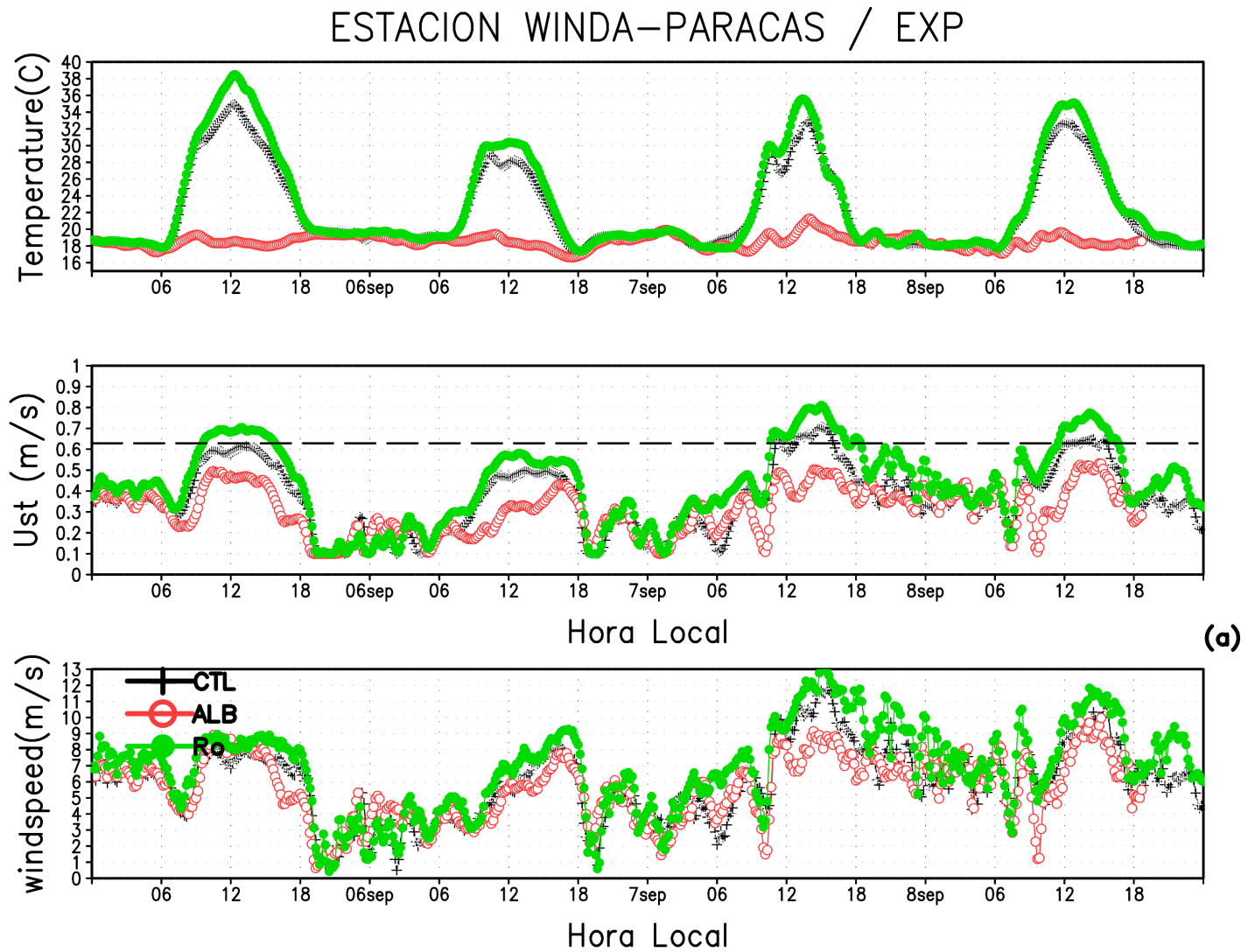
El experimento “Ro” produjo anomalías positivas de velocidad de fricción que oscilan entre 0.1 y 0.3m/s, con máximas en los días con VP. El experimento “ALB” produjo anomalías negativas de velocidad de fricción entre -0.35 y -0.1 m/s, las más negativas se encuentran durante los VP. Curiosamente este último experimento (ALB) genero anomalías positivas en las madrugadas de hasta 0.1m/s.

La componente meridional del viento sufre cambios muy locales alrededor del desierto de Paracas, en particular, alrededor de la estación WINDA. En la Figura 35, solo se pueden observar cambios significativos en los días correspondientes al VP (7

y 8 de setiembre) en el que se observa un núcleo de intensificación del viento mayor a 10m/s en la superficie sobre la posición de WINDA (13.8°S), este núcleo es más intenso en el experimento Ro y más débil en el experimento ALB que en el CTL, respectivamente. Las condiciones regionales del viento proveniente del sur permanecen constantes como puede observar en todo el periodo del experimento, justo antes de la latitud 14°S.

4.3.1. El parámetro de rugosidad en los experimentos numéricos

Es importante contar con un valor de rugosidad lo más cercano a la realidad posible ya que en esta investigación se obtuvo mejores resultados de simulación de la velocidad de fricción al corregir este parámetro en el modelo MM5 (recordar que para la rugosidad se usó el cálculo la regresión de la ecuación logarítmica los perfiles del viento recopilado en la estación WINDA). Este parámetro fue reducido a 10 veces su valor inicial (de 10mm a 1mm) para luego encontrar un mejor ajuste de la velocidad de fricción por las tardes, siendo el valor máximo en el que se observar la mayor diferencia. El ciclo diurno o patrón temporal no tuvo un cambio significativo como si lo tuvo la amplitud del valor máximo, principalmente durante la tarde del día 7 de setiembre. En el futuro se debe utilizar la nueva simulación con rugosidad corregida para el análisis del Viento Paracas el cual garantice el valor umbral lo más cercano a la realidad, ya que de aquí se derivan el resto de resultados como las fuentes potenciales de polvo, el cálculo de trayectorias y los flujos másicos.



GrADS: COLA/IGES

Figura 34. a) Temperatura del aire (°C), b) Velocidad de fricción del viento (m/s) c) Anomalia de la velocidad de fricción del viento (m/s), en cada experimento numérico realizado: Control (CTL), Albedo (ALB), y rugosidad (Ro) para la posición de la estación Winda.

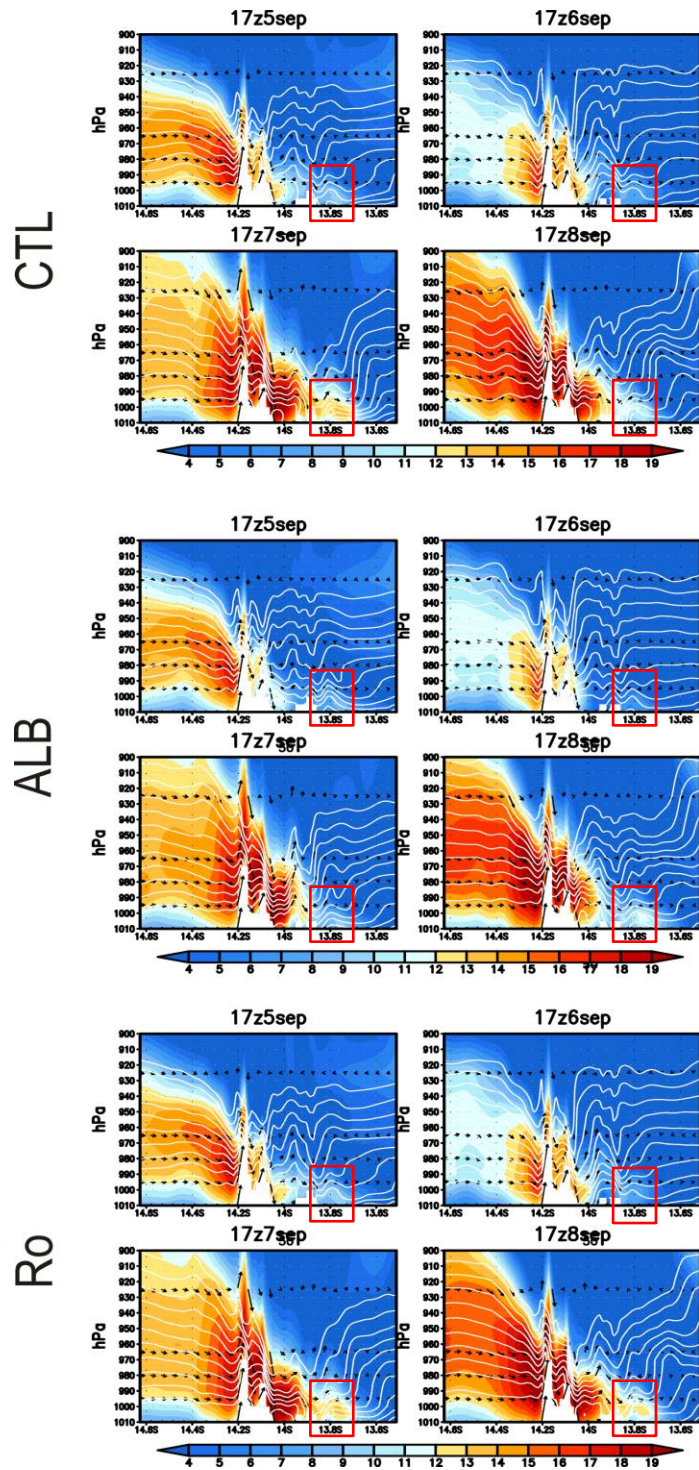


Figura 35. Promedio de la velocidad del viento (m/s, colores), entre la componente meridional (v) y la vertical ($w \cdot 10$) en la sección $76.27^\circ W$, entre las 12:00 y 17:00 para cada experimento numero: CTL: control, ALB: Albedo, Ro: Rugosidad. En contornos se muestra la temperatura potencial entre 20 y $30^\circ C$. La topografía se observa en color blanco.

4.4. POTENCIALES FUENTES DE ARENA Y POLVO

Las potenciales fuentes de polvo para los eventos del 7 y 8 de setiembre del 2011, donde el suelo tiene naturaleza sedimentaria y/o eluvial () y la velocidad de fricción excedió el umbral para la erosión en la simulación, se presentaron, en su mayoría, sobre la línea costera del desierto de Paracas, principalmente sobre el cuello de la Península (13.9°S), al norte de Punta Carreta (entre 14°S y 14.15°S) y al extremo sur de Bahía Independencia (13.3°S); algunas fuentes están alejadas de la costa como por el centro de la ciudad de Ica (75.7°W – 14.15°S, Figura 36). La velocidad de fricción en estas regiones osciló entre 0.63m/ y 0.8m/s. Las fuentes de polvo fueron casi las mismas para ambos eventos (día 7 y 8), a excepción de una diferencia en la zona ubicada sobre el cuello de la península de Paracas, en el que se observó una disminución considerable de la velocidad de fricción, de 0.85m/s a 0.78m/s en Wind A (0.73 a 0.71m/s en el modelo), esta diferenciación entre ambos eventos fue relevante para el desarrollo de la pluma de polvo, particularmente, para el día 8, ya que, esta pluma fue menos densa y casi invisible en las imágenes satelitales, por lo que se espera que esta región fue muy relevante para el desarrollo del Viento Paracas del día 7. La Figura 36 también sugiere que las zonas potenciales de erosión coinciden con las zonas de mayor concentración de material eólico y de tipo eluvial (fragmentos de rocas *insitu* erosionadas por factores meteorológicos), además estas regiones encontradas coinciden con zona de Yardangs, evidencias geológicas de zonas de alta erosión (Goudie, 2007).

Con respecto a las trayectorias de las partículas, se calculó usando los resultados del modelo que las partículas de 20 micras requerirían obtener una altura mayor a 150 metros para cruzar la Bahía de Paracas (Figura 37) y menor a 350 metros para mantener la dirección de la pluma observada el 7 de setiembre. Las partículas que se transportan por WINDA no transitan por MIXPALEO, en ninguno de los niveles analizados.

Al realizar la simulación de partículas con un dominio mucho más amplio se observa notables diferencias internas con respecto a la estructura de la nube de polvo descrita el día 7, dependiente de las fuentes de polvo; según la imagen satelital Figura 37a), la pluma de polvo descrita ese día se dirigió hacia el Noreste desde el cuello de la península de Paracas. Aparentemente cruzó sobre la ciudad de Pisco, y según la simulación, su fuente asociada a esta tormenta de polvo se encuentra en la región sombreada de la Figura 37c, la altura a la cual se realizó esta simulación fue de 600 metros, aprox. A manera de comparación se hizo la simulación de partículas para un evento más analizado por Escobar, con una pluma mucho más amplia, pero con una duración temporal similar; este fue el evento del 07 de octubre del 2004. Esta vez las trayectorias se debieron calcular a 1300 metros de altura con los resultados del modelo con la finalidad de obtener el mismo patrón de la imagen GOES. Según el modelo, solo a partir de 1300 metros se obtiene esa estructura de la pluma, por debajo no. Al parecer para este evento, se incrementó el área de las potenciales fuentes de polvo, principalmente sobre la línea costera y que siguen siendo las principales fuentes hacia el océano. Mientras que se estima que la pluma de polvo del

evento de setiembre del 2011 no alcanzó más de 600 metros de altura. (Figura 38 **a** , **b**).

El análisis de trayectorias simuladas nos muestra que existen dos posibles tipos de Vientos Paracas según sus trayectorias.

a) Vientos Paracas con nube de polvo hacia el continente. Ocurre cuando el polvo alcanza valores de altura inferiores a 350 metros de altura.

b) Viento Paracas con nube de polvo hacia el mar. Ocurre cuando el polvo alcanza valores de altura superiores a 600 metros de altura e inferiores o iguales a 1300 metros.

Estas altitudes referenciales están basadas en las simulaciones con el modelo y la generalidad de estas deberá ser verificada con más mediciones observacionales en otros eventos. Por otro lado, según la validación con los datos de globos piloto, la estructura vertical de los vientos es aproximadamente realista hasta unos 1000 m sobre la superficie.

MAPA GEOLÓGICO DEL CUADRÁNGULO DE PUNTA GRANDE

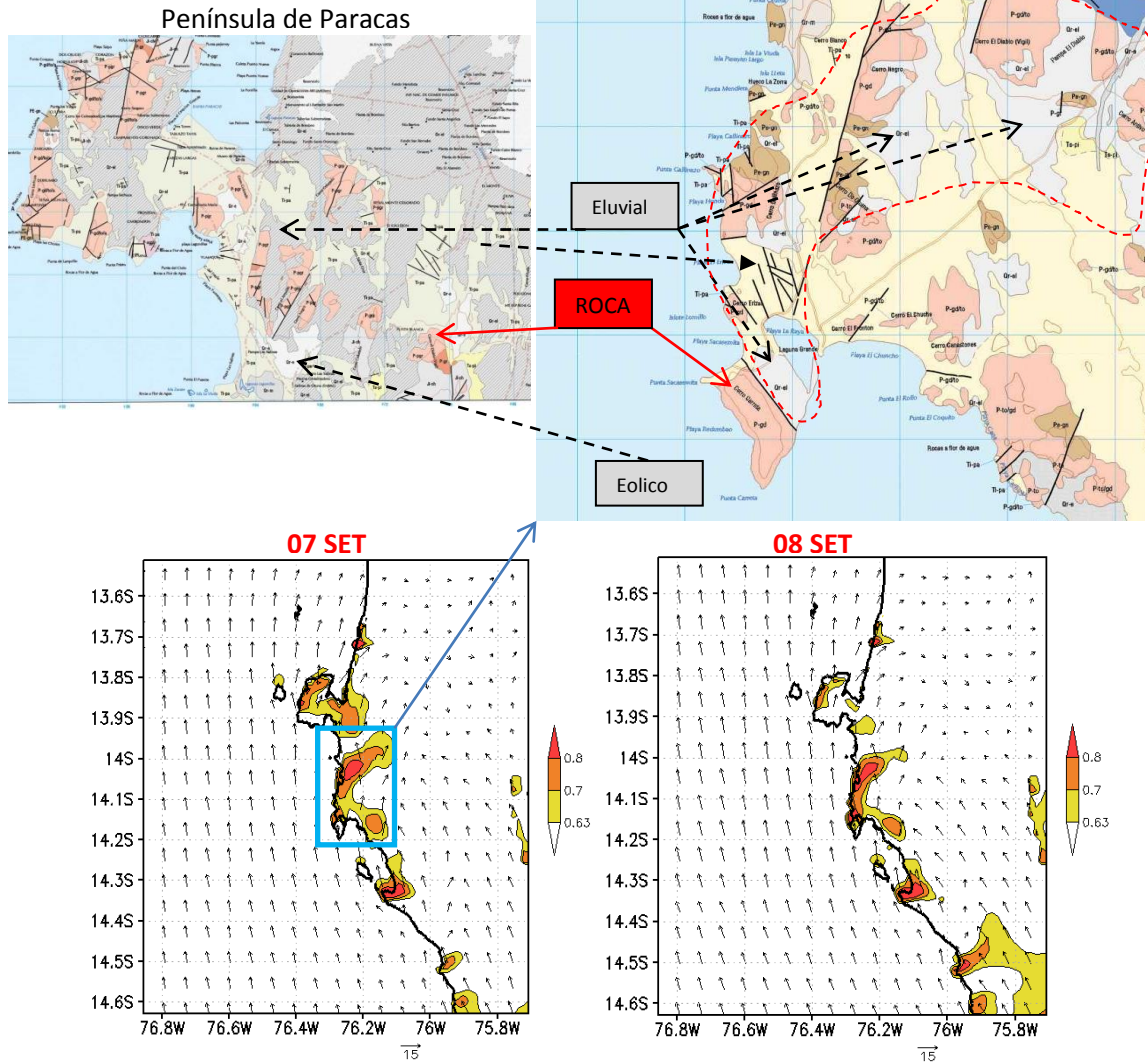


Figura 36. Potenciales fuentes de polvo y arena. Promedio de la velocidad de fricción en superficie (m/s) entre las 12:00 y 17:00 hora local. Las regiones sombreadas son las que exceden el valor umbral de fricción (0.63m/s). Además se muestra los vectores de la velocidad del viento. Dx= 1.8 Km. Material Eluvial: Fragmentos de rocas desagregados por factores atmosféricos (meteorización).

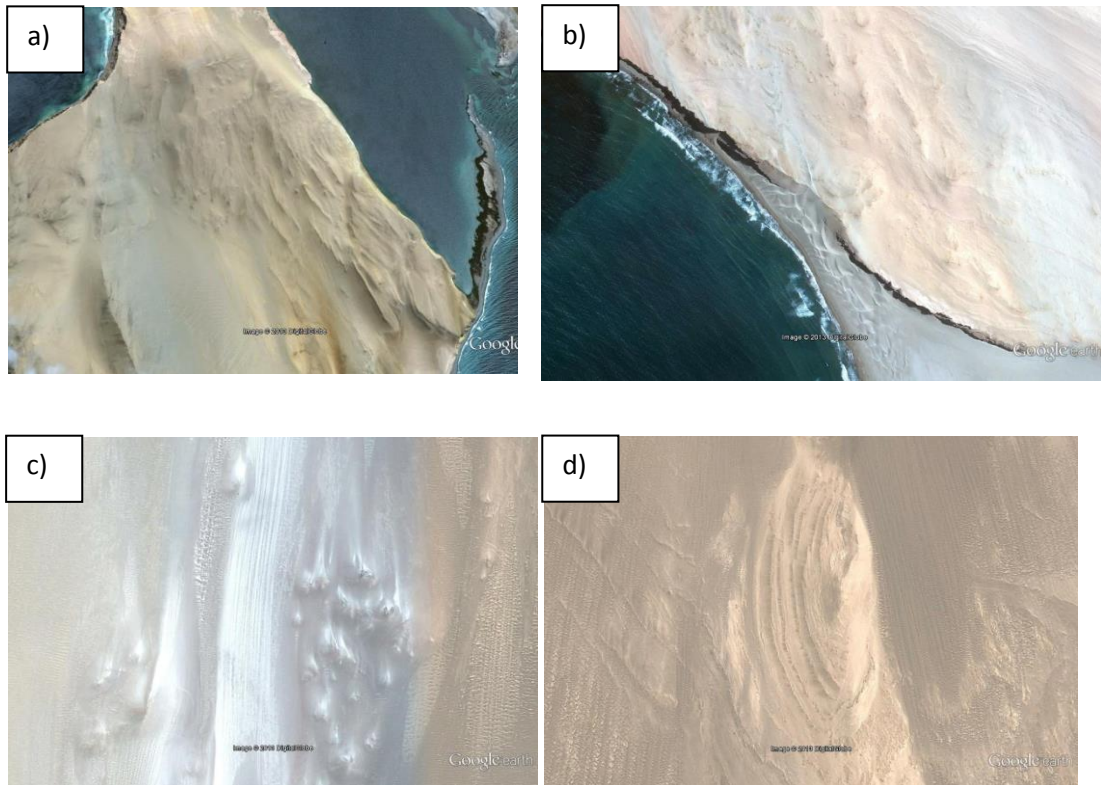


Figura 36.a. Imágenes de algunas zonas de erosión (a,d), fuentes (b) y zonas de mixtas (erosion y transporte, c) . La imágenes son: a) Punta Carreta. b) Playa Yumaque. c) Al sur de la estacion WindA. d)Yardang al sur de estación Mix Paleo. Fuente: Google Earth

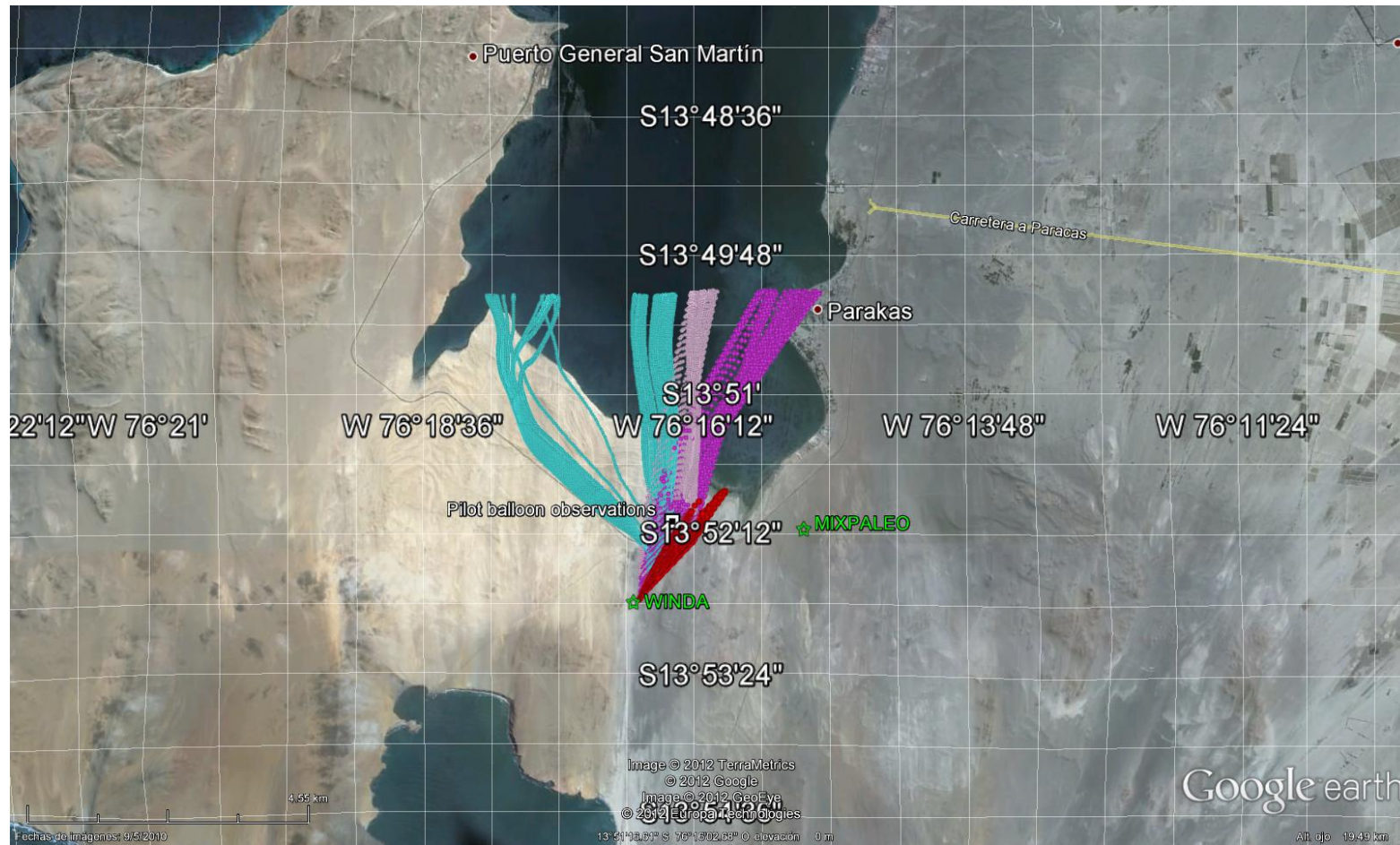


Figura 37. Trayectorias de partículas que inician su recorrido a distintas alturas sobre la estación WINDA. A 50 metros (rojo), 150 m (violeta), 250 m (rosado), 350 m (turquesa). El tiempo transcurrido desde el inicio de su recorrido fue de 9 minutos. Nótese que a partir de 350 metros hay un cambio de dirección de la nube de polvo. El diámetro de las partículas es de 20 micras.

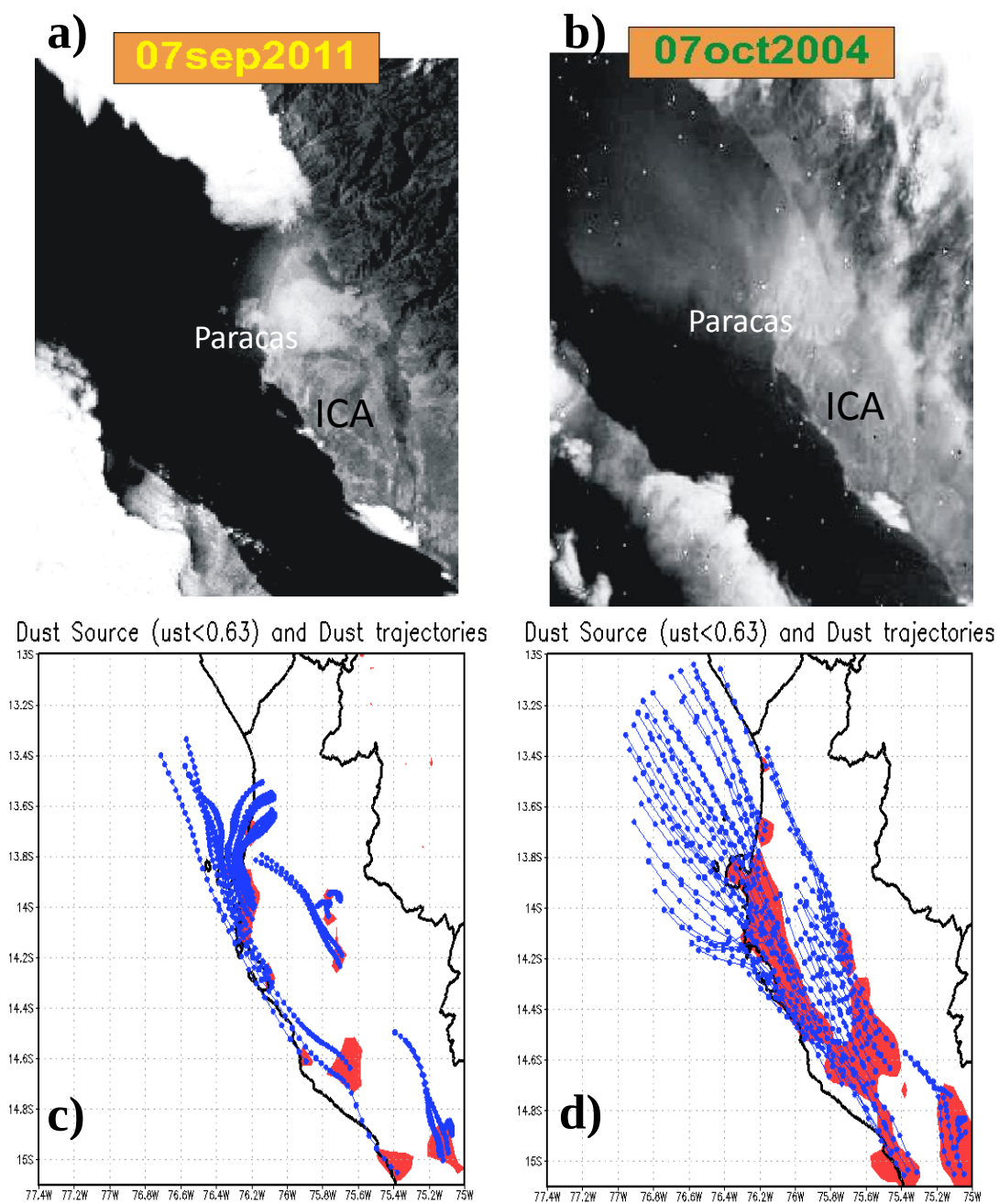


Figura 38. Imágenes GOES (a,b) y simulación (c, d) de las trayectorias de las partículas de polvo durante el Viento Paracas (12-17 horas) del 2004 y 2011. La simulación a 600(c) y 1300(d) metros sobre la superficie de evento del 07sep2011 y 07oct2004, respectivamente. Las regiones sombreadas fuentes de polvo.

4.5. TRANSPORTE EOLICO DURANTE EL FENOMENO

Con las simulaciones se estimó el flujo eólico horizontal máximo sobre la estación WindA en 90Kg sobre cinco horas a través una abertura de captación de un metro cuadrado, mientras que, el flujo eólico vertical máximo es de 2.15 Kg en cinco horas también sobre una área de 1 metro cuadrado. Ambos flujos fueron calculados usando las ecuaciones empíricas mostradas en Marticorena & Bergametti (1995). Cabe señalar que estos flujos están calculados en el nivel del modelo más cercano a la superficie, que es 10 metros de altura. Además hay que señalar también que las partículas que se están considerando son de un tamaño uniforme, para estas simulaciones fueron consideradas las de 20 micras. La simulación numérica puede ser mejorada en la medida que se cuente con un parámetro de rugosidad del suelo del desierto lo más cercano a la realidad, de manera que, este parámetro se pueda cambiar en el modelo atmosférico MM5 y obtener mejores resultados en cuanto a la velocidad de fricción, así como lo sugiere el experimento numérico Ro mostrado en esta investigación.

El flujo eólico vertical y horizontal tiene el mismo patrón espacial, dado que ambos son directamente proporcionales a la velocidad de fricción (cuando éste excede el umbral de fricción), el cual fue calculado anteriormente con las observaciones de campo, sin embargo cabe señalar que el flujo eólico horizontal se refiere al flujo dentro de la capa del proceso de saltación y el flujo vertical se refiere al flujo en la capa de suspensión.

El flujo eólico horizontal promedio estimado por el modelo oscila entre 0.001 y 0.005 Kg/s/m², en los alrededores de la estación WindA, lo que significa que en 5 horas, la cantidad de material eólico acumulado por transporte horizontal durante el VP se estimó entre 3.60Kg y 18Kg, el cual fluyó horizontalmente por una sección de un metro cuadrado. Sin embargo los valores máximos de flujo horizontal se encuentran al sur de la estación WindA, por ejemplo al sur de Otuma (entre 14°S y 14.1°S), al sur de la bahía Independencia (13.33°S), y también, pero con una menor distribución espacial, sobre la ciudad de Pisco (13.71°S), en estas regiones los valores de flujo horizontal superan el valor 0.025Kg/s/m², significa que en 5 horas se acumuló por lo menos 90.0Kg de sedimento eólico.

El flujo eólico vertical nos muestra que los valores estimados, por el modelo en los alrededores de WindA, oscila entre 0 y 0.0001 Kg/s/m² y que los valores máximos se encuentran al sur, entre 0.0005 y 0.0006 Kg/s/m². Esto significa que en 5 horas el material eólico disponible en la capa de suspensión es de 0.360Kg sobre la WindA, y de 2.16Kg por metro cuadrado que están disponibles sobre las zonas de máxima erosión (Figura 39).

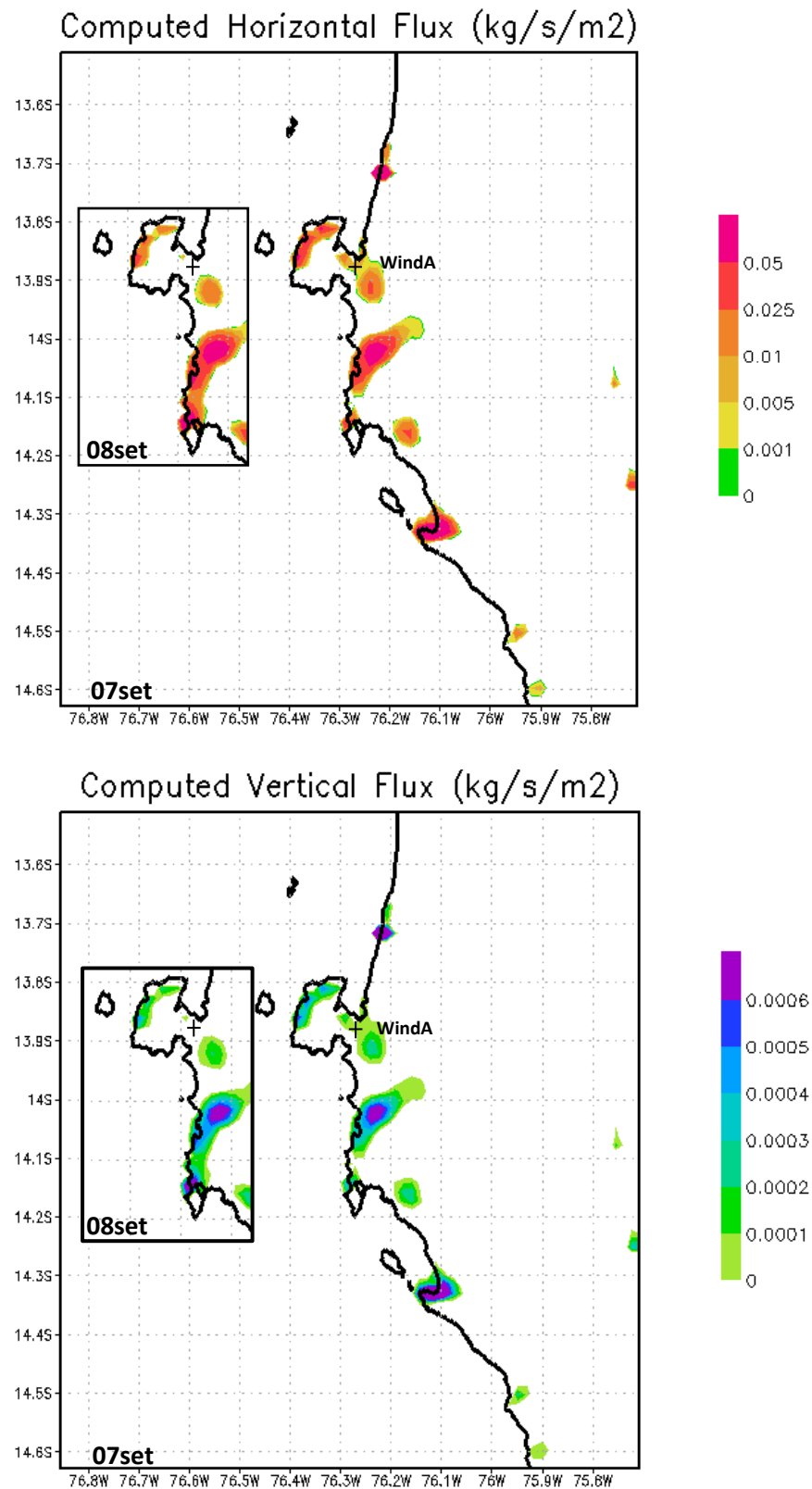


Figura 39. . Flujo eólico horizontal y vertical (Kg/s/m) durante el VP del 7 y 8 de setiembre 2011.

4.6. ANALISIS DEL EVENTO DEL 8 DE FEBRERO 2010

Este evento es el único que alcanza 8 horas de duración dentro de la serie histórica de los datos del aeropuerto de Pisco entre el 2005-2012 y amerita ser estudiado por separado. Como en algunos eventos de moderada intensidad, en este evento extraordinario hay una aceleración inicial brusca entre las 11:00 y 12:00 tiempo local pero además hay una completa reducción de la visibilidad horizontal hasta 500 metros en Pisco por dos de las 8 horas que duró el evento (ver detalles en Figura 40). Por otro lado, la distribución horizontal de la velocidad del viento durante la madrugada muestra una intensificación del viento frente a Ica durante el 8 y 9 de febrero con valores máximos de 12 m/s a 1000hPa. Sin embargo la madrugada del 9 posee mayor intensidad del viento que la madrugada del 8 de febrero 2010 a pesar que el evento extremo se registró a partir del mediodía del 8 de febrero y no el 9. Esto último es un patrón muy similar a lo encontrado en los eventos analizados el 7 y 8 de set. 2011, con la diferencia de que la magnitud máxima de aquel evento fue 21 m/s al mismo nivel de presión, lo cual representa casi dos el doble de velocidad del viento (Figura 41). Estos resultados nos sugieren que la intensidad del viento regional no son un factor clave cuando se trata de la intensidad del evento VP, y que en general se esperaría que los factores locales sean clave para determinar la intensidad de un VP y darle su clasificación según lo propuesto, no obstante debemos tener más eventos similares como el de febrero 2010 para redondear esta hipótesis.

SA 09/02/2010 02:00->	METAR SPSO 090200Z 22012KT 7000 SCT020 23/20 Q1008 RMK PP000=
SA 09/02/2010 01:00->	METAR SPSO 090100Z 22018KT 7000 SCT020 23/20 Q1008 RMK PP000=
SP 09/02/2010 00:15->	SPECI SPSO 090015Z 23016KT 6000 SCT020 23/20 Q1008=
SA 09/02/2010 00:00->	METAR SPSO 090000Z 22019KT 4000 DS SKC 23/21 Q1007 RMK PP000=
SA 08/02/2010 23:00->	METAR SPSO 082300Z 23022KT 3000 DS SKC 24/21 Q1006 RMK PP000=
SA 08/02/2010 22:00->	METAR SPSO 082200Z 24018KT 4000 DS SKC 25/22 Q1006 RMK TMAX.30.2 PP000=
SA 08/02/2010 21:00->	METAR SPSO 082100Z 23022KT 1000 DS SKC 27/21 Q1006 RMK PP000=
SP 08/02/2010 20:18->	SPECI SPSO 082018Z 24020KT 1000 DS SKC 27/22 Q1007=
SA 08/02/2010 20:00->	METAR SPSO 082000Z 23018KT 3000 DS SKC 27/22 Q1007 RMK PP000=
SA 08/02/2010 19:00->	METAR SPSO 081900Z 23018KT 0500 DS SKC 28/22 Q1007 RMK PP000=
SA 08/02/2010 18:00->	METAR SPSO 081800Z 23023KT 0500 DS SKC 29/23 Q1009 RMK PP000=
SP 08/02/2010 17:20->	SPECI SPSO 081720Z 23022KT 1000 DS SKC 28/20 Q1009=
SA 08/02/2010 17:00->	METAR SPSO 081700Z 21022KT 1500 DS SKC 29/20 Q1009 RMK PP000=
SP 08/02/2010 16:40->	SPECI SPSO 081640Z 25016KT 4000 DS SKC 27/21 Q1009 RMK BIRDS HAZARD RWY 22 W=
SA 08/02/2010 16:00->	METAR SPSO 081600Z 32009KT 8000 SKC 26/21 Q1010 RMK BIRDS HAZARD RWY 22 W PP000=

Figura 40. Reporte METAR/SPECI del aeropuerto de Pisco durante un Viento Paracas Extremadamente Intenso publicado en la red. Fuente: ogimet.com

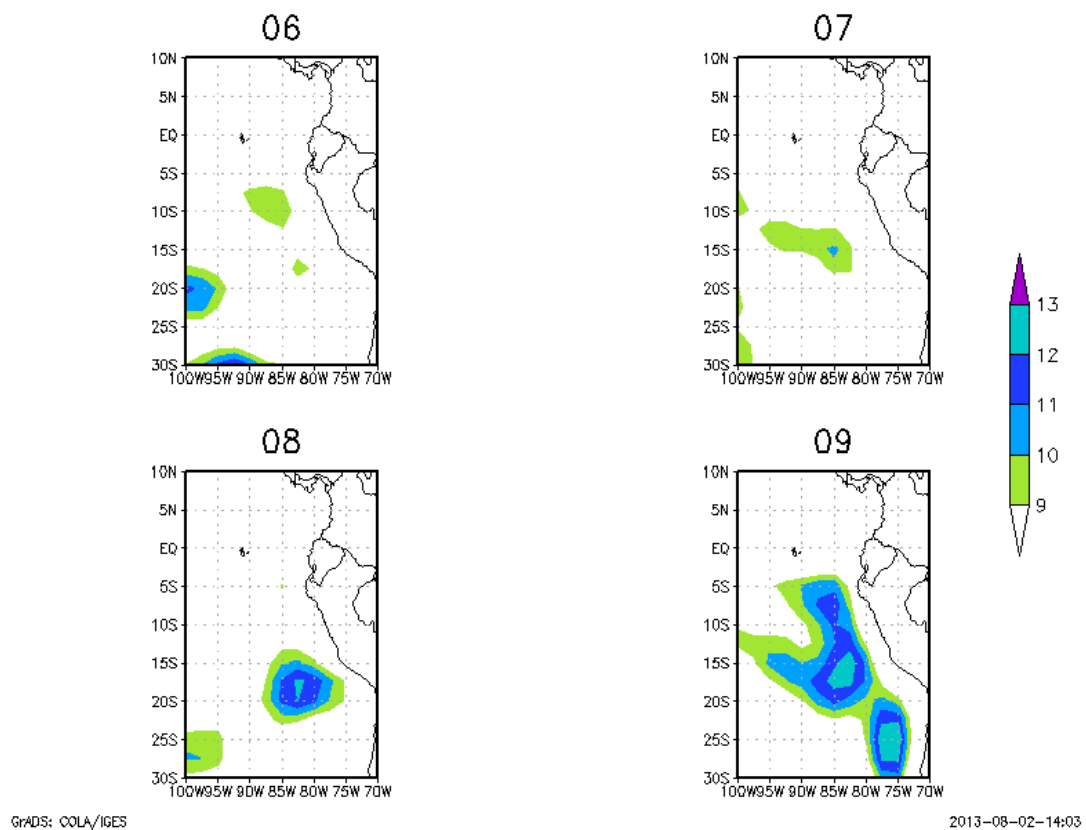


Figura 41. Velocidad promedio del viento durante la madura, entre las 01:00 – 06:00 horas para los días 6,7,8 y 9 de febrero 2010. Fuente: NEP/NCAR Reanalysis I

5. DISCUSIÓN

5.1. Mecanismos físicos que dan origen al fenómeno

Queda claro de esta investigación, que las condiciones meteorológicas a escala regional y el mecanismo físico a escala sinóptico, identificado por Escobar (1993), son parte importante del origen del Viento Paracas y que inclusive ocurren muchas horas antes de que ocurra el fenómeno (por la madrugada). Se verificó que el gradiente de presión comprendido entre las latitudes $15^{\circ}\text{S} - 20^{\circ}\text{S}$ y la longitud 75°W aproximadamente, es un parámetro clave para producir una intensificación del viento costero frente a la costa de Ica y generar las condiciones iniciales que permiten el desarrollo de un fenómeno de VP. Los resultados obtenidos a partir de las simulaciones del modelo a alta resolución, indican también que factores locales están involucrados, en particular la topografía (cerros) y su interacción con el viento en superficie (Dale, 1990). A fina escala, la topografía genera una intensificación local del viento a sotavento de las zonas de topografía más elevada y una reducción relativa a barlovento, lo que produce una alta variabilidad espacial de los gradientes horizontales de vientos en la región. También algo que se debe considerar es que el gradiente de presión podría estar muy influenciado por las anomalías de temperatura superficial del mar y esto a su vez influenciar al viento superficial, para esto existen modelos simplificados que contienen estas variables para simular el viento superficial sobre el océano y entender mejor esta relación (Lindzen and Nigam, 1997).

Las simulaciones a alta resolución fueron indispensables para proporcionar las informaciones necesarias de la dinámica del Viento Paracas y estudiar la influencia

de la topografía local sobre la distribución de la velocidad de fricción, el campo clave para este estudio. Nuestros resultados en este sentido ilustran el potencial del modelo atmosférico MM5 para estudiar procesos a muy fina escala en la región costera de Sudamérica (ver también Quijano, 2011 y Garreaud and Rutllant, 2002). Las simulaciones realizadas en esta tesis permitieron no solamente identificar zonas específicas en donde el viento en general es más intenso y entonces propicio para el desarrollo de un VP, sino también proporcionar un marco conceptual y experimental para estudiar su dinámica y las condiciones ambientales que favorece su ocurrencia.

En esta tesis, se ha centrado sobre el mecanismo local que da origen a un VP, considerando que no había antecedentes sobre este aspecto fundamental, además de la implementación y configuración del modelo como herramienta de análisis importante en este trabajo (i.e. topografía a fina escala y condiciones de bordes realistas) nos abre la posibilidad de estudiar procesos tanto dinámicos y termodinámicos en un marco cada vez más realista, y siempre validado por campañas observacionales *in situ*.

A continuación se expone la secuencia de procesos que se puede proponer para explicar el desarrollo de un evento Paracas, basado en los resultados obtenidos de esta tesis (Figura 42). La cadena de montañas ubicada a lo largo de la costa de Ica (Punta Gran, Cerro Colorado, Punta Carreta, Península de Paracas, entre otros) lleva a una rápida intensificación del viento a sotavento de los obstáculos topográficos y un hundimiento de la capa de inversión térmica, esto último como una respuesta a la conservación de la masa y la energía entre la del viento y la profundidad de la capa de

inversión (energía potencial). El hundimiento de la capa de inversión favorece a la falta de nubes estrato por la mañana del día evento, algo inusual en la costa peruana teniendo en cuenta que setiembre es uno de los meses de mayor cobertura nubosa en la costa peruana (Klein S. and Hartmann D., 1993), y esto facilita el calentamiento de la superficie por radiación de onda corta. Este calentamiento superficial reduce la estratificación de la atmosfera y aumenta la inestabilidad favorable a la turbulencia por convección. Esta menor estratificación probablemente permite que el flujo pueda penetrar hacia la costa por encima del resto de los obstáculos topográficos, para luego nuevamente intensificarse a sotavento de estos. La inestabilidad atmosférica local es controlada por el albedo local, como sucede en otros desiertos del mundo por ejemplo en Sahara en el que este factor controla las condiciones de precipitación (Brovkin et al. 1998), en nuestro caso si este efecto de calentamiento se suprime, como en el experimento “Albedo”, la estratificación es mayor y es difícil para el flujo el cruzar la topografía de la península de Paracas y las altas velocidades quedan confinadas al mar. Por otro lado, al descender de la topografía, el viento adquiere velocidades muy altas cerca a la superficie ($\sim 14\text{m/s}$), y genera mucha turbulencia por cizalladura en el suelo del desierto. Esto, junto con la convección térmica asociada al calentamiento por la radiación solar, intensifica la velocidad de fricción por encima del umbral para iniciar la erosión del suelo, dando lugar al fenómeno de Viento Paracas. En general, estos mecanismos locales que juegan un rol muy relevante en la formación de un VP son muy consistentes con lo encontrado en otras tormentas de polvo que ocurren en el mundo que al igual que en un VP, la depresión de la capa de inversión, la aceleración del viento por efectos topográficos, la inestabilidad térmica por efectos de albedo son

factores locales importantes en la formación y desarrollo de una tormenta de polvo por ejemplo sobre el desierto del Sahara (Knippertz P and Todd M., 2012). La diferencia con un VP es asociado a la escala e intensidad con que se producen estos factores y a la disponibilidad de polvo y arena que existe en dicho desierto.

Si bien este modelo teórico está propuesto sobre el estudio de un caso particular, proporciona un marco para formular hipótesis sobre las interacciones entre la topografía, la circulación y los procesos termodinámicos locales, que determinan las condiciones que gatillan los VP. Además, esto proporciona una guía para futuros análisis y mediciones en campo que permitirán verificar estas hipótesis. Por ejemplo, se puede investigar estadísticamente las relaciones entre índices de nubosidad o cantidad de radiación y la ocurrencia de los VP. También es necesario validar la simulación de la estructura térmica (estratificación), para lo cual se podría realizar mediciones con radiosondeos u otro sistema equivalente. De los experimentos también se puede descartar la posibilidad de que el hundimiento de la capa de inversión ocurra por subsidencia local. Este mecanismo es más bien provocado por un equilibrio de conservación de energías entre la velocidad del viento y la profundidad de la capa de inversión térmica.

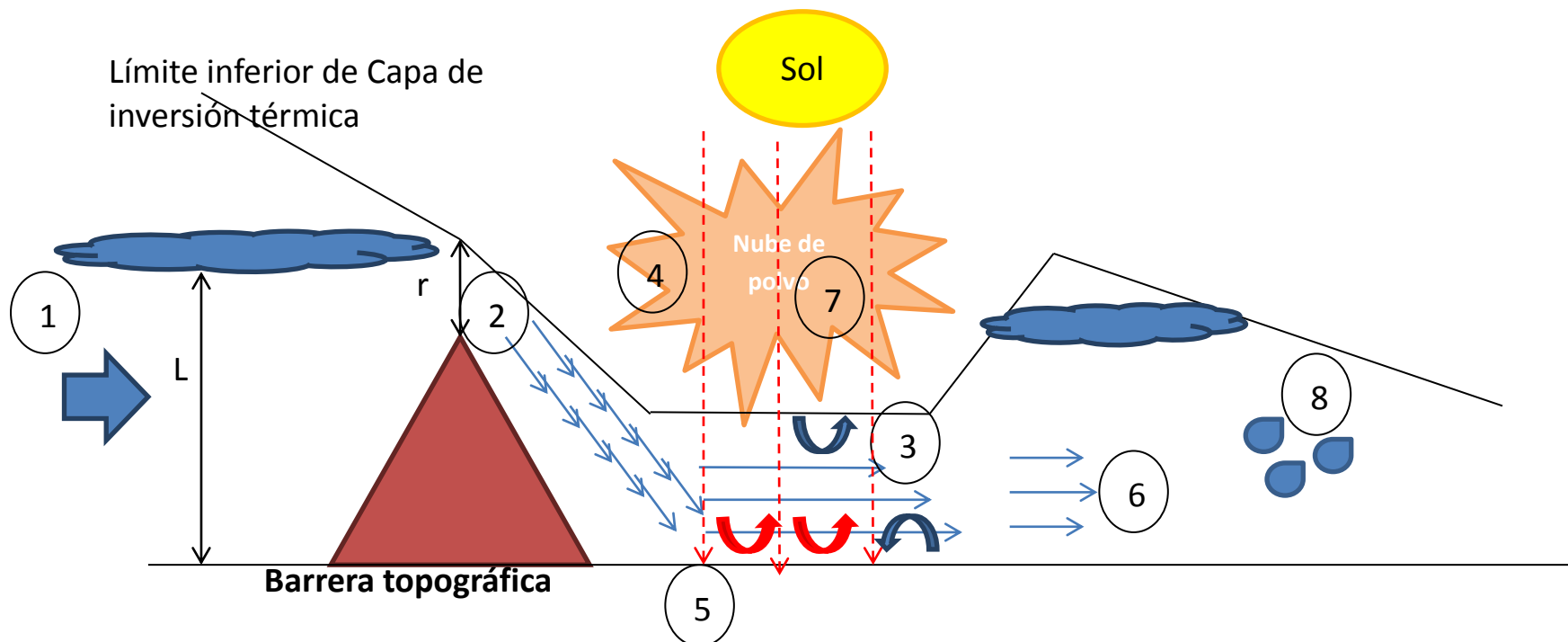


Figura 42. Modelo conceptual que describe los procesos involucrados en la generación de un Viento Paracas. 1) Intensificación del viento en la costa por procesos de gran escala horas antes de inicio del fenómeno (por la madrugada). 2) Interacción con la topografía costera resulta en mayores aceleraciones locales a sotavento de esta. 3) En las regiones de aceleración, la capa límite es menos profunda y se suprime la nubosidad. 4) El mayor calentamiento solar del suelo reduce la estratificación y permite al flujo subir la topografía más fácilmente e incrementar la velocidad del viento. Además, la mayor turbulencia favorece al aumento de la velocidad de fricción. 5) Si se excede el umbral de la velocidad de fricción (U_{st} , para el suelo sedimentario), se produce la erosión y transporte eólico de sedimentos. 6) Desaceleración del flujo por pérdida de energía (fricción con la superficie). 7). Nube de polvo, produce una retroalimentación negativa al sistema: bloquea el ingreso de radiación a la superficie y con eso disminuye la turbulencia superficial. 8). Incremento de la humedad local durante la madrugada pos-evento, esto favorece a la cohesión de las partículas en superficie y reduce la posibilidad de formación de otro VP al día siguiente.

5.2. Clasificación del fenómeno

La presente investigación adopta una clasificación preliminar del fenómeno, basado en la metodología propuesta inicialmente por Escobar (1993), que clasificó a los eventos en función a las horas de duración (según reportes METAR de tipo DS), y propone algunas modificaciones.

El fenómeno se clasifica según su estacionalidad, frecuencia horaria y estructura horizontal de la nube de polvo. Según su estacionalidad, se proponen los siguientes agrupamientos de los eventos según su duración para el periodo 2005-2012:

- a) Leve (1 a 3 horas). Ocurren en cualquier mes del año.
- b) Moderado (4 a 5 horas). Ocurren principalmente entre Abril y Octubre
- c) Intenso (6 a 7 horas). Ocurren principalmente entre Julio y Setiembre.
- d) Extremadamente intenso (8 o más horas). Solo ocurrió uno en febrero de 2010.

El análisis de las variaciones interanuales del número de eventos según esta nueva clasificación sugiere que los eventos leves que ocurren en verano presentan un incremento en su frecuencia, particularmente los eventos que duran 1 hora, así como los eventos que duran 5 horas (Figura 43). Por tal motivo la señal que se vio en los resultados previos relacionado al incremento de los eventos débiles en verano se debe en gran parte a los eventos de una hora de duración ya que son los que poseen esta

tendencia a incrementarse al analizarlos por separado. Por otro lado, estos eventos débiles o leves son los eventos que aportarían menor cantidad de flujo eólico al océano y no es claro en qué medida esta tendencia en su frecuencia ha afectado al transporte eólico de sedimentos total. En el futuro habría que estudiarlos más al detalle y simular estos eventos de la misma forma con lo que se hizo en los casos específicos de esta investigación.

Los resultados del análisis del evento VP del 8 de febrero 2010 sugieren que la intensidad del viento regional no es un factor clave cuando se trata de la intensidad del VP, lo que además sugiere que los factores locales sean clave para determinar la intensidad de un VP y darle su clasificación según lo propuesto, no obstante debemos tener más eventos similares como el de febrero 2010 para redondear esta hipótesis.

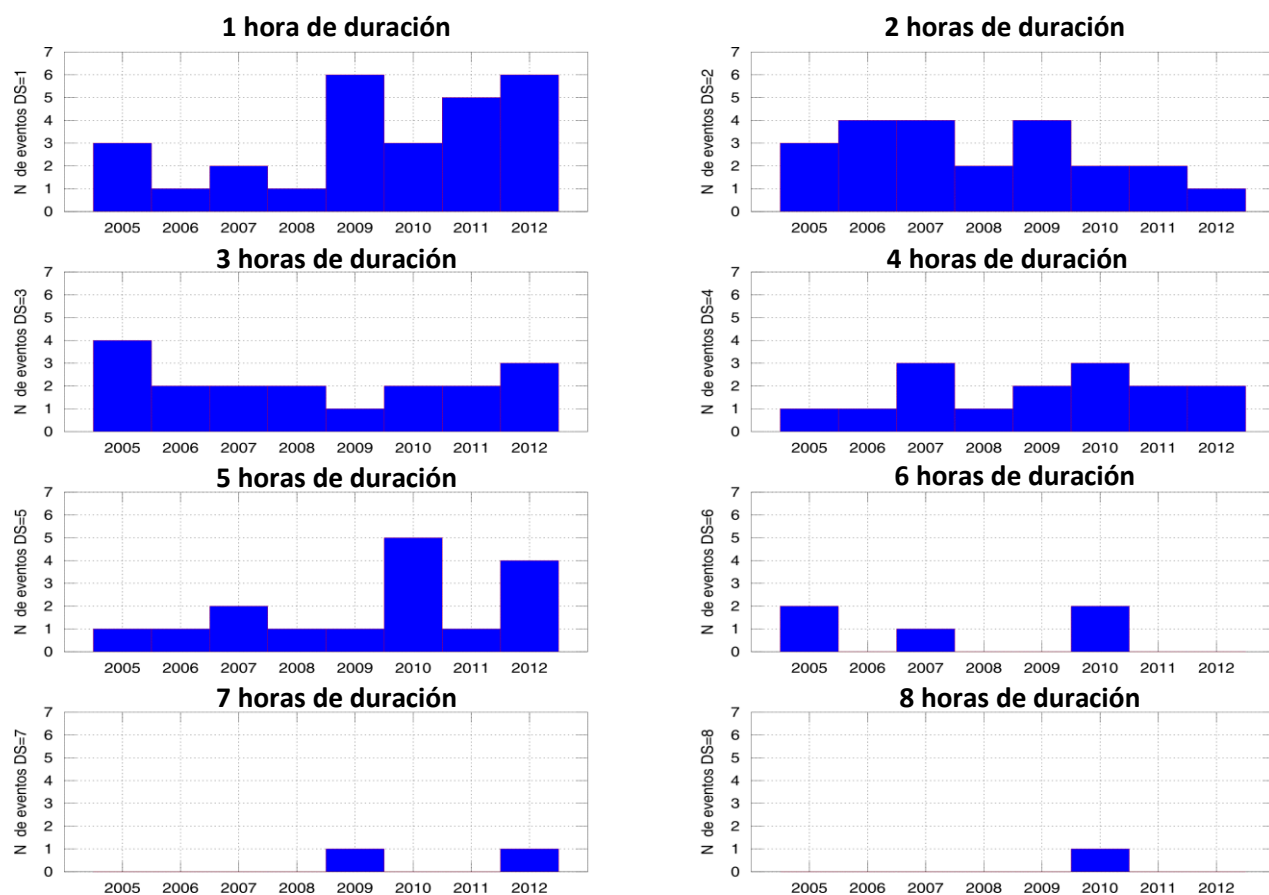


Figura 43. Frecuencia interanual del Viento Paracas en función a las horas de duración.

5.3. Estimación observacional de los flujos de masa

Flores (2010) utiliza los datos de una campaña observacional para calcular el flujo másico horizontal que transita sobre el desierto de Atacama. Media una ecuación empírica de integración entre 0 e infinito calcula el valor aproximado del flujo horizontal de varios eventos de levantamiento de arena cerca a la superficie del desierto. Esta fórmula exponencial de extrapolación usa la altura como variable principal para encontrar el flujo a cierta altura. Para esta investigación se necesita contar con valores de campo recopilados de las trampas de sedimentos y emplear la misma ecuación de integración para calcular el flujo a 10 metros del suelo, este valor será comparable con lo encontrado en las simulaciones de flujo másico de esta investigación ya que ese es el nivel más cercano al suelo en el modelo.

Federico Velazco, trabajo con las muestras de sedimento recopiladas durante los eventos específicos analizados en esta investigación y encontró los flujos parciales por cada trampa eólica, salvo la que está más cercana al suelo por problemas instrumentales (Figura 44). En él se observa valores de flujo muy parecidos a lo simulado, con un flujo promedio de $0.004 \text{ kg/m}^2/\text{s}$ lo que equivale a 72 Kg/m^2 en 5 horas versus 90 Kg/m^2 en 5 horas en el modelo. Sin embargo el flujo encontrado en campo se encuentra por debajo de 2 metros de altura, mientras que en el modelo es de 10 metros, si extrapolamos a ese nivel siguiendo una curva exponencial el resultado se diferencia en por lo menos 4 o 5 órdenes de magnitud, por lo tanto los resultados se distanciarían mucho más. Estos resultados deberían ser contrastados con la

cantidad de material disponible en Ica, según Gay (2005) hay cerca de 12 billones de arena con el tamaño promedio de 10 micras. Aun así el flujo simulado es una buena aproximación por estar dentro del orden de magnitud de lo calculado en superficie teniendo en cuenta que las partículas en el modelo solo consideran 20 micras como tamaño constante, y considerando además al flujo de suspensión como principal aporte de flujo total. Debemos tener en cuenta que la distribución granulometría encontrada en campo se distribuye entre limo (60 micras) para las trampas a dos metros y arena (>100 micras) para trampas más cercanas al suelo. Habría que repetir el procedimiento con un modelo que considere una distribución de partículas de diferentes tamaños para obtener un valor más cerca de lo real

Por otro lado, el transporte por suspensión podría no ser el único medio eólico de transporte lítico hacia el mar. En Chile (Desierto Mejillones) se encontró que con solo el proceso de arrastre y saltación se podría obtener transporte de arena de considerables magnitudes. La velocidad de fricción mínima para levantar arena del suelo en la bahía de Mejillones (Chile) es 0.31m/s (Flores, 2010) con esta velocidad se puede arrastrar partículas menores a 100 micras y depositarse cerca de un acantilado o playa alrededor de dicha bahía. Utilizando el diagrama Velocidad Umbral de Fricción versus diámetro de la partícula propuesto por Marticorena y Bergametti (1995, Figura 44.a), además de los diámetros del material capturado durante el VP del 7 de setiembre (obtenido del análisis granulométrico realizado en IMARPE) y el reporte ParaSEx-II con la anotaciones de lo observado visualmente durante el VP, se podría estimar la velocidad de fricción umbral mínima para que

exista arrastre al ras del suelo en Paracas. En la Figura 44 se puede observar un espectro bimodal de los diámetros de partículas capturadas en la trampa eólica más cercana al suelo (a 0.27 metros, F. Velazco, com. per.) en donde el mayor número de partículas más gruesas son de 35 micras y su umbral de velocidad de fricción es 0.25m/s aproximadamente lo que significa que con esa velocidad las partículas del desierto de Paracas se desprenden del suelo. Si solo usamos la velocidad del diagrama y nos fijamos en la gráfica de la velocidad de fricción observada (Figura 23) nos damos cuenta que los días en que no hubo VP sobrepasan el valor de 0.25m/s entre las 06:00 y 09:00 por tal motivo se considera que este valor no fue el adecuado para identificar el inicio de un VP. El valor de 0.25m/s podría indicar el inicio del arrastre de partículas al ras del suelo que según este valor se dieron en todos los días de estudio pero fue imperceptible a la observación in situ.

Sin embargo el umbral de la velocidad de fricción que se usó en esta tesis no se obtuvo de este diagrama, sino de la velocidad de fricción en el instante en que hubo visibilidad mínima con la suficiente cantidad de polvo como para no poder respirar sin una mascarilla con filtro, que fue a las 11:30a.m (Reporte ParaSEx) en ese instante la velocidad de fricción fue de 0.72m/s la cual es considerada como el umbral de fricción para el resto de cálculos y se repitió al día siguiente, aunque por un menor tiempo. Con la velocidad de fricción encontrada en Paracas exceden las magnitudes de las velocidades encontradas en Mejillones a pesar que las velocidades del viento fueron más intensas en Mejillones.

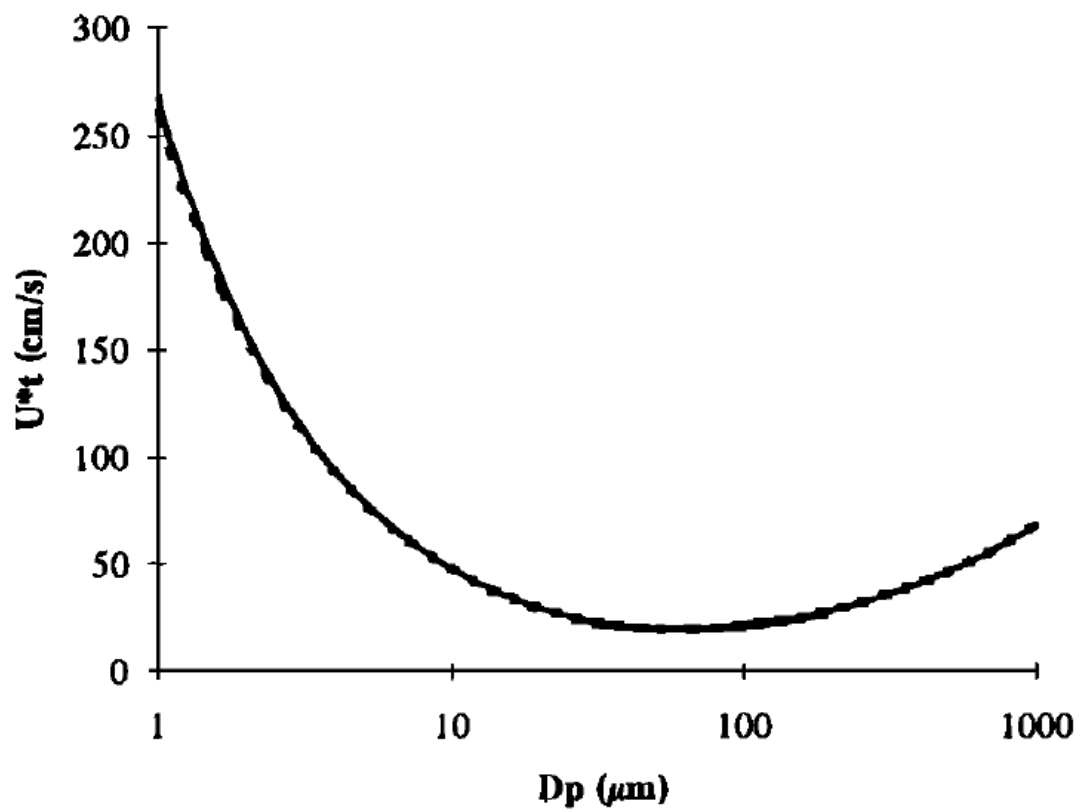


Figura 44.a. Relación entre el umbral de velocidad de fricción (U^*t) y el diámetro de la partícula (D_p). Marticorena and Bergametti, 1995.

Análisis granulométrico y flujos horizontales de las trampas eólica

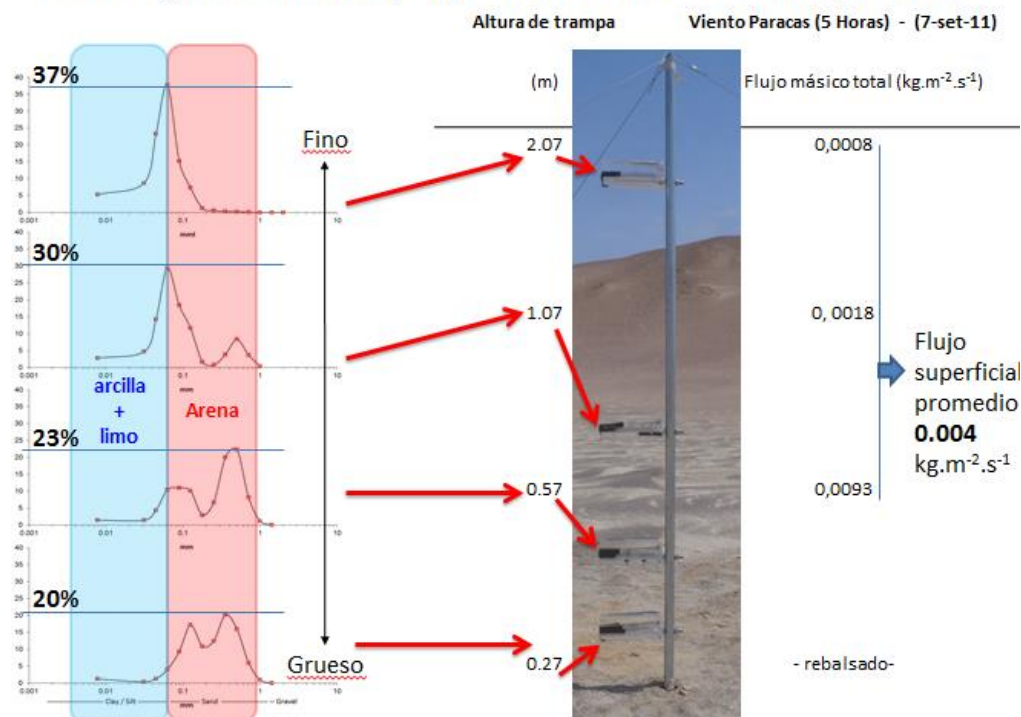


Figura 44. Distribución vertical del flujo másico horizontal en el mástil WindA de trampas eólicas durante el 7 de septiembre 2011. (F Velazco, en proceso)

5.4. Influencia de la pluma de polvo sobre la turbulencia superficial

La pluma de polvo descrita durante un Viento Paracas podría afectar sustancialmente la capacidad de reflectividad de la luz solar en la atmosfera y así bloquear y/o absorber el ingreso de radiación a la superficie del desierto y del océano (Carlson, 1998). Esta modificación podría afectar el flujo neto de radiación en superficie a valores negativos (flujo neto hacia la atmosfera), tal y como ocurre durante una tormenta en el Sahara al norte de África (región del mediterráneo, Pérez et al. 2006). En esta situación el término más sensible del balance de energía es la radiación de onda corta reflejada y el flujo de calor sensible.

De los experimentos realizados en la presente investigación, el incremento del albedo superficial del desierto provoco la disminución de la temperatura del aire y esto a su vez generó la disminución de la velocidad de fricción del viento, es decir, a mayor reflectividad menor velocidad de fricción. La nube de polvo durante una tormenta de polvo modifica impide el ingreso de radiación de onda corta al suelo debido a que el polvo suspendido en el aire refleja y/o absorbe la radiación. La consecuencia es la reducción de la mezcla turbulenta en la capa próxima adyacente a la superficie lo que produce una retroalimentación negativa entre la velocidad de fricción y la cantidad de polvo suspendido en la atmosfera (pluma de polvo), ya que mientras la tormenta de polvo se va extendiendo, la velocidad de fricción del viento se va reduciendo (Perez et al 2006). Según el modelo conceptual propuesto, si la velocidad de fricción no excede el umbral, no habría erosión ni flujo vertical de arena y polvo.

Por otro lado, la modificación de los términos del balance radiactivo en superficie, debido a la nube de polvo sobre la atmosfera y el océano, podría reducir la temperatura del aire de bajo nivel; además un cielo nublado y la posición del sol podría favorecer aún más el efecto de la reducción de temperatura, como ocurre en el Sahara y Afganistán (Quijano et al. 2000).

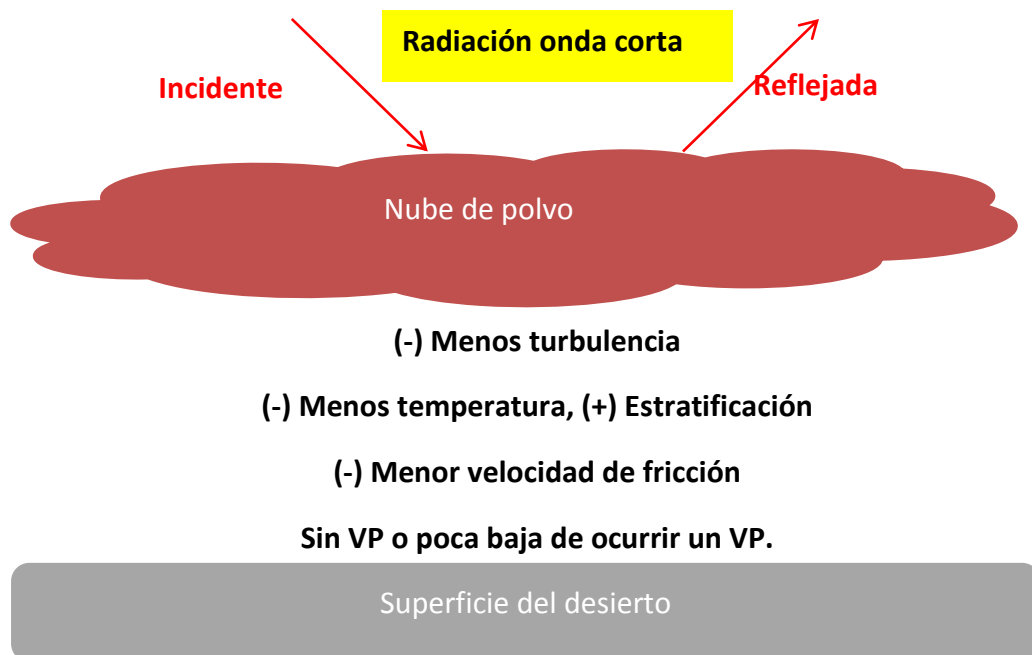


Figura 45. Modelo de interacción de la nube de polvo con la superficie.

5.5 ¿Qué diferencian a los VP de las grandes tormentas de polvo?

El tiempo de duración de algunas tormentas de polvo que ocurren en el mundo pueden superar los tres días seguidos, siendo muy diferentes al VP que solo pueden durar menos de doce horas; sin embargo, en otras tormentas, la máxima velocidad del viento en superficie son del orden de 20m/s con velocidades de fricción que alcanzan 1m/s (Shao Y et al. 2003), que son magnitudes muy parecidas obtenidas en un VP. Las diferencias están en las magnitudes de las condiciones sinópticas de escala regional y geológicas de escala local, como el ciclo diurno de la velocidad del viento que podría determinar la duración del evento, la configuración de la topografía, la cantidad y el tiempo de residencia del polvo en la atmosfera, pero principalmente en las dimensiones de las fuentes de polvo y el área total del desierto; esto último, le dan a las grandes tormentas la capacidad de desarrollarse con mayor concentración de partículas que un VP, inclusive llegando a durar hasta 20 días a lo largo del desierto, como por ejemplo ocurre sobre el continente asiático (Shao et al. 2003).

5.6. Efectos topográficos locales sobre el viento local

Según las simulaciones numéricas de esta investigación, la topografía local intensifica el viento local a lo largo de la línea de costa. Para el caso del estudio del 7 setiembre, Paracas tiene cerros de entre 80 y 500 metros muy cerca a costa y se distribuyen a lo largo de todo el desierto.

Usando la simulación con $dx=1800m$ (Figura), la velocidad promedio del viento durante la tarde y sobre el océano frente a Paracas es 10m/s, mientras que

sobre la línea de costa se pueden observar chorros de hasta 15m/s asociado a la máxima topografía en la misma línea costera. Estos chorros se encontraron en zonas muy localizadas en donde la topografía por lo menos debe exceder 50 metros de altura. Veamos en la figura el caso de Punta Carreta (14.2°S) que posee cerros de una altura entre 80 y 300 metros aproximadamente y se observa un incremento de velocidad al norte de la topografía de 80m (tomado como referencia de mínima altura para incrementar el viento). Este efecto topográfico también incluye algunas de las islas guaneras de Ica como Las Islas San Gayan que, según el modelo, poseen un máximo de 100 metros de altura o isla independencia con 200 metros (Figura 46).

Por otro lado, según la Figura 13, otra región que tiene condiciones climatológicas de velocidad superficial similares a Paracas es Piura (~4°S) en el que se observa vientos intensos con la misma estacionalidad que Paracas, además que cuenta con el desierto más grande del norte del Perú, el desierto de Sechura, como una potencial fuente de polvo; aunque no se hayan registrado tormentas de polvo en el aeropuerto de esta región, talves esta se encuentre fuera del alcance de dichas tormentas y nadie lo sabe; esta seria una región de investigación muy interesante en relación a posibles tormentas de polvo en la costa peruana.

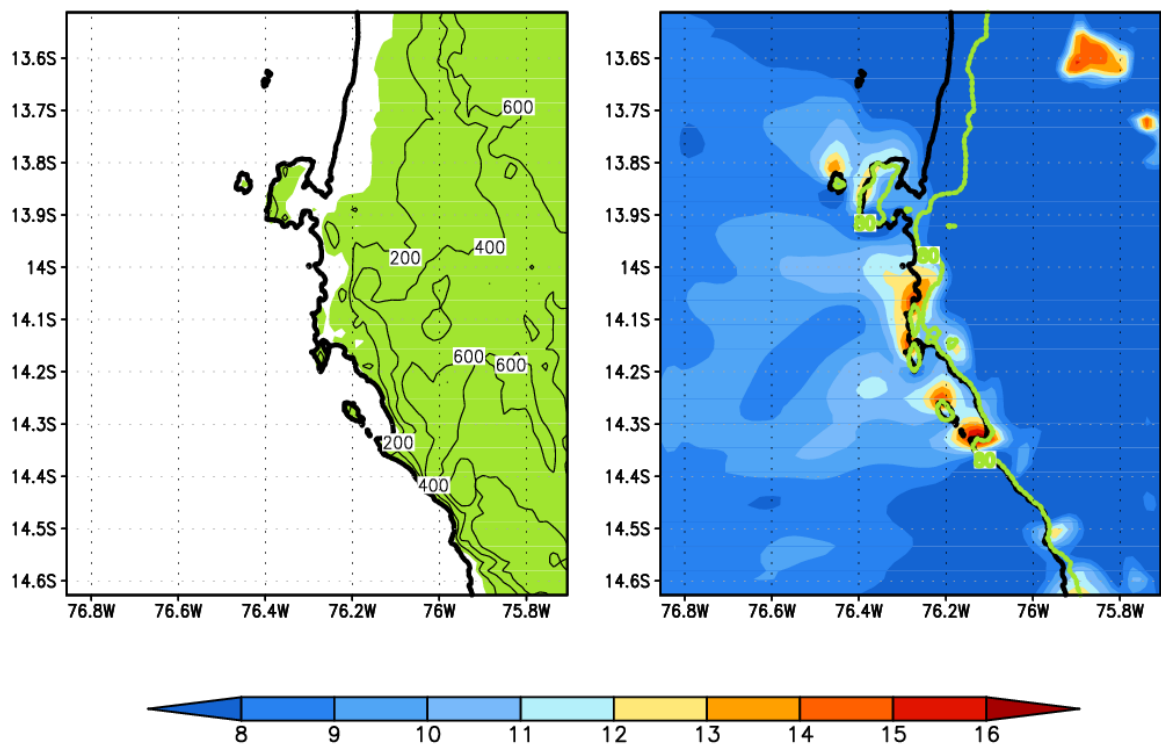


Figura 46. A) Topografía de la costa de Paracas. En contornos se muestra 200,400 y 600 metros. El área sombreada muestra la topografía superior a 90 metros. B) Velocidad del viento (m/s) a 10 metros de altura. La isolinea (contorno verde) equivale a una altura de 80 metros.

5.7. Influencia de la temperatura del mar sobre el Viento Paracas

La variación de temperatura en superficie podría incrementar la intensidad del gradiente térmico tierra-mar lo cual a su vez podría modificar la brisa marina e inclusive todo el viento de la costa de Ica (dependiendo del área de la perturbación).

Esta perturbación podría afectar la intensidad del viento y la dirección del viento. El gradiente de presión horizontal en superficie y la posición geográfica de la perturbación térmica (Norte, Sur o Centro frente a Perú) es relevante para establecer el grado de intensificación del viento y su dirección.

Estudios numéricos previos (Quijano, 2011 ,Figura 47) demuestran que una perturbación positiva de la temperatura superficial del mar frente a Ica altera el gradiente térmico superficial entre el continente y el mar sobre la costa de Perú y produce una intensificación del viento costero superficial de 0.2875m/s por grado (1°C) de perturbación positiva. En un evento El Niño se podría producir un incremento de 5°C frente a Ica y si la relación anterior es correcta y además lineal, entonces, por lo menos el viento se incrementaría en 1.5m/s aproximadamente. Sin embargo como El Niño tiende a ocurrir en verano, es decir una estación con poca actividad de PV (hasta el momento), es más probable que haya una relación entre el VP y el impacto local de El Niño en el mar frente a Ica. Por otro lado, ondas de Kelvin de downwelling a escala intraestacional (60 días, Bewitte et al. 2011) podría producir una modulación del gradiente mar-continente favorable a la ocurrencia de un PV en invierno, independientemente de la ocurrencia del fenómeno de El Niño, en ese sentido las ondas de Kelvin tendrán mayor impacto en los VP que el mismo

fenómeno El Niño. En cualquiera de los casos, posiblemente esta la relación no sea lineal y la variación de velocidad podría ser superior sin embargo se espera que de igual forma exista una modificación de la frecuencia de los VP en los próximos 10 años.

Cabe señalar que si el viento regional frente a Ica se intensifica, entonces el viento Paracas tendrá el requisito inicial, según el modelo conceptual planteado anteriormente, para iniciar su desarrollo como fenómeno local. Existe un chorro de viento intenso frente a la costa de Ica, Jet Costero (Quijano, 2011). Este Jet suele permanecer todo el año y tiene su origen en el viento regional proveniente del anticiclón más la interacción con la orientación de la línea de costa del sur de Perú y los andes como barrera de flujo. La intensificación del Jet Costero es probablemente la condición inicial para que el viento en superficie tenga la suficiente energía de trepar la topografía local e ingresar al mecanismo propuesto en el modelo conceptual del VP. Si el Jet costero de bajo nivel se intensifica por factores regionales entonces habría mayor probabilidad de que ocurra Viento Paracas, aunque siempre, dado que los mecanismos físicos del Jet Costero y del Viento Paracas podrían ser muy diferentes.

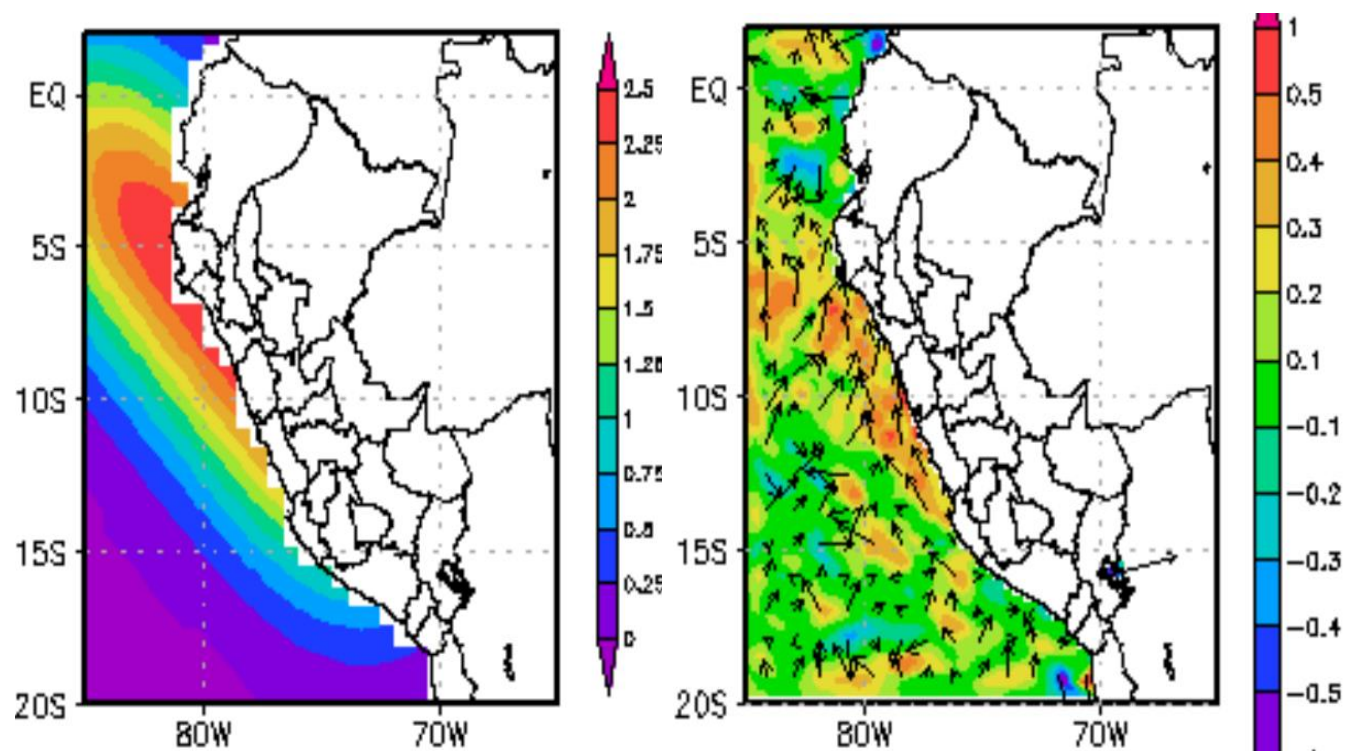


Figura 47. Experimento numérico de anomalía de temperatura superficial del mar (colores, izquierda) y anomalía de velocidad (m/s, colores, derecha) y dirección del viento (vectores) entre la simulación sin perturbación y el experimento.

5.8. El Jet Costero vs El Viento Paracas

El Jet costero de Ica (Quijano, 2011) es aquella intensificación del viento de bajo nivel muy cerca de la línea de costa y sobre el océano frente a la costa, su magnitud oscila entre 10 y 12 m/s y ocurren permanentemente todo el año. El Viento Paracas es aquella tormenta de polvo y arena que ocurre sobre el desierto de Paracas y que se produce por la intensificación del viento en superficie con una magnitud que puede exceder fácilmente 12m/s; los más intensos ocurren principalmente entre Julio y Setiembre y en promedio ocurren 3 veces al mes, sin embargo puede haber meses sin VP; además existe una tendencia a ocurrir con mayor frecuencia en verano (Figura 43). La primera diferencia entre estos dos mecanismos físicos salta a la vista, la magnitud, la frecuencia anual y su región de origen.

La escala espacial es otro factor que marca la diferencia entre estos dos mecanismos. El Jet costero puede extenderse cientos de kilómetros sobre el océano mientras que el Viento Paracas solo se produce por una intensificación local del viento (sobre la línea de costa) el cual puede extenderse unos kilómetros al norte. Pero el factor físico más importante que lo diferencia es la interacción con la topografía. El Jet costero se origina por la interacción con la línea de costa del sur del Perú hasta Ica (inclinación sobre el plano horizontal, Figura 48), experimentos numéricos en el que se elimina parte de la cordillera de los andes (al rededor a Ica) demuestran que el Jet Costero depende de este factor topográfico regional (Takahashi & Quijano, en preparación), en el que la topografía regional actúa como una barrera de flujo, desviándolo hacia el norte y acelerándolo por el cambio de longitud

horizontal de flujo. Por otro lado, el VP depende de la topografía local, en este trabajo se sugiere que la topografía entre 50 y 200m que se encuentra en la línea de costa, fue importante para intensificar el viento al cruzar la topografía y generar una aceleración que provoco el hundimiento de la capa de inversión y el incremento de la turbulencia superficial requerida para erosionar el suelo del desierto (Figura 48).

En ambos casos el principio de conservación de masa fue la clave para intensificar el viento, aunque a diferentes escalas y ejes cartesianos.

El Jet costero y el Viento Paracas podrían interactuar si es que el Jet está lo suficientemente cerca de la línea de costa de Paracas y a muy bajo nivel como para interactuar también con la topografía local. La altura promedio del Jet es de 250 metros (Quijano, 2011), para interactuar con la línea de costa de Paracas por lo menos se debe encontrar Jet por debajo de 200 metros. En este caso el Jet costero representaría el factor a escala regional favorable a la ocurrencia de un VP.

En conclusión, el Jet costero es un viento paralelo a la costa, el Viento Paracas penetra la costa y origina erosión del suelo.

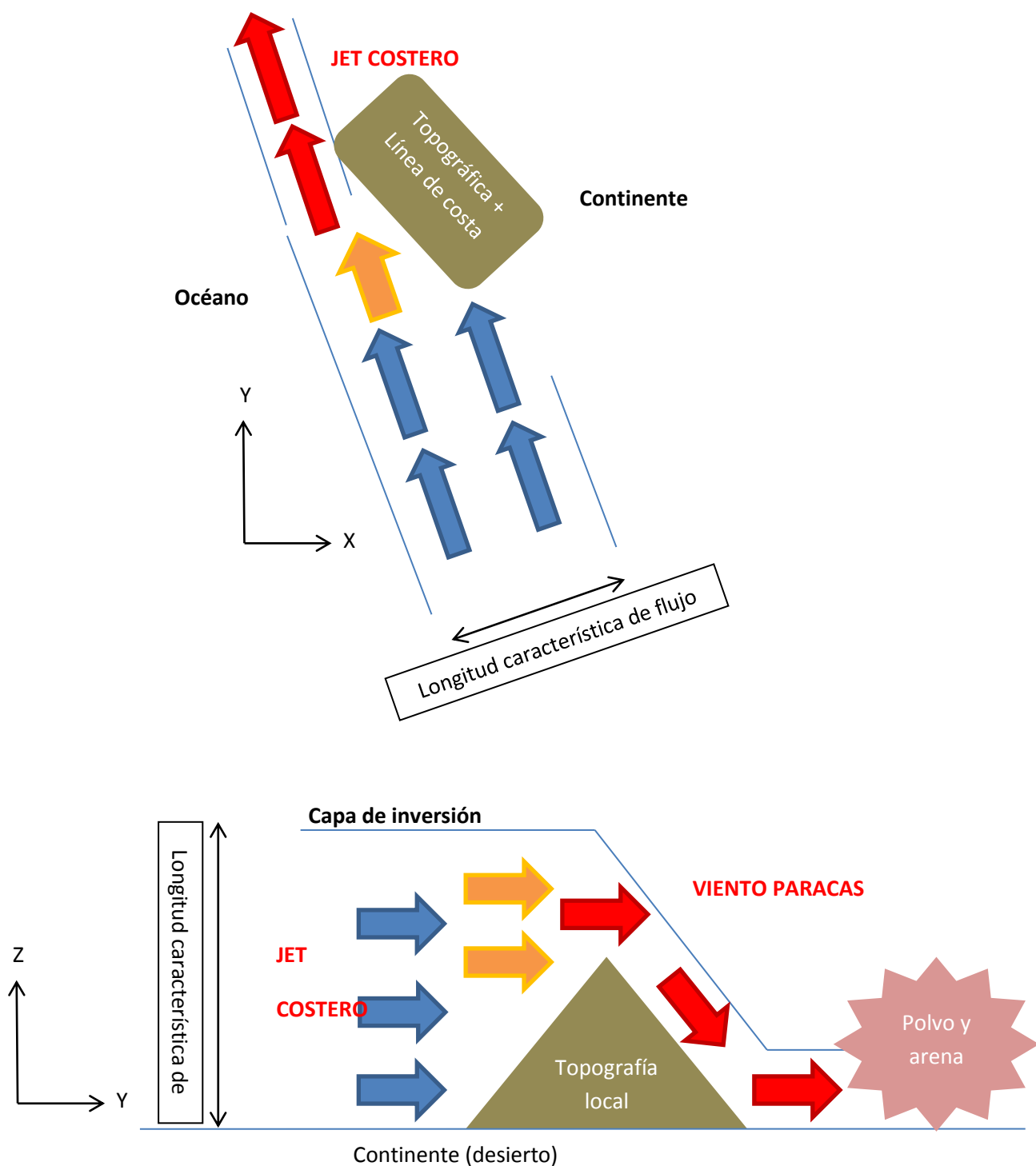


Figura 48. Esquema de intensificación del viento durante un Jet Costero. Esquema de intensificación del viento durante el Viento Paracas y su interacción con el Jet costero. El color de las flechas indica la intensidad del viento (rojo es más intenso).

5.9. ¿Se puede utilizar el modelo para analizar eventos VP paleo?

Si usamos las condiciones de borde de algunos modelos paleo climáticos globales y lo adaptamos al modelo numérico MM5 se podría encontrar, a una muy fina escala, la velocidad de fricción para identificar el inicio de un VP, asumiendo que el umbral de fricción es el mismo que el actual; sin embargo, esta última afirmación no sería la única opción debido a que las condiciones de la superficie que determinan la velocidad de fricción umbral pueden variar en escalas centenales.

Las variables más relevantes para simular VP en el pasado y que deben tomarse en cuenta en el modelo regional serían: La humedad por la cohesión de partículas que generan, la vegetación por el tipo de suelo que puede cambiar por la urbanización, en cuanto a las condiciones de borde de los modelos paleoclimaticos se debe considerar que en la mayoría de modelos la lluvia se encuentra sobreestimada sobre la costa oriental del pacifico sur y esto puede producir error en los vientos costeros (Beldamani et al. 2013).

5.10. La humedad del desierto pos-evento

Si bien es cierto no se ha podido comprobar, aun, que exista una relación entre el VP del día 7 con el del día 8 de setiembre 2011, se ha encontrado en los datos meteorológicos y de la observación de campo, que la humedad relativa del

desierto luego de un VP es de 100% durante la noche y madrugada del día siguiente, podríamos especular entonces que la circulación local juega un rol importante en transportar la humedad hacia el desierto luego de un VP. El efecto del polvo suspendido en la atmosfera podría también generar las condiciones favorables para mantener la neblina probablemente por la formación de núcleos de condensación, que en algunos casos puede implicar la reducción de la lluvia local, como ocurre usualmente sobre el desierto del Sahara (Sassen et al. 2003).

Para el caso de Paracas, un aspecto interesante de estos dos eventos se muestra en los altos niveles de humedad relativa y humedad específica alcanzados al finalizar cada evento. En ambos casos VP (7 y 8 de setiembre), la humedad relativa se incrementó rápidamente desde el inicio de cada VP. El valor máximo de humedad se mantuvo por muchas horas más, inclusive hasta la mañana del día siguiente. Sin embargo, este comportamiento de la humedad solo se observó en la estación WINDA, ubicada en el cuello de la península, mas no fue así en el resto de estaciones como en el Centro de Interpretación (CI) y en la estación ubicada en la casa del Dr. Woodman (Figura 49), ambas ubicadas en la línea de costa. Al parecer la humedad alcanzada fue local y no se expandió a todo el desierto pero fue suficiente para marcar la diferencia entre ambos eventos.

Además, durante la campaña observacional en el desierto (informe ParaSEx) se observó mucha neblina sobre el cuello de la península, es decir sobre la estación WINDA, al finalizar la tarde. Esto redujo la visibilidad y la obstaculizo la obtención de

muestras al culminar cada evento. Por otro lado, la neblina pudo afectar directamente la temperatura de superficie (disminución de temperatura) e incrementar la estratificación de la atmosfera baja; disminuyendo la turbulencia para el siguiente evento del día 8. Esto se pudo observar en la velocidad de fricción registrada durante el día 08 que fue menor que el día anterior a pesar que las condiciones meteorológicas a gran escala fueron similares. La neblina local expresada en humedad local puede ser una muestra de que los factores locales (como la topografía y temperatura) juegan un papel importante en el origen y desarrollo de un VP. Queda claro entonces que un VP podría modificar a otro que ocurra al día siguiente si este logra modificar la velocidad de fricción modulando los factores locales como la humedad especifica según el modelo y lo observado para el día 8. Sin embargo necesitamos analizar más casos similares para reforzar esta hipótesis.

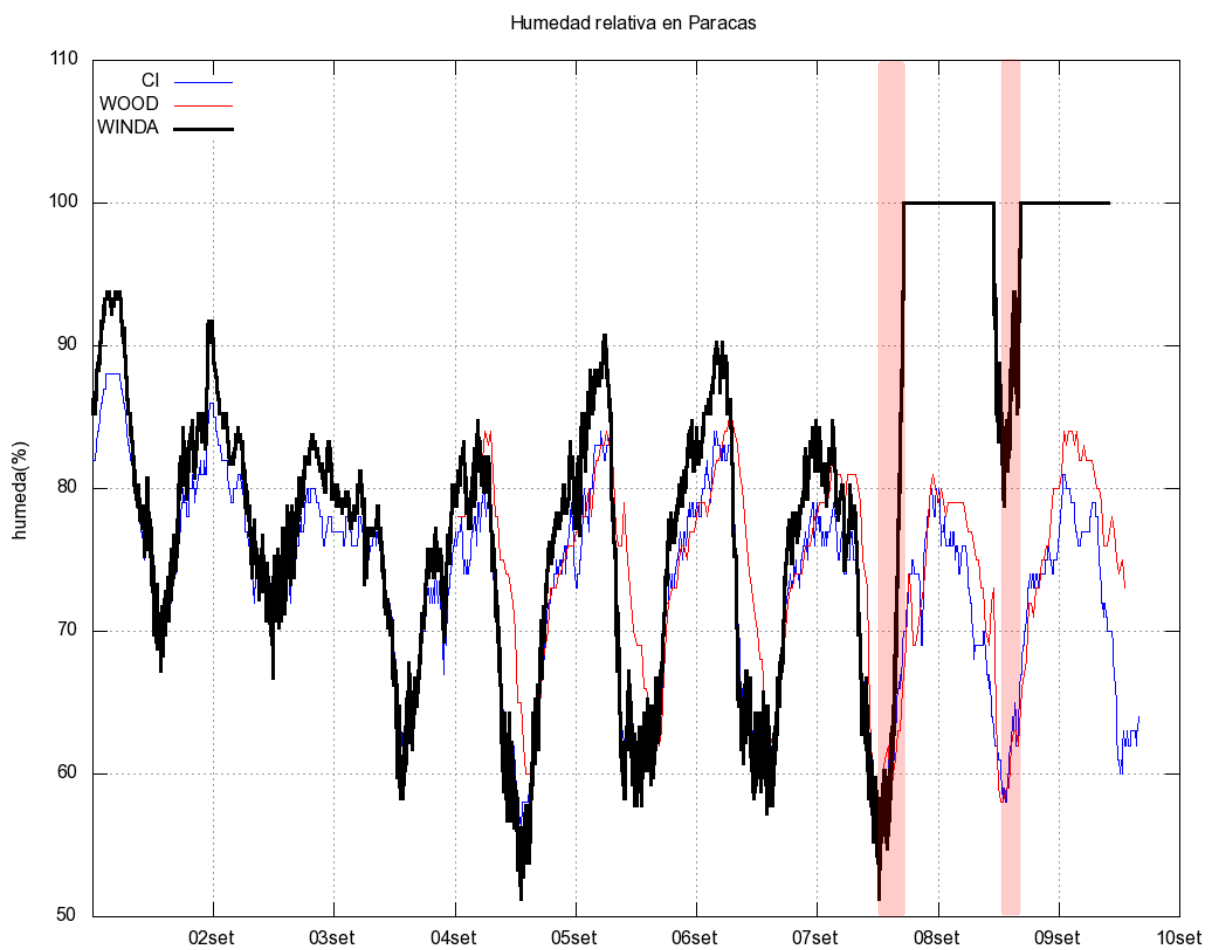


Figura 49. Humedad relativa (%) durante el 1 y 9 de setiembre 2011 registrado en tres estaciones meteorológicas sobre el desierto Paracas.

6. CONCLUSIONES

Los experimentos desarrollados en esta investigación confirman lo expuesto en la hipótesis. Los mecanismos que se encargan de generar un Viento Paracas es una interacción de factores a escala regional y local. Por un lado el viento costero se intensifica desde la madrugada previa al fenómeno mediante un incremento del gradiente de presión latitudinal al sur del Perú entre 15S y 20S alrededor de 75W, y por otro lado, a escala local la topografía tiene un rol importante al canalizar el flujo regional, de manera que, se da origen al fenómeno solo en ciertas regiones del desierto en donde se excede un valor umbral de un parámetro físico que solo se puede cuantificar localmente y que es importante para gatillar el fenómeno. Este parámetro es la velocidad de fricción, que para el caso del desierto de Paracas el valor umbral es 0.72m/s.

Los experimentos numéricos también confirman la importancia del calentamiento solar de la superficie como un factor local muy relevante para el desarrollo del fenómeno ya que influye directamente en la magnitud de la velocidad de fricción a través de su efecto en la turbulencia y en la estratificación.

La simulación de trayectorias mostró que la distribución de la nube de polvo durante un Viento Paracas depende de la dirección del campo del viento a la misma altura. En esta investigación se sugiere que el transporte eólico que se produce por debajo de 350 metros de altura tendría una dirección hacia el noroeste del desierto, es decir, hacia las ciudades aledañas como Paracas, Pisco, Chincha, entre otras, sin embargo, si el material eólico logra alcanzar 600 metros de altura entonces el flujo

tendrá dirección principalmente hacia el océano. La capa entre 350 y 600 metros de altura es una región crítica en que el flujo podría adoptar ambas direcciones.

Los datos observados sugieren que la humedad específica es un factor local relevante para impedir el desarrollo de un VP a pesar de que las condiciones regionales sean favorables, posiblemente por la cohesión de las partículas por humedad superficial, sin embargo queda pendiente corroborar esta hipótesis con mayor un número de eventos simulados. Además, se identificó un región de incremento de la presión local al norte de la península durante la tarde del día 8 de setiembre el cual impacto en el viento disminuyendo las magnitudes de velocidad en las potenciales fuentes de polvo (WindA) en comparación al evento del día anterior.

Es importante destacar la importancia de contar ahora con un modelo numérico de muy alta resolución (modelo MM5/trayec), específicamente para el estudio del Viento Paracas, el cual se logró en el transcurso de esta tesis y se puede considerar un aporte importante a la comunidad científica.

PERSPECTIVAS

La modelación numérica fue parte importante de esta investigación por la motivo, el modelo numérico MM5 es una herramienta computacional que ahora está adaptado al estudio del Viento Paracas por tal motivo es importante continuar utilizándolo para probar mecanismos físicos del fenómeno como el mecanismo hidráulico propuesto en esta tesis y además realizar otros experimentos numéricos que confirmen la importancia de los efectos locales tal como el de suprimir la topografía local en nuevas simulaciones.

Por otro lado, el modelo trajec.f (*modelo offline*) se encuentra también operativo y se planea mejorar más la física del modelo de manera que incorpore procesos turbulentos de la atmosfera (por ejemplo el método propuesto por Hall, 1974 , método de Random Walk) y represente mejor el transporte de las partículas durante un Viento Paracas. Cabe señalar que este modelo trajec.f puede ser empleado en otras áreas afines como por ejemplo en el transporte de cenizas volcánicas, que es en el que se está utilizando actualmente, esta información está disponible en: <http://www.met.igp.gob.pe/volcanes/> .

La campaña observacional del Viento Paracas dejó información valiosa sin precedentes como el cálculo de los perfiles de viento durante el evento, sin embargo esta campaña se podría realizar nuevamente utilizando instrumentos más complejos como anemómetros sónicos, radiosondas y/o perfiladores de viento de manera que se pueda obtener más información del evento y se conozca aún más del proceso interno

del fenómeno para corroborar el mecanismo físico local propuesto en esta investigación.

Por último, una manera opcional de estudiar al detalle las distribuciones horizontales de la nube de polvo durante un Viento Paracas, y que quedo pendiente de esta investigación, es usar imágenes satelitales de alta resolución como las de AQUA/TERRA MODIS y aplicar técnicas de teledetección como la propuesta por Mei (2008) en el que se utilizan la reflectividad de los aerosoles suspendidos en la atmosfera y la temperatura de brillo como variables e indicadoras para trazar trayectorias y distribuciones de la pluma de polvo durante una tormenta sobre el desierto del Sahara.

BIBLIOGRAFIA

Albert A., Echevin V., Lévy M., and Aumont O. Impact of nearshore wind stress curl on coastal circulation and primary productivity in the Peru upwelling system. *Journal of Geophysical Research*. 2010; 115:1-13.

Bakun A. Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling. *Science*, 1990; 247:198–201.

Belmadani A., Echevin V., Codron F., Takahashi., Juncas C. What drives future wind scenarios off the coast of Peru and Chile?. *Climate Dynamics*. 2013.

Boyd PW, Mackie D.S., and Hunter K.A. Aerosol iron deposition to the surface ocean-Modes of iron supply and biological responses. *Elsevier*. 2010; 30:1108–1119.

Businger J., Wyngaard J., Izumi Y. and Bradley E. Flux-Profile Relationships in the Atmospheric Surface Layer. *Journal of the Atmospheric Science*. 1971; 28:181-189.

Brovkin V, Claussen M., Petoukhov V., and Ganopolski A. On the stability of the atmosphere-vegetation system in the Sahara/Sahel region. *Journal of Geophysical Research*. 1998; 103:31613-31624.

Carlson T. and Benjamin S. Radiative heating rates for Sahara Dust. *American Meteorological Society*, 1980;37,192-213.

Cimorelli A., Perry S., Ventakratram A., Weil J., Paine R., Wilson R., Russel L., Warren P. Brode R. Paumier J. Aeromod: Description of model formulation. U.S. Environmental Protection Agency. 2004: 454;1-82

Dale D. Downslope Winds. Elsevier Science Ltd. 2003; 644-650.

Dale D. Mountain waves and Downslope Winds. Meteorological Monographs. 1990; 23:59-81.

Dewitte, B., S. Illig, L. Renault, K. Goubanova, K. Takahashi, D. Gushchina, K. Mosquera, and S. Purca . Modes of covariability between sea surface temperature and wind stress intraseasonal anomalies along the coast of Peru from satellite observations (2000–2008). Journal of Geophysical Research. 2010; 116:1-16.

Dong Z., Liu X., Wang H., Zhao A., Wang X. The flux profile of blowing sand cloud: a wind tunnel investigation. Elsevier Geomorphology.2002;49:219-230.

Enfield D. Thermally Driven Wind Variability in the Planetary Boundary Layer Above Lima, Peru. Journal of Geophysical Research. 1981; 86:2005-2016.

Escobar D. Evaluación climatológico y sinóptico del fenómeno de vientos paracas. [Tesis de Ingeniería]. Lima (PE): Universidad Nacional Agraria de La Molina; 1993.

Flores V. Modelling Aeolian Transport Processes: Implications for the paleoclimate of the coastal Atacama desert. [Tesis doctoral]. Concepción (CHI): Universidad de Concepcion; 2010.

Flores V., Alfaro S., Muños R., Rutllant J., Caquineau S., Jacobus P., Vargas G.

Aeolian erosion and sand transport over the Mejillones Pampa in the coastal Atacama Desert of northern Chile. 2010;120:312-325.

Garrat J.R. The atmospheric boundary layer. Cambridge University Press. 1992.

Garreaud R. and Rutllant J. Coastal Lows along the Subtropical West of South America: Numerical Simulation of a Typical Case. Monthly Weather Review. 2002;131:891-908.

Gay S. Blowing sand and surface winds in the Pisco to Chala Area, Southern Peru. Journal of Arid Environments. 2005; 61: 101-117 .

Goodman M. An observational study of a land-sea breeze circulation on the coast of Peru. [Thesis of Master]. Florida State (USA). The Florida State University. 1980.

Goudie A. Mega-Yardangs: A Global Analysis. Geography Compass. 2007;1: 65-81

Gutierrez D., Sifeddine A., Field D.B., Ortlieb L., et al. Rapid reorganization in ocean biogeochemistry off Peru towards the end of the Little Ice Age. Biogeosciences. 2009; 6:835-848.

Gutiérrez D., Bouloubassi I., Sifeddine A., et al. Coastal cooling and increased productivity in the main upwelling zone off Peru since the mid-twentieth century. Geophysical Research Letters. 2011; 38:1-6.

Hall C. The simulation of particle motion in the atmosphere by a numerical random-walk model. Quart. K. R. Met. Soc. 1975; 101:235-244

Haug G., Konrad A., Huguen A., Sigman L., Peterson C. Rohl U. Southward Migration of the Intertropical Convergence Zone Through The Holocene. Science Reports. 2001; 293:1304-1308.

Kang J., Yoon S., Shao Y., Kim S. Comparison of vertical dust flux by implementing three dust emission schemes in WRF/chem. Journal of Geophysical Research. 2011; 116, D09202.

Knippertz P. and Todd M. Mineral Dust Aerosol over The Sahara: Meteorological controls on emission and transport and implications for modeling. Reviews of Geophysics. 2012; 50:1-28.

Kurgansky M., Montecinos A., Villagran V., Metzger S. Micrometeorological Conditions for Dust-Devil Occurrence in the Atacama Desert. Springer Science. 2011; 138:285-298.

Mallet M., Chami M., Gentili B. et al. Impact of sea-surface dust radiative forcing on the oceanic primary production: A 1D modeling approach applied to the West African coastal waters. Geophysical Research Letter. 2009; 36:L15828.

Martcorena B. , Bergametti G. Modeling the atmospheric dust cycle: Desing of a soil-derived dust emission scheme. Journal of Geophysical Research. 1995; 100:16415-16430.

Mei D., Xiushan L. Lin S. and Ping W. A Dust-Storm process dynamic monitoring with multi-temporal Modis data. Remote Sensing and Spatial Information Sciences. 2008; 37(part B7):965-970.

Nichols G. Sedimentology and Stratigraphy. Wiley-Blackwell. 2009; 2:1-418.

Lindzen R. and Nigam S. On the Role of Sea Surface Temperature Gradients in Forcing Low-Level Winds and Convergence in the Tropics. Journal of the atmospheric Sciences. 1987;44:2418-2436.

Klein S. and Hartmann S. The Seasonal Cycle of Low Stratiform Clouds. Journal of Climate. 1993;6:1587-1606

Okin G., Bullard J., Reynold R. et al. Dust: Small-Scale Processes with Global Consequences. EOS Transactions American Geophysical Union. 2011; 92:241-248.

Perez C. , Nickovic Sloban, Baldasado J. Interactive dust-radiation modeling: A Step to improve weather forecasts. Journal of Geophysical Research. 2006;111:1-17.

Quijano A., Sokolik I., Toon B. Radiative heating rates and direct radiative forcing by mineral dust in cloudy atmospheric conditions. Journal of Geophysical Research. 2000;105:12207-12219.

Quijano J. Simulación de la dinámica del viento superficial sobre la costa de Ica utilizando el modelo numérico de la atmosfera de mesoescala MM5. Tesis para optar por el título de Ingeniero Mecánico de Fluidos . UNMSM, 2011; 1:1-150.

Sassen K., Demott P., Prospero J., Poellot M., Saharan dust storm and indirect aerosol effects on clouds: CRYSTAL-FACE result. *Geophysical Research Letters*. 2003; 30:1-4.

Saukel C., Lamy F., Brend J., et al. Distribution and provenance of wind-blown SE Pacific surface sediments. *Marine Geology*. 2011; 30:1-13

Shao Y., Wyrwoll K., Chappell A., et al. Dust cycle: An emerging core theme in Earth system science. *Aeolian Research*. 2011; 2: 181-204

Shao Y. Physics and modeling of wind erosion. Springer. 2008; 38: 1-447

Shao Y., Yang Y., Wang J., Zhenxin S., et al. Northeast Asian dust storms: Real time numerical prediction and validation. *Journal of Geophysical Research*. 2003; 108:1-18.

Stull R. An introduction to Boundary Layer Meteorology. Kluwer Academic Publishers. 1988; 1:1-670.

Takahashi K. , Battisti D. Processes Controlling the Mean Tropical Pacific Precipitation Pattern. Part I: The Andes and the Eastern Pacific ITCZ. *Journal Of Climate* Volume. 2006; 20: 3434-3451.

Takahashi K., Montecinos A., Goubanova K. and Dewitte B. ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophysical Research Letter*. 2011; 38: L10704.

Takahashi K. Thermotidal and land-heating forcing of the diurnal cycle of oceanic surface winds in the eastern tropical Pacific. *Geophysical Research Letters*. 2012; 39.

Zuta S, Guillén O. Oceanografía de las aguas costeras del Perú. *Bol Inst Mar Perú*. 1970; 2:157-324.