



**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN  
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA, A.C.**

**POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS**

**Vientos de Santa Ana y tormentas de polvo en el  
noroeste de México**

Tesis que presenta

**Christian Adrián Álvarez Báez**

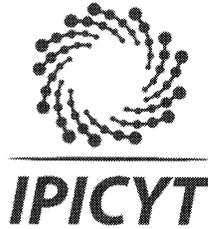
Para obtener el grado de

**Maestro(a) en Geociencias Aplicadas**

**Director de la Tesis:**

**Dr. José Noel Carbajal Pérez**

San Luis Potosí, S.L.P., junio de 2017



## Constancia de aprobación de la tesis

La tesis "***Vientos de Santa Ana y tormentas de polvo en el noroeste de México***" presentada para obtener el Grado de Maestro en Geociencias Aplicadas fue elaborada por **Christian Adrián Álvarez Báez** y aprobada el **diez de julio de dos mil diecisiete** por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Ciencias Ambientales del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

**Dr. José Noel Carbajal Pérez**  
Director de la tesis

**Dr. Luis Felipe Pineda Martínez**  
Miembro del Comité Tutorial

**Dr. José Tuxpan Vargas**  
Miembro del Comité Tutorial

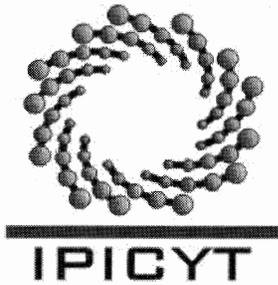
**Dr. José Alfredo Ramos Leal**  
Miembro del Comité Tutorial



## **Créditos Institucionales**

Esta tesis fue elaborada en la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la dirección del Dr. José Noel Carbajal Pérez.

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (590388) y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



# Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

## Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 028 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Maestría en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 10 días del mes de julio del año 2017, se reunió a las 12:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

<b>Dr. Luis Felipe Pineda Martínez</b>	<b>Presidente</b>	<b>UAZ</b>
<b>Dr. José Tuxpan Vargas</b>	<b>Secretario</b>	<b>IPICYT</b>
<b>Dr. José Alfredo Ramos Leal</b>	<b>Sinodal</b>	<b>IPICYT</b>
<b>Dr. José Noel Carbajal Pérez</b>	<b>Sinodal</b>	<b>IPICYT</b>

a fin de efectuar el examen, que para obtener el Grado de:

**MAESTRO EN GEOCIENCIAS APLICADAS**

sustentó el C.

**Christian Adrián Álvarez Báez**

sobre la Tesis intitulada:

*Vientos de Santa Ana y tormentas de polvo en el noroeste de México*

que se desarrolló bajo la dirección de

**Dr. José Noel Carbajal Pérez**

El Jurado, después de deliberar, determinó

**APROBARLO**

Dándose por terminado el acto a las 13:05 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición del interesado y para los fines que al mismo convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 10 días del mes de julio de 2017.

**Dr. Horacio Flores Zúñiga**  
Secretario Académico

**Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez**  
Jefa del Departamento del Posgrado



*Dedicado a mi familia  
y mi esposa*

## **Agradecimientos**

Quiero agradecer a mi comité tutorial por todos sus comentarios que me guiaron para poder finalizar con un trabajo satisfactorio.

Al Dr. Carbajal que, como mi asesor, me apoyó enormemente con su constante retroalimentación y guía, además de su paciencia.

A todos mis amigos y compañeros que me acompañaron en todo el trayecto hasta este punto.

A mis padres y mis hermanos por su infinito apoyo y motivación.

Finalmente, a mi esposa por su incondicional apoyo y sus constantes palabras de ánimo que me ayudan a acercarme a cualquier meta.

# Contenido

Constancia de la aprobación de la tesis	ii
Créditos institucionales	iii
Acta de examen	iv
Dedicatorias	v
Agradecimientos	vi
Contenido	vii
Lista de tablas	x
Lista de figuras	xi
Resumen	xvi
Abstract	xvii

## Capítulo 1. Introducción

1.1 Los vientos de Santa Ana, un problema ambiental	1
1.2 Objetivos	4
1.3 Tormentas de viento de ladera descendente y vientos canalizados	4
1.4 Vientos tipo föehn	5
1.5 Origen y naturaleza de los vientos de Santa Ana	7
1.6 Desertificación	9
1.7 Tormentas de polvo	10
1.8 Velocidad mínima de erosión	11
1.9 PM10 y el creciente interés	12

## Capítulo 2. Área de estudio

2.1 Provincias Fisiográficas del noroeste de México	14
2.1.1 Península de Baja California	14
2.1.1.1 Tipos de suelo de la Península de Baja California	15
2.1.1.2 Uso de suelo y vegetación de la Península de Baja California	16
2.1.2 Llanura Sonorense	16
2.1.2.1 Tipos de suelo de la Llanura Sonorense	17
2.1.2.2 Uso de suelo y vegetación de la Llanura Sonorense	18
2.1.3 Llanura Costera del Pacífico	18
2.1.3.1 Tipos de suelo de la Llanura Costera del Pacífico	19
2.1.3.2 Uso de suelo y vegetación de la Llanura Costera del Pacífico	20
2.2 Clima del noroeste de México	20
2.3 Golfo de California	21
2.4 Lado Extranjero	23
2.4.1 Tipo de uso de suelo y vegetación del sur de California	23
2.4.2 Clima del sur de California	24

## **Capítulo 3. Simulación numérica de tormentas de polvo**

3.1 Metodología	25
3.2 Uso del WRF-Chem en la modelación de transporte de polvo	26
3.3 Descripción del modelo WRF-Chem 3.6.1	27
3.3.1 Proceso de modelación del WRF-Chem	28
3.3.2 Apartado químico dedicado a la emisión de polvo	30
3.3.2.1 Esquema de polvo GOCART	30
3.3.2.2 Esquemas de emisión de polvo de Shao	31
3.4 Configuración del modelo	32
3.4.1 Parametrizaciones físicas y químicas	32
3.4.2 Datos	33
3.5 Caso de estudio	33

## **Capítulo 4. Resultados**

4.1 Temperatura	36
4.2 Humedad relativa	37
4.3 Análisis de estelas	38
4.3.1 Análisis sobre estela A	39
4.3.1.1 Temperatura y humedad	39
4.3.1.2 Componente vertical	40
4.3.1.3 Densidad	41
4.3.2 Análisis sobre estela B	42
4.3.2.1 Temperatura y humedad	42
4.3.2.2 Componente vertical	43
4.3.2.3 Densidad	44
4.3.3 Análisis sobre estela C	45
4.3.3.1 Temperatura y humedad	45
4.3.3.2 Componente vertical	46
4.3.3.3 Densidad	47
4.3.4 Análisis sobre estela D	48
4.3.4.1 Temperatura y humedad	48
4.3.4.2 Componente vertical	49
4.3.4.3 Densidad	50
4.4 Gradiente de presión	51
4.4.1 Gradiente de presión en dominio 1	51
4.4.2 Gradiente de presión en dominio 2	52
4.5 Análisis de interacción de vientos con la topografía	53
4.6 Correlación de fuentes de polvo con uso de suelo y vegetación	58
4.7 Concentraciones de PM10	62
4.8 Validación de datos meteorológicos	65

## **Capítulo 5. Interpretación de resultados**

5.1 Estado sinóptico	67
5.2 Estelas de aire seco	68
5.3 Análisis puntual de las estelas	69
5.4 Mecanismo de calentamiento de los vientos de Santa Ana	73
5.5 Mecanismo de descenso del viento	74
5.6 Correlación entre distribución de intensidad de viento y topografía	77
5.7 Concentraciones de PM10	78

<b>Capítulo 6. Conclusiones</b>	<b>81</b>
---------------------------------	-----------

<b>Capítulo 7 Referencias</b>	<b>83</b>
-------------------------------	-----------

## Lista de Tablas

Título	Página
Tabla. 1. Valores de velocidad mínima para diferentes tipos de suelo en el Suroeste de Estados Unidos.	12
Tabla. 2. RMSE de los valores de salida del WRF-chem y los datos meteorológicos observados en la estación de Mexicali.	66
Tabla 3. Información de variables en el pico de velocidad de viento horizontal de cada estela.	72
Tabla 4. Tormentas de polvo con altas concentraciones de PM10 alrededor del mundo.	79

## Lista de figuras

Título	Página
Fig. 1. Gráfica de número de eventos de Santa Ana por año.	2
Fig. 2. Gráfica de promedio de duración de eventos de Santa Ana por año	2
Fig. 3. Imagen satelital de evento del 22 de octubre del 2007	2
Fig. 4. Imagen satelital de evento del 9 de febrero del 2002	3
Fig. 5. Imagen satelital de evento del 27 de noviembre del 2011	3
Fig. 6. Imagen satelital de evento del 2 de febrero del 2011	3
Fig. 7. Circulación de rotor y formación de nubes	5
Fig. 8. Esquema de explicación típica de los vientos de Föhn	6
Fig. 9. Parámetros sugeridos para distinguir tipos de viento föehn	6
Fig. 10. Carta sinóptica de superficie a) 21 de octubre del 2007 y b) 22 de octubre del 2007.	7
Fig. 11. Mapa de elevación sobre el área de estudio del presente trabajo	8
Fig. 12. Tormenta de polvo en Sudan. Imagen satelital del 25 de febrero del 2012	10
Fig. 13. Regiones productoras de polvo a nivel global.	11
Fig. 14 Subprovincias de la provincia de la península de Baja California	15
Fig. 15. Tipos de uso de suelo en la provincia de la Península de Baja California.	16
Fig. 16. Subprovincias en la Llanura Sonorense	17
Fig. 17. Tipos de uso de suelo en la provincia de la Llanura Sonorense	18
Fig. 18. Subprovincias en la Llanura costera del Pacífico	19
Fig. 19. Tipos de suelo en la provincia de Llanura Costera del Pacífico	20
Fig. 20. Tipos de Clima en las tres provincias	21
Fig. 21. Ubicación del Golfo de California	22
Fig. 22 Uso de suelo y vegetación del Sur de California	23
Fig. 23. Clasificación de climas de Köppen del sur de California	24
Fig. 24 Esquema de la metodología seguida en el presente trabajo	26
Fig. 25 Diagrama de flujo del modelo WRF-Chem	29
Fig. 26. Configuración de dominios.	32
Fig. 27. Mapas de análisis de superficie durante el evento del 22 de octubre del 2007	34

Fig. 28. Imagen satelital de tormentas de polvo e incendios del 21 de octubre del 2007	35
Fig. 29. Imagen satelital de tormentas de polvo e incendios del 22 de octubre del 2007	35
Fig. 30. Imagen satelital de tormentas de polvo e incendios del 23 de octubre del 2007	35
Fig. 31. Gráfica de temperatura (C°) y vectores de viento a nivel de superficie en dominio 1 durante el 22 de octubre del 2007	36
Fig. 32. Gráfica de humedad relativa (%) y vectores de viento a nivel de superficie en dominio 1 durante el 22 de octubre del 2007.	37
Fig. 33. Gráficas de ubicación de puntos de muestreo en estelas de aire seco y caliente. Fecha: 22/Oct 12:00 UTC	38
Fig. 34. Series de tiempo de las variables de humedad relativa (%) y temperatura (°C) en a) punto cercano a la costa y b) punto alejado de la costa en estela A.	39
Fig. 35. Series de tiempo de las variables de humedad específica (g/Kg) y temperatura (°C) en a) punto cercano a la costa y b) punto alejado de la costa en estela A.	39
Fig. 36. Series de tiempo de las variables componente vertical W (m/s) y velocidad de viento horizontal (m/s) en a) punto cercano a la costa y b) punto alejado de la costa en estela A.	40
Fig. 37. Series de tiempo de las variables componente vertical W (m/s) y densidad (Kg/m <sup>3</sup> ) en a) punto cercano a la costa y b) punto alejado de la costa en estela A.	41
Fig. 38. Series de tiempo de las variables de humedad relativa (%) y temperatura (°C) en a) punto cercano a la costa y b) punto alejado de la costa en estela B.	42
Fig. 39. Series de tiempo de las variables de humedad específica (g/Kg) y temperatura (°C) en a) punto cercano a la costa y b) punto alejado de la costa en estela B.	42
Fig. 40 Series de tiempo de las variables componente vertical W (m/s) y velocidad de viento horizontal (m/s) en a) punto cercano a la costa y b) punto alejado de la costa en estela B.	43
Fig. 41. Series de tiempo de las variables componente vertical W (m/s) y densidad (Kg/m <sup>3</sup> ) en a) punto cercano a la costa y b) punto alejado de la costa en estela B.	44
Fig. 42. Series de tiempo de las variables de humedad relativa (%) y temperatura (°C) en a) punto cercano a la costa y b) punto alejado de la costa en estela C.	45
Fig. 43. Series de tiempo de las variables de humedad específica (g/Kg) y temperatura (°C) en a) punto cercano a la costa y b) punto alejado de la costa en estela C.	45

Fig. 44. Series de tiempo de las variables componente vertical W (m/s) y velocidad de viento horizontal (m/s) en a) punto cercano a la costa y b) punto alejado de la costa en estela C.	46
Fig. 45. Series de tiempo de las variables componente vertical W (m/s) y densidad (Kg/m <sup>3</sup> ) en a) punto cercano a la costa y b) punto alejado de la costa en estela C.	47
Fig. 46. Series de tiempo de las variables de humedad relativa (%) y temperatura (°C) en a) punto cercano a la costa y b) punto alejado de la costa en estela D.	48
Fig. 47. Series de tiempo de las variables de humedad específica (g/Kg) y temperatura (°C) en a) punto cercano a la costa y b) punto alejado de la costa en estela D.	48
Fig. 48. Series de tiempo de las variables componente vertical W (m/s) y velocidad de viento horizontal (m/s) en a) punto cercano a la costa y b) punto alejado de la costa en estela D.	49
Fig. 49. Series de tiempo de las variables componente vertical W (m/s) y densidad (Kg/m <sup>3</sup> ) en a) punto cercano a la costa y b) punto alejado de la costa en estela D.	50
Fig. 50. Gráficas de presión a nivel del mar (hPa) en dominio 1 durante el evento de octubre del 2007.	51
Fig. 51. Gráficas de presión a nivel del mar en contornos de 2 (hPa) y elevación de terreno en dominio 2.	52
Fig. 52. Gráfica de temperatura °C. La línea negra representa la ubicación de corte realizado en dominio 2.	54
Fig. 53. Fig. 53. Cortes verticales de a) Temperatura C°, b) Velocidad de viento (m/s) y c) Velocidad de componente vertical (m/s) a las 12:00 UTC del 20 de octubre.	55
Fig. 54. Cortes verticales de a) Temperatura C°, b) Velocidad de viento (m/s) y c) Velocidad de componente vertical (m/s) a las 8:00 UTC del 21 de octubre.	55
Fig. 55. Cortes verticales de a) Temperatura C°, b) Velocidad de viento (m/s) y c) Velocidad de componente vertical (m/s) a las 10:00 UTC del 21 de octubre.	56
Fig. 56. Cortes verticales de a) Temperatura C°, b) Velocidad de viento (m/s) y c) Velocidad de componente vertical (m/s) a las 12:00 UTC del 21 de octubre.	56
Fig. 57. Cortes verticales de a) Temperatura C°, b) Velocidad de viento (m/s) y c) Velocidad de componente vertical (m/s) a las 12:00 UTC del 22 de octubre.	57
Fig. 58. Cortes verticales de a) Temperatura C°, b) Velocidad de viento (m/s) y c) Velocidad de componente vertical (m/s) a las 12:00 UTC del 23 de octubre	57

Fig. 59. Imagen satelital del 22 de octubre del 2007 con acercamiento a una fuente emisora de polvo rojo.	58
Fig. 60. Uso de suelo y vegetación sobre fuente 1 del 22 de octubre del 2007.	58
Fig. 61. Imagen satelital del 21 de octubre del 2007 con acercamiento a una fuente de emisión de polvo.	59
Fig. 62. Uso de suelo y vegetación sobre fuente 1 del 21 de octubre del 2007.	59
Fig. 63. Imagen satelital del 21 de octubre del 2007. El cuadro rojo denota el área de emisión de polvo.	60
Fig. 64. Uso de suelo y vegetación sobre fuente (cuadro rojo) del 21 de octubre del 2007.	60
Fig. 65. Imagen satelital del 21 de octubre del 2007 con acercamiento a una fuente de emisión de polvo ubicada sobre Tijuana.	61
Fig. 66. Uso de suelo y vegetación sobre fuente (cuadro rojo) del 21 de octubre del 2007.	61
Fig. 67. Gráfica de concentraciones de PM10 (ug/m3) y vectores de viento. A) 22/Oct 00:00 UTC B) 22/Oct 06:00 UTC C) 22/Oct 12:00 D) 22/Oct 18:00 UTC.	62
Fig. 68. Gráfica de concentraciones de PM10 (ug/m3). A) 22/Oct 00:00 UTC B) 22/Oct 06:00 UTC C) 22/Oct 12:00 D) 22/Oct 18:00 UTC.	63
Fig. 69. Gráfica de las concentraciones de PM10 (ug/m3) con ubicación de puntos de muestreo. 22 de octubre a las 21:00 UTC.	64
Fig. 70. Series de tiempo de concentración de PM10 (ug/m3) modelada en 4 ciudades. a) San Diego, b) Ensenada, c) Mexicali y d) Tijuana.	65
Fig. 71. Series de tiempo de comparación de variables meteorológicas. En a) humedad relativa modelada con humedad relativa observada (%) y b) velocidad de viento modelada con velocidad de viento observada (m/s).	65
Fig. 72. Series de tiempo de comparación de variables meteorológicas. En a) temperatura modelada con temperatura observada (%) y b) presión a nivel del mar modelada con presión a nivel del mar observada (m/s).	66
Fig. 73. Carta sinóptica en superficie del 22/oct a las 00:00 UTC. Las flechas rojas indican la dirección del viento.	67
Fig. 74. Gráficas de a) Humedad relativa (%) y b) Anomalías de temperatura. Incluye la ubicación de puntos de muestreo para análisis (puntos de colores). Fecha 22/ oct 16:00 UTC.	69

Fig. 75. Gráficas a nivel de suelo de a) velocidad vertical W (m/s) y b) densidad (kg/m <sup>3</sup> ) con letras negras indicando posición de las estelas secas. Fecha 22/oct 16:00 UTC.	71
Fig. 76. Gráfica de presión a nivel del mar (hPa) en dominio 1. Fecha: 22/oct 16:00 UTC.	73
Fig. 77. Secciones transversales de a) Humedad relativa (%) y c) temperatura (°C).	74
Fig. 78. Esquema de la teoría de la cascada según Rossman.	75
Fig. 79. Esquema de la teoría de la aspiración horizontal según Ficker.	75
Fig. 80. Esquema de la teoría de la aspiración vertical según Streiff-Becker.	76
Fig. 81. Secciones transversales de temperatura (°C) en a) 21/Oct 10:00 UTC y b) 21/Oct 22:00 UTC.	76
Fig. 82. Gráfica de elevación de terreno (m) del área de estudio. Las líneas blancas indican los pasos entre la cadena montañosa.	77
Fig. 83. Gráfica de intensidad de viento (m/s) a nivel de superficie en dominio 1.	78
Fig. 84. I) gráfica de concentración de PM <sub>10</sub> (ug/m <sup>3</sup> ) y II) Imagen satelital del 22/Oct del 2007.	79

# Resumen

## Vientos de Santa Ana y tormentas de polvo en el noroeste de México

PALABRAS CLAVE: viento, Santa Ana, Föhn, polvo, PM10, México, modelación.

Los vientos de Santa Ana representan un fenómeno meteorológico de gran impacto ambiental en el noroeste de México y suroeste de USA. Se presentan los resultados del estudio de los vientos de Santa Ana en el evento de octubre del 2007. El trabajo abarca aspectos tales como la modificación extrema de las variables meteorológicas, la formación de tormentas de polvo causadas por el paso de los vientos de Santa Ana y las condiciones sinópticas presentes. Este estudio se llevó a cabo en cuatro pasos principales. El primero consistió en la adquisición y análisis de imágenes satelitales (MODIS) dentro del periodo 2002-2016 para la selección de un evento con emisión de polvo. Después se identificó y correlacionó las fuentes de emisión de polvo con el tipo de uso de suelo y vegetación. Posteriormente se aplicó el Weather Research and Forecasting Model en conjunto con el módulo químico (WRF-Chem). Finalmente se visualizó e interpretó los resultados de la modelación del evento. La presente investigación permitió documentar la formación de estructuras definidas de aire seco y caliente pertenecientes a los vientos de Santa Ana. Se correlacionó estas estructuras con las áreas de menor altura topográfica en la península de Baja California donde la intensidad del viento fue mayor. Estas zonas de mayor intensidad de viento coinciden con las emisiones de polvo más relevantes. Esta investigación profundiza en el comportamiento vertical del aire a lo largo de la costa de la península de Baja California y California. Los resultados indican que el mecanismo de calentamiento de los vientos de Santa Ana en la península de Baja California consiste en el descenso de masas de aire de mayor altura. El desierto de Altar y la costa de Sonora son una enorme fuente de PM10, llevando concentraciones de hasta 9000 ug/m<sup>3</sup> sobre el Golfo de California. Las concentraciones de PM10 sobre ciudades densamente pobladas como San Diego, Mexicali, Ensenada y Tijuana, son superiores a lo permitido por la norma oficial de salud mexicana durante el paso de los vientos de Santa Ana en el evento de octubre del 2007.

# Abstract

## **Santa Ana Winds and dust storms in northwest Mexico**

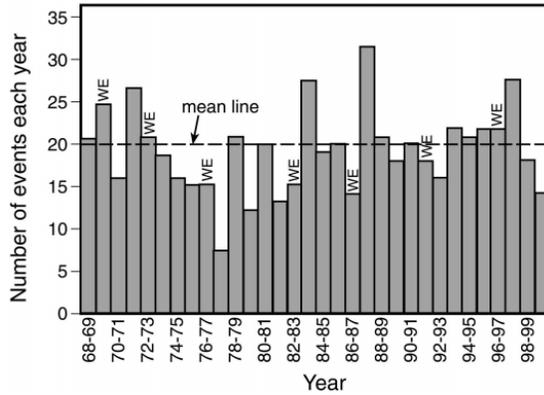
KEYWORDS: wind, Santa Ana, Föhn, dust, PM10, Mexico, numerical simulation.

Santa Ana winds represent a meteorological phenomenon with great environmental impact in the northwest Mexico and southwest USA. Results of the research about Santa Ana winds from the October 2007 event are presented. This work covers aspects such as the extreme modification of meteorological variables, the formation of dust storms caused by Santa Ana winds and the present synoptic conditions. This research was conducted in four main steps. The first one consisted on the satellite images (MODIS) acquisition and analysis between the period of 2002-2016 for the selection of an event with dust emission. The sources of dust emission were then identified and correlated with their type of land use and vegetation. The Weather Research and Forecasting Model was then applied along with the chemical module (WRF-Chem). Finally, the results of the modeling of the event were visualized and interpreted. This research allowed to document the formation of defined structures of hot and dry air belonging to the Santa Ana winds. These structures were correlated with the areas with the lowest topographic height in the Baja California peninsula where the wind intensity was higher. These zones of greater wind intensity coincide with the most relevant dust emissions. This research delves into the vertical air behavior along the coast of the Baja California peninsula and southern California. Results indicate that the heating mechanism of Santa Ana winds in the Baja California peninsula consists of descending air masses from greater height. Altar Dessert and the Sonora coast are a vast source of PM10, carrying up to 9000 ug/m<sup>3</sup> above the California Gulf. PM10 concentrations over densely populated cities as San Diego, Mexicali, Ensenada and Tijuana, are higher than allowed by the Official Mexican Standard during the Santa Ana winds in the October 2007 event.

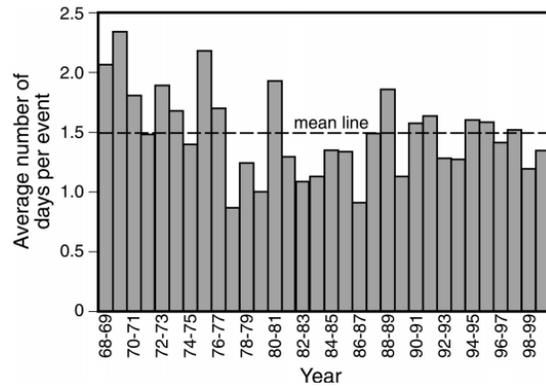
## Introducción

### 1.1 Los vientos de Santa Ana, un problema ambiental

La condición responsable de muchas de las tormentas de polvo en la parte noroeste de México se le denomina vientos de Santa Ana. Los vientos de Santa Ana fueron identificados como flujos föehn en (Carpenter y Gorthwaite, 1914). Estos vientos provienen de zonas desérticas con altas temperaturas y muy baja humedad, desde regiones con un cielo despejado dirigiéndose aproximadamente perpendiculares a las costas de California (Sommers, 1978). Los vientos de Santa Ana son un fenómeno meteorológico que representa un fuerte problema ambiental ya que son capaces de modificar largamente las variables atmosféricas hasta reducir la humedad a valores extremadamente bajos y crear fuertes corrientes de chorro, causando incendios, tormentas de polvo y pérdida económica (Westerling et al., 2004). En el evento de octubre del 2007 los vientos de Santa Ana causaron incendios que quemaron **62.68 km<sup>2</sup>** en el estado de California (Overview, 2008). Las velocidades que se alcanzan durante un evento de Santa Ana **pueden superar los 45 m/s (162 km/hr) en los pasos más favorables por la topografía** (Fovell y Cao, 2016) y la humedad relativa puede caer hasta por debajo del 10% lo cual favorece enormemente el inicio de incendios. **La afectación de los vientos de Santa Ana alcanza zonas densamente pobladas como Tijuana, San Diego, Los Ángeles entre muchas otras.** La frecuencia promedio de los eventos de Santa Ana es de 20 por año (**fig. 1**) con una duración promedio de 1.5 días por evento (**fig. 2**) (Raphael, 2003).



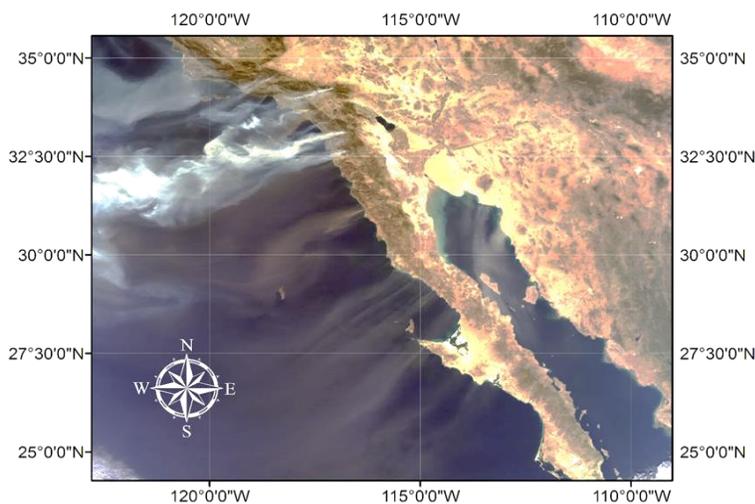
**Fig. 1. Gráfica de número de eventos de Santa Ana por año. La línea punteada indica la media y WE indica un invierno del Niño. Fuente: (Raphael, 2003)**



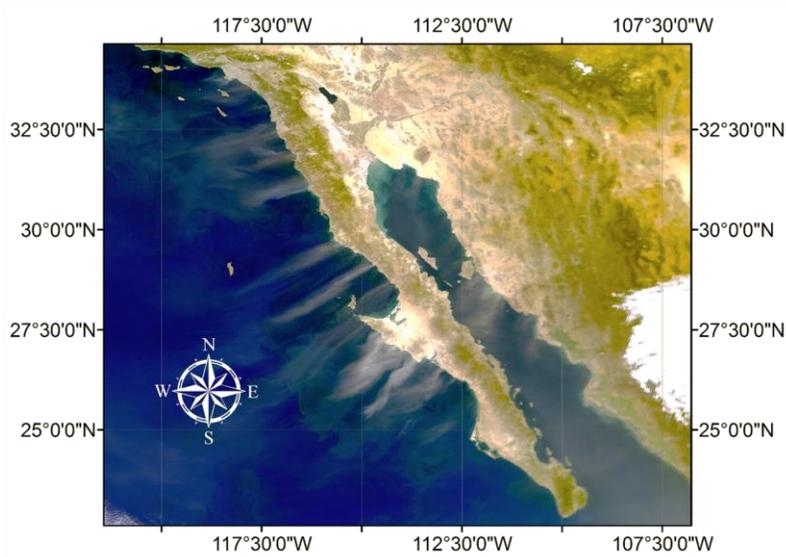
**Fig. 2. Gráfica promedio de duración en días de los eventos de Santa Ana por año. La línea punteada indica la media. Fuente (Raphael, 2003)**

Los vientos de Santa Ana tienen similitud con el viento Föhn aunque se diferencian por la precipitación en la parte alta de las montañas característica de este tipo de viento. Los vientos Föhn son vientos muy secos y calientes que bajan por las pendientes de los Alpes.

Cuando la intensidad del viento es suficiente, los vientos de Santa Ana logran transportar polvo a grandes distancias y esto ha sido capturado en diversas imágenes satelitales (**fig. 3, fig. 4, fig. 5, fig. 6**). Las condiciones dadas en octubre del 2007 causaron tormentas de polvo y grandes incendios en el mismo evento (**fig. 3**).

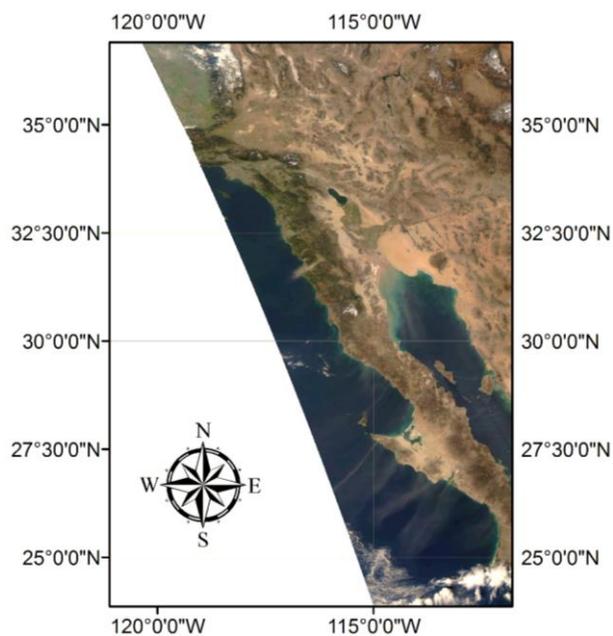
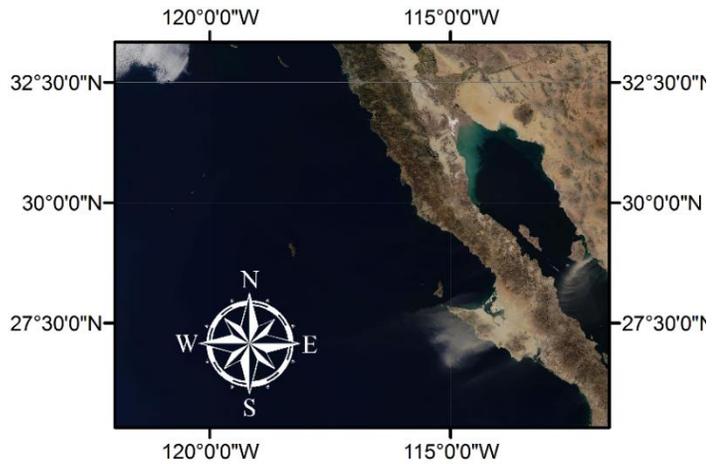


**Fig. 3. Evento de vientos de Santa Ana el 22 de octubre del 2007 Fuente: MODIS Aqua, color natural**



**Fig. 4. Evento de vientos de Santa Ana el 9 de febrero del 2002. Fuente: Proyecto SeaWiFS, NASA/Goddard Space Flight Center, y ORBIMAGE**

**Fig. 5. Evento de vientos de Santa Ana el 27 de noviembre del 2011. Fuente: MODIS Aqua, color natural.**



**Fig. 6. Evento de vientos de Santa Ana el 2 de febrero del 2011. Fuente: MODIS Aqua, color natural.**

## 1.2 Objetivos

El objetivo principal de este estudio es el de profundizar en los aspectos meteorológicos extremos presentes en el evento seleccionado de los vientos de Santa Ana, el estado sinóptico que dio lugar a los vientos de Santa Ana y la formación de tormentas de polvo con la ayuda del modelo WRF-Chem.

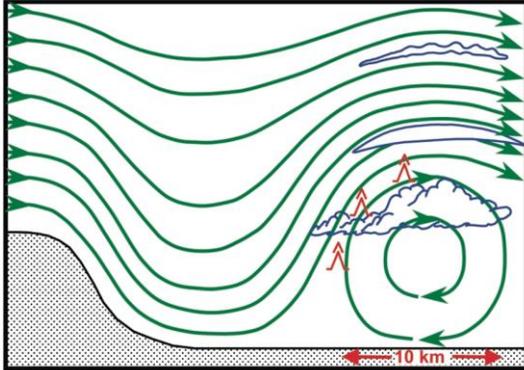
Los objetivos específicos son:

- Estudiar las variables meteorológicas asociadas a los vientos de Santa Ana y los comportamientos predominantes durante el evento seleccionado.
- Estudiar el estado sinóptico presente en el evento
- Analizar la relación entre la distribución espacial de los vientos de Santa Ana y la topografía.
- Definir el tipo de uso de suelo y vegetación al que pertenecen las fuentes de emisión de polvo en el evento elegido.
- Calcular las concentraciones de PM10 generadas durante el caso seleccionado.

## 1.3 Tormentas de viento de ladera descendente y vientos canalizados

Las tormentas de viento de ladera descendente, así como también los vientos canalizados son producto de flujos de aire forzados por la topografía, estas tormentas de viento son un tipo de onda de montaña de gran amplitud que pueden causar corrientes de viento descendente del lado sotavento llevando así ráfagas de baja altura que van acelerándose en el descenso superando de dos a tres veces la velocidad de viento en la cima de la montaña (Durrán, 2003, Jackson et al., 2013). Esta clase de tormentas de viento pueden manifestarse como fuertes vientos con diferentes nombres dependiendo del lugar donde se encuentren (Jackson et al., 2013) y pueden alcanzar las velocidades de un huracán (Nance y Colman 2000), se distinguen de los vientos katabáticos por el proceso dinámico que los genera. Los vientos katabáticos están relacionados a corrientes llevadas por gravedad al enfriarse el aire sobre la superficie de un terreno inclinado, mientras que las tormentas de viento de ladera descendentes son causadas por una capa de aire profunda que se ve forzada a pasar sobre topografía (Durrán, 2003). Algunos ejemplos son los Chinook en las Montañas Rocosas, el Zonda en los Andes de Sudamérica, el Föhn en Europa, el Loo en el norte de la India, el Berg en Sudáfrica o los vientos de Santa Ana en el sur de California. Los ingredientes para una tormenta de viento de ladera descendente son una barrera montañosa lo suficientemente grande, fuertes vientos perpendiculares a la barrera y una atmósfera estable, estos dos últimos a una altura cercana a la cima de la montaña (Jackson et al., 2013).

En un flujo a través de un terreno complejo, la fuerte variación del viento en pequeñas distancias se debe a la formación de rotores y subrotores en el flujo, lo cual es algo común en una tormenta de viento de ladera descendente (**fig. 7**) de (Doyle y Durran, 2004).



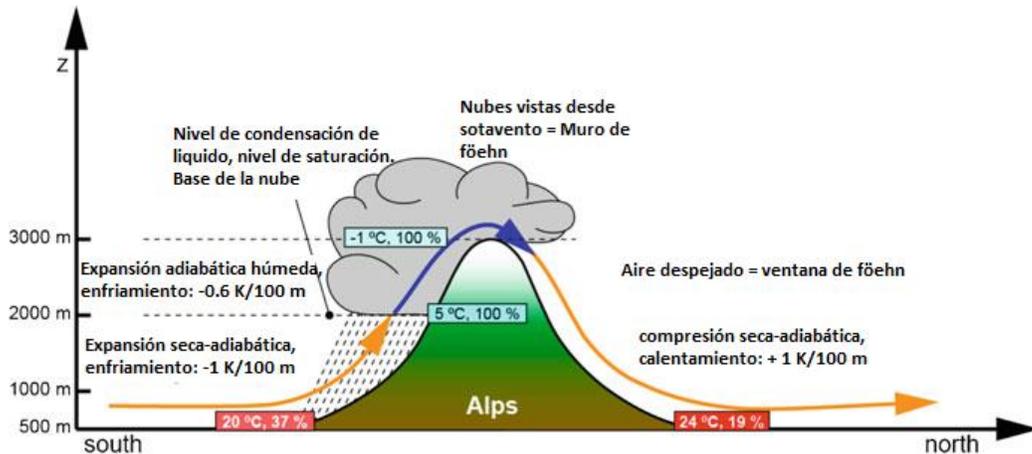
**Fig. 7.** Líneas de flujo ilustrando la circulación de un rotor y su formación de nubes. Las regiones de turbulencia del aire asociado con la circulación del rotor están denotados con símbolos rojos. (Esquema adaptado de Ludlam y Scorer, 1957). Fuente: (Cao, 2015)

Los vientos de ladera descendente pueden ser categorizados en dos grupos, las tormentas de viento caliente (clasificados como del tipo Chinook o föehn) y las tormentas de viento frío (del tipo bora) (Brinkmann, 1973).

## 1.4 Vientos tipo föehn

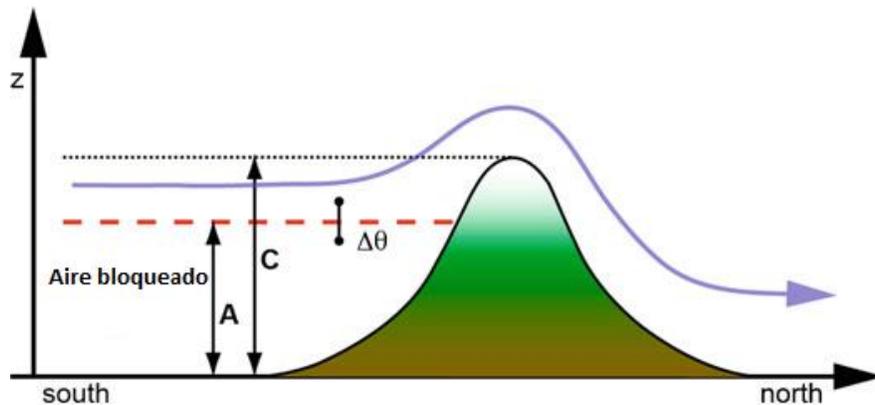
Según (WMO, 1992) el viento föehn puede ser definido como aquel que fue calentado y secado por medio del descenso del lado sotavento de una montaña. Aunque su lugar de origen se encuentra en los Alpes europeos, esta clase de vientos se da en distintas partes del mundo y cuentan con nombres locales.

La explicación clásica (**fig. 8**) que se le ha dado a este tipo de vientos consiste en el forzamiento por presión, a escala sinóptica, de vientos húmedos dirigidos hacia una barrera montañosa que al ascender se ve obligado a perder su humedad por un rápido enfriamiento llevando a la formación de nubes de precipitación. Al descender por el lado sotavento de la montaña, el viento es calentado y secado adiabáticamente dando lugar a un aire seco y con mayor temperatura que la original (Richner y Hächler, 2013).



**Fig. 8.** Esquema de la explicación típica de los vientos de Föhn. Fuente: (Richner y Hächler, 2013).

Fue Julius von Hann el primero en señalar los procesos termodinámicos dentro del fenómeno de föehn aunque su teoría sería modificada de muchas formas en el siglo XX (Seibert, 2005). Esta sencilla explicación no siempre es la correcta. Según (Scorer, 1978), pueden haber dos causas del calentamiento del aire que no incluyen calor por condensación, la primera es la agitación mecánica de una masa estratificada de aire estable y la segunda es el bloqueo del aire detrás de la montaña, siendo este más importante, ya que causa que sea el aire de mayor temperatura potencial el que descienda por el lado sotavento (**fig. 3**).



**Fig. 9.** Parámetros sugeridos para distinguir tipos de viento föehn. A: espesor del aire bloqueado, C: altura de la cima,  $\Delta\theta$ : diferencia de temperatura potencial. Fuente: (Richner y Hächler, 2013).

## 1.5 Origen y naturaleza de los vientos de Santa Ana

Los vientos de Santa Ana tienen su origen en la formación de un centro de alta presión desde el este del Pacífico norte que comienza a desplazarse tierra adentro sobre el estado de California, ya sea en el norte o en el centro (Lynn y Svejovsky, 1984). También se conoce que esta condición puede asociarse a un anticiclón que logra ubicarse sobre la “Great Basin” junto a un sistema de baja presión en la costa de California (Raphael, 2003). Alrededor de este sistema de alta presión se forma un flujo anticiclónico de viento de mesoescala proveniente del desierto que se encuentra a mayor altura que la costa. Este viento es dirigido de forma perpendicular a las costas del sur de California y la península de Baja California.

En la (fig. 10) se aprecian las condiciones sinópticas bajo las cuales se producen los vientos de Santa Ana. Este gradiente de presión en superficie es considerado junto a la humedad en el aire y la dirección del viento, para calcular un índice de Santa Ana por la Universidad de California en San Diego, si las condiciones favorecen el evento climático (fuerte gradiente de presión, muy baja humedad y vientos del noreste) una bandera roja indicará un evento de los vientos de Santa Ana en proceso<sup>1</sup>.

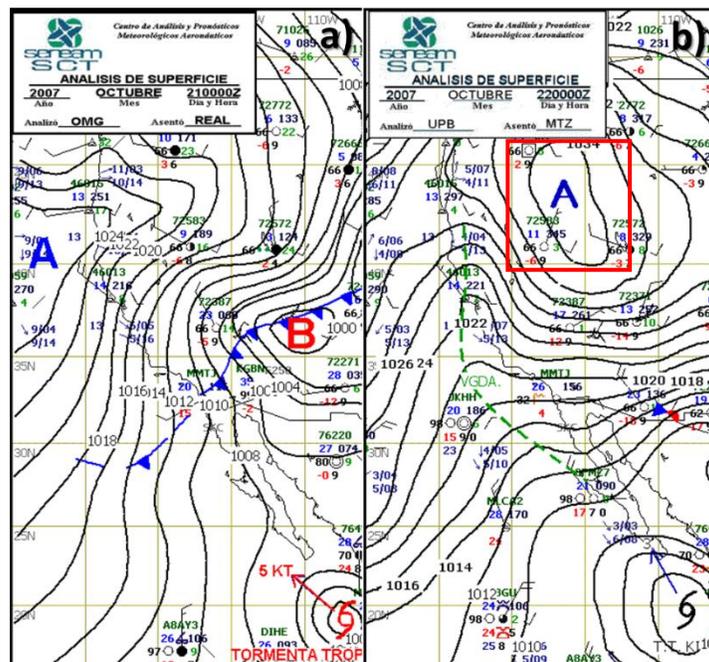
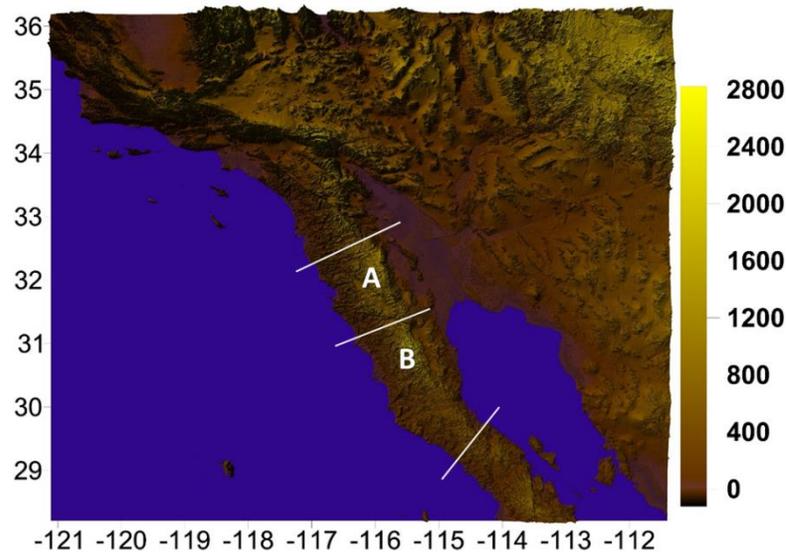


Fig. 10. Carta sinóptica de superficie de a) 21 de octubre del 2007 y b) 22 de octubre del 2007. Se aprecia sistema de alta presión desplazándose tierra adentro para colocarse sobre la “Great Basin” en el estado de Nevada (recuadro rojo). Proporcionada por el Centro de Análisis de Pronósticos Meteorológicas Aerodinámicas.

<sup>1</sup> Fuente: <http://meteora.ucsd.edu/weather.html>

La topografía presente desde el sur de California hasta Baja California tiene un importante papel en la redirección de los vientos y en darle las características propias del aire en medio de un evento de Santa Ana (aire caliente y muy seco) (Castro, 2003) mediante un proceso adiabático de calentamiento por compresión a medida que la masa de aire desciende por las pendientes topográficas<sup>2</sup>. Al sur del estado de California los vientos de Santa Ana son canalizados por los bajos topográficos presentes en la Sierra Nevada, siendo de esta forma acelerados (Jackson et al., 2013). La península de Baja California tiene una cadena montañosa que la recorre de norte a sur, con bajos y altos en su relieve (**fig. 11**) que pueden influir en la distribución del viento.



**Fig. 11.** Mapa de elevación (mts) sobre el área de estudio del presente trabajo. A) Sierra Juárez B) Sierra San Pedro Mártir. Las líneas blancas indican las zonas bajas en la topografía.

A pesar de los efectos negativos de los vientos de Santa Ana, estudios afirman que dichos vientos inducen el ascenso de filamentos fríos a la temperatura de la superficie del océano, de esta forma incrementando la actividad biológica (Trasviña et al., 2003). Además, el polvo emitido en cada uno de estos eventos es transportado al océano donde también puede tener consecuencias positivas que promuevan el incremento de actividad biológica (Hu y Liu, 2003). También se ha descubierto un incremento en las concentraciones de Chlorophyll-a en las aguas de la costa en el océano Pacífico (Castro, 2006).

Aunque los efectos de los vientos de Santa Ana en el océano en Baja California han sido estudiados por (Castro, 2006; Trasviña, 2003; Castro, 2003), los aspectos físicos de la troposfera baja y media han sido raramente estudiados sobre la península de Baja California y las tormentas de polvo jamás han sido analizadas. Diversas simulaciones sobre el efecto de los vientos de Santa Ana a través de

<sup>2</sup> <http://www.laalmanac.com/weather/we23.htm>

variados modelos (incluyendo el utilizado en este trabajo, Weather Research and Forecasting, WRF) han sido realizadas con diferentes enfoques como el estudio de incendios en eventos específicos (Fovell y Cao, 2016; Kochanski et al., 2009), mientras que son muy raros los estudios que alcanzan a México e inexistentes los que alcanzan Baja California sobre emisión de polvo y partículas menores de 10  $\mu\text{m}$  (Carmona et al., 2015; Lu et al., 2012).

Durante cada evento de los vientos de Santa Ana, una enorme cantidad de estas partículas logran ser suspendidas en el aire contribuyendo así a la desertificación y el deterioro del suelo. Este trabajo representa la primera aproximación a la simulación numérica de las tormentas de polvo en noroeste de México causadas por los vientos de Santa Ana.

## 1.6 Desertificación

Según la Convención de las Naciones Unidas de Lucha contra la Desertificación (UNCOD), la desertificación es definida como “la degradación de las tierras de zonas áridas, semiáridas y subhúmedas secas, resultante de diversos factores, tales como las variaciones climáticas y las actividades humanas.” De la misma forma, la degradación es definida como “la reducción o la pérdida de la productividad biológica o económica de las tierras secas.”

La presencia del hombre altera el balance natural. Se ha estudiado los efectos en el cambio de uso y cobertura de suelo en el cambio del clima global al alterar el balance en la radiación solar, albedo, y diversas propiedades del suelo como su rugosidad, textura y humedad (Chase et al., 2000). Éste cambio de uso de suelo llevado a cabo por el hombre, rompe el equilibrio e inicia procesos de desertificación. En la UNCOD se estableció que el quitar la vegetación natural para darle un nuevo uso al suelo, deja expuesto el suelo. El agua de lluvia cae directamente sobre el suelo, pero el sol formará una delgada corteza en la superficie del suelo que evitará la entrada del agua causando que el nivel del agua subterránea descienda. El suelo, ahora expuesto, es víctima de la erosión transportando el suelo fértil por medio de tormentas de polvo. Todos estos cambios vuelven el suelo inservible para el desarrollo de la vida<sup>3</sup>.

Un ejemplo del impacto que puede tener la acción humana para la provocación de tormentas de polvo se encuentra en el denominado “Dust Bowl”. En 1930s un largo periodo de sequía aunado a erosión del suelo y fuertes tormentas de polvo, azotaron las grandes planicies de Estados Unidos. Este evento se caracterizó por un colapso económico y la migración de una enorme cantidad de personas, quedando para la historia como “Dust Bowl” (Seager et al., 2013). Entre los años 1932-39, la precipitación en las Grandes Planicies (Great Plains) fue menor que el 80% de lo

---

<sup>3</sup> (disponible en <http://www.ciesin.org/docs/002-478/002-478.html>).

normal. Y aunque las sequías con estas duraciones no es algo fuera de común, las tormentas de polvo y la erosión excesiva del suelo, hicieron diferente al “Dust Bowl”.

Después de la primera guerra mundial, estas tierras fueron transformadas en cultivos, de esta forma se removieron la vegetación naturalmente resistente a la sequía en las Grandes Planicies (Worster, 1979). Su sustituto fueron tipos de vegetación que, aunque lograron tener gran éxito como cultivos, no pudieron prosperar una vez que los periodos de sequía llegaron en los 1930s. Los cultivos murieron y de esta forma el suelo quedó totalmente expuesto y vulnerable a la erosión. Así, las tormentas de polvo se convirtieron en eventos extremadamente comunes. Se ha estimado hasta 369 millones de toneladas por año la emisión neta (emisión menos deposición) (Cook et al., 2009).

Aunque existen medidas de prevención, las dificultades del control de degradación crecen cuando se tienen en cuenta la variabilidad del clima en los procesos de desertificación, además del control de las causas socio-económicas que también toman lugar en la desertificación inducida. (Hellden, 2005). Y aunque abandonar la tierra afectada sería la mejor solución, ejecutar esta idea es difícil en muchos casos. La desertificación es atribuida al cambio climático, pero también a un desequilibrio entre la demanda y el suministro de servicios del ecosistema en las tierras secas (factor antropogénico, cambios de uso de suelo). Una de las principales manifestaciones de la desertificación son las tormentas de polvo. Estas han sido capturadas por satélites alrededor de todo el mundo, y son parte del interés de este trabajo.

## 1.7 Tormentas de polvo

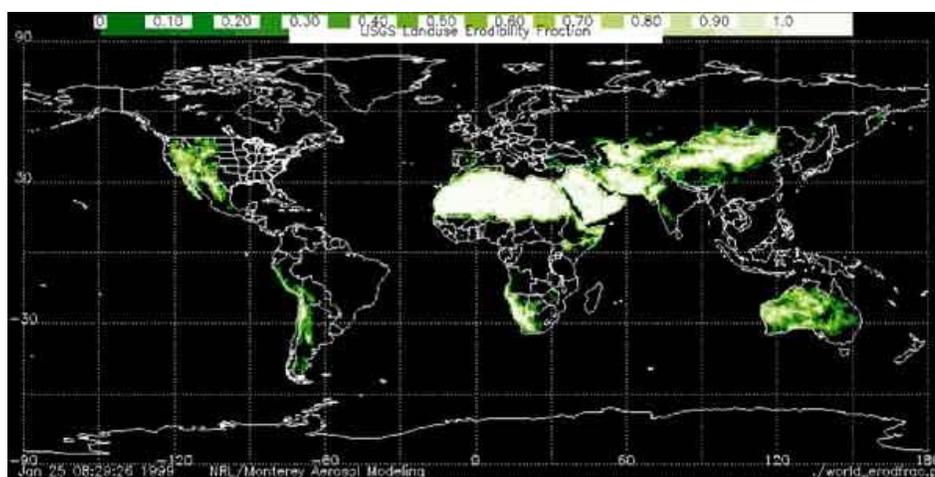
En el desierto, la escasa y dispersa cobertura de vegetación no produce la suficiente fricción para disipar los vientos cerca del suelo, por lo que la velocidad media de viento en los desiertos es alta en promedio, en especial durante el día. Y son las altas temperaturas de la superficie contrastando con las temperaturas del aire sobre ella, las que causan vientos turbulentos, siendo estos los adecuados para levantar partículas del suelo. Estos vientos son los responsables de la generación de tormentas de polvo (Rennó, 2013).



**Fig. 12. Tormenta de polvo en Sudan. Imagen en color real adquirida por MODIS Aqua el 25 de febrero del 2012. Fuente<sup>4</sup>**

<sup>4</sup> <http://earthobservatory.nasa.gov/IOTD/view.php?id=77257>

En un desierto, las partículas de diámetro entre 50 y 500  $\mu\text{m}$  son las primeras en moverse, comenzando un proceso denominado saltación en el cual estas partículas van “botando” por la superficie. Este constante impacto contra la superficie, va convirtiendo a las partículas en partículas cada vez más pequeñas que son alzadas para formar tormentas de polvo que pueden llegar a cubrir grandes áreas (Rennó, 2013). Un sistema climático lo suficientemente grande puede causar que una tormenta de polvo dure por días, estos sistemas son logrados con mayor frecuencia en otoño y primavera. Diversos estudios se han realizado para poder calcular por medio de modelaciones, la cantidad de emisión de polvo generada durante una de estas tormentas de polvo en los desiertos más importantes del mundo, como los asiáticos (Darmenova et al., 2009; Draxler, 2001; Wang, 2012).



**Fig. 13. Regiones de mayor contribución de polvo a nivel global. Las zonas verdes representan las regiones con mayor fracción erosionable, cuyo valor considera el tipo de cobertura de suelo y la humedad presente. Fuente: (NRL, 2009).**

Las tormentas de polvo pueden afectar mucho más allá del área de origen. Uno de los viajes transfronterizos más grandes sucede en el Desierto del Sahara, donde el polvo originado aquí viaja gigantescas distancias llegando hasta el Caribe, Estados Unidos, sobre Europa e incluso América Central y Sur (Harriman, 2014). A pesar de los efectos negativos que puede tener el polvo, en los bosques de Sudamérica y Centroamérica puede propiciar la lluvia (Sivakumar, 2005).

## 1.8 Velocidad mínima de erosión

Para que la superficie comienza a permitir que partículas sean suspendidas en el aire, el viento necesita superar una velocidad mínima. Esta velocidad mínima de erosión depende de las propiedades de la misma superficie del suelo (Goudie y Middleton, 2006). Experimentos han sido llevados a cabo para estimar las

velocidades mínimas de erosión de cierto tipo de superficies dentro de un túnel de viento. Sus resultados indicaban que la velocidad mínima aumentaba con los distintos tipos de suelo expuestos en orden: suelos alterados, dunas de arena, depósitos de arena aluviales y eólicos, suelos de playa alterados, faldas de playa, los centros de playa, y el pavimento del desierto (Gillette et al., 1980).

En el desierto del Sahara, eventos de polvo son asociados a velocidades de viento entre 6.5 m/s y 13.5 m/s, con una media de 10.5 m/s (Helgren y Prospero, 1987). Para las altas planicies del sur Estados Unidos, la velocidad mínima promedio es de 6 m/s (Lee et al., 1993) mientras que, para China, las velocidades mínimas capaces de generar tormentas de polvo se encuentran entre 6.5 m/s y 8.0 m/s (Kurosaki y Mikami 2005; Yabuki et al., 2005).

**Tabla. 1. Valores de velocidad mínima para diferentes tipos de suelo en el Suroeste de Estados Unidos. Fuente: (Brazel, 1991)**

Tipo de superficie	Velocidad mínima de erosión (m/s)
Deshechos de minería	5.1
Canal de río	6.7
Tierra abandonada	7.8
Pavimento de desierto parcialmente formado	8.0
Desierto alterado	8.1
Abanico aluvial	9.0
Arroyo seco	10.0
Desierto plano con poca vegetación	11.0
Desierto con matorrales	11.3
Lago seco inalterado	15.0
Agricultura	15.6
Abanico aluvial con corteza	16.0
Pavimento de desierto maduro	>16.0

## 1.9 PM<sub>10</sub> y el creciente interés

La emisión de material particulado con un diámetro aerodinámico menor a los 10  $\mu\text{m}$  ( $PM_{10}$ ) es una preocupación constante, estas partículas ( $PM_{10}$ ) son capaces de mantenerse suspendidas en la atmósfera el suficiente tiempo para ser inhaladas. Durante una tormenta de polvo, estas partículas son transportadas por cientos e incluso miles de kilómetros alcanzando zonas urbanas. Para esto es necesario que la velocidad de fricción mínima sea superada. Esta se define como la velocidad de fricción requerida para el inicio del movimiento de las partículas, la cual es influenciada por propiedades de la superficie como la humedad del suelo, la concentración de sal y la presencia de elementos rugosos en el suelo (Shao et al., 2011). Las  $PM_{10}$  pueden depositarse en la región extratorácica del tracto respiratorio, siendo producto de una desintegración de partículas más grandes pertenecientes a la corteza terrestre, pero también pueden llevar consigo polen,

esporas, virus o bacterias (NOM, 2014). Diversos estudios han corroborado las afectaciones que tienen la presencia de estas partículas en el sistema respiratorio del hombre (Sun et al., 2013).

Las concentraciones de  $PM_{10}$  durante una tormenta de polvo pueden ser bastante altas. En las islas Canarias, una tormenta de polvo del Sahara puede llevar las concentraciones diarias de  $PM_{10}$  por encima de los  $1000 \mu g/m^3$ . (Goudie y Middleton, 2006). La Norma Oficial Mexicana establece  $75 \mu g/m^3$  como límite de concentración dentro de 24 horas de estas partículas (NOM, 2014) la cual es regularmente superada durante una tormenta de polvo.

Estas partículas son realmente abundantes en la atmósfera, y áreas áridas o semi áridas son una fuente importante de ellas, puesto que sus condiciones de suelos expuestos a la erosión junto a fuertes gradientes verticales de temperatura promueven el transporte de partículas de polvo por viento (Thomas, 2011). Considerando que el Programa Mundial de la ONU para el Medio Ambiente (PNUMA) en el 2010 indicó que una cuarta parte de la masa terrestre (3600 millones de hectáreas) está cubierta por tierras áridas y semi áridas, el estudio de la emisión de polvo debería ser más exhaustivo. Es por eso que ha crecido el interés en la emisión de polvo en los últimos años, ya que se dio a conocer el importante papel que este juega en los sistemas físicos del planeta (Mahowald, 2006). Diversas modelaciones a diferentes escalas han sido realizadas con mayor frecuencia en los últimos años debido al impacto que tiene el transporte de polvo (Wang et al. 2012; Giannadaki et al., 2014). Es importante modelar de manera precisa el transporte del polvo para poder entender los episodios de tormentas de polvo y con ello el impacto de estos en la calidad de aire y el clima. (Wang et al., 2012). Como la simulación de  $PM_{10}$  sobre Bogota (Kumar et al., 2016) la modelación de las emisiones de  $PM_{10}$  y  $PM_{2.5}$  en la frontera entre México y Estados Unidos durante una tormenta de polvo (Carmona et al., 2015), los estudios sobre emisión de  $PM_{10}$  en la parte centro-norte de México en regiones impactadas por el hombre (Pineda et al., 2011) o los diversos estudios sobre las grandes tormentas de polvo asiáticas (Rizza et al., 2016; Liu et al., 2003; Park e In, 2003).

El interés por la modelación de transporte de polvo se ha traducido en el desarrollo de nuevos modelos para la estimación de emisión de polvo. El trabajo de Ginoux et al., (2001) es un ejemplo de modelos basados en la velocidad a 10 m de altura, en los cuales es necesario que el viento supere una velocidad específica a dicha altura para el inicio de emisión de polvo. Otros modelos se basan en una velocidad de fricción mínima (Shao, 2001) aunque este último también involucra el flujo de masa horizontal y las partículas producto de la saltación. En estudios se ha confirmado que un modelo basado en la velocidad de fricción tiene resultados más realistas que aquellos basados en velocidad de superficie (Choi y Fernando, 2008).

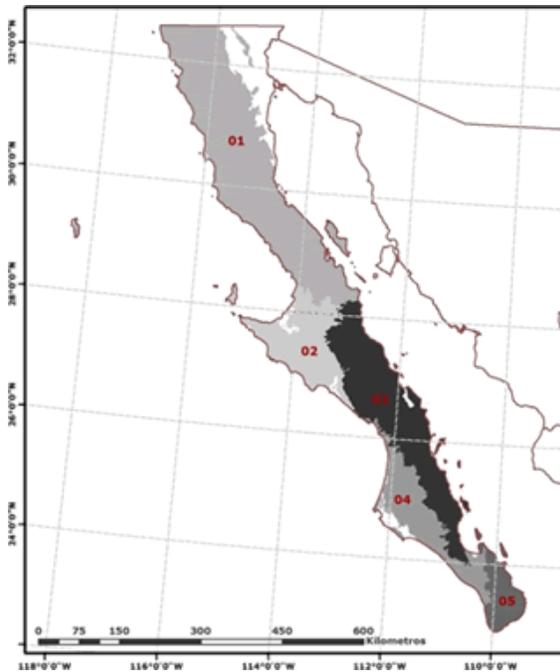
## Área de estudio

Este capítulo comprende los aspectos más relevantes del área de estudio, el cual abarca parte de Estados Unidos y parte de México. El Noroeste de México fue dividido en tres provincias fisiográficas que comparten área con la zona del estudio. Los límites de las provincias fisiográficas mexicanas no están decididos de acuerdo a su uso de suelo, vegetación o tipo de suelo por lo que puede no haber diferencias significativas entre las provincias en relación con estas propiedades. Aun así, se procedió con el objetivo de organizar el área de estudio de México en base a límites oficiales.

### 2.1 Provincias Fisiográficas del Noroeste de México

#### 2. 1. 1 Península de Baja California

La península de Baja California se encuentra precisamente en la península del mismo nombre con una dirección promedio noroeste – sureste. Se encuentra limitada al norte por el Valle de San Joaquín en Estados Unidos, y al sur por el Cabo San Lucas. La provincia tiene un largo de 1430 km de longitud con una anchura media de 75 km, las mayores alturas alcanzan los dos mil doscientos metros de altitud y se encuentran en la parte norte. Esta provincia puede ser dividida a su vez en tres subprovincias y dos discontinuidades (**fig. 14**). La primera subprovincia es la Sierras de Baja California Norte, en el cual las topoformas son muy heterogéneas, encontrándose desde dunas hasta sierras altas y escarpadas. La discontinuidad del Desierto de San Sebastian Vizcaíno en la parte media de la península es conformada por topoformas de llanuras con dunas, constituyendo así una zona desértica formada sobre un suelo altamente salino y cementado. La Subprovincia Sierra de La Giganta se caracteriza por sierras altas y mesetas (INEGI, 1995). La Discontinuidad Llanos de La Magdalena con llanuras con desarrollo de dunas y suelos residuales como las topoformas más comunes en la subprovincia (Ávalos et al., 1999). La subprovincia Del Cabo se conforma por sierras que se extienden de norte a sur de la subprovincia.



1. Sierras Baja California Norte
2. Desierto San Sebastián Vizcaíno
3. Sierra de La Giganta
4. Llanos de La Magdalena
5. Región Del Cabo

Fig. 14. Subprovincias de la provincia de la Península de Baja California. Fuente<sup>5</sup>

### 2.1.1.1 Tipos de suelo de la Península de Baja California

La edafología de la provincia de la Península de Baja California se conforma por los tipos de suelo (CONABIO, 1995):

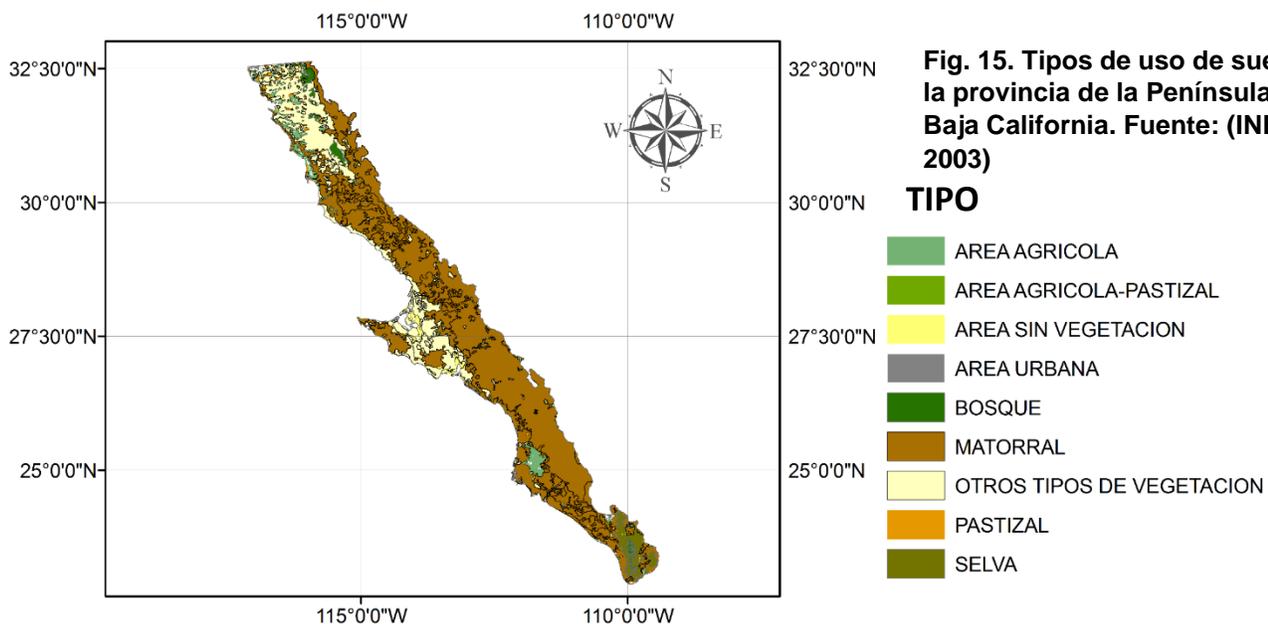
- Cambisol
- Castañosem
- Feozem
- Fluvisol
- Litosol
- Planosol
- Regosol
- Rendzina
- Solonchak
- Solonetz
- Vertisol
- Xerosol
- Yermosol

<sup>5</sup> Disponible en <http://www.paratodomexico.com/geografia-de-mexico/relieve-de-mexico/provincia-peninsula-de-baja-california.html>

### 2.1.1.2 Uso de suelo y vegetación de la Península de Baja California

Los tipos de uso de suelo y vegetación que pueden encontrarse en la Península de Baja California son (INEGI, 2003):

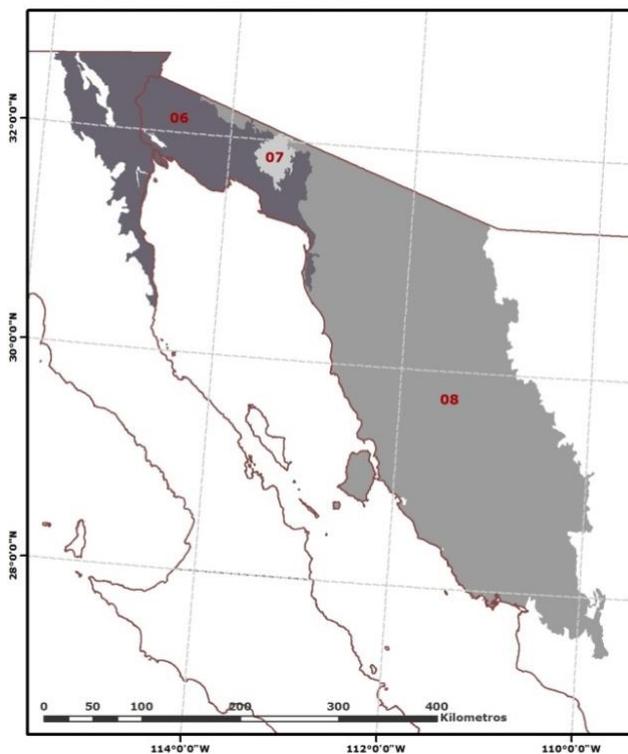
- Área agrícola (3.38%)
- Área agrícola-pastizal (0.001%)
- Área sin vegetación (0.9%)
- Área urbana (0.33%)
- Bosque (1.84%)
- Matorral (68.76%)
- Pastizal (0.7%)
- Selva (2.91%)
- Otros tipos de vegetación (21.07%)



### 2.1.2 Llanura Sonorense

La segunda provincia fisiográfica es la **Llanura Sonorense**. Se encuentra definida por sierras paralelas con una orientación nor-noroeste a sur-suroeste. Estas sierras se encuentran separadas por bajadas de aluviones y llanuras cuya extensión va aumentando hacia la costa. Cabe destacar que las laderas de las montañas tienen una fuerte pendiente y muestran rastros de erosión. El Desierto de Altar, la Laguna Salada y la Sierra del Pinacate con una elevación máxima de 1600 m, son algunos rasgos físicos remarcables de la provincia. Esta provincia se divide a su vez en tres subprovincias: el Desierto de Altar, la Sierra del Pinacate y la subprovincia de Sierras y Llanuras Sonorenses (**fig. 16**) (INEGI, 2008).

## II - LLANURA SONORENSE



6. Desierto de Altar
7. Sierra del Pinacate
8. Sierras y Llanuras Sonorenses

Fig. 16. Subprovincias en la Llanura Sonorense. Fuente<sup>6</sup>

### 2.1.2.1 Tipos de suelo de la Llanura Sonorense

La edafología de la provincia de la Llanura Sonorense se conforma por los tipos de suelo (CONABIO, 1995):

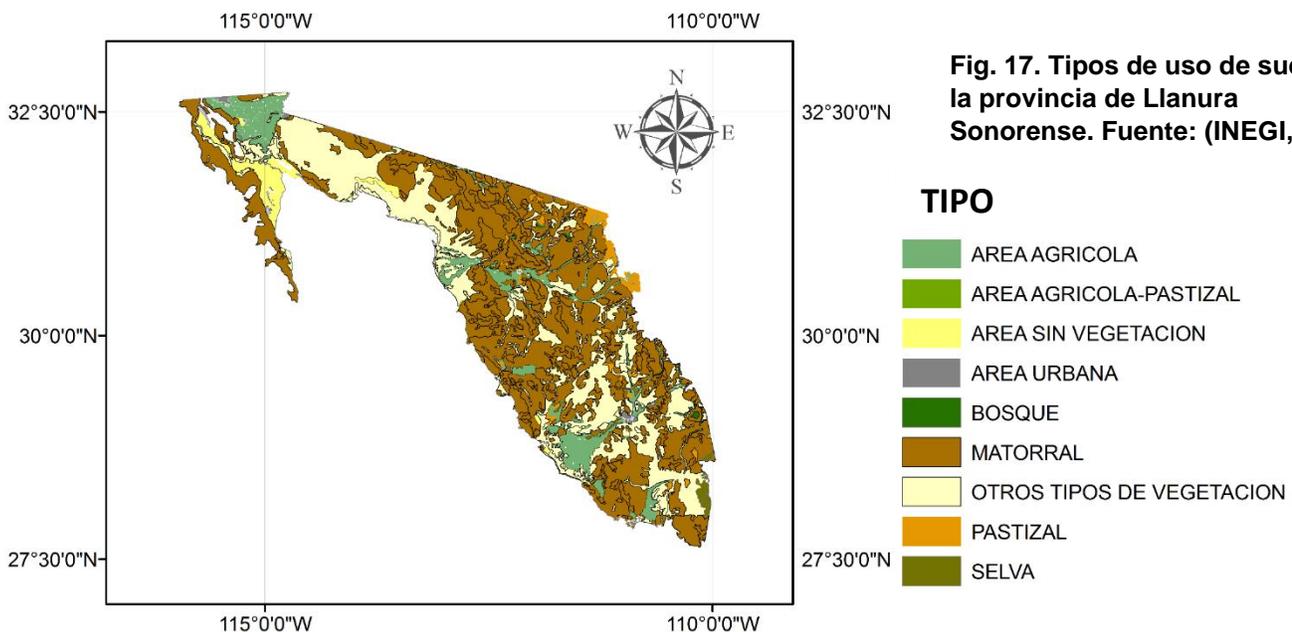
- Cambiosol
- Castañosem
- Feozem
- Fluvisol
- Litosol
- Lluvisol
- Planosol
- Regosol
- Rendzina
- Solonchak
- Vertisol
- Xerosol
- Yermosol

<sup>6</sup> Disponible en <http://www.paratodomexico.com/geografia-de-mexico/relieve-de-mexico/provincia-llanura-sonorense.html>

### 2.1.2.2 Uso de suelo y vegetación de la Llanura Sonorense

Los tipos de uso de suelo y vegetación que pueden encontrarse en la Llanura Sonorense son (INEGI, 2003):

- Área agrícola (7.48%)
- Área agrícola-pastizal (0.01%)
- Área sin vegetación (2.79%)
- Área urbana (0.4%)
- Bosque (0.5%)
- Matorral (55.91%)
- Pastizal (5.78%)
- Selva (1.47%)
- Otros tipos de vegetación (25.56%)



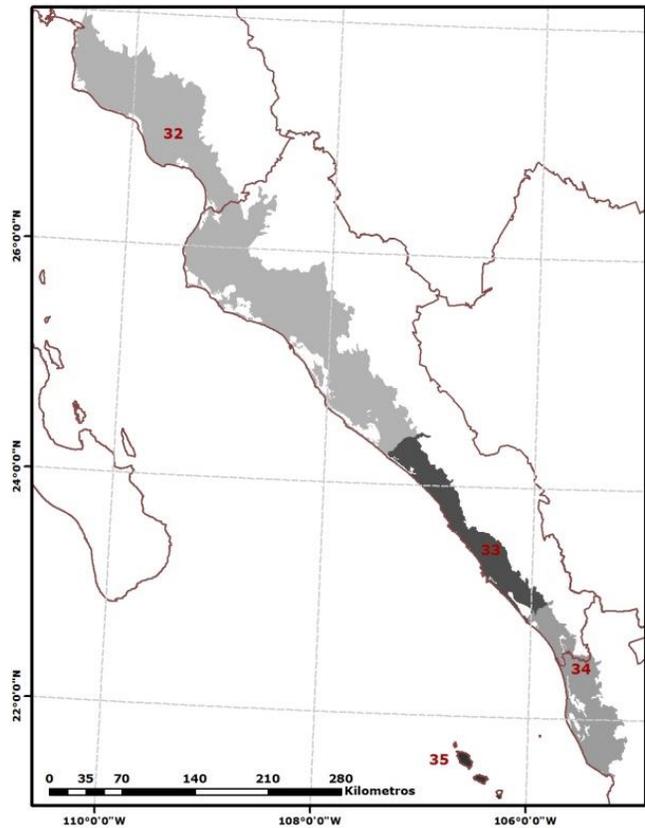
**Fig. 17. Tipos de uso de suelo en la provincia de Llanura Sonorense. Fuente: (INEGI, 2003)**

### 2.1.3 Llanura Costera del Pacífico

La tercera provincia fisiográfica es la **Llanura Costera del Pacífico**. Ocupa zonas costeras de los estados de Sonora, Sinaloa y Nayarit. Con un relieve prácticamente plano, esta provincia se constituye por una llanura costera angosta y alargada compuesta por aluviones transportados desde la Sierra Madre Occidental al mar a través de ríos. La anchura de esta provincia no supera los 65 km. Aunque esta provincia este dividida en cuatro subprovincias (**fig. 18**) (Llanura Costera y deltas de Sonora y Sinaloa, Llanura Costera de Mazatlán, Delta del Río Grande de Santiago, Insular de las Tres Marías), nuestro estudio está más enfocado al

noroeste de México, por lo que la subprovincia de interés es la Llanura Costera y Deltas de Sonora y Sinaloa (INEGI, 2008).

### VII - LLANURA COSTERA DEL PACÍFICO



32. Llanura Costera y Deltas de Sonora y Sinaloa

33. Llanura Costera de Mazatlán

34. Delta del Río Grande de Santiago

35. Insular de las tres Marías

Fig. 18. Subprovincias en la Llanura costera del Pacífico. Fuente<sup>7</sup>

#### 2.1.3.1 Tipos de suelo de la Llanura Costera del Pacífico

En cuanto a la edafología, los tipos de suelo presentes en la Llanura costera del pacífico, en específico sobre la subprovincia de la Llanura Costera y Deltas de Sonora y Sinaloa son (CONABIO, 1995):

- Fluvisol
- Lluvisol
- Litosol
- Regosol
- Rendzina
- Feozem
- Castañozem
- Cambiosol

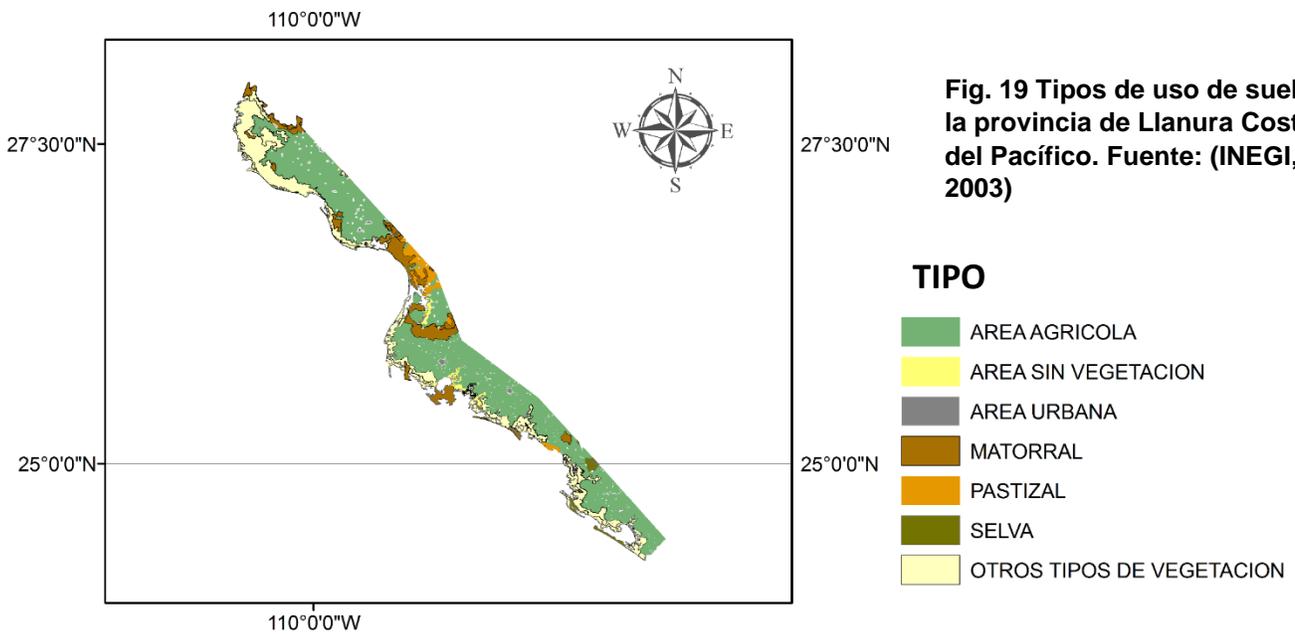
<sup>7</sup> Disponible en <http://www.paratodomexico.com/geografia-de-mexico/relieve-de-mexico/provincia-llanura-costera-del-pacifico.html>

- Solonchak
- Vertisol
- Xerosol
- Yermosol

### 2.1.3.2 Uso de suelo y vegetación de la de Llanura Costera del Pacífico

Los tipos de uso de suelo y vegetación que pueden encontrarse en la de Llanura Costera del Pacífico son (INEGI, 2003):

- Área agrícola (60.91%)
- Área sin vegetación (1.03%)
- Área urbana (1.09%)
- Matorral (15.33%)
- Pastizal (4.86%)
- Selva (1.27%)
- Otros tipos de vegetación (15.48%)



**Fig. 19 Tipos de uso de suelo en la provincia de Llanura Costera del Pacífico. Fuente: (INEGI, 2003)**

## 2.2 Clima del noroeste de México

En la provincia de la Península de Baja California los climas son predominantemente muy secos, semiseco, desértico, con zonas templadas y cálidas. Aunque en la parte alta de las Sierras Juárez y San Pedro Mártir, el clima puede pasar de seco templado a semifrío húmedo, de la misma forma sucede en la Sierra La Laguna, donde en las zonas más altas el clima predominante es templado subhúmedo. Desde la frontera norte hasta la Bahía Magdalena se encuentra una franja de lluvias en invierno que contrasta con el resto de la península (García, 2004).

En la provincia de la Llanura Sonorense el clima es predominantemente seco o árido, en los cuales la evapotranspiración supera a la precipitación. Una parte importante se encuentra bajo un régimen desértico con lluvias poco abundantes que pueden aparecer en cualquier época del año y zonas desérticas con lluvias durante el verano, también se puede encontrar zonas con clima semiseco con lluvias durante el verano junto con otras zonas con el mismo clima, pero con lluvias abundantes durante todas las estaciones (García, 2004).

La provincia de la Llanura Costera del Pacífico contiene al norte un clima desértico con lluvias durante el verano junto a una zona con clima semiseco con lluvias durante el verano contrastando con el clima cálido húmedo con lluvias en verano que se encuentra al sur de la provincia (García, 2004).

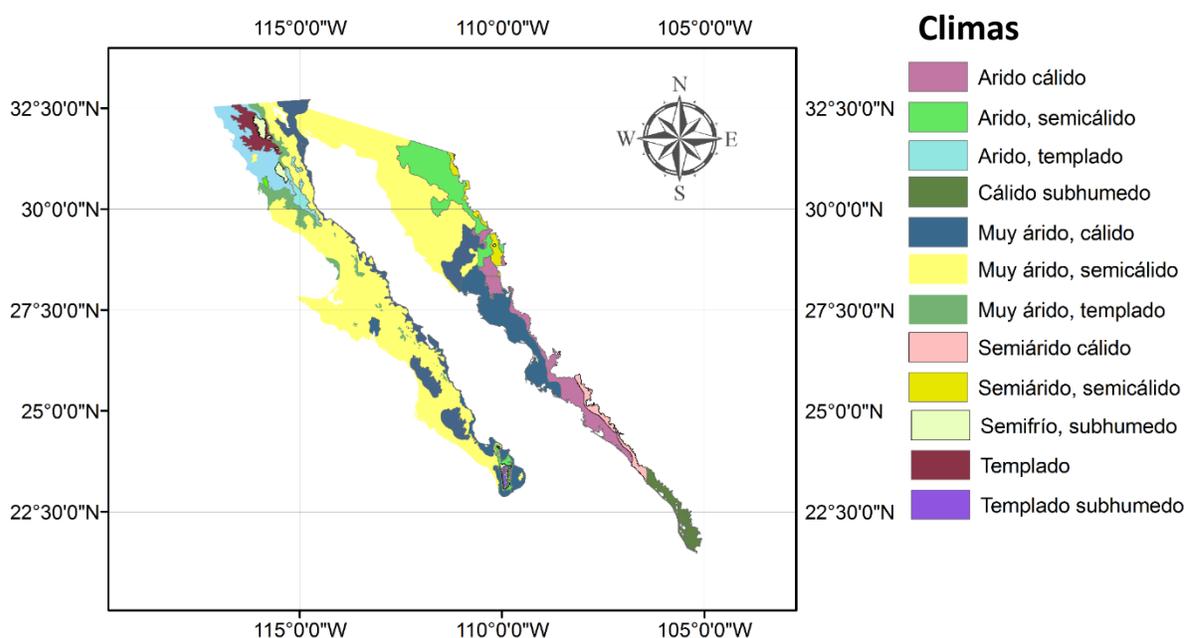


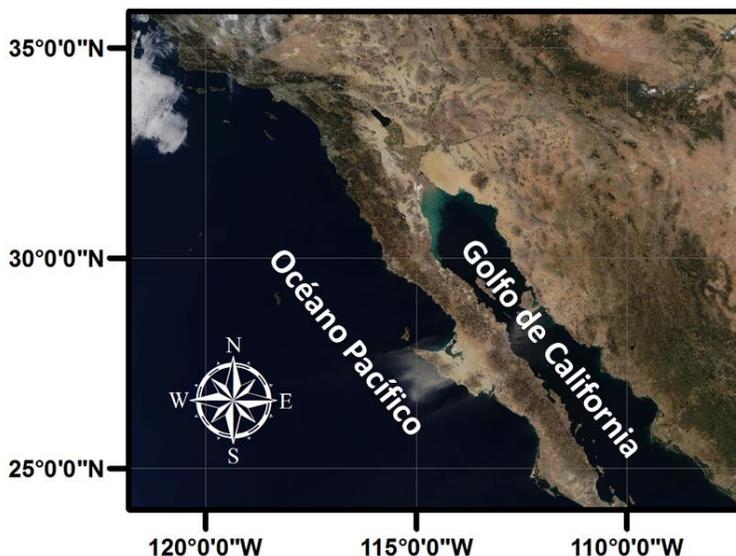
Fig. 20. Tipos de Clima en las tres provincias. Fuente: (García y Conabio, 1998)

## 2.3 Golfo de California

Ubicado en el noroeste de México, el Golfo de California (**fig. 21**) es definido como un mar marginal y la única cuenca de evaporación del Océano Pacífico (Roden, 1958). El largo del golfo alcanza los 1400 km con un ancho promedio de 150 km dando como resultado un área de superficie de aproximadamente 210 000 km<sup>2</sup>. En el Golfo de California, la termodinámica y la circulación estacional está fuertemente influenciado por el Océano Pacífico y el régimen de vientos (Beier y Ripa, 1998).

La región norte tiene alta salinidad en superficie con temperaturas que van de los 10° Ca los 32° C entre invierno y verano (Sverdrup, 1941). La región central del golfo tiene temperaturas de 16° C en invierno y 31° C en verano (Robles y Marione, 1987) con bajas salinidades en superficie por causa de una corriente fluyendo por la costa este hacia el noroeste (Roden, 1964). La región sur, en contacto directo con el Océano Pacífico, es una zona compleja debido a la confluencia de distintas corrientes.

La influencia del Golfo de California va más allá de su ubicación geográfica. Durante el verano, una buena parte de las lluvias sobre el desierto de Sonora contienen humedad proveniente del Golfo de California (Rasmusson, 1967). Durante el invierno prevalecen vientos superficiales provenientes del norte mientras que en verano los vientos superficiales soplan desde el sur (Reyes et al., 1984).



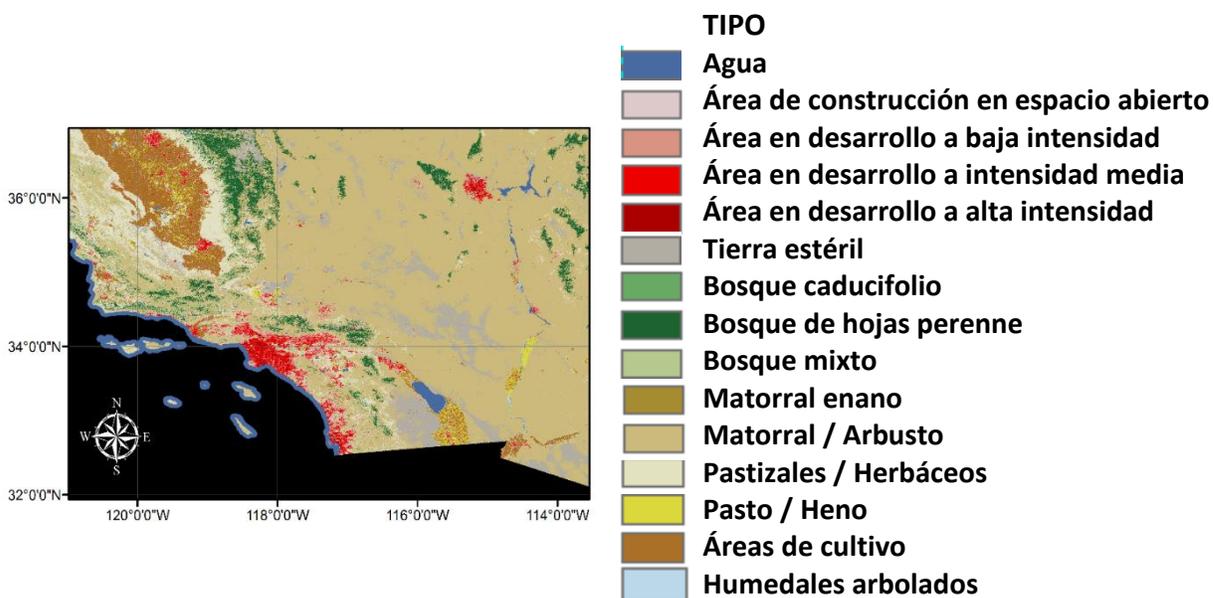
**Fig. 21. Ubicación del Golfo de California. Fuente: Imagen a color natural de MODIS Terra del 27 de noviembre del 2011.**

## 2.4 Estados Unidos

El estudio expuesto en este trabajo abarcó parte de Estados Unidos, específicamente la parte sur del estado de California y un fragmento del sur del estado de Arizona. Aunque el enfoque de este trabajo se centra en el lado mexicano, la influencia de los vientos de Santa Ana en el sur de California no puede ser ignorada, por lo que se expondrá brevemente las propiedades del suelo y clima de esta área.

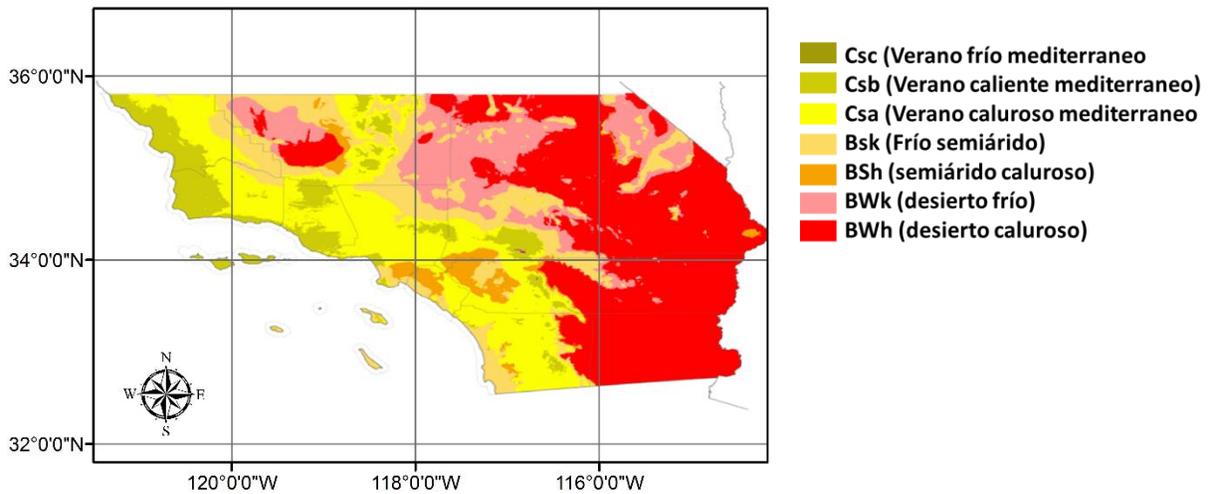
### 2.4.1 Tipo de uso de suelo y vegetación del sur de California

Una gran parte del sur de California se encuentra ocupada por matorral / arbusto en el lado este, junto con superficies correspondientes a tierra estéril, bosque de hojas perenne, algunas áreas de cultivo acompañadas de pasto / heno y una contrastante área de desarrollo de todos los niveles correspondiente a la ciudad de Las Vegas. Hacia la costa oeste el uso de suelo se va diversificando. Una importante área de cultivo en el condado de Imperial haciendo frontera con la ciudad de Mexicali en México, se encuentra rodeada por tierra estéril y el mar de Salton. En la costa, las ciudades de San Diego y Los Angeles representan las áreas en desarrollo de todos los niveles, rodeadas de zonas de matorral / arbusto, pastizales / herbáceos, bosques de hojas perenne y bosques caducifolios además de pequeñas áreas de cultivo. Al norte de estas ciudades se encuentra una gran área agrícola correspondiente al Valle de San Joaquin, con grandes zonas de los tres tipos de bosque (fig. 22).



## 2.4.2 Clima del sur de California

Gran parte del área oeste del sur de California, perteneciente al desierto de Mojave, es clasificada como desierto caluroso con algunas partes de desierto frío (**fig. 23**). Cruzando las montañas hacia el lado este del sur de California, el clima se vuelve un poco más variado con grandes áreas de verano caluroso mediterráneo, con algunas áreas pequeñas de semiárido caluroso, frío semiárido, verano frío mediterráneo y verano caliente mediterráneo de acuerdo a los datos calculados por el PRISM Climate Group y la Oregon State University.



**Fig. 23. Clasificación de climas de Köppen del sur de California. Fuente<sup>8</sup>**

<sup>8</sup> Disponible en [http://www.wikiwand.com/en/Southern\\_California](http://www.wikiwand.com/en/Southern_California)

## Simulación numérica de tormentas de polvo

### 3.1 Metodología

La metodología (**fig. 24**) seguida en este trabajo comenzó con la adquisición de imágenes satelitales MODIS analizando los años 2002-2016 para localizar los eventos de emisión de polvo ocasionado por los vientos de Santa Ana. Se seleccionó el evento de octubre del 2007 el cual es descrito mejor en la sección 3.5. Se definieron las fuentes de emisión de polvo para después correlacionarlas con el tipo de uso de suelo y vegetación presente en el área. Se descargaron los datos meteorológicos necesarios para modelar con el WRF-Chem el evento de interés (**sección 3.4.2**). Se definieron los dominios para la modelación dentro del área de estudio (**sección 3.4**). Una vez finalizada la modelación, se visualizaron los resultados con el software adecuado (**véase la sección 3.3.1 para una mejor descripción del proceso de modelación**). Los datos resultantes fueron comparados con datos observados por estaciones meteorológicas automáticas. Después se analizó las variables físicas resultantes de la modelación. De la misma forma se analizaron las concentraciones de PM10 modeladas por el WRF-Chem y finalmente se interpretaron todos los resultados. En las siguientes secciones se explicará a mayor detalle los aspectos relacionados con el modelo WRF-Chem y el caso de estudio seleccionado.

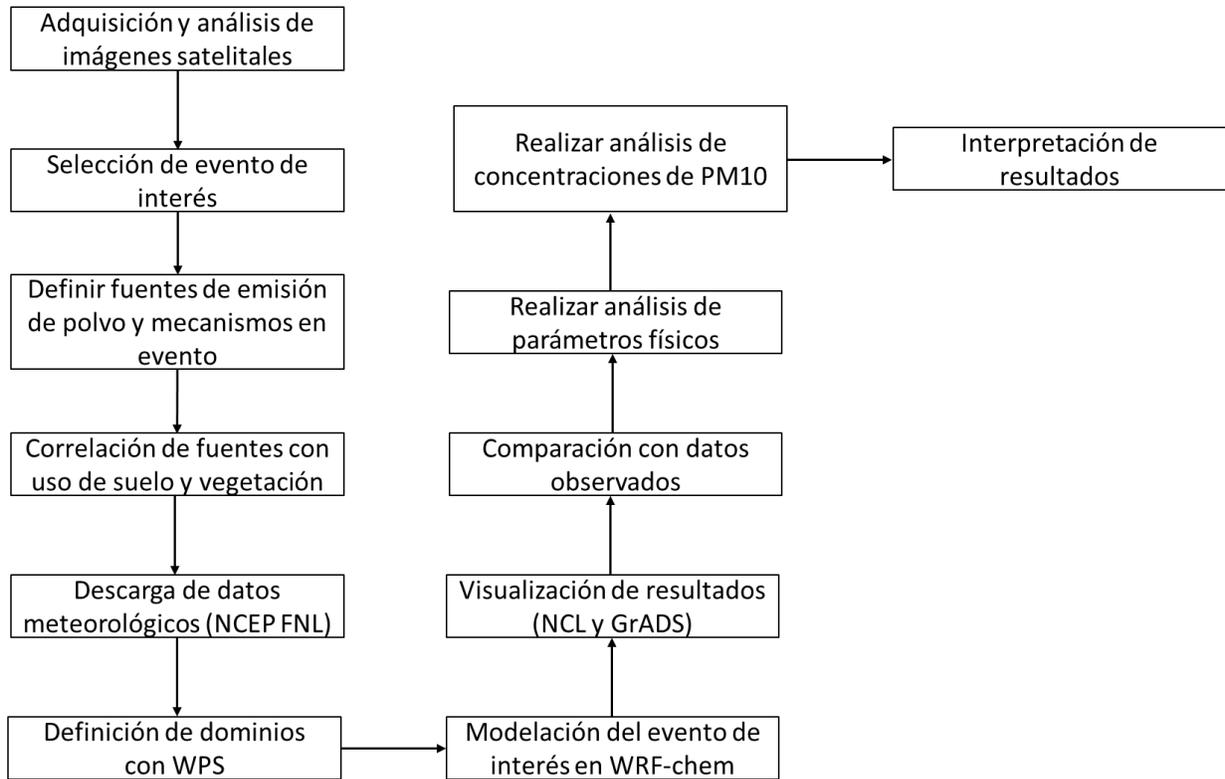


Fig. 24. Esquema de la metodología seguida en el presente trabajo.

### 3.2 Uso del WRF-Chem en la modelación de transporte de polvo

El modelo WRF-Chem ha comprobado su eficacia al representar eventos de polvo en estudios recientes como el de Rizza et al., 2016 en el cual se simulan eventos de polvo del Sahara sobre el Mediterraneo logrando unos resultados con gran relación respecto a datos reales referidos a las concentraciones de  $PM_{10}$  y  $PM_{2.5}$ .

Este modelo permitió la evaluación del impacto de los eventos de polvo en la Península Árabe y el Mar Rojo, evaluando las cantidades polvo emitido, llegó a estimarse 94 Mt de polvo en la atmósfera en el periodo 11-24 de Marzo del 2012, depositándose 1.20 Mt sobre el mar rojo y 3.01 sobre el mar Arabe proveyéndolos de nutrientes (Prakash et al., 2015). En el norte de África, el modelo WRF-Chem hizo posible el análisis de la distribución espacial de polvo mineral y su influencia en la radiación de onda corta (Zhao et al., 2010).

El modelo WRF-Chem permite utilizar distintos esquemas para la emisión de polvo y muchos estudios han incluido tests de sensibilidad como (Su y Fung, 2015) realizado sobre eventos de polvo en el área del este de Asia, comparando los

esquemas AFWA y Shao2011 dando como resultado un mejor rendimiento general del esquema Shao2011 y una mejor simulación de las concentraciones de  $PM_{10}$  en superficie. Otro estudio de sensibilidad fue realizado en eventos de polvo sobre Asia entre el 30 de marzo y 1 de abril del 2007 (Kang et al., 2011), en el cual se comparó el rendimiento de tres esquemas de emisión, el Marticorena y Bergametti (1995), Lu y Shao (1999) y Shao (2004), siendo este último el de mejor aproximación en las concentraciones de  $PM_{10}$ .

### 3.3 Descripción del modelo WRF-Chem 3.6.1

Por sí mismo, el modelo WRF por sus siglas en inglés (Weather Research and Forecasting) es un sistema de predicción numérica meteorológica a mesoescala diseñado tanto para investigación atmosférica como para pronóstico. Su desarrollo es el producto del esfuerzo de diversas agencias como National Center for Atmospheric Research's (NCAR), National Oceanic and Atmospheric Administration's (NOAA), National Centers of Environmental Prediction NCEP, Department of Defense's Air Force Weather Agency (AFWA), Naval Research Laboratory (NRL), Center for Analysis and Prediction of Storms (CAPS) en la Universidad de Oklahoma y la Federal Aviation Administration (FAA) (Skamarock, 2008).

El modelo WRF contiene dos tipos de solución dinámica, la ARW (Advanced Research WRF), siendo esta la relevante para esta investigación, y la NMM (Nonhydrostatic Mesoscale Model) (Skamarock, 2008).

Este modelo requiere de datos de entrada que son gestionados por el National Centers for Environmental Prediction (NCEP) quienes los dividen en tres tipos de datos (Iredella, 2002):

- **FNL (Final Global Data Assimilation System):** Siendo este la columna del sistema NCEP, recolecta observaciones por al menos 6 hrs de tiempo sinóptico pasado haciendo análisis y pronósticos globales de 3, 6 y 9 horas cuatro veces al día.
- **GFS (Global Forecast System):** Aquí se recolectan información para pasados 2 horas y 45 minutos sinópticos y realiza pronósticos de 16 días en 4 tiempos sinópticos por día en las horas 0000 UTC, 0600 UTC, 1200 UTC y 1800 UTC.
- **Ensemble forecasts (ENS):** Se conforma de 22 pronósticos extras a los 16 días propuestos por la GFS, 11 días a las 0000 UDT y 11 días a las 1200 UDT.

Los códigos de programación que conforman el modelo WRF son de libre acceso, por lo que ha dado libertad a los científicos para adecuar los códigos a investigaciones de intereses específicos, lo cual llevó al desarrollo de modelos con diferentes enfoques, siendo el enfoque químico el que originó la versión WRF-

Chem. Este es un modelo de la comunidad en línea completamente acoplado para la predicción y simulación de clima, dispersión, calidad de aire y clima regional (Grell et al., 2005). El módulo químico fue diseñado para ser compatible en todo sentido con el modelo WRF, ambos usando el mismo esquema de transporte, mismo grid y las mismas físicas.

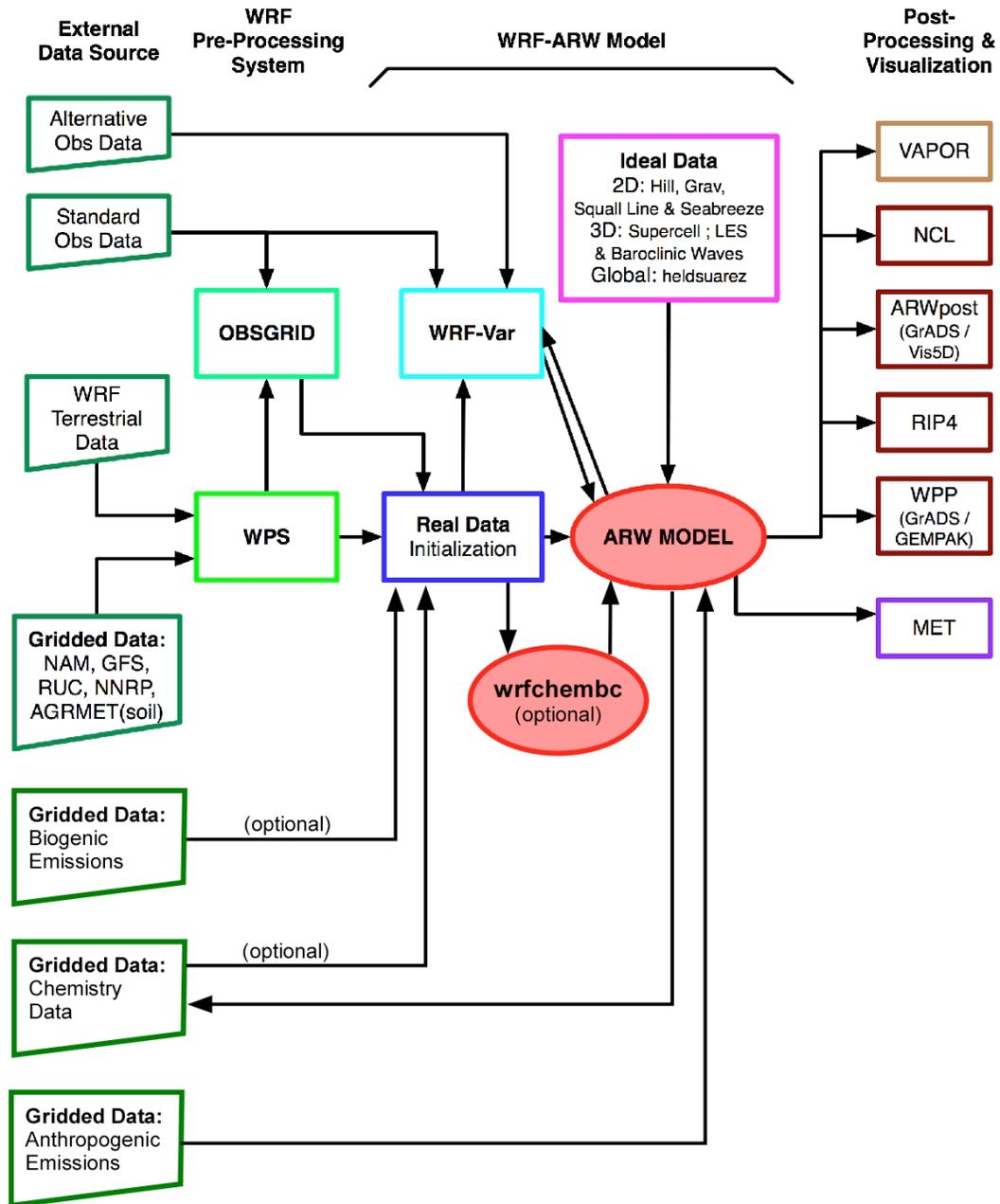
Algunas de las características del paquete considerado dentro del modelo WRF-Chem son (WRF-Chem, 2016):

- Deposición en seco
- Emisiones biogénicas
- Emisiones antropogénicas
- Mecanismos químicos de fase gaseosa
- Esquemas de fotólisis
- Esquemas de aerosol
- Efecto indirecto del aerosol al interactuar con la radiación, fotólisis y microfísica
- Emisiones volcánicas
- Emisión de polvo

### 3.3.1 Proceso de modelación del WRF-Chem

El proceso de modelación a través del WRF-Chem queda resumido en cuatro etapas (**fig. 25**), de las cuales la primera es la obtención de los datos meteorológicos que han sido mencionados previamente. La segunda etapa es la configuración de dominios de estudio y datos meteorológicos. Es en esta misma etapa donde puede ajustarse las opciones para el modelado de la física y la química, dando diversas opciones de esquemas que se puedan adecuar más al interés del investigador. La siguiente etapa es la modelación en sí misma, ya que es aquí donde el modelo aplica las ecuaciones incluidas en el núcleo ARW y el módulo químico que se llevarán a cabo de acuerdo a las opciones físicas y químicas especificadas en la etapa anterior sobre cada punto del grid y al paso de tiempo indicado dentro de todos los dominios. La última etapa nos lleva a la visualización de los resultados arrojados por el modelo WRF-Chem, donde las opciones de software para realizar esta tarea son muy numerosas, siendo ampliamente usados los programas NCL (NCAR Command Language) o por medio de post-procesamiento, el GrAdS (Grid Analysis and Display System).

## WRF-ARW Modeling System Flow Chart



**Fig. 25. Diagrama de flujo del modelo WRF-Chem. Fuente:** (WRF-Chem 2016)

La diferencia principal entre el WRF normal y el WRF-Chem se da en la necesidad, por parte del módulo químico, de proveerle datos extra de entrada relacionados a las emisiones. Estos nuevos datos de entrada pueden ser proporcionados por el WPS, en el caso de campos de emisión de polvo, o también pueden ser leídos al ejecutar real.exe, en el caso de emisiones biogénicas, o la quema de biomasa, etc. También pueden ser incluidas entradas de emisiones antropogénicas, emisiones

volcánicas entra otras, durante la ejecución del modelo (wrf.exe) (WRF-Chem 2016).

### 3.3.2 Módulo químico dedicado a la emisión de polvo

Según las recomendaciones de algunos autores enfocados en la simulación de tormentas de polvo (Rizza et al., 2016; Su y Fung, 2015), fue seleccionado como opción el módulo **simple GOCART (Giorgia Tech/Goddard Global Ozone Chemistry Aerosol Radiation and Transport model)** chemistry. El GOCART simula 14 tipos de aerosol: sulfato, carbón orgánico, carbón negro, polvo mineral dividido en 5 bins por tamaño de partícula (0.5, 1.4, 2.4, 4.5 y 8.0  $\mu m$  de radio efectivo) junto con sales de mar divididas en 4 bins de tamaño de partícula (0.3, 1.0, 3.25, 7.5  $\mu m$  de radio efectivo) junto a las variables “p25” y “p10” que son consideradas como aerosoles no especificados con diámetro efectivo  $<2.5 \mu m$  y diámetro efectivo  $<10 \mu m$  junto con la masa seca del material particulado con un diámetro de  $<10 \mu m$  (PM10). El modelo WRF-Chem versión 3.6.1 cuenta con tres conjuntos de esquemas para la emisión de polvo mineral, siendo los primeros dos (emisiones de polvo GOCART y emisiones de polvo GOCART con modificaciones AFWA) por parte del modelo GOCART y un tercero por parte de la University of Cologne (Shao, 2001; Shao, 2004; Shao et al., 2011). Siendo este último el elegido en el presente trabajo.

Un esquema de emisión de polvo debe contener tres parámetros esenciales y básicos:

- **La velocidad de fricción mínima o de filtro** a partir de la cual el viento es capaz de comenzar a erosionar el suelo.
- **El flujo vertical y horizontal de la emisión de polvo.**
- **La superficie y las propiedades del suelo** que influyen de forma directa en la velocidad de fricción mínima para el inicio de erosión por viento y a los flujos de polvo.

#### 3.3.2.1 Esquema de polvo GOCART

El módulo de aerosol GOCART es capaz de modelar diversos componentes incluido el polvo (Chin et al., 2000; Ginoux et al., 2001). Según la formulación de (Gillee y Passi, 1988) para el cálculo del polvo levantado, es necesario conocer la velocidad de viento en superficie y la velocidad de viento mínima capaz de erosionar el suelo. En este esquema, el monto de polvo emitido  $F_p$  para el polvo de tamaño  $p$ , se aproxima de la siguiente forma:

$$F_p = CSs_p U^2 (U - U_t) \text{ si } U > U_t$$

De no cumplirse la condición,  $F_p = 0$ . Donde  $C$  es una constante modificable que es asumida como  $1 \text{ mgs}^2\text{m}^{-5}$ .  $S$  es la función de fuente de Ginoux,  $s_p$  es la

proporción de cada tamaño de partícula en el suelo,  $U$  es la velocidad del viento a 10 m,  $U_t$  es la velocidad de viento mínima.

La función de fuente de Ginoux es una función de fuente de polvo basada en la topografía global descrita de la siguiente forma (Ginoux et al., 2001):

$$S = \left( \frac{Z_{max} - Zi}{Z_{max} - Z_{min}} \right)^5$$

Donde  $S$  se convierte en un valor de probabilidad asignado a una celda  $i$  del grid para tener sedimentos acumulados a una altitud  $Zi$ , siendo las altitudes máximas y mínimas  $Z_{max}$  y  $Z_{min}$  en las áreas de alrededor de  $10^\circ \times 10^\circ$ .

### 3.3.2.2 Esquemas de emisión de polvo de Shao

El esquema de Shao es un esquema de emisión de polvo basado en física, con una representación explícita de los principales procesos de emisión de polvo tales como la saltación y la disgregación prediciendo de esta forma los flujos del polvo (Shao, 2004).

En (Shao, 2004) se propone el esquema de emisión de polvo:

$$F(d_i, d_s) = c_y \eta_f [(1 - \gamma) + \gamma \sigma_p] (1 + \sigma_m) g \frac{Q_{ds}}{u_*^2}$$

Donde  $\gamma$  es una función que puede ser especificada como:

$$\gamma = \exp[-(u_* - u_{*t})^3]$$

Siendo  $u_*$  la velocidad de fricción y  $u_{*t}$  como la velocidad de fricción filtro.

Donde  $F(d_i, d_s)$  es la tasa de emisión de partículas de polvo del tamaño  $d_i$  causado por la saltación de partículas del tamaño  $d_s$ .  $C_y$  es un coeficiente adimensional,  $\eta_f$  representa la fracción de polvo que puede ser emitida,  $\sigma_p$  es la razón entre la parte del polvo libre y el polvo agregado que puede liberarse,  $\sigma_m$  es la eficiencia de bombardeo, el cual es la razón entre la masa de la partícula impactada y la masa arrojada por el bombardeo.  $Q_{ds}$  representa el flujo de saltación de partículas de tamaño  $d_s$ ,  $g$  es la aceleración de la gravedad y  $u_*$  es la velocidad de fricción (Shao, 2004).

Según (Shao, 2001) la emisión de polvo del tamaño  $d_i$  puede ser estimada a través de un promedio ponderado sobre las partículas dentro del rango entre  $d_1$  y  $d_2$ :

$$F(d_i) = \int_{d_1}^{d_2} F(d_i, d) p(d) \delta d$$

Este esquema hace uso de la distribución del tamaño de partícula mínimamente perturbada  $p_m(d)$  y la distribución del tamaño de partícula totalmente perturbada

$p_f(d)$  del suelo de origen para limitar el tamaño de la distribución de la arena y partículas de polvo transportadas, i.e., (Shao et al., 2011).

$$p_s(d) = \gamma p_m(d) + (1 - \gamma)p_f(d)$$

En el esquema (Shao et al., 2011) se realiza una simplificación del esquema (Shao, 2004) llevando a  $\gamma = 1$ , lo cual hace innecesario  $p_f(d)$  y llevando al esquema simplificado:

$$F(d_i, d_s) = c_y \eta_f (1 + \sigma_m) g \frac{Q_{ds}}{u_*^2}$$

Tanto en Shao 2011 como Shao 2004, se consideran 4 bins de polvo de los tamaños: 0-2.5  $\mu m$ , 2.5-5  $\mu m$ , 5-10  $\mu m$  y 10-20  $\mu m$ . Puesto que  $p_s(d)$  es una función de las propiedades de la superficie del suelo, los datos de suelo representan un importante input en el modelo WRF-Chem para la acertada modelación de la emisión de polvo.

### 3.4 Configuración del modelo

Todas las modelaciones fueron llevadas a cabo en el modelo WRF-Chem versión 3.6.1, se definió un dominio madre cuadrado (D1) con resolución de 9 Km y un grid de 100 x 100 celdas, y un segundo dominio cuadrado anidado (D2) con resolución de 3 km y un grid de 100 x 100 celdas. En ambos dominios se definieron 29 niveles sigma  $\sigma$  verticales. El modelo simula 5 días enteros bajo condiciones reales sobre las fechas correspondientes a un evento de los vientos de Santa Ana del 19 al 24 de octubre del 2007 empezando y terminando en las 00:00 UTC. Las simulaciones se centran en las coordenadas latitud 32.217 y longitud -116.087.

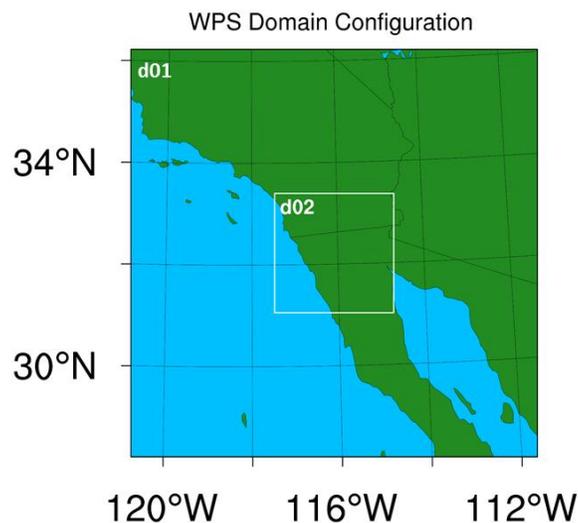


Fig. 26. Configuración de dominios. Dominio 1 (d01) y dominio 2 (d02).

### 3.4.1 Parametrizaciones físicas y químicas

Para la microfísica se eligió el esquema WRF Single-Moment 3-class, para la radiación de onda larga se empleó el RRTM (Rapid Radiative Transfer Model) mientras que para la radiación de onda corta se utilizó el esquema de Dudhia. Siguiendo las recomendaciones de (Fovell y Cao, 2016) se probó con la combinación del Pleim-Xiu LSM para el modelo de superficie y el Asymmetric Convection Model versión 2 para la capa límite planetaria (Planetary Boundary Layer). Bajo las recomendaciones de (Su y Fung, 2015) se optó por el esquema de polvo (Shao et al., 2011) en combinación con el módulo simple GOCART.

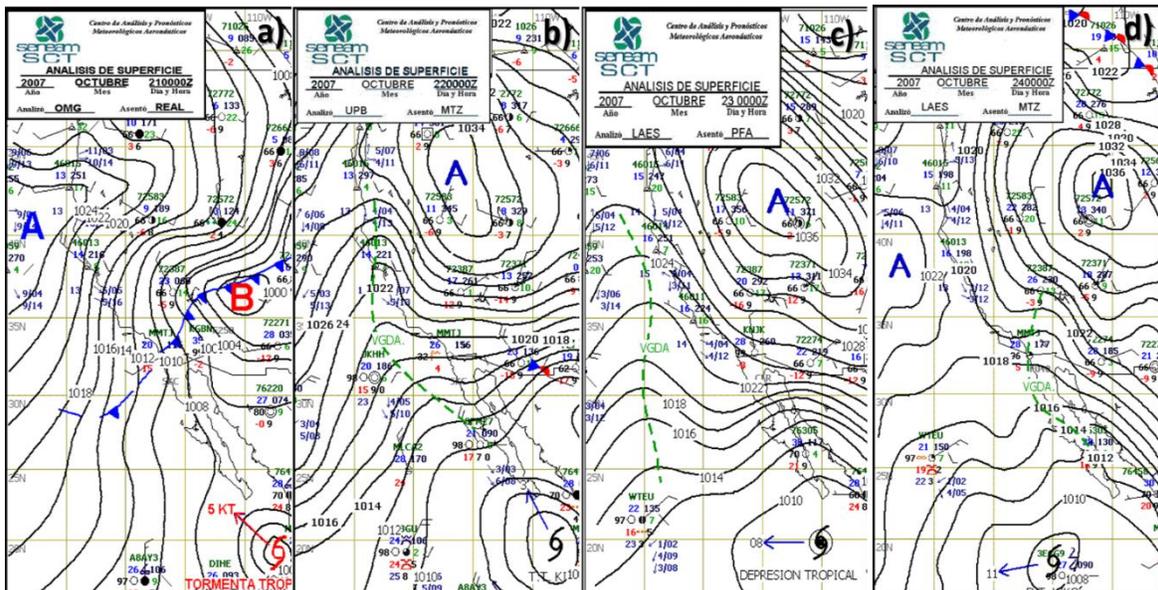
### 3.4.2 Datos

Las simulaciones requirieron de datos meteorológicos de entrada que fueron extraídos de la base de datos de la NCEP FNL Operational Model Global Tropospheric Analyses. El uso de suelo empleado por el WRF-Chem fue la categorización del Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS) de 33 categorías con una resolución de 30'. Se contó con datos de estaciones meteorológicas de Baja California proporcionados por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN). Los datos de calidad de aire, específicamente de concentración de  $PM_{10}$ , fueron proporcionados por la Secretaría de Protección al Ambiente (SPA).

## 3.5 Caso de estudio

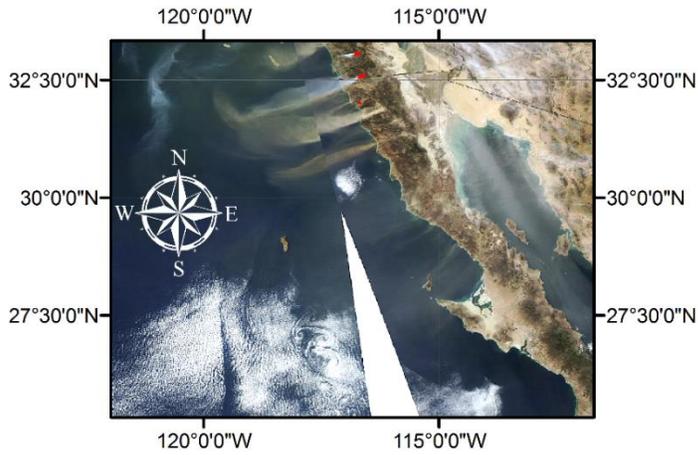
El evento seleccionado fue el de octubre del 2007, el cual inició el 21 de octubre del 2007 y terminó el 24 de octubre del mismo año. Los servicios de pronóstico en la Southern California Geographic Area Coordination Center (OSCC) anunciaban desde el 18 de octubre que el domingo 21 de octubre comenzaría un evento acompañado de fuertes vientos distribuidos en la costa acompañados de condiciones muy secas y calientes (**fig. 27**). Incluso se llevaron a cabo conferencias de los servicios de pronóstico junto a la National Weather Service invitando a las agencias contrafuego acres (Overview, 2008).

En (**fig. 27 A**) se aprecia el desplazamiento de un sistema de alta presión desde el oeste en el océano Pacífico en dirección al este en tierra adentro. También entra desde el sur de la península de Baja California, la tormenta tropical Kiko. En (**fig. 27 B**) se observa el estado sinóptico del 22 de octubre a las 00:00 UTC con las características necesarias para generar vientos de Santa Ana con un sistema de alta presión sobre "The Great Basin" al norte del Estado Nevada que causa un fuerte gradiente de presión con la costa del sur de California. Las isobaras se vuelven perpendiculares a la costa del noroeste de México entre el sistema de alta presión al norte y un sistema de baja presión representada por la tormenta tropical Kiko. Esta distribución de la presión en superficie permite que los picos en velocidad de viento se observen ese día.

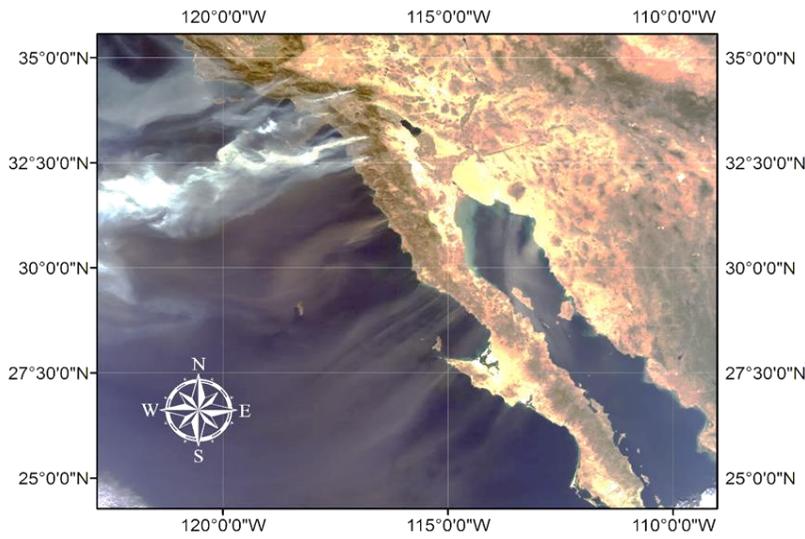


**Fig. 27. Mapas de análisis de superficie durante los días A) 21 de octubre a las 00:00 UTC B) 22 de octubre a las 00:00 UTC C) 23 de octubre a las 00:00 UTC D) 24 de octubre a las 00:00 UTC. Fuente: proporcionada por el Centro de Análisis y Pronósticos Meteorológicos Aeronáuticos**

En (**fig. 27 C**) el gradiente presión aun es perpendicular a la costa de la península de Baja California el día 23 de octubre a las 00:00 UTC por lo que aún se encuentra bajo los efectos de los vientos de Santa Ana. Para el 24 de octubre a las 00:00 UTC (**fig. 27 D**) el sistema de alta presión se ha desplazado más adentro de los Estados Unidos modificando el gradiente de presión al punto de ser aproximadamente paralelo a la península de Baja California. Esto debilita el efecto de los vientos de Santa Ana hasta verse terminado. Durante los días 21, 22 y 23 de octubre, los sensores del satélite MODIS lograron capturar las tormentas de polvo, incendios y emisión de aerosoles a grandes distancias causado por los vientos de Santa Ana (**fig. 28, fig. 29, fig. 30**). El impacto de este evento se encuentra en los incendios que quemaron  $62.68 \text{ km}^2$  en el estado de California (Overview, 2008) y las altas concentraciones de  $\text{PM}_{10}$  de hasta  $800 \mu\text{g}/\text{m}^3$  registradas en una estación ubicada en Tijuana. Entre los numerosos incendios ocasionados durante este evento, está el incendio de Witch Creek, el cual por si solo quemo 197,990 acres (Overview, 2008) causado por fuertes vientos que derrumbaron las líneas de electricidad, entre servicios de rescate y forestal se gastaron \$23,186,387 dólares convirtiéndolo en uno de los más grandes de la historia de California. Se observaron velocidades de hasta **45 m/s (162 km/hr)** registradas en la estación de Laguna Peake en California (Fovell y Cao, 2016) y una humedad relativa que cayó hasta por debajo del **10%** registrado en la estación de Mexicali.



**Fig. 28. Tormentas de polvo e incendios del 21 de octubre del 2007. Fuente: MODIS Aqua, color natural.**



**Fig. 29. Tormentas de polvo e incendios del 22 de octubre del 2007. Fuente: MODIS Aqua, color natural.**



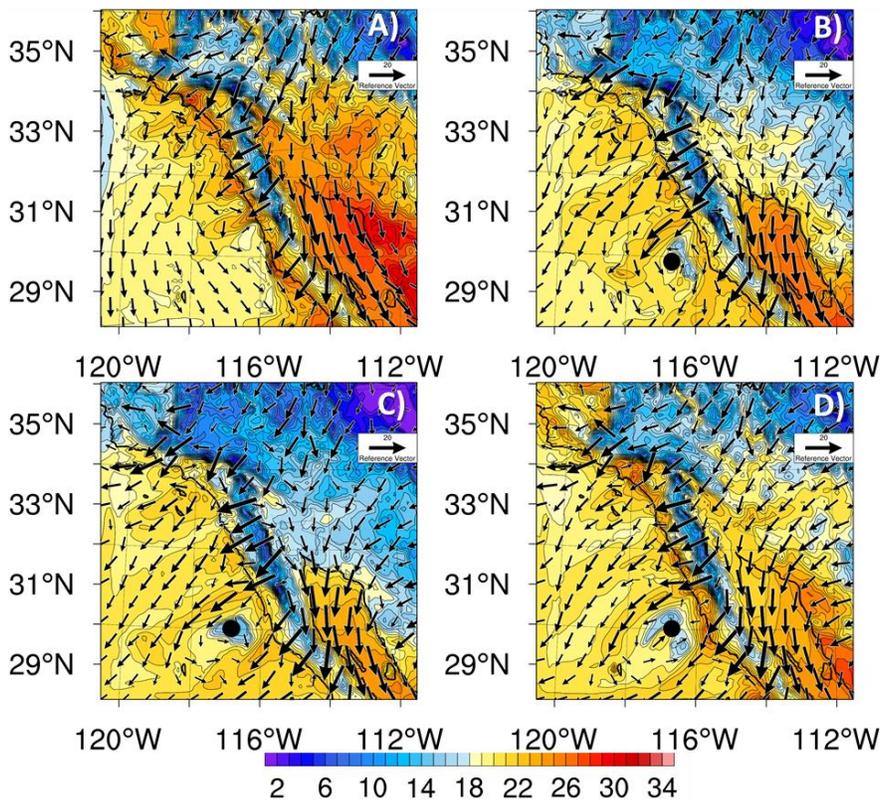
**Fig. 30. Tormentas de polvo e incendios del 23 de octubre del 2007. Fuente: MODIS Aqua, color natural.**

## Resultados

El análisis de los vientos de Santa Ana en el evento de octubre del 2007 se llevó a cabo inicialmente sobre las variables meteorológicas que son largamente modificadas durante el paso de los vientos de Santa Ana: temperatura, humedad relativa e intensidad de viento.

### 4.1 Temperatura

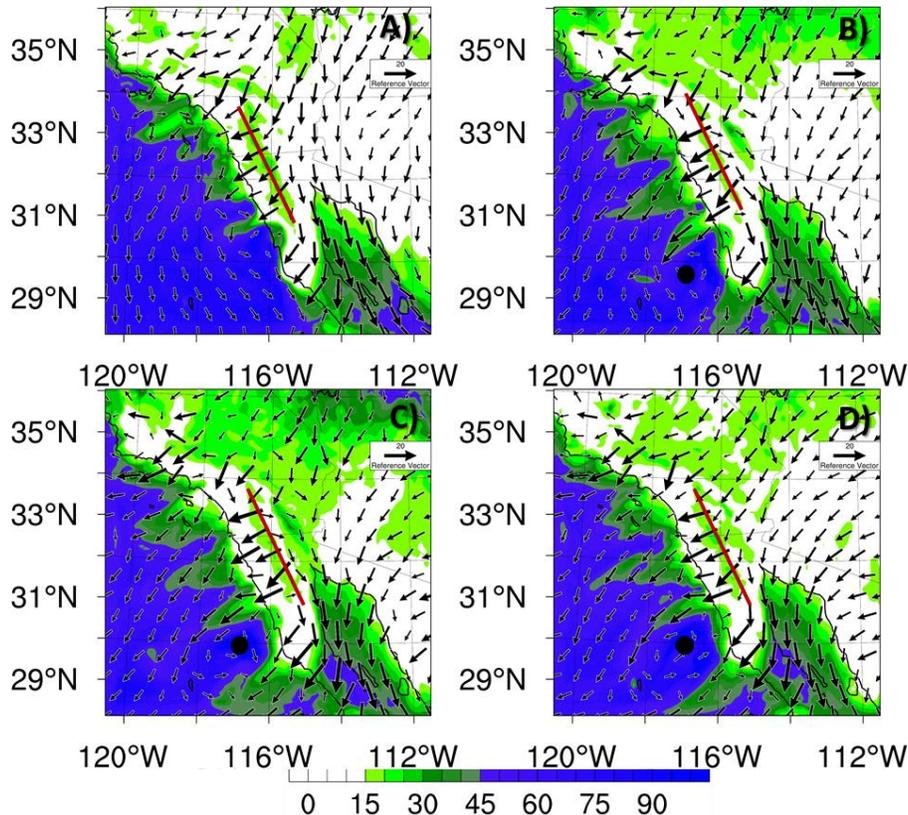
Los resultados de temperatura observados en el dominio 1 (**fig. 31**) abarcan el día 22 de octubre debido a que este fue el día de mayor intensidad en los vientos de Santa Ana reflejada en enormes estelas de polvo e incendios forestales. En la figura 31 se observan masas de aire de mayor temperatura que sus alrededores, propagándose desde las costas de la península de Baja California y el sur de California. Se muestra consistencia entre las estructuras de aire caliente y los vectores de viento de mayor intensidad.



**Fig. 31. Gráfica de temperatura (C°) y vectores de viento a nivel de superficie en dominio 1. A) 22/Oct 00:00 UTC B) 22/Oct 06:00 UTC C) 22/Oct 12:00 UTC D) 22/Oct 18:00 UTC. Puntos en B, C y D indican zona turbulenta.**

## 4.2 Humedad relativa

En los resultados de humedad relativa a nivel de superficie (**fig. 32**) presentes en las fechas de estudio se observaron estelas de aire seco extendiéndose desde la costa de California y la península de Baja California hacia el océano Pacífico. La figura 32 representa nuevamente el 22 de octubre del 2007 por ser el día de mayor intensidad en los vientos de Santa Ana. Durante todo este día las costas del sur de California y el norte de la península de Baja California se ve ocupada por cuerpos de aire con una humedad relativa menor al 15%.

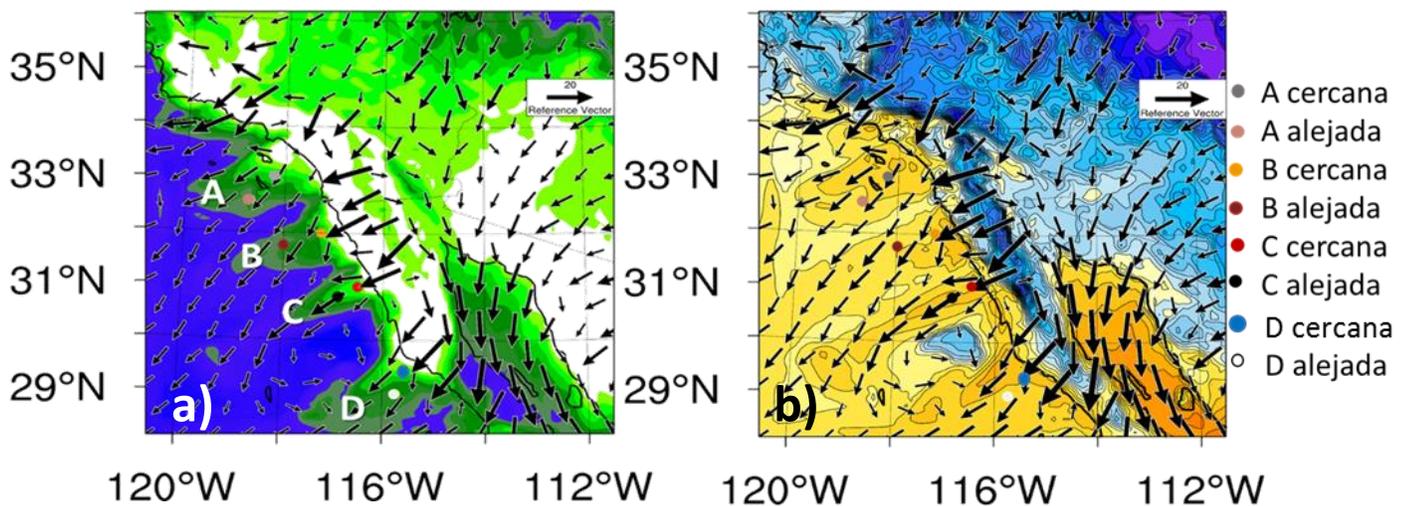


**Fig. 32.** Gráfica de humedad relativa (%) y vectores de viento a nivel de superficie en dominio 1. A) 22/Oct 00:00 UTC B) 22/Oct 06:00 UTC C) 22/Oct 12:00 UTC D) 22/Oct 18:00 UTC. Puntos en B, C y D indican zona turbulenta y línea roja indica acumulación de humedad relativa en cadena montañosa.

Las estructuras de aire seco observadas siguen de forma general la distribución de los vectores de mayor intensidad de viento. También se observa una acumulación de humedad, señalada con una línea roja, sobre la cadena montañosa. El norte del Golfo de California sufre un transporte de humedad hacia el sur.

### 4.3 Análisis de estelas

La existencia de contrastes de temperatura y humedad entre las estructuras observadas y sus alrededores lleva a cuestionar si las condiciones serán suficientes para la formación de celdas convectivas. Para analizar este aspecto esto se realizó un análisis puntual en las estelas de aire seco y caliente presentes de las siguientes variables: temperatura, humedad relativa, componente vertical, velocidad de viento horizontal y densidad. El análisis consistió en puntos de muestreo en las cuatro estelas identificadas como cuerpos de aire calientes y secos con las letras A, B, C, D (**fig. 33**). Se ubicaron dos puntos de muestreo en cada estela: un punto cercano a la costa y otro alejado de la costa. Esto fue con el objetivo de observar si las variables analizadas en cada estela se preservaban o cambiaban a diferentes distancias desde la costa. Todos los puntos de muestreo se realizaron a 52 m de altura para poder apreciar las variaciones en la componente vertical del viento a esta altura.



**Fig. 33.** Gráficas de ubicación de puntos de muestreo en estelas de aire seco y caliente. Fecha: 22/Oct 12:00 UTC.

## 4.3.1 Análisis sobre estela A

### 4.3.1.1 Temperatura y humedad

En el punto cercano a la costa en la estela indicada con la letra A en (fig. 33) se observa una caída de humedad relativa a las 17:00 hr local del 20 de octubre pasando del 73% hasta el 6% a las 14:00 hrs del 21 de octubre para oscilar entre el 6% y el 15% durante los siguientes días (fig. 34 a). Mientras que en el punto alejado de la costa (fig. 34 b) la caída de humedad relativa sucede a las 7:00 hrs del 21 de octubre pasando de un 56% a un 13% a las 15:00 hrs del mismo día manteniendo un rango de valores entre 13% y 33% en los siguientes días oscilando de forma más pronunciada conforme avanza el evento. Una caída de temperatura es acompañada de un aumento de humedad a la 1:00 hr del 23 de octubre mostrando fuertes oscilaciones hasta las 16:00 hrs del mismo día. Debe hacerse notar que mientras en el punto alejado cada cambio de temperatura tiene una respuesta por parte de la humedad, en el punto cercano esta respuesta es mínima.

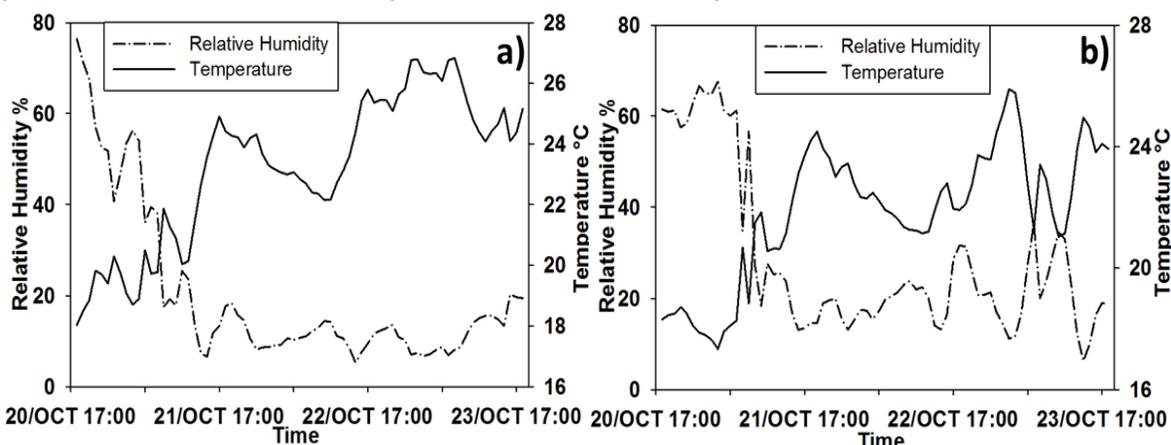


Fig. 34. Series de tiempo de las variables de humedad relativa (%) y temperatura (°C) en a) punto cercano a la costa y b) punto alejado de la costa en estela A. Inician de las 17:00 hora local del 20 de octubre a las 17:00 hora local del 23 de octubre.

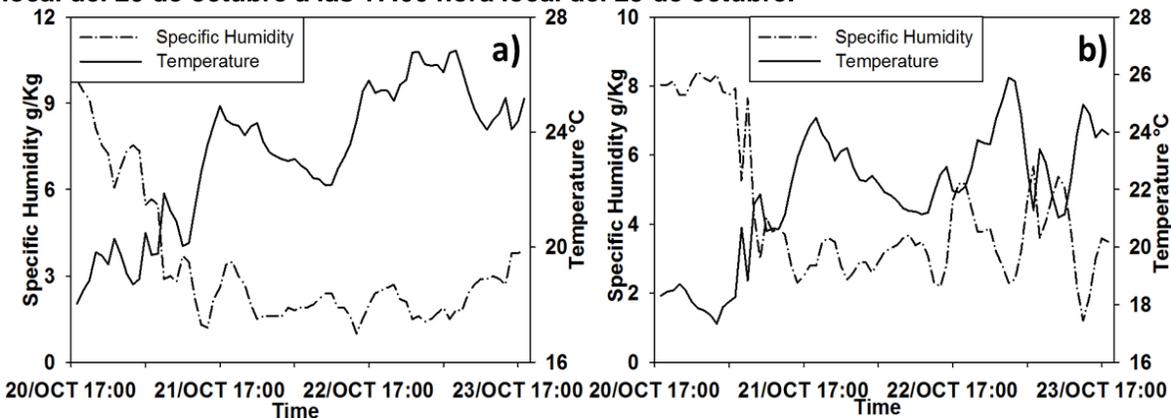
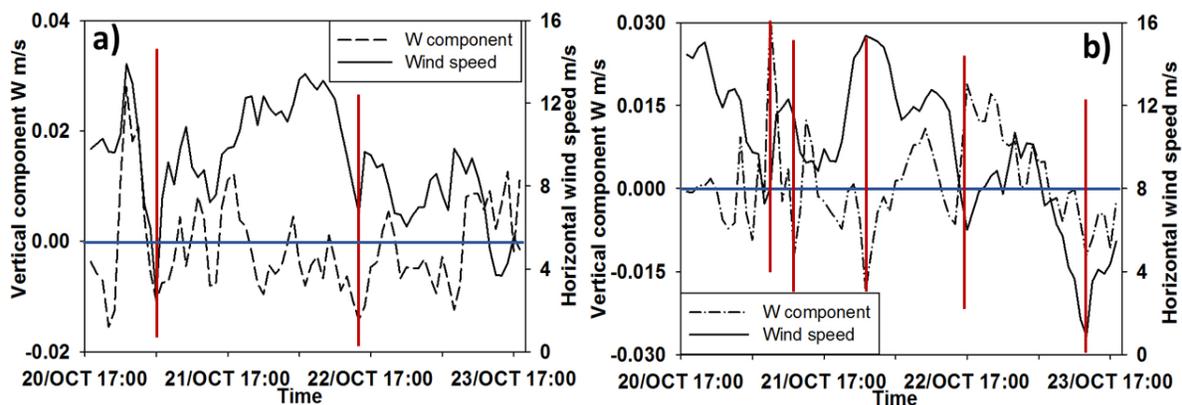


Fig. 35. Series de tiempo de las variables de humedad específica (g/Kg) y temperatura (°C) en a) punto cercano a la costa y b) punto alejado de la costa en estela A. A. Inician de las 17:00 hora local del 20 de octubre a las 17:00 hora local del 23 de octubre.

### 4.3.1.2 Componente vertical

La componente vertical en el punto cercano a la costa (**fig. 36 a**) tiene una dirección predominantemente descendente oscilando cerca del valor 0.00 m/s a excepción del pico ascendente a las 23:00 hrs hora local del 20 de octubre. Este pico coincide con una caída en la humedad relativa y un aumento en la temperatura y la velocidad de viento horizontal. El pico descendente en la componente vertical de las 4:00 hrs del 21 de octubre coincide con otra caída de humedad y aumento de temperatura. En las siguientes horas no se aprecia una dirección clara preferente en relación entre la componente vertical y la velocidad de viento horizontal, mientras que algunas caídas de velocidad de viento horizontal causan una componente vertical descendente (14:00 hrs del 22 de octubre) otras caídas de velocidad de viento horizontal no son respondidas de la misma forma.

En el punto alejado de la costa (**fig. 36 b**), velocidades de viento horizontal de 14 m/s se hacen presente desde las 17:00 hrs del 20 de octubre. A las 7:00 UTC del 21 de octubre, la componente vertical toma una dirección ascendente que coincide con un aumento de la velocidad de viento horizontal que a las 11:00 hrs vuelve a tener una componente vertical descendente cuando la velocidad de viento horizontal disminuye. A las 23:00 hrs del 21 de octubre se observa una componente vertical descendente acompañando a un incremento en la velocidad de viento horizontal. A las 15:00 hrs del 22 de octubre una caída en la velocidad de viento horizontal hasta los 6 m/s coincide con un pico ascendente en la componente vertical.

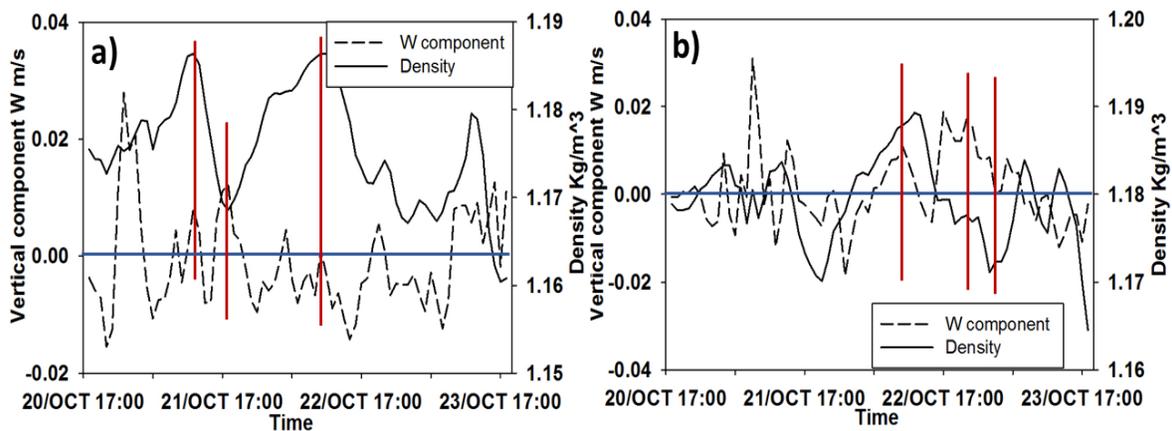


**Fig. 36.** Series de tiempo de las variables componente vertical  $W$  (m/s) y velocidad de viento horizontal (m/s) en a) punto cercano a la costa y b) punto alejado de la costa en estela A. Inician de las 17:00 hora local del 20 de octubre a las 17:00 hora local del 23 de octubre. La línea azul indica el 0.0 m/s de la componente vertical, las líneas rojas indican picos importantes en la componente vertical.

### 4.3.1.3 Densidad

En el punto cercano a la costa (**fig. 37 a**) se presenta un pico ascendente de velocidad vertical  $w$  a las 23:00 hrs hora local del 20 de octubre. Los días restantes la velocidad vertical continúa oscilando muy cerca de cero con una dirección descendente preferente. La densidad tiene dos aumentos hasta cerca los 1.185  $\text{kg/m}^3$  en las horas 11:00 hrs del 21 de octubre y a las 11:00 hrs del 22 de octubre. Una caída a 1.17  $\text{kg/m}^3$  se observa a las 17:00 hrs del 21 de octubre que coincide con una dirección ascendente de la velocidad vertical. Otra caída se presenta a las 17:00 hrs del 22 de octubre que permanece en valores cercanos a 1.17  $\text{kg/m}^3$  hasta las 8:00 hrs del 23 de octubre.

En el punto alejado de la costa sobre la estela A (**fig. 37 b**), La densidad permanece en valores cercanos a 1.18  $\text{kg/m}^3$  desde las 17:00 hrs del 20 de octubre hasta las 13:00 hrs del 21 de octubre donde se presenta una caída que llega a 1.17  $\text{kg/m}^3$ . La densidad va aumentando a lo largo del día 22 de octubre siendo seguida de un aumento de velocidad vertical ascendente. Dos horas antes de que la densidad llegue a su pico de 1.19  $\text{kg/m}^3$ , la velocidad vertical comienza a decaer y no vuelve a subir hasta que la densidad decae hasta 1.18  $\text{kg/m}^3$ .

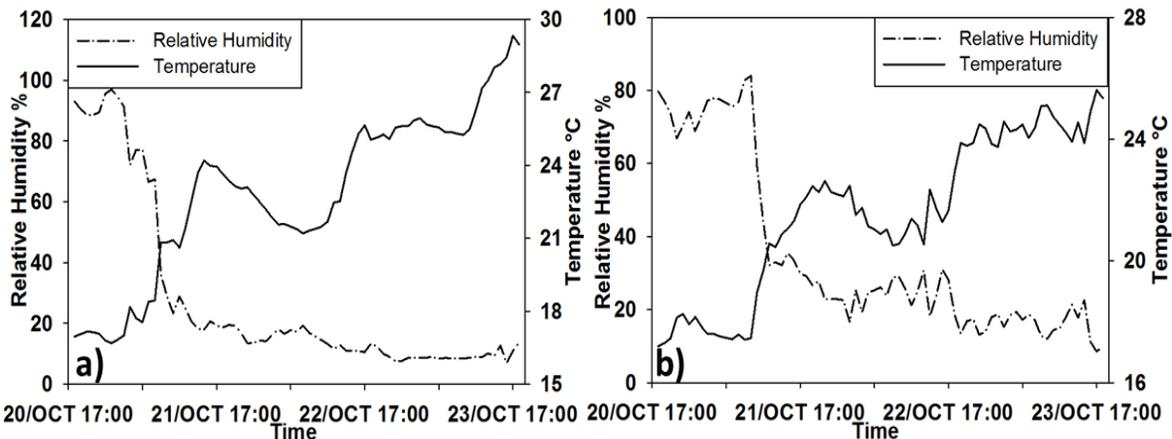


**Fig. 37.** Series de tiempo de las variables componente vertical  $W$  (m/s) y densidad ( $\text{Kg/m}^3$ ) en a) punto cercano a la costa y b) punto alejado de la costa en estela A. Inician de las 17:00 hora local del 20 de octubre a las 17:00 hora local del 23 de octubre. La línea azul indica el 0.0 m/s de la componente vertical, las líneas rojas son para facilitar la comparación en los cambios entre las dos variables.

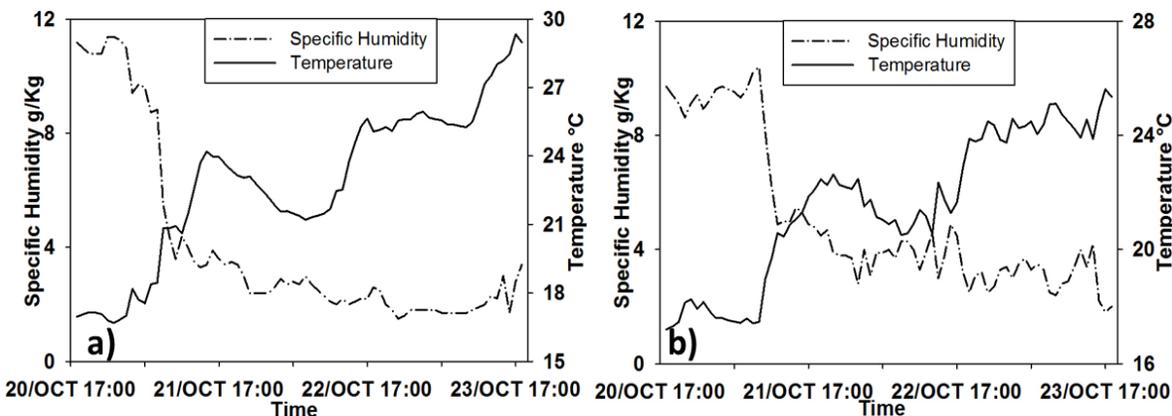
## 4.3.2 Análisis sobre estela B

### 4.3.2.1 Temperatura y humedad

En el caso de la estela B, cerca de la costa la humedad relativa comienza a tener una caída que va de estar cerca del 100% a las 23:00 hrs hora local del 20 de octubre hasta menores del 30% a las 8:00 hrs del 21 de octubre. Después mantiene una humedad relativa menor del 20% los siguientes días (**fig 38 a**). Mientras que en un punto más alejado de la costa (**fig 38 b**), el efecto en la humedad relativa tarda algunas horas más, pero su caída es más rápida pasando de una humedad relativa del 80% a las 8:00 hrs a un 30% a las 11:00 hrs el 21 de octubre. De la misma forma que en la estela A, en el punto alejado de la costa (**fig. 38 b**) en la estela B la humedad relativa tiene una mayor reacción coherente con los cambios de temperatura. En el punto cercano la humedad tiene poca reacción a los cambios de temperatura.



**Fig. 38.** Series de tiempo de las variables de humedad relativa (%) y temperatura (°C) en a) punto cercano a la costa y b) punto alejado de la costa en estela B. Inician de las 17:00 hora local del 20 de octubre a las 17:00 hora local del 23 de octubre.

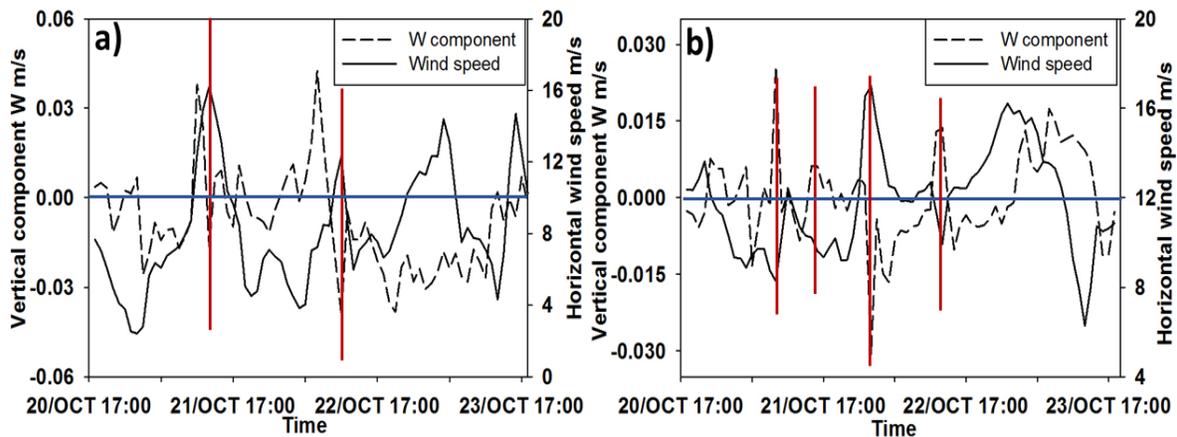


**Fig. 39.** Series de tiempo de las variables de humedad específica (g/Kg) y temperatura (°C) en a) punto cercano a la costa y b) punto alejado de la costa en estela B. Inician de las 17:00 hora local del 20 de octubre a las 17:00 hora local del 23 de octubre.

### 4.3.2.2 Componente vertical

En el punto cercano a la costa en la estela B (**fig 40a**) la componente vertical toma una dirección ascendente a las 10:00 hrs hora local del 21 de octubre coincidiendo con un aumento en la velocidad de viento horizontal que al llegar a su pico es seguida de una dirección descendente en la componente vertical. Un pico de viento ascendente se observa a las 6:00 hrs del 22 de octubre para rápidamente volverse descendente. La dirección descendente dura desde las 8:00 hrs hasta las 11:00 hrs del 23 de octubre que comienza a perder fuerza.

En el punto alejado de la costa sobre la estela B (**fig 40 b**) el componente vertical no parece tener una dirección preferente a excepción de una dirección ascendente a las 8:00 hrs del 21 de octubre (que corresponde a un pico negativo de velocidad de viento horizontal). A las 00:00 hrs del 22 de octubre, se observa un repentino aumento de velocidad de viento horizontal que coincide con una dirección descendente en la componente vertical. Un súbito decremento de velocidad horizontal a las 11:00 hrs del mismo día acompaña a pico ascendente en la componente vertical. Para las 00:00 hrs del 23 de octubre, la velocidad de viento horizontal comienza a decaer y la componente vertical asciende.



**Fig. 40** Series de tiempo de las variables componente vertical  $W$  (m/s) y velocidad de viento horizontal (m/s) en a) punto cercano a la costa y b) punto alejado de la costa en estela B. Inician de las 17:00 hora local del 20 de octubre a las 17:00 hora local del 23 de octubre. La línea azul indica el 0.0 m/s de la componente vertical, las líneas rojas indican picos importantes en la componente vertical.

### 4.3.2.3 Densidad

En el punto cercano a la costa (**fig. 41 a**) un aumento de densidad en el 22 de octubre coincide tanto a un pico ascendente como a un pico descendente en la componente vertical. Este mismo incremento en la densidad es acompañado de una caída de temperatura a lo largo del día. La densidad sigue cayendo a lo largo del día 23 de octubre conforme la temperatura sube. En el punto alejado de la costa (**fig. 41 b**) se observa un pico ascendente (primera línea roja) y un pico descendente (segunda línea roja) que se asocian a prácticamente la misma densidad. El aumento de densidad durante el 22 de octubre coincide con la caída de temperatura.

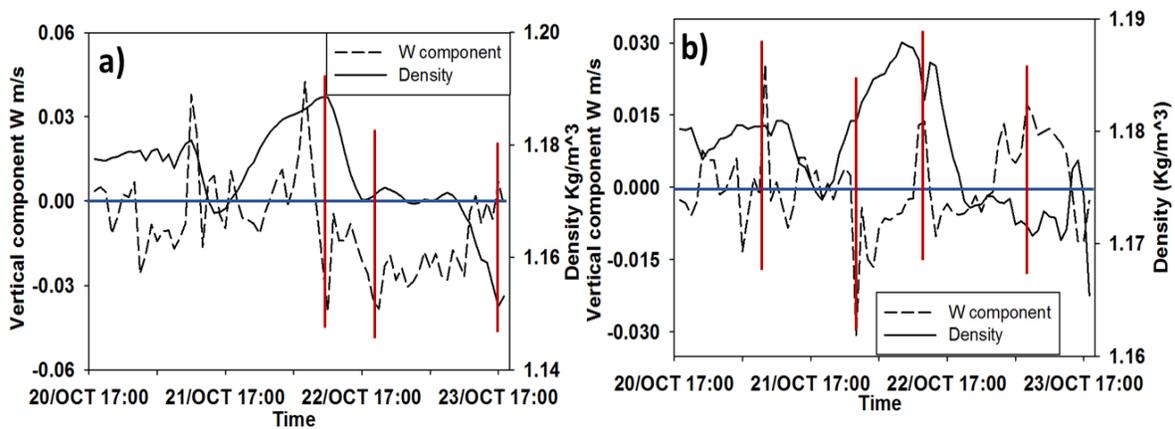


Fig. 41. Series de tiempo de las variables componente vertical  $W$  (m/s) y densidad ( $\text{Kg/m}^3$ ) en a) punto cercano a la costa y b) punto alejado de la costa en estela B. Inician de las 17:00 hora local del 20 de octubre a las 17:00 hora local del 23 de octubre. La línea azul indica el 0.0 m/s de la componente vertical, las líneas rojas son para facilitar la comparación en los cambios entre las dos variables.

### 4.3.3 Análisis sobre estela C

#### 4.3.3.1 Temperatura y humedad

En el punto cercano a la costa sobre la estela C, se hace presente una fuerte caída en la humedad relativa pasando de un 93% a las 4:00 hrs del 21 de octubre hasta un 12% a las 13:00 hrs del mismo día para mantener ese rango de valores sin superar el 20% hasta las 11:00 hrs del 23 de octubre (**fig 42 a**). En el punto alejado de la costa sobre la misma estela la caída en la humedad relativa muestra algunas horas de retraso en comparación con el punto más cercano a la costa, teniendo lugar a las 9:00 hrs pasando de un 81% a un 23% a las 14:00 hrs del 21 de octubre (**fig. 42 b**) y siendo una caída más rápida (de 5 horas) en comparación a el punto cercano a la costa (de 9 horas). En ambos puntos se puede observar como una caída en la temperatura y una recuperación en la humedad relativa en dirección a la que se tenía previo al evento, señala el final de los vientos de Santa Ana.

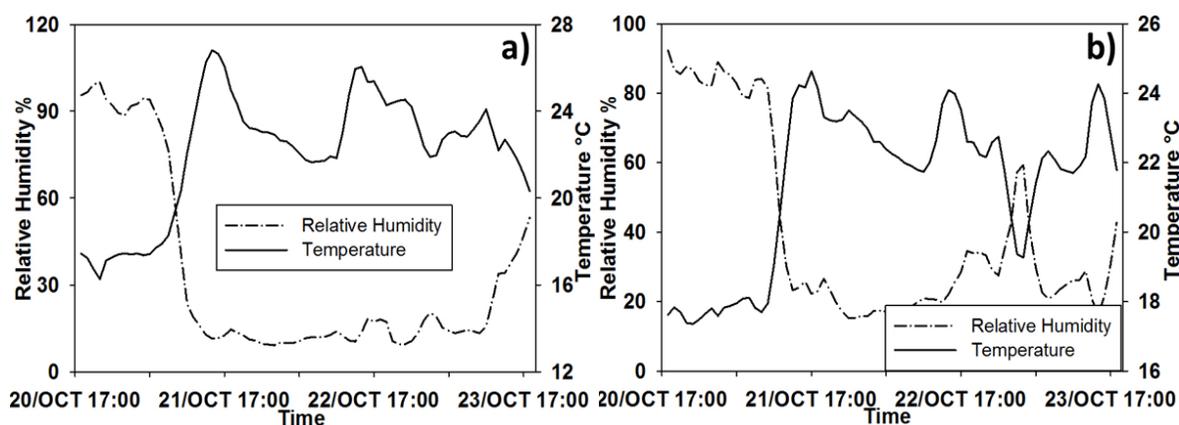


Fig. 42. Series de tiempo de las variables de humedad relativa (%) y temperatura (°C) en a) punto cercano a la costa y b) punto alejado de la costa en estela C. Inician de las 17:00 hora local del 20 de octubre a las 17:00 hora local del 23 de octubre.

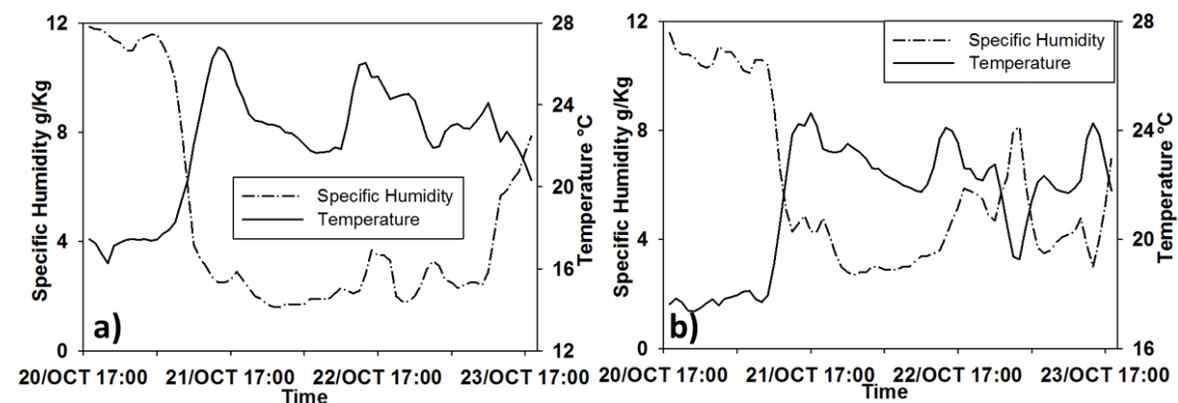
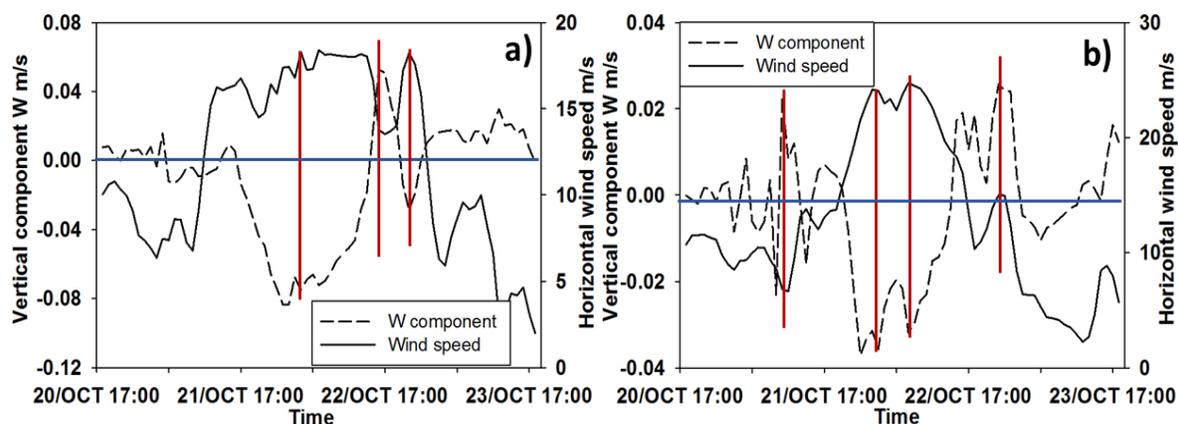


Fig. 43. Series de tiempo de las variables de humedad específica (g/Kg) y temperatura (°C) en a) punto cercano a la costa y b) punto alejado de la costa en estela C. Inician de las 17:00 hora local del 20 de octubre a las 17:00 hora local del 23 de octubre.

### 4.3.3.2 Componente vertical

En el punto cercano a la costa sobre la estela C (**fig. 44 a**), la componente vertical es débilmente descendente a las 4:00 hrs del 21 de octubre, pero es a las 15:00 hrs del mismo día que se presenta una clara dirección descendente que prevalece hasta las 14:00 hrs del 22 de octubre. Esta dirección descendente coincide con un aumento de la velocidad de viento horizontal que oscilaría durante este tiempo entre los 14 y los 18 m/s. Una caída de la velocidad de viento horizontal a las 14:00 hrs del 22 de octubre coincide con una dirección ascendente en la componente vertical que para las 19:00 hrs del 22 de octubre se volvería descendente de nuevo coincidiendo con un aumento en la velocidad de viento horizontal. Las horas restantes se caracterizan por una caída en la velocidad de viento horizontal acompañada de una dirección ascendente en la componente vertical muy cercana a 0.00 m/s.

En el punto alejado de la costa sobre la estela C (**fig. 44 b**), la componente vertical  $W$  tiene una serie de oscilaciones que van creciendo entre las 2:00 hrs del 21 de octubre hasta las 19:00 hrs del mismo día que tiene una caída para volverse predominantemente descendente entre las 20:00 hrs del 21 de octubre y las 14:00 hrs del 22 de octubre. Al mismo tiempo sucede un aumento en la velocidad de viento horizontal. La velocidad de viento horizontal disminuye a las 14:00 hrs del 22 de octubre y coincide con un viento ascendente.

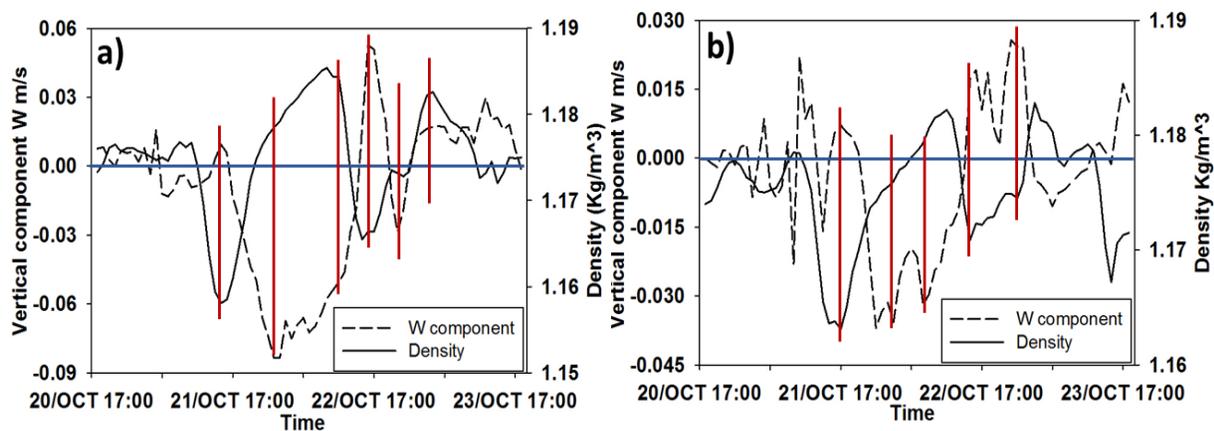


**Fig. 44. Series de tiempo de las variables componente vertical  $W$  (m/s) y velocidad de viento horizontal (m/s) en a) punto cercano a la costa y b) punto alejado de la costa en estela C. Inician de las 17:00 hora local del 20 de octubre a las 17:00 hora local del 23 de octubre. La línea azul indica el 0.0 m/s de la componente vertical, las líneas rojas indican picos importantes en la componente vertical.**

### 4.3.3.3 Densidad

En el punto cercano a la costa en la estela C (**fig. 45 a**) se observa una caída de densidad a las 14:00 hrs del 21 de octubre que coincide con una dirección débilmente ascendente en la componente vertical. En ese punto, la densidad comienza a aumentar mientras que la componente vertical se hace descendente con cada vez más fuerza. A las 00:00 hrs del 22 de octubre, la componente vertical sigue siendo descendente, pero comienza a perder fuerza coincidiendo con el ascenso de densidad. Una caída en la densidad a las 15:00 hrs del mismo día coincide con una dirección ascendente de la componente vertical que a las 20:00 hrs vuelve a ser descendente coincidiendo siguiéndole un aumento de densidad.

En el punto alejado (**fig. 45 b**) a las 17:00 hrs del 21 de octubre la densidad tiene una fuerte caída que coincide con una dirección débilmente ascendente en la componente vertical. Durante este día la densidad aumenta y la componente vertical es descendente hasta que una caída de densidad al final del día es seguida por una componente vertical ascendente.

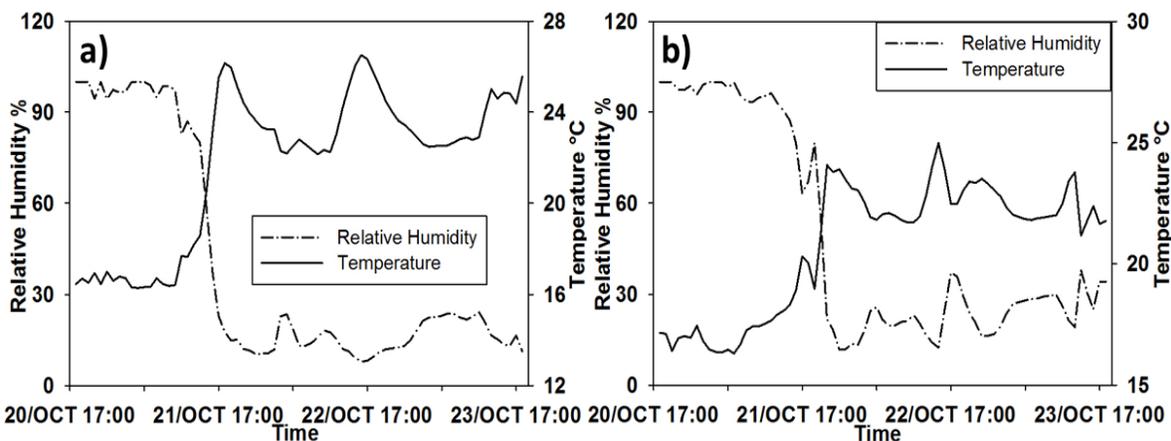


**Fig. 45. Series de tiempo de las variables componente vertical W (m/s) y densidad (Kg/m<sup>3</sup>) en a) punto cercano a la costa y b) punto alejado de la costa en estela C. Inician de las 17:00 hora local del 20 de octubre a las 17:00 hora local del 23 de octubre. La línea azul indica el 0.0 m/s de la componente vertical, las líneas rojas son para facilitar la comparación en los cambios entre las dos variables.**

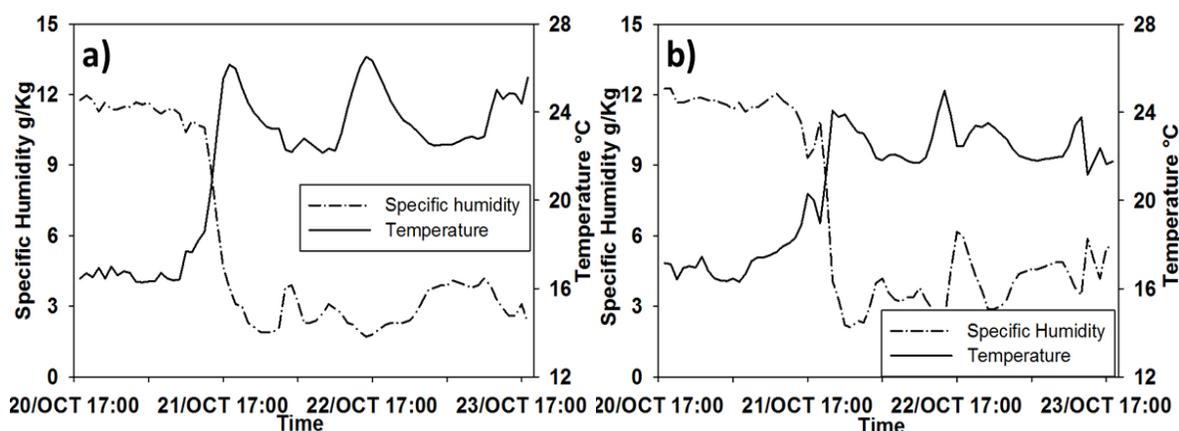
## 4.3.4 Análisis sobre estela D

### 4.3.4.1 Temperatura y humedad

En el punto cercano a la costa (**fig 46 a**) la humedad relativa cae desde el 93 % a las 9:00 hrs del 21 de octubre hasta el %11 a las 21:00 hrs. La humedad relativa se encontraría oscilando entre los %10 y %20 el resto de los días. En el punto alejado de la costa (**fig 46 b**) sobre la estela D la humedad relativa sufre una fuerte caída pasando del 92% a las 12:00 hrs del 21 de octubre hasta el 11% a las 22:00 hrs del mismo día. La humedad relativa oscilaría entre el 11% y el 30% hasta comenzar una lenta recuperación a las 23:00 hrs del 22 de octubre. La primera caída de la humedad relativa está acompañada de un fuerte incremento en temperatura, y a lo largo del evento cada pico en la humedad relativa es correspondido por un pico en dirección contraria en la temperatura.



**Fig. 46.** Series de tiempo de las variables de humedad relativa (%) y temperatura (°C) en a) punto cercano a la costa y b) punto alejado de la costa en estela D. Inician de las 17:00 hora local del 20 de octubre a las 17:00 hora local del 23 de octubre.

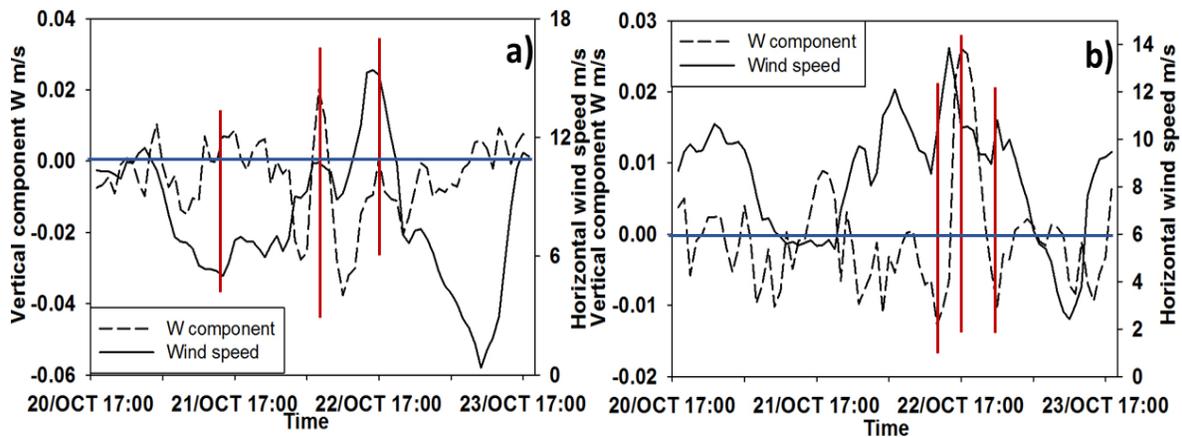


**Fig. 47.** Series de tiempo de las variables de humedad específica (g/Kg) y temperatura (°C) en a) punto cercano a la costa y b) punto alejado de la costa en estela D. Inician de las 17:00 hora local del 20 de octubre a las 17:00 hora local del 23 de octubre.

#### 4.3.4.2 Componente vertical

En el punto cercano a la costa (**fig. 48 a**) durante las horas finales del 21 de octubre la velocidad de viento horizontal está oscilando entre los 5 y los 6 m/s, mientras la componente vertical se mantiene cerca del 0.00 m/s. Al aumentar la velocidad horizontal hasta los 10.7 m/s a las 6:00 hrs del 22 de octubre, la componente vertical tiene un pico ascendente. Un segundo aumento de la velocidad de viento horizontal hasta los 15 m/s, es acompañado de una componente vertical prácticamente igual a cero.

En el punto alejado la componente vertical comienza oscilando cerca del valor 0.00 m/s, pero a las 14:00 hrs del 21 de octubre toma una dirección ascendente que coincide con la caída de humedad relativa y el aumento de temperatura (**fig. 48 b**). El aumento de velocidad de viento horizontal a las 19:00 hrs del 21 de octubre es acompañado de una dirección descendente en la componente vertical que permanece oscilando hasta las 13:00 hrs del 22 de octubre, cuando la velocidad de viento horizontal aumenta acompañada de una dirección ascendente de la componente vertical. Durante estas horas la velocidad de viento horizontal se encuentra oscilando entre los 8 y los 14 m/s. La componente vertical a pesar de ser descendente la mayoría del evento (con la excepción del pico ascendente a las 00:00 UTC del 23 de octubre) solo oscila entre 0.00 m/s y -0.01 m/s.

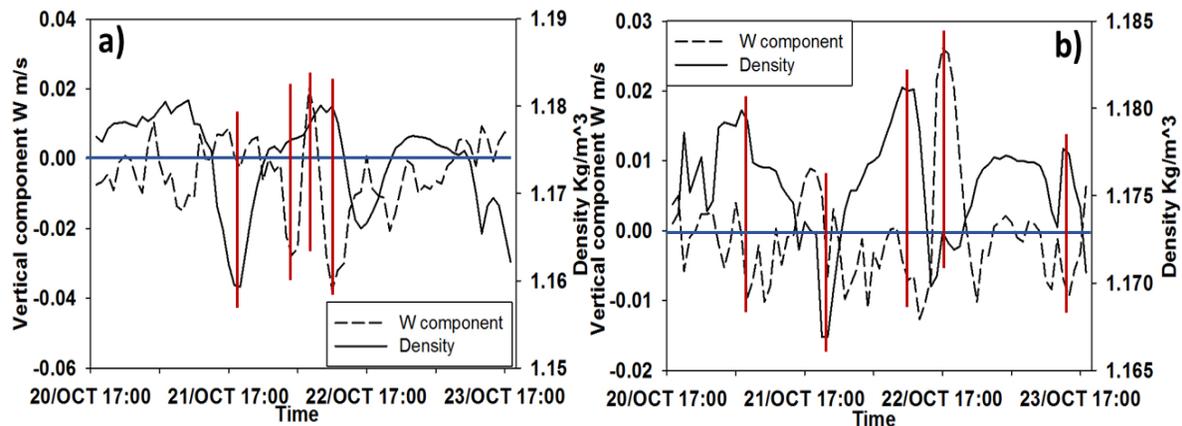


**Fig. 48.** Series de tiempo de las variables componente vertical  $W$  (m/s) y velocidad de viento horizontal (m/s) en a) punto cercano a la costa y b) punto alejado de la costa en estela D. Inician de las 17:00 hora local del 20 de octubre a las 17:00 hora local del 23 de octubre. La línea azul indica el 0.0 m/s de la componente vertical, las líneas rojas indican picos importantes en la componente vertical.

### 4.3.4.3 Densidad

En el punto cercano (**fig. 49 a**) se logran observar caídas de densidad a las 17:00 hrs del 21 de octubre y a las 17 hrs del 22 de octubre donde la componente vertical es cercana a cero. Durante el aumento de densidad entre este período, la componente vertical tiene fuertes cambios volviéndose descendente, ascendente y nuevamente descendente.

En el punto alejado (**fig. 49 b**) las oscilaciones en la componente vertical a lo largo del evento son cercanas a 0.00 m/s. Los cambios fuertes en la densidad no son acompañados de un comportamiento coherente en la dirección de la componente vertical. La caída de humedad relativa y el aumento de temperatura a las 17:00 hrs del 21 de octubre es acompañada de una caída de densidad.



**Fig. 49.** Series de tiempo de las variables componente vertical  $W$  (m/s) y densidad ( $\text{Kg/m}^3$ ) en a) punto cercano a la costa y b) punto alejado de la costa en estela D. Inician de las 17:00 hora local del 20 de octubre a las 17:00 hora local del 23 de octubre. La línea azul indica el 0.0 m/s de la componente vertical, las líneas rojas son para facilitar la comparación en los cambios entre las dos variables.

## 4.4 Gradiente de presión

### 4.4.1 Gradiente de presión en dominio 1

En (fig. 50 a) las isobaras de presión a nivel del mar son paralelas a la costa de la península de Baja California, los vientos superficiales soplan de norte a sur en el mar mientras que tierra adentro siguen trayectorias más complejas. Para las 12:00 UTC del 21 de octubre (fig. 50 b) las isobaras de presión sobre tierra comienzan a hacerse perpendiculares a la costa de Baja California, se forma un fuerte gradiente de presión entre la parte oeste y este de la cadena montañosa en la península. Para las 12:00 UTC del 22 de octubre (fig 50 c) las isobaras de presión son completamente perpendiculares a la costa. Todo este gradiente de presión es causado por el sistema de alta presión ubicado sobre "The Great Basin". La circulación anticiclónica alrededor de este sistema de alta presión causa los vientos soplando desde el noreste de forma perpendicular a la península de Baja California. El gradiente de presión entre el oeste y este de la cadena montañosa a lo largo de la península de Baja California y California, se intensifica acelerando aún más los vientos. Para las 12:00 UTC del 23 de octubre, el gradiente de presión comienza a debilitarse y la dirección del viento empieza a soplar hacia el sur como su dirección inicial. En (fig. 50 b y fig. 50 c) se observa como el viento superficial en el lado este de las montañas, se ve bloqueado y gira hacia el causando una intensificación del viento (fig. 27 b).

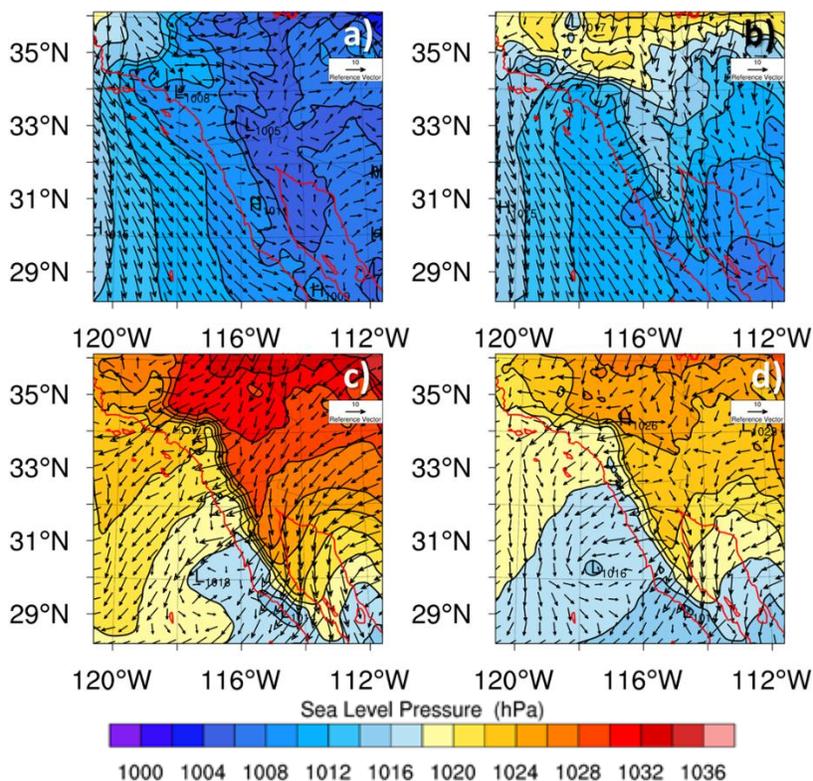
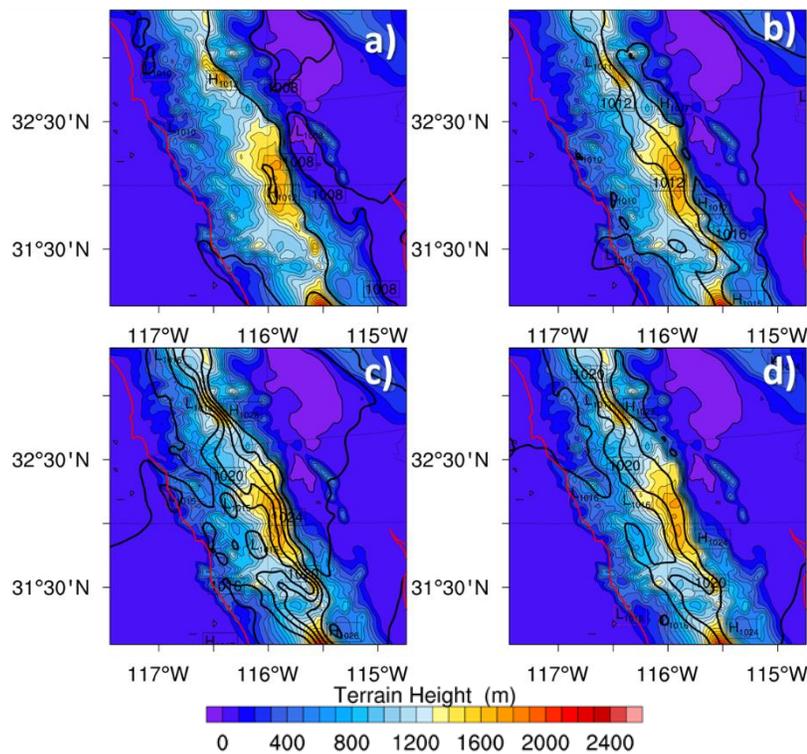


Fig. 50. Gráficas de presión a nivel del mar (hPa) y vectores de viento en dominio 1. Abarca las fechas a) 00:00 UTC del 21 de octubre, b) 12:00 UTC del 21 de octubre, c) 12:00 UTC del 22 de octubre y d) 12:00 UTC del 23 de octubre.

#### 4.4.2 Gradiente de presión en dominio 2

Se analizó el gradiente de presión en el dominio 2 (**fig. 51**). El 20 de octubre a las 12:00 UTC el gradiente de presión es suave (**fig. 51 a**). Tanto el lado este como el lado oeste de la cadena montañosa presenta presiones bajas. Para las 12:00 UTC del 21 de octubre cuando los vientos de Santa Ana ya comenzaron a presentarse, se observa alta presión detrás de la cadena montañosa y se forma un gradiente de presión a baja en el oeste. Conforme el gradiente de presión entre la parte oeste y este de la cadena montañosa se intensifica, el fenómeno de los vientos de Santa Ana también lo hace. En la **figura 51 c** el gradiente de presión ya es muy fuerte, habiendo una diferencia de hasta 12 hPa. Las isobaras son más cercanas entre ellas encima de la cadena montañosa, siguiendo las laderas al este y oeste. Las isobaras se separan más donde la topografía se vuelve más baja y donde naturalmente el viento encuentra mayor facilidad para cruzar. La acumulación de aire bloqueado por detrás de la cadena montañosa puede ser el responsable del aumento de presión del lado este de la cadena montañosa. Este fuerte gradiente continúa hasta las 12:00 UTC del 23 de octubre donde comienza a debilitarse y la intensidad de los vientos de Santa Ana es cada vez menor (**fig. 51 d**).



**Fig. 51.** Gráficas de presión a nivel del mar en contornos de 2 (hPa) y elevación de terreno en dominio 2. Se muestran los mapas para: a) 12:00 UTC del 20 de octubre, b) 12:00 UTC del 21 de octubre, c) 12:00 UTC del 22 de octubre y d) 12:00 UTC del 23 de octubre.

## 4.5 Análisis de interacción de vientos con la topografía

Para analizar la interacción de los vientos de Santa Ana con la topografía, se realizó un corte vertical coincidente sobre un punto bajo en la topografía (donde la intensidad de viento es mayor) (**fig. 52**). En este corte se estudió la distribución vertical de la temperatura, la dirección de la componente vertical y la intensidad del viento.

Antes de la llegada de los vientos de Santa Ana (**fig. 53**), la atmósfera es estable y el gradiente de temperatura es paralelo a la superficie donde la dirección del viento es tierra adentro (hacia el este) y acumula calor en el lado sotavento. La componente vertical es muy débil con un poco de velocidad descendente en el lado sotavento, de la misma forma sucede con la intensidad de viento.

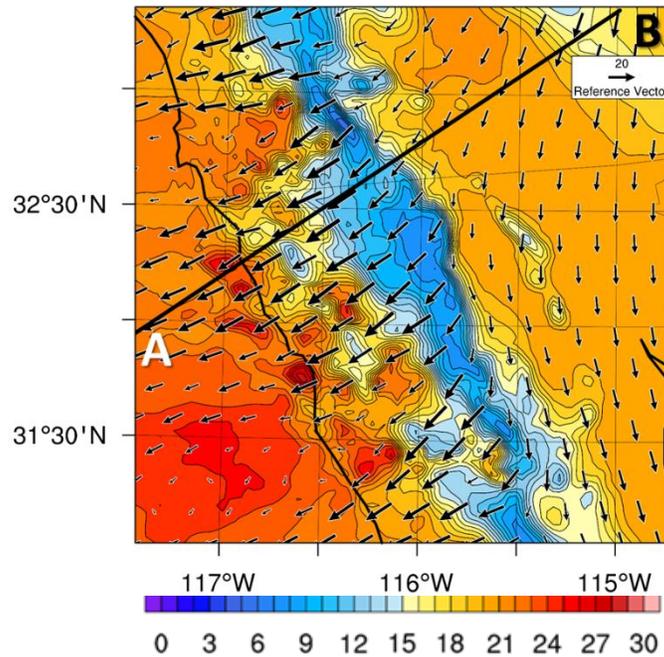
Para las 08:00 UTC del 21 de octubre (**fig. 54**) la dirección del viento en el primer km de altura ya cambió de dirección (hacia el oeste). Hay ascenso del lado barlovento de la topografía y un débil descenso del lado sotavento. Se aprecia viento ascendiendo a 1 Km de altura en contraste con el viento descendiendo en la cima montañosa. Se observa el descenso gradual de aire más frío acercándose a la cima de la topografía.

A las 10:00 UTC del mismo día (**fig. 55**). La gráfica de temperatura muestra la intrusión de un cuerpo frío a alturas por debajo de los 2 Km que toca la cima de la topografía. La gráfica de componente vertical refleja la intensificación de la dirección descendente en el lado sotavento. La gráfica de intensidad de viento revela que hay aire de baja altura siendo bloqueado en el lado barlovento que es usado de “rampa” por viento que viene desde el este y después desciende por las pendientes de el relieve del centro de la gráfica. El viento que sopla desde el este ha ganado más intensidad y distribución tanto vertical como horizontal.

A las 12:00 UTC del mismo día (**fig. 56**) el cuerpo de aire frío ha alcanzado mayor superficie de la cima de la topografía, se ha comenzado a formar una acumulación de aire caliente que alcanza los 2 km de altura. Continúa existiendo una fuerte componente vertical descendente en el lado sotavento del relieve más alto, y más viento logra ascender en el lado barlovento. La intensidad de viento que desciende por la topografía es ahora mayor. La intensidad de viento horizontal alcanzada en la pendiente topográfica es de 20 m/s.

A las 12:00 UTC del 22 de octubre (**fig. 57**), la acumulación de calor gana aun más temperatura y altura, mientras el cuerpo de aire frío alcanza mayor profundidad en el relieve. La dirección del viento en los 5 km de altura graficados es totalmente hacia el oeste. Los vientos descendentes vienen ahora desde alturas mayores y con intensidad de viento horizontal más fuerte alcanzando los 30 m/s en la pendiente del relieve.

Esta situación se mantiene hasta las 12:00 UTC del 23 de octubre donde empieza a debilitarse el evento (**fig. 58**). La superficie alcanzada por la intrusión de aire frío en la cima del relieve comienza a reducirse. La componente vertical descendente en la pendiente del relieve se vuelve más débil. Los cuerpos de mayor intensidad de viento horizontal pierden fuerza y altura. La intensidad de viento horizontal más fuerte ahora es de 25 m/s. De este punto en adelante, las condiciones meteorológicas se dirigen a su estado previo a los vientos de Santa Ana.



**Fig. 52.** Gráfica de temperatura °C. La línea negra representa la ubicación de corte realizado en dominio 2. Las letras A y B representan los extremos del corte. 00:00 UTC del 22 de octubre.

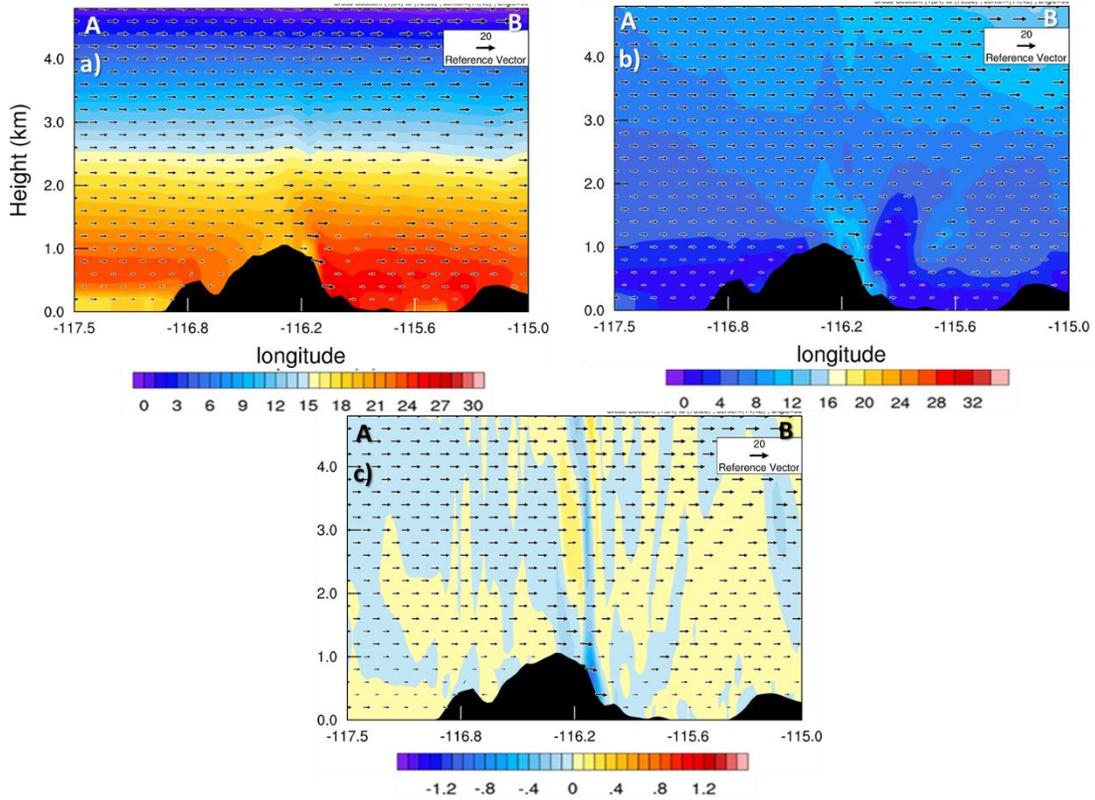


Fig. 53. Cortes verticales de a) Temperatura C°, b) Velocidad de viento (m/s) y c) Velocidad de componente vertical (m/s) a las 12:00 UTC del 20 de octubre.

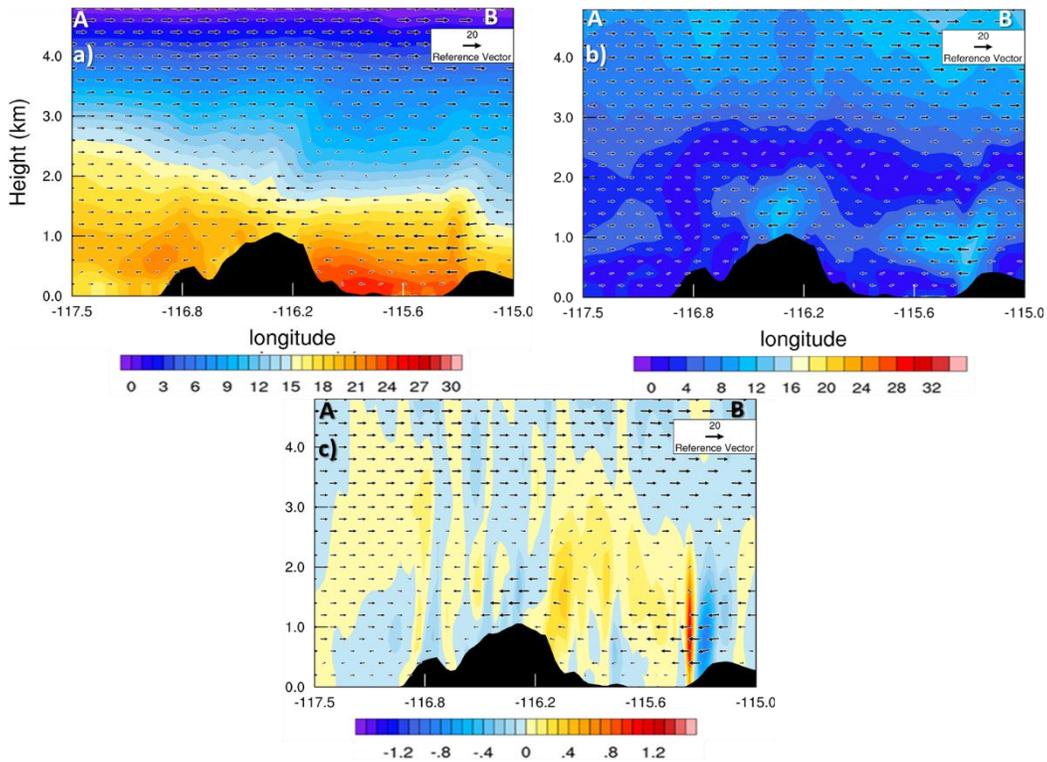


Fig. 54. Cortes verticales de a) Temperatura C°, b) Velocidad de viento (m/s) y c) Velocidad de componente vertical (m/s) a las 8:00 UTC del 21 de octubre.

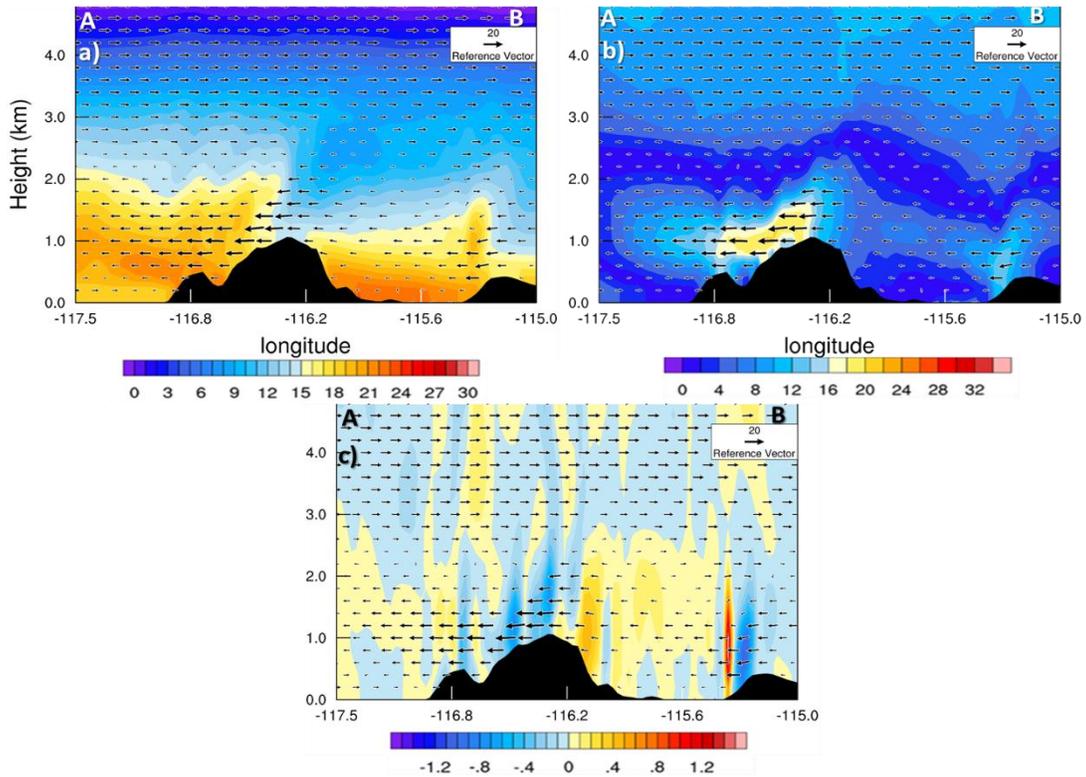


Fig. 55. Cortes verticales de a) Temperatura C°, b) Velocidad de viento (m/s) y c) Velocidad de componente vertical (m/s) a las 10:00 UTC del 21 de octubre.

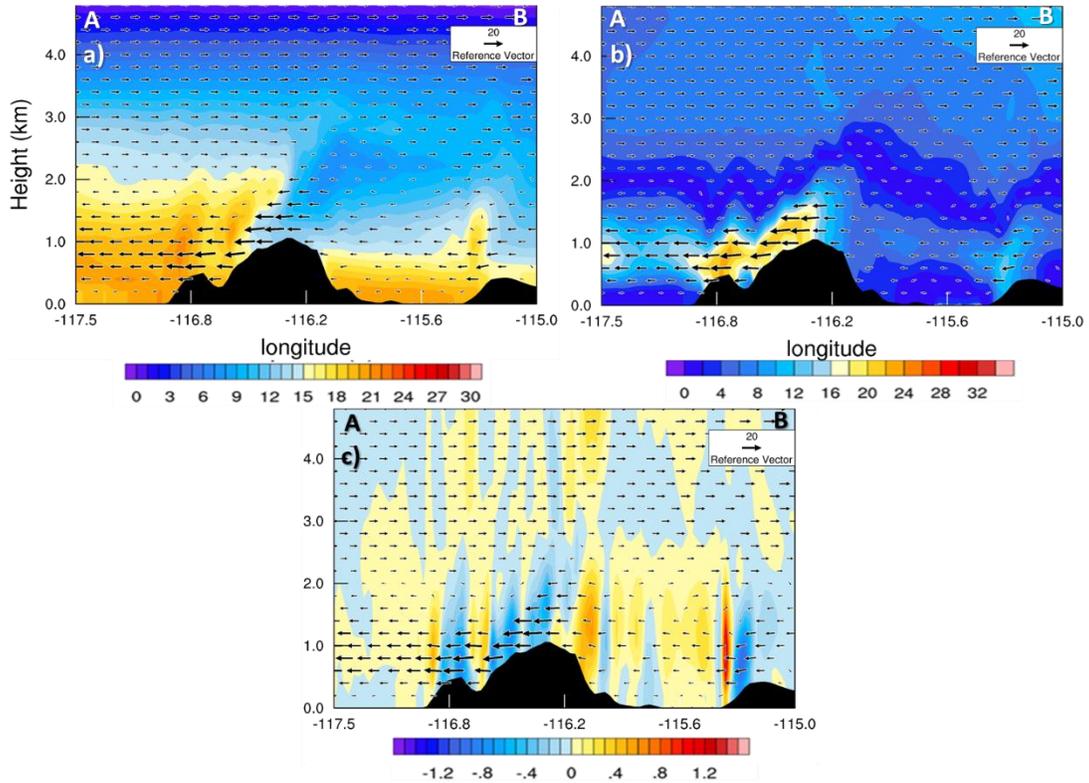


Fig. 56. Cortes verticales de a) Temperatura C°, b) Velocidad de viento (m/s) y c) Velocidad de componente vertical (m/s) a las 12:00 UTC del 21 de octubre.

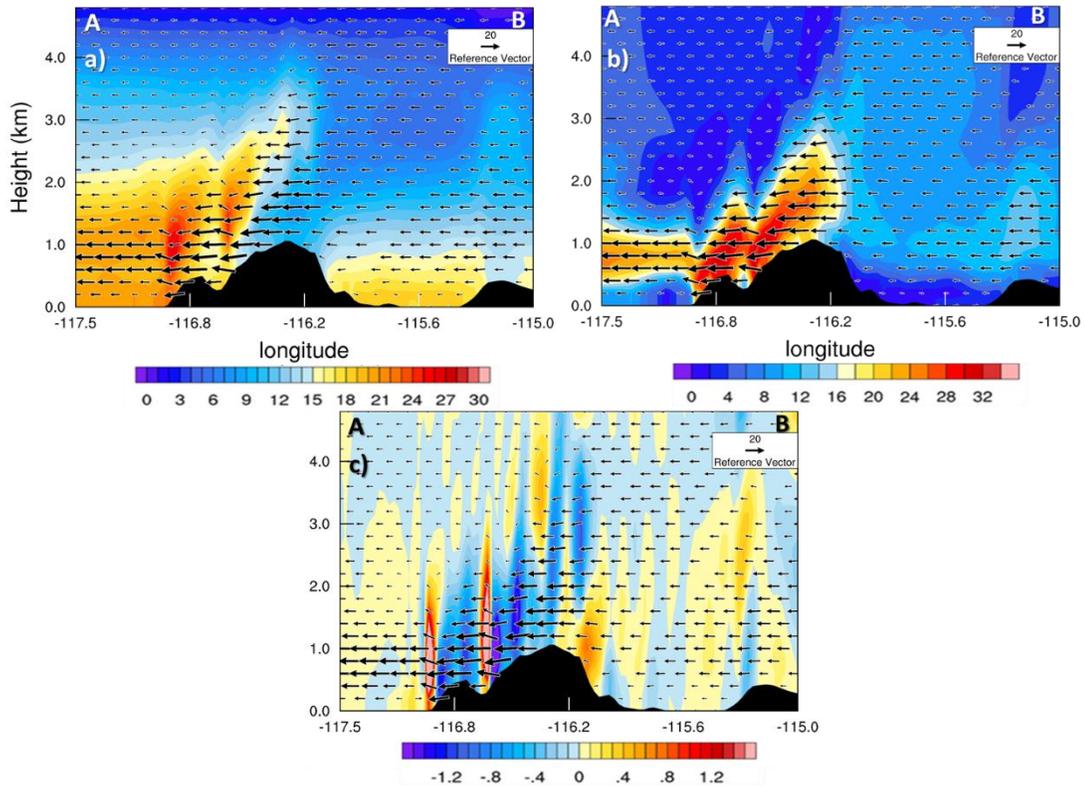


Fig. 57. Cortes verticales de a) Temperatura C°, b) Velocidad de viento (m/s) y c) Velocidad de componente vertical (m/s) a las 12:00 UTC del 22 de octubre.

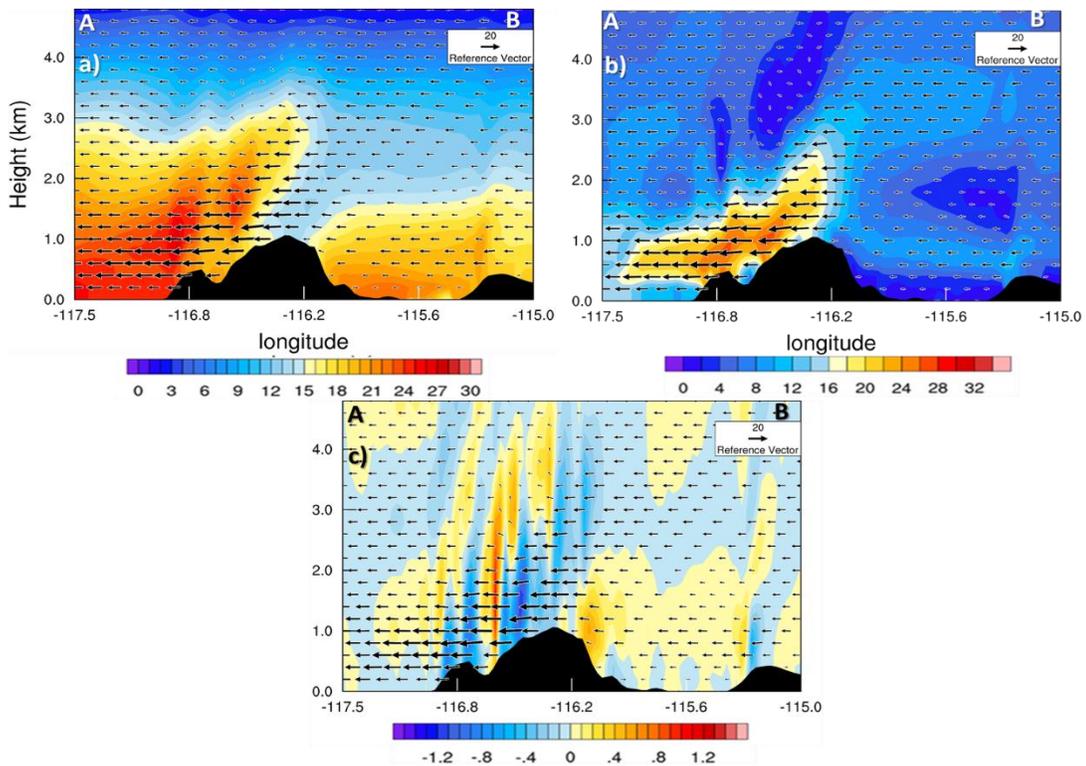


Fig. 58. Cortes verticales de a) Temperatura C°, b) Velocidad de viento (m/s) y c) Velocidad de componente vertical (m/s) a las 12:00 UTC del 23 de octubre.

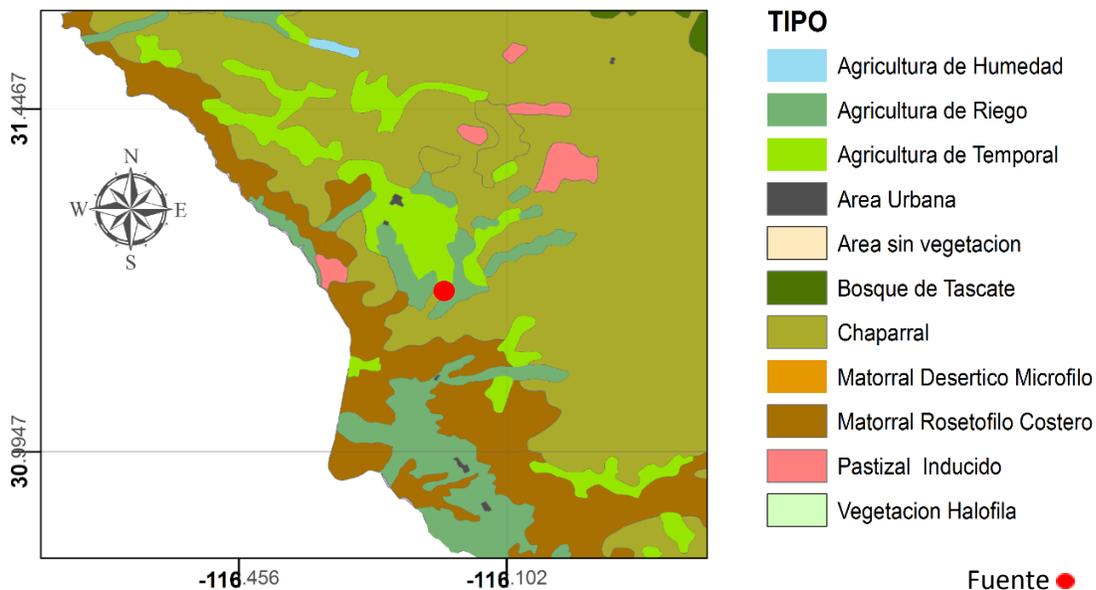
## 4.6 Correlación de fuentes de polvo con uso de suelo y vegetación

Se localizaron fuentes de emisión de polvo para asociarlas con el tipo de uso de suelo y vegetación presente.

En la fuente 1 de la fecha 22 de octubre del 2007 (**fig. 59**) el uso de suelo es agricultura de riego junto a un área de agricultura de temporal y un chaparral al sur de la fuente (**fig. 60**). Al oeste de la fuente se encuentra un matorral tipo rosetofilo costero.

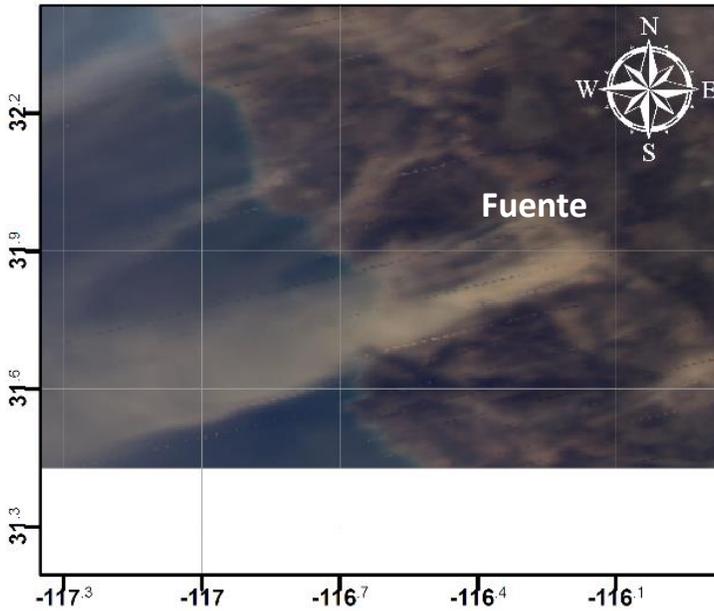


**Fig. 59.** Imagen MODIS Aqua, color natural del 22 de octubre del 2007 obtenida en <https://earthdata.nasa.gov> con acercamiento a una fuente emisora de polvo rojo

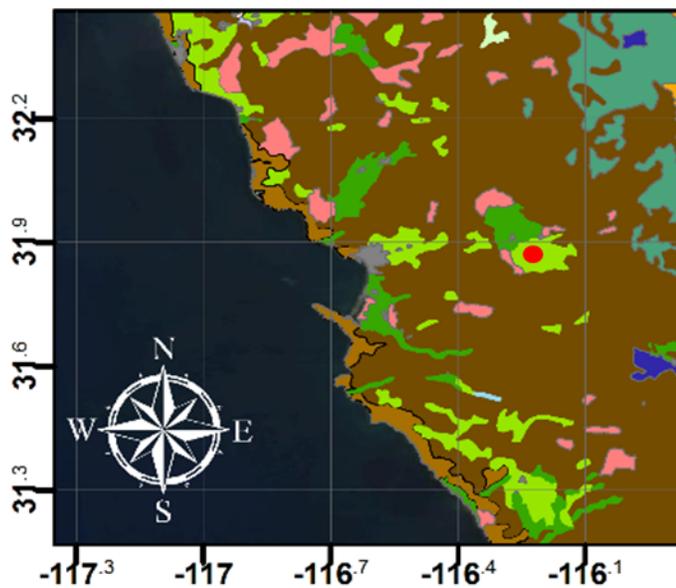


**Fig. 60.** Uso de suelo y vegetación sobre fuente 1 del 22 de octubre del 2007. Fuente: (INEGI, 2003)

En la fuente del 21 de octubre del 2007 (**fig. 61**) el uso de suelo corresponde a agricultura temporal y pastizal inducido. Limitado al norte por un área de agricultura de riego, al sur y al oeste por chaparral (**fig. 62**).



**Fig. 61.** Imagen MODIS Aqua, color natural del 21 de octubre del 2007 con acercamiento a una fuente de emisión de polvo.



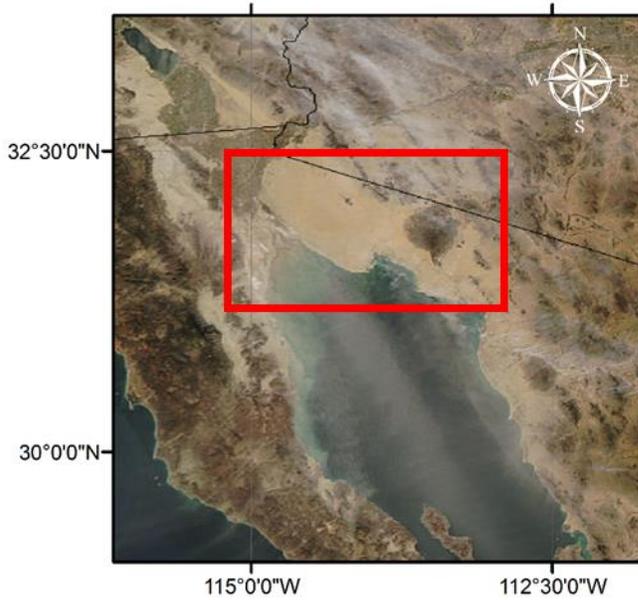
Fuente ●

**TIPO**

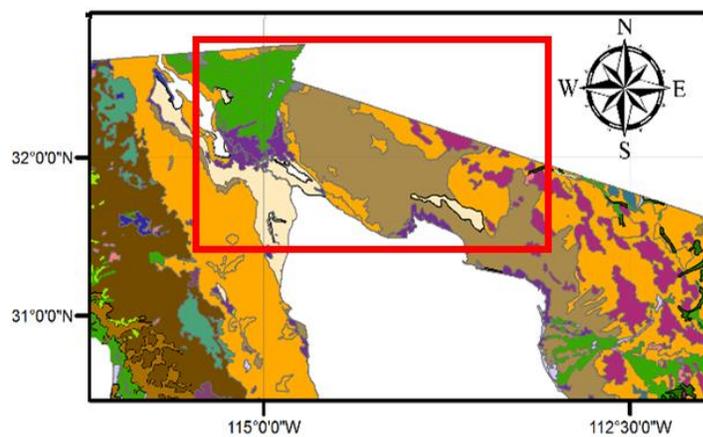
- Bosque de Tascate
- Bosque de Pino
- Matorral Desertico Microfilo
- Agricultura de Humedad
- Agricultura de Riego
- Agricultura de Temporal
- Agricultura de Temporal, Pastizal inducido
- Area Urbana
- Chaparral
- Matorral Rosetofilo Costero
- Area sin vegetacion
- Mezquital
- Pastizal Inducido
- Vegetacion de Desiertos Arenosos

**Fig. 62.** Uso de suelo y vegetación sobre fuente 1 del 21 de octubre del 2007. Fuente: (INEGI, 2003)

La fuente de polvo en el norte de Sonora y Baja California abarca un gran espacio desde Mexicali hasta el desierto de Altar, en el 21 de octubre del 2007 se puede observar como gran cantidad de polvo es transportado por encima del Golfo de California (fig. 63).



**Fig. 63.** Imagen MODIS Aqua, color natural del 21 de octubre del 2007. El cuadro rojo denota el área de emisión de polvo.



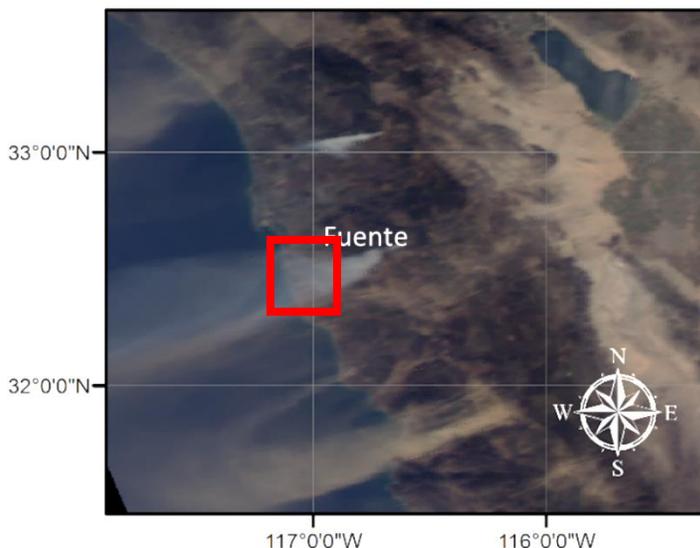
**TIPO**

- Pastizal Natural
- Bosque de Encino
- Matorral Desertico Rosetofilo
- Vegetacion Halofila
- Matorral Sarcocaula
- Matorral Crasicaule
- Cuerpo de Agua Perenne maritimo
- Manglar
- Cuerpo de Agua Perenne interior
- Bosque de Tascate
- Bosque de Pino
- Matorral Desertico Microfilo
- Agricultura de Humedad
- Agricultura de Riego
- Agricultura de Temporal
- Agricultura de Temporal, Pastizal inducido
- Area Urbana
- Chaparral
- Matorral Rosetofilo Costero
- Area sin vegetacion
- Mezquital
- Pastizal Inducido
- Vegetacion de Desiertos Arenosos

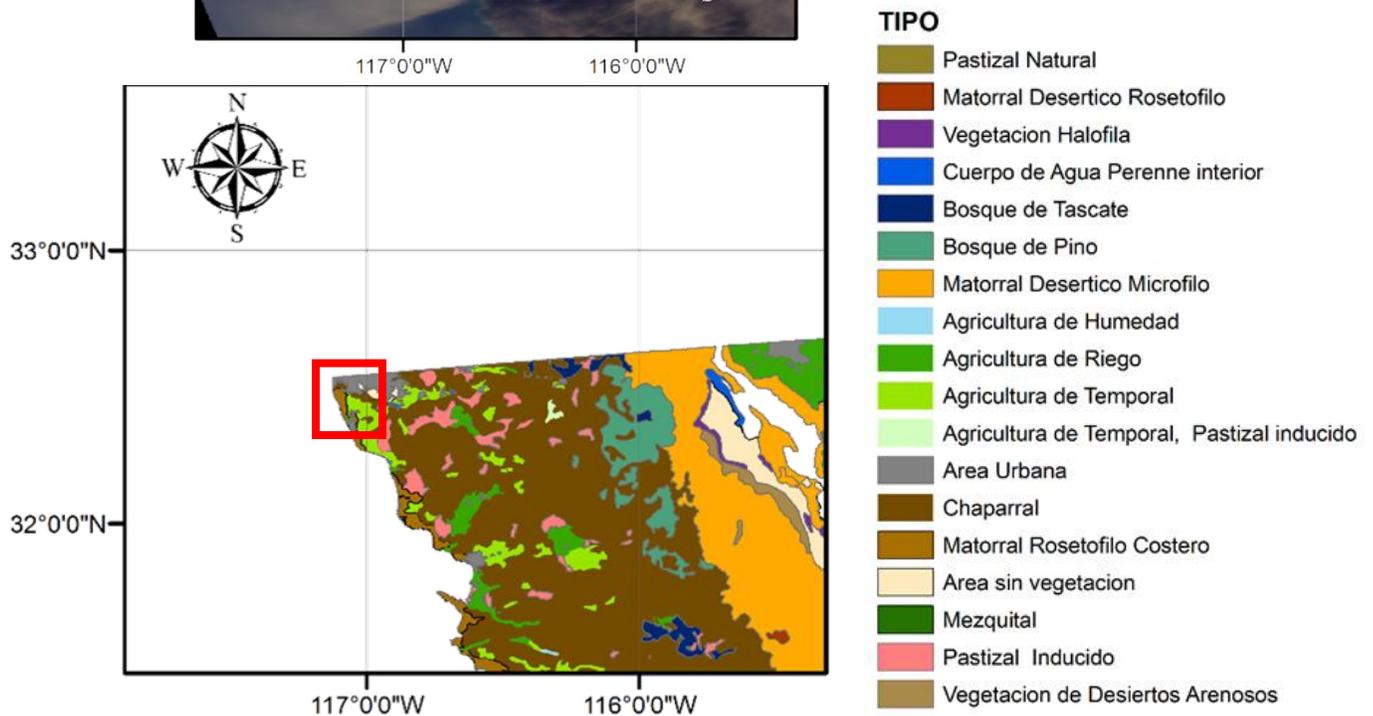
**Fig. 64.** Uso de suelo y vegetación sobre fuente (cuadro rojo) del 21 de octubre del 2007. Fuente: (INEGI, 2003)

El área considerada como fuente de polvo transportado hacia el Golfo de California abarca diversos tipos de uso de suelo, como agricultura de riego, siendo este procedente de Mexicali, vegetación de desiertos arenosos, correspondiente al Desierto de Altar, aunque también se encuentra matorral desértico micrófilo, vegetación halófila, matorral sarcocaulé y áreas sin vegetación (**fig. 64**).

Tijuana, en la frontera norte de Baja California, representa otra fuente de polvo en sus alrededores parcialmente enmascarado por el humo de un incendio en el evento del 21 de octubre del 2007 (**fig. 65**). El área considerada como fuente está conformada por área sin vegetación, chaparral, agricultura temporal con área urbana al norte (**fig. 66**).



**Fig. 65.** Imagen MODIS Aqua, color natural del 21 de octubre del 2007 con acercamiento a una fuente de emisión de polvo ubicada sobre Tijuana.

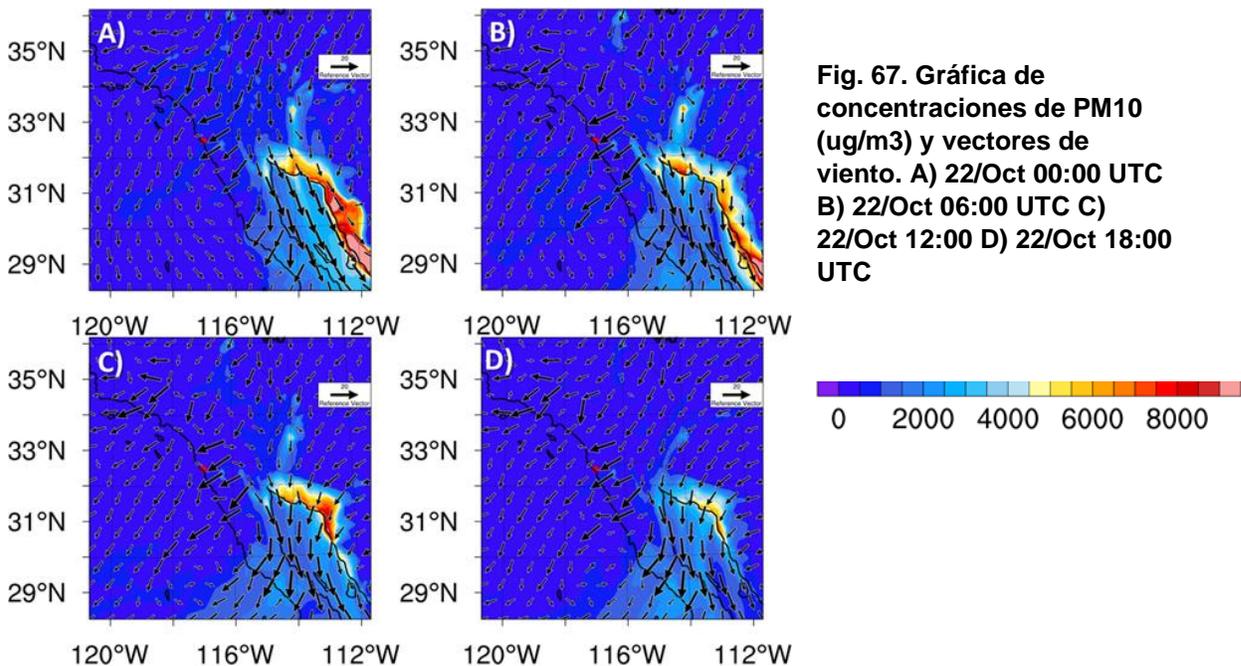


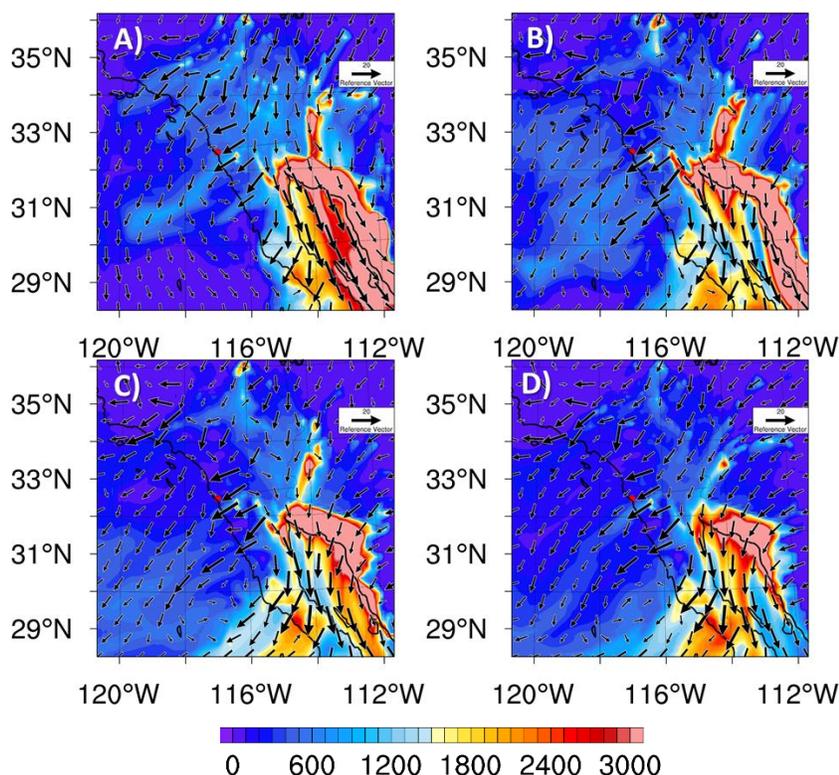
**Fig. 66.** Uso de suelo y vegetación sobre fuente (cuadro rojo) del 21 de octubre del 2007. Fuente: (INEGI, 2003)

## 4.7 Concentraciones de PM10

La investigación de las concentraciones de PM10 generadas durante el paso de los vientos de Santa Ana fue otro aspecto importante de esta investigación. En (fig. 67) se muestran las concentraciones de PM10 a nivel de superficie generadas el 22 de octubre (el día de mayor intensidad de viento) en el dominio 1. La (fig. 67) se encuentra escalada de 0 a 9000  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  para apreciar los cuerpos de altísimas concentraciones sobre la costa de Sonora. Se puede observar como el Desierto de Altar representa una enorme fuente de PM10 que los vientos propagan hacia el sur sobre el Golfo de California donde las concentraciones de PM10 alcanzan los 4000  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ . Hacia el sur de la península de Baja California se aprecia una enorme estela que coincide con los vectores de viento de mayor intensidad que cruzan la topografía de 1000 m acelerándose y llevándose más PM10 al océano Pacífico donde las concentraciones de PM10 alcanzan los 2500-3000  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  en algunas horas del día.

En la (fig. 68) se observan las concentraciones de PM10 generadas durante el mismo día (22 de octubre) pero están escaladas de 0-3000  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  para poder apreciar las estelas del orden de los 800  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  que son importantes. Se puede observar que el aporte del Desierto de Altar supera los 3000  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ . Se aprecian enormes estelas de PM10 con concentraciones desde los 400  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  hasta los 1000  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ . Estas estelas se propagan desde las costas de la península de Baja California y California hacia el océano Pacífico y coinciden con la dirección y posición de los vectores de mayor intensidad de viento.





**Fig. 68. Gráfica de concentraciones de PM10 ( $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ) y vectores de viento. A) 22/Oct 00:00 UTC B) 22/Oct 06:00 UTC C) 22/Oct 12:00 D) 22/Oct 18:00 UTC**

Se tomaron las concentraciones de PM10 modeladas sobre puntos relacionados a ciudades densamente pobladas (**fig. 69**). Las ciudades escogidas fueron San Diego (**fig. 70 a**), Ensenada (**fig. 70 b**), Mexicali (**fig. 70 c**) y Tijuana (**fig. 70 d**). Desafortunadamente durante el evento de tormentas de polvo de octubre del 2007, la única estación registrando concentraciones de PM10 de forma automática fue la ubicada en Tijuana. Esta estación nos permitió comparar las concentraciones PM10 modeladas contra las registradas. En la ciudad de San Diego (**fig. 70 a**) las concentraciones de PM10 se encuentran cercanas a cero durante el inicio del 21 de octubre, y es hasta las 13:00 UTC donde los valores despegan pasando de  $2.4 \mu\text{g}/\text{m}^3$  a  $290.12 \mu\text{g}/\text{m}^3$  a las 19:00 UTC del mismo día. A las 4:00 UTC del 22 de octubre se modela un pico de  $539.33 \mu\text{g}/\text{m}^3$  que después decae hasta los  $200 \mu\text{g}/\text{m}^3$ . El día 23 de octubre las concentraciones de PM10 aumentan hasta los  $300 \mu\text{g}/\text{m}^3$  y nuevamente decaen.

En la ciudad de Ensenada (**fig. 70 b**) la concentración de PM10 se encuentra cerca de cero hasta las 9:00 UTC del 21 de octubre que pasa de  $1.3 \mu\text{g}/\text{m}^3$  a un pico de  $377.613 \mu\text{g}/\text{m}^3$  a las 15:00 UTC del mismo día. La concentración decae a  $221.82 \mu\text{g}/\text{m}^3$  a las 19:00 UTC del mismo día para aumentar hasta  $403.5 \mu\text{g}/\text{m}^3$ , siendo este el máximo pico modelado durante los tres días. Después la concentración descende

hasta los  $153 \text{ ug/m}^3$  para quedarse entre las 12:00 UTC del 22 de octubre y las 23:00 UTC del 23 de octubre oscilando en los valores  $170 \text{ ug/m}^3$  -  $120 \text{ ug/m}^3$ . La concentración aumenta hasta llegar a un nuevo pico de  $283.53 \text{ ug/m}^3$  a las 6:00 del 23 de octubre que después descendería.

En Mexicali (**fig. 70 c**) la concentración de PM10 a las 2:00 UTC del 21 de octubre se encontraron con valores de  $15.5 \text{ ug/m}^3$ . El aumento de la concentración la llevó al pico de  $749.6 \text{ ug/m}^3$  a las 15:00 UTC del mismo día. La concentración descendió a  $527.47 \text{ ug/m}^3$  a las 20:00 UTC del 21 de octubre para después llegar a un nuevo pico de  $752.07 \text{ ug/m}^3$  a las 2:00 UTC del 22 de octubre. Después de este pico se observa un descenso hasta  $330.32 \text{ ug/m}^3$  a las 11:00 UTC del 22 de octubre. Durante el día 23 de octubre, los valores oscilan entre  $180 \text{ ug/m}^3$  y  $360 \text{ ug/m}^3$  con 3 picos.

En Tijuana (**fig. 70 d**) se observan los datos de concentración de PM10 modelados contra las concentraciones registradas por la estación. Se observa como la modelación se adelanta en el primer pico de concentración de PM10 llegando hasta  $695.18$  a las 14:00 hora local del 21 de octubre. La concentración modelada desciende hasta los  $315.49 \text{ ug/m}^3$  a las 19:00 hora local del mismo día, para aumentar hasta otro pico de  $614.68$  a las 1:00 hora local del 22 de octubre. Después de esto desciende hasta los  $300 \text{ ug/m}^3$  manteniéndose así desde las 2:00 hora local del 22 de octubre hasta las 21:00 hora local del 22 de octubre.

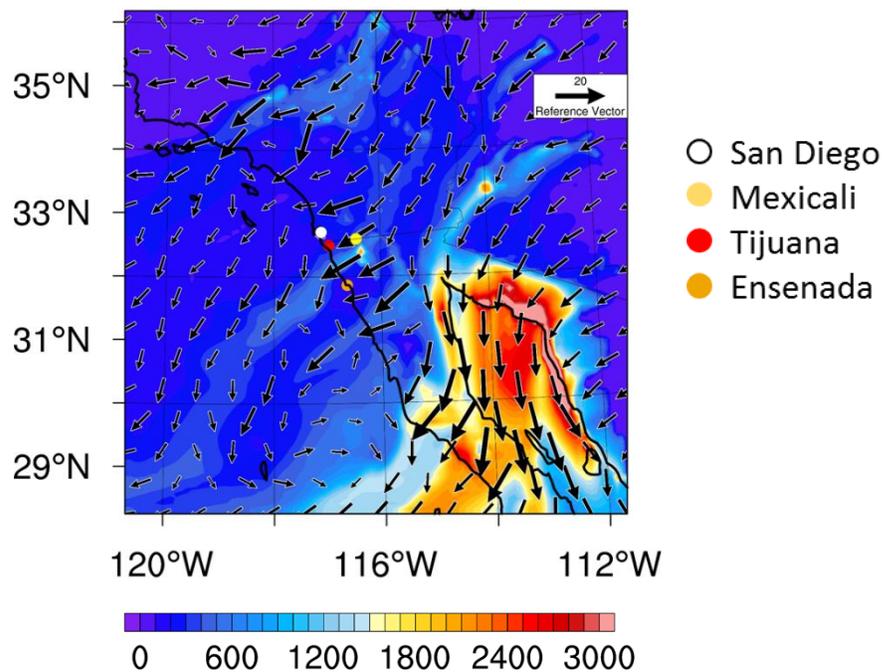


Fig. 69. Gráfica de las concentraciones de PM10 ( $\text{ug/m}^3$ ) y vectores de viento con ubicación de puntos de muestreo. 22 de octubre a las 21:00 UTC.

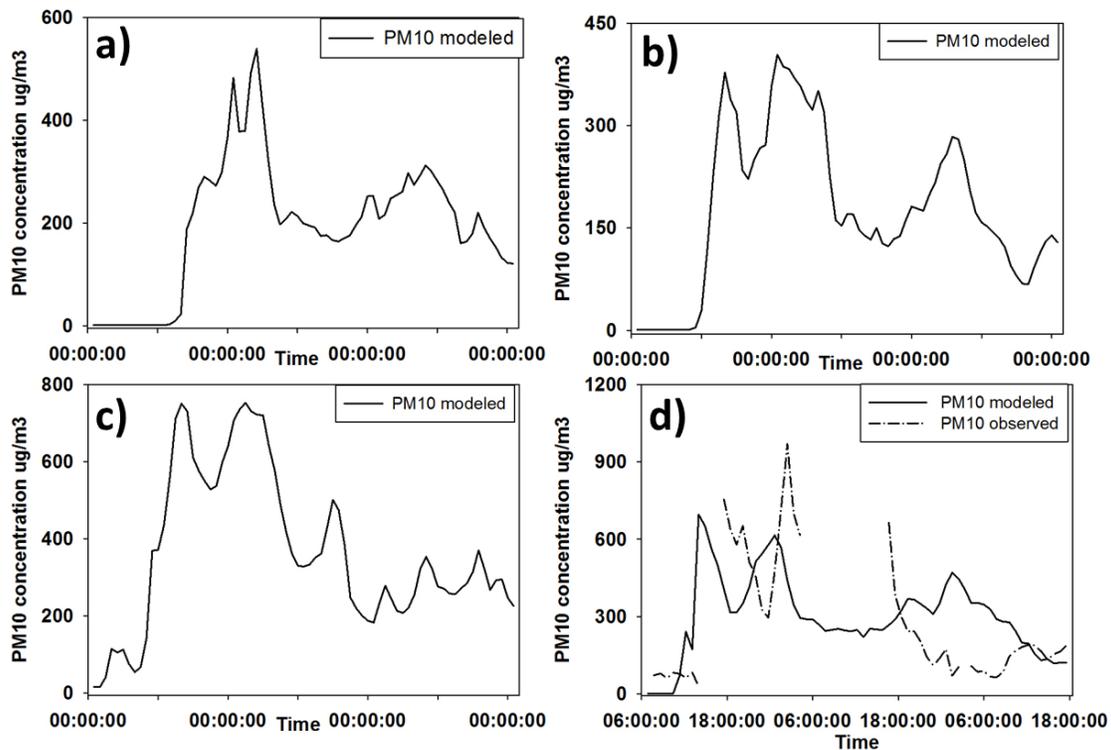


Fig. 70. Series de tiempo de concentración de PM10 ( $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ) modelada en 4 ciudades. a) San Diego, b) Ensenada, c) Mexicali y d) Tijuana. Todas comienzan el 21 de octubre a las 00:00 UTC y terminan el 24 de octubre a las 00:00 UTC con la excepción de d) donde se encuentra en hora local iniciando a las 6:00 del 21 de octubre y terminando a las 18:00 del 23 de octubre.

#### 4.8 Validación con datos meteorológicos

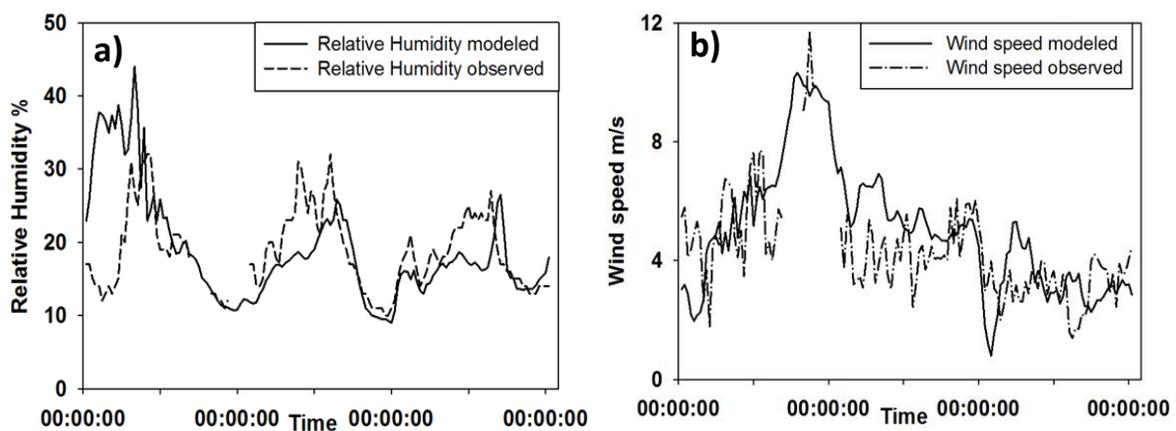
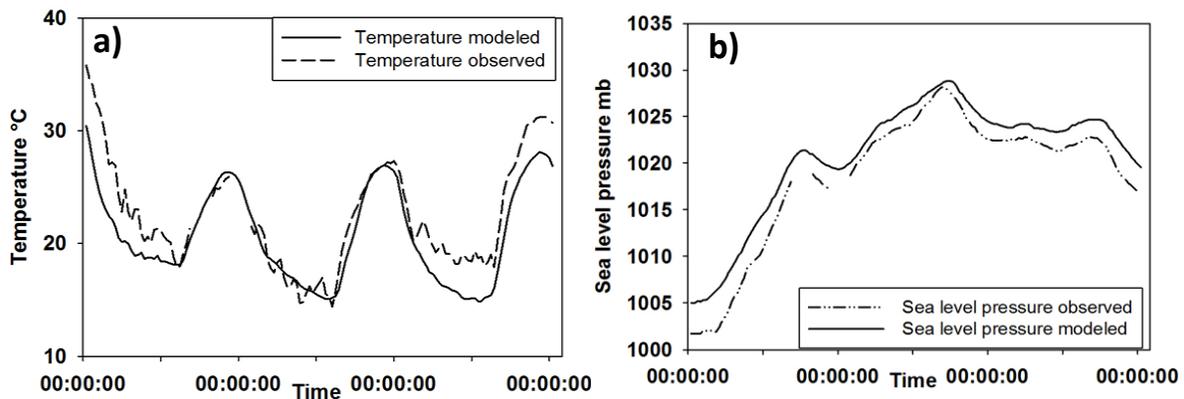


Fig. 71. Series de tiempo de comparación de variables meteorológicas. En a) humedad relativa modelada con humedad relativa observada (%) y b) velocidad de viento modelada con velocidad de viento observada (m/s). Las series de tiempo comienzan a las 00:00 UTC del 21/oct y terminan a las 00:00 UTC del 24/oct.

Los datos modelados fueron comparados con los datos meteorológicos proporcionados por la SMN-EMA registrados por la estación automática ubicada en la ciudad de Mexicali en el estado de Baja California. La **Tabla 2** muestra que el modelo WRF-chem puede modelar adecuadamente las variables meteorológicas bajo las condiciones extremas de los vientos de Santa Ana.



**Fig. 72.** Series de tiempo de comparación de variables meteorológicas. En a) temperatura modelada con temperatura observada (%) y b) presión a nivel del mar modelada con presión a nivel del mar observada (m/s). Las series de tiempo comienzan a las 00:00 UTC del 21/oct y terminan a las 00:00 UTC del 24/oct.

**Tabla. 2.** RMSE de los valores de salida del WRF-chem y los datos meteorológicos observados en la estación de Mexicali.

Variable meteorológica	Root Mean Square Error (RMSE)
Velocidad de viento (m/s)	1.5516
Temperatura (°C)	2.7368
Humedad relativa (%)	7.5948
Presión a nivel del mar (mb)	2.3709

## Interpretación de resultados

### 5.1 Estado sinóptico

El evento de los vientos de Santa Ana en octubre del 2007 fue particularmente fuerte. Numerosos incendios y enormes tormentas de polvo fueron capturados por los sensores del satélite MODIS. La fuerte intensidad de este evento puede estar relacionado con la combinación del sistema de alta presión ubicado sobre “The Great Basin” en USA y un sistema de baja presión al sur de la península de Baja California representado por la tormenta tropical Kiko. El sistema de alta presión ubicado sobre “The Great Basin” da lugar a la formación de vientos de Santa Ana, pero la llegada de la tormenta tropical Kiko al sur da lugar a una intensificación de estos vientos. Entre estos dos sistemas se logra un fuerte gradiente de presión que lleva vientos en dirección perpendicular a las costas del noroeste de México (**fig. 73**). El flujo anticiclónico alrededor del sistema de alta presión se combina con el flujo ciclónico alrededor del sistema de baja presión formando un flujo de viento acelerado en medio del gradiente de presión. El día 22 de octubre (**fig. 73**) fue el día con mayores picos en intensidad de viento y fue el día en que se acercaron más los dos sistemas de presión. Es posible que esta distribución del gradiente de presión haya dado lugar a este excepcional evento de los vientos de Santa Ana.

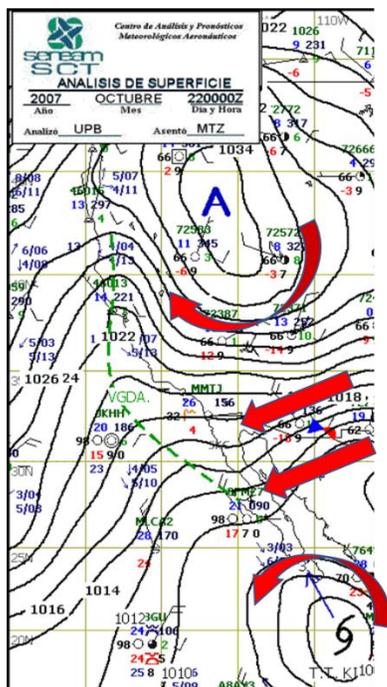


Fig. 73. Carta sinóptica en superficie del 22/oct a las 00:00 UTC. Las flechas rojas indican la dirección del viento. Fuente: proporcionada por el Centro de Análisis y Pronósticos Meteorológicos Aeronáuticos (CAPMA).

## 5.2 Estelas de aire seco

Las estructuras de aire seco identificadas con letras en **(fig. 74 a)** siguen de forma general la distribución de las anomalías de mayor temperatura en **(fig. 74 b)**. De la misma forma su propagación corresponde a los puntos de mayor intensidad de viento indicados por los vectores. Esto puede estar directamente relacionado con los puntos bajos entre la cadena montañosa que puede permitir el paso y la aceleración del viento **(fig. 77)**. La gran variabilidad en la intensidad de viento de los vientos de Santa Ana por causa de la topografía provoca estos contrastes de humedad relativa y temperatura a lo largo de la costa de la Península de Baja California.

La zona de turbulencia detrás de la Sierra de San Pedro Mártir (**triángulo en fig. 74 a y fig 74 b**) corresponde a una acumulación de humedad mayor al 50% con un área de cobertura cercana a la costa, superior que los otros puntos cercanos a la costa con humedad mayor a %50. Esta área turbulenta y húmeda corresponde a una anomalía de baja temperatura en **(fig. 74 b)**. El flujo de aire es de menor velocidad en esta zona debido al bloqueo que representa la gran altura que alcanza la Sierra de San Pedro Mártir (2800 m) a los vientos que circulan desde el noreste. Es evidente que la altura de la Sierra de San Pedro Mártir no permite la formación de vientos de Santa Ana ni de sus características especiales, pero si la aparición de un área turbulenta a consecuencia de las diferencias de intensidad de viento horizontal a lo largo de la costa.

En la cima de la cadena montañosa se observa una acumulación de humedad relativa, señalada con una línea roja **(fig. 74 a)**, que puede ser originada al natural aumento de humedad relativa al disminuir la temperatura (**línea roja en fig. 74 b**) cuando el aire se ve forzado sinópticamente a ascender por la cadena montañosa. El norte del Golfo de California sufre un transporte de humedad hacia el sur a causa de la formación superficial de corrientes de viento que, al no poder cruzar la cadena montañosa, optan por dirigirse a un sistema de baja presión al sur señalada en **(fig. 73)**.

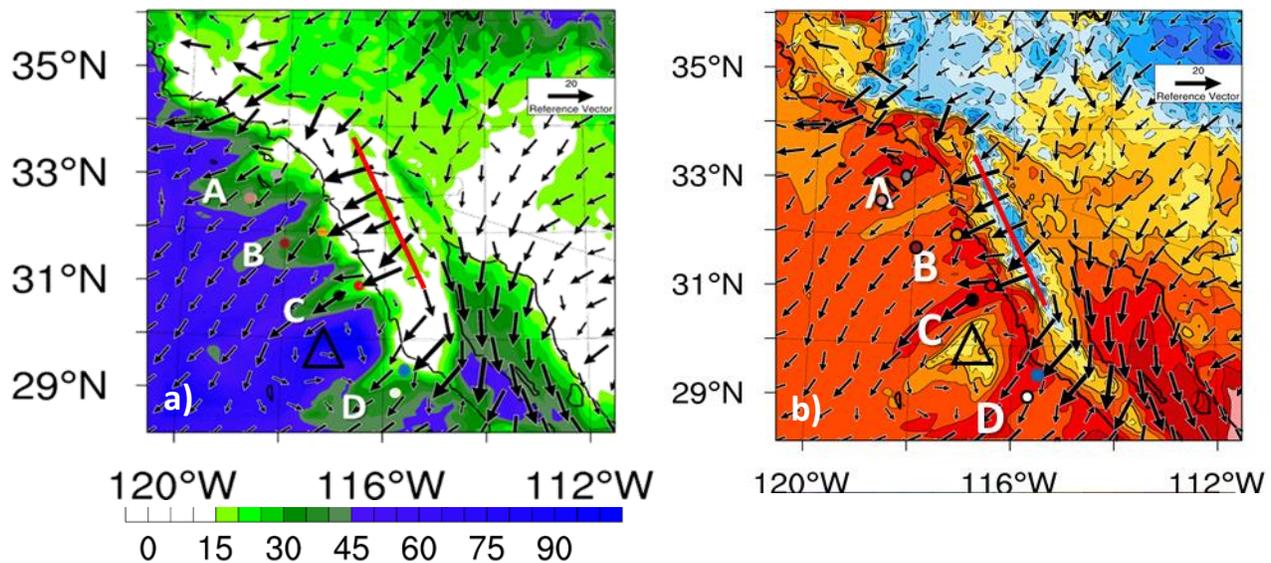


Fig. 74. Gráficas de a) Humedad relativa (%) y b) Anomalías de temperatura. Incluye la ubicación de puntos de muestreo para análisis (puntos de colores). Fecha 22/ oct 16:00 UTC

### 5.3 Análisis puntual de las estelas

La formación de estructuras secas y calientes por causa de los vientos de Santa Ana sugería que podría existir un comportamiento vertical interesante debido a los contrastes de temperatura y humedad con el aire circundante. La densidad de aire es una variable que puede ser modificada por la temperatura y el contenido de humedad, y siendo los vientos de Santa Ana calientes y secos, era importante identificar el efecto que tendría esto en su densidad y el comportamiento vertical del aire a lo largo de la costa de California y la península de Baja California.

La temperatura y la humedad guardan una correlación negativa en la naturaleza. La disminución de temperatura ocasiona un aumento de humedad, mientras que un aumento de temperatura se traduce a una caída de humedad. Si se toma una parcela de aire al nivel del mar que se encuentra a cierta temperatura y se eleva 5000 m, la temperatura naturalmente disminuye y puede llegar al punto donde el vapor de agua contenido en un principio logra condensarse y formar gotas de agua. Esto causa que la humedad relativa aumente en esta parcela de aire con respecto a la que tenía al estar en superficie a mayor temperatura. La situación contraria sucede si se toma una parcela de aire a 5000 m de altura y se lleva hasta el nivel del mar. En este caso, llevarla a una mayor temperatura presente en el nivel del mar ocasionaría que las gotas de agua contenida se conviertan en vapor de agua, de esta forma su humedad relativa se vería reducida.

En todas las estelas la entrada de los vientos de Santa Ana está marcada por una fuerte caída de humedad relativa y un súbito aumento de la temperatura. Esta entrada es claramente antes en la costa y después se va propagando fuera de la costa en cada una de las estelas.

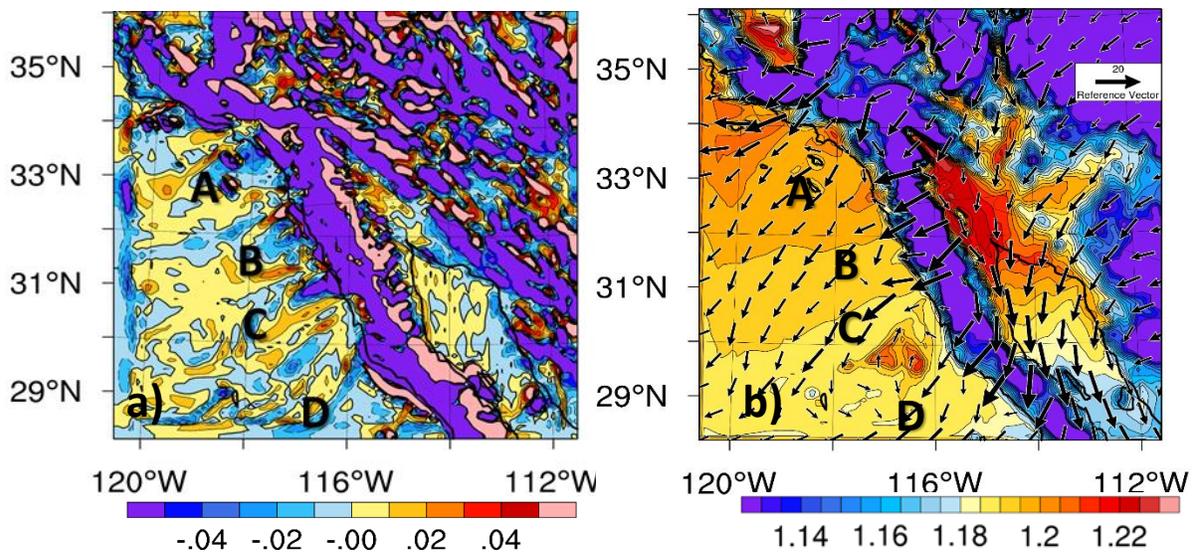
En el punto alejado de la costa en todas las estelas analizadas se observa una clara correlación negativa entre los cambios de temperatura y de humedad. En cada momento donde la temperatura aumento, la humedad relativa tuvo una caída y cuando la temperatura disminuyó, la humedad relativa se recuperó. Mientras que en el punto cercano a la costa la temperatura y la humedad relativa llevan una correlación negativa más débil. El primer aumento de temperatura que indica la entrada de los vientos de Santa Ana es acompañada de una fuerte caída de humedad en los puntos cercanos a la costa, pero cuando la temperatura disminuye durante la noche, la humedad es tan poca en la costa que no logra aumentar significativamente.

La estela A tiene una entrada mucho antes que en cualquier otra estela debido a que su origen se encuentra más cercano al sistema de alta presión que da origen a los vientos de Santa Ana. Es en esta estela donde se tiene el valor más bajo de humedad relativa (5.2%) pero es en la estela B donde la humedad relativa se mantiene por más tiempo por debajo del %10 ya que se mantienen temperaturas altas durante más tiempo.

La entrada de los vientos de Santa Ana es acompañada de una componente vertical ascendente en todas las estelas debido a la convergencia entre los vientos de Santa Ana provenientes de la costa y el viento débil sobre el océano pacífico. Después de la entrada de los vientos de Santa Ana, la componente vertical se vuelve descendente durante el evento y muestra una correlación negativa con la velocidad de viento horizontal más clara en las estelas A, B y C. La densidad del aire no guarda una especial relación con la componente vertical en las estelas A, B y D, algunas excepciones pueden presentarse como el pico ascendente relacionado con una caída de densidad en la estela A a las 00:00 UTC del 22 de octubre. En la estela C la correlación negativa entre la densidad y la componente vertical es bastante clara en los puntos cerca y alejado de la costa.

La estela D tiene un comportamiento caótico muy diferente al resto de las estelas analizadas. Su componente vertical es preferentemente descendente durante todo el evento, pero es muy cercana a cero y no guarda prácticamente ninguna relación con la velocidad de viento horizontal o la densidad. La caída de humedad y el aumento de temperatura si aparecen en esta estela, y se relacionan con el aumento de velocidad horizontal en el punto lejano de la costa. Las razones por las que la estela D tiene un comportamiento diferente a las demás puede ser porque es la única de las estelas que no se desarrolla por un paso entre la cadena montañosa. El viento responsable de esta estructura rodea la Sierra de San Pedro Mártir (de 2800 m de altura) dirigiéndose hacia el sur donde el relieve no supera los 1000 m

de altura por una distancia más larga que los estrechos pasos por los que son obligados cruzar los vientos de las otras estelas secas. Esto causa que la estela D tenga gran variación espacial que le permite salir de los puntos de muestra en varias ocasiones. El viento procedente del Golfo de California y que no logró cruzar la cadena montañosa, toma una dirección hacia el sur que lo lleva a convertirse en la estela D. El paso por un relieve con pendiente más suave causa una aceleración del viento por gravedad pero este conserva una dirección vertical casi perfectamente horizontal cuando alcanza la superficie del océano. El viento de la estela D, a diferencia de las otras estelas, es únicamente acelerado por gravedad sin el papel del efecto de presión causado por los estrechos pasos en las otras estelas.



**Fig. 75.** Gráficas a nivel de suelo de a) velocidad vertical  $W$  (m/s) y b) densidad (kg/m<sup>3</sup>) con letras negras indicando posición de las estelas secas. Fecha 22/oct 16:00 UTC.

En (fig. 75 a) refleja la componente vertical descendente que sigue la forma de las estructuras de aire seco en (fig. 74 a) pero no parece estar relacionado con su densidad, ya que en (fig. 75 b) no se ven estructuras siguiendo al aire seco en esta hora. La densidad de los vientos de Santa Ana en muchas ocasiones es menor que el aire que les rodea debido a la alta temperatura que pueden alcanzar. Esto indica que es la temperatura, y no el contenido de humedad, el factor dominante que define la densidad de los vientos de Santa Ana. Aun así, es posible encontrar horas durante el evento en las cuales no se aprecia un contraste claro entre la densidad del aire traído por los vientos de Santa Ana y el aire alrededor. Esto puede significar que en ocasiones la temperatura y el contenido de humedad se compensan de tal manera que logran una densidad relativamente uniforme con el aire circundante. A

pesar de eso, la tendencia descendente de los vientos de Santa Ana no se pierde mientras la intensidad de viento sea lo suficientemente alta.

Los vientos de Santa Ana son tormentas de viento de ladera descendentes, y su comportamiento descendente se extiende mar adentro hasta que su intensidad de viento se debilita. Los vientos de Santa Ana generan convergencia con el aire presente sobre el océano Pacífico y la formación de una intercalación de aire ascendente y descendente a lo largo de la costa. Esto se observa (**fig. 75 a**) alrededor de todas las estelas de aire descendente donde se puede encontrar aire ascendente (de amarillo a rojo). Aunque fuera de la costa la componente vertical de los vientos de Santa Ana es muy débil, se puede observar que existe una interacción vertical con el aire presente en el océano Pacífico. El comportamiento vertical del aire a lo largo de la costa de California y la península de Baja California está mayormente relacionado con la variación espacial de la intensidad de los vientos de Santa Ana que con las variables de temperatura o el contenido de humedad. Esta variación espacial es causada fundamentalmente por la topografía presente, que es la que determina los puntos de mayor intensidad de viento, y los puntos más lentos y turbulentos a lo largo de la costa del área de estudio.

**Tabla 3. Información de variables en el pico de velocidad de viento horizontal de cada estela.**

	A	B	C	D
Fecha y hora local	22/Oct 5:00 am	21/Oct 12:00 pm	22/Oct 5:00 am	22/Oct 15:00 pm
Velocidad de viento horizontal m/s	13.41	16.19	18.4	15.38
Velocidad de viento vertical m/s	-0.008 valle	-0.01 valle	-0.07 valle	-0.0007
Temperatura °C	22.85 valle	22.60 cresta	21.76 valle	22.50 cresta
Humedad relativa %	10.70	20.40	11.55	7.86
Densidad kg/m <sup>3</sup>	1.183 cresta	1.17 (cayendo)	1.182 cresta	1.166 valle
Humedad específica g/kg	1.896	3.48	1.896	1.69

La estela C tuvo el pico de velocidad de viento horizontal más alto (**Tabla 3**). Y también es la que alcanzó las velocidades verticales descendentes más fuertes y a mayores distancias que el resto de las estelas puesto que su alta velocidad horizontal de viento le permitía continuar con la inercia del movimiento descendente. Su alta velocidad puede asociarse a que es la estela que proviene del paso entre la Sierra Juárez y la Sierra de San Pedro Mártir, las cuales son los puntos más altos en la península de Baja California. Esto causa que el viento entre estas dos sierras sufra mayor presión del aire acumulado barlovento y sea acelerado de manera más eficiente. La velocidad de viento vertical es descendente (correspondiendo a un valle) durante el pico de los vientos de Santa Ana en todas las estelas excepto en la estela D donde el viento es prácticamente horizontal.

Según Raphael (2003), los vientos de Santa Ana deberían intensificarse de noche porque el mar se mantiene caliente mientras que el suelo se enfría más rápido intensificando el gradiente de presión de alta (tierra dentro) a baja (mar adentro). Esto se cumple en las estelas A y C, dando sus picos de velocidad de viento horizontal durante la noche mientras que en la B y D los picos se encuentran durante el día (**Tabla 3**). Esto puede deberse a que la acumulación de aire bloqueado por la cadena montañosa de la península de Baja California incrementa la densidad del aire presente (**fig. 75 b**) causando un gradiente de presión de alta, en el oeste de la cadena montañosa, a baja, en el océano Pacífico (**fig. 76**). Este efecto puede causar picos de velocidad durante el día.

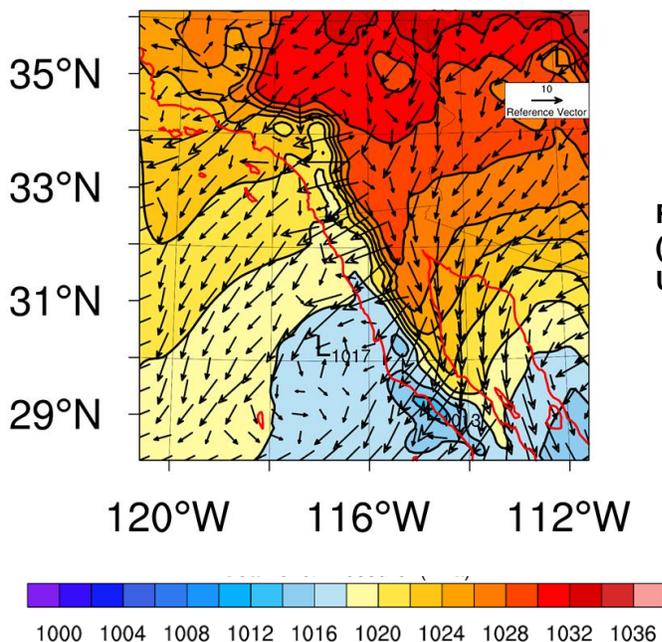
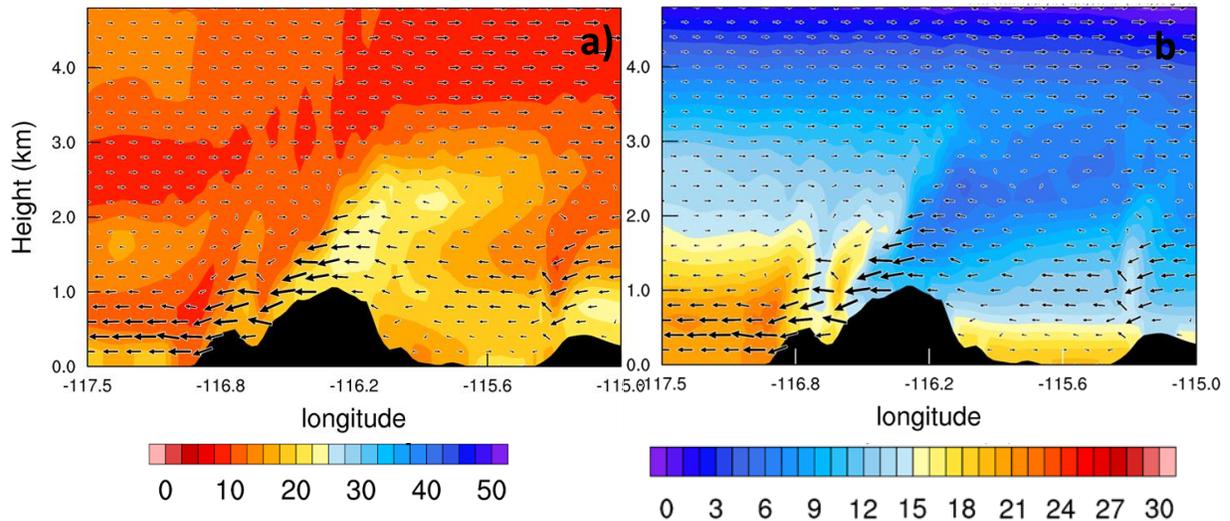


Fig. 76. Gráfica de presión a nivel del mar (hPa) en dominio 1. Fecha: 22/oct 16:00 UTC.

## 5.4 Mecanismo de calentamiento de los vientos de Santa Ana

El mecanismo de calentamiento de los vientos de Santa Ana ha sido atribuido al descenso del viento desde la elevación a la que se encuentra “The Great Basin” hasta las costas de California (Westerling et al., 2004). En el caso de la Península de Baja California, el viento proviene de zonas cercanas al nivel del mar, lo que no sería suficiente para calentarlo por efecto de presión al cruzar la topografía. **Esto no ha sido discutido en ningún estudio.** Los resultados encontrados en este estudio sugieren que el origen de estas masas de aire caliente proviene de un viento descendente desde alturas de 1-3 Km (**fig. 82**) que es sometido a mayor presión y aumenta su temperatura. En (**fig. 77 a**) se observa como un cuerpo húmedo es llevado desde los 2 km de altura a alturas más bajas donde el aire va perdiendo su humedad conforme desciende por la pendiente del relieve. En (**fig. 77 b**) se observa

este cuerpo húmedo como una intrusión fría en la cima del relieve que rápidamente aumenta su temperatura conforme desciende la pendiente. Esto podría significar que el mecanismo de calentamiento de los vientos de Santa Ana en la península de Baja California es diferente al que se ha propuesto para el estado de California.



**Fig. 77. Secciones transversales de a) Humedad relativa (%) y c) temperatura (°C). Los vectores tienen la componente vertical exagerada (3 veces) para facilitar la visualización de su dirección vertical.**

## 5.5 Mecanismo de descenso del viento

El mecanismo de descenso del aire en este fenómeno puede tener diversas explicaciones. En el caso del viento de föehn en los Alpes Suizos, el descenso de masas de aire en el lado sotavento de la cadena montañosa es el mecanismo menos entendido en su dinámica (Richner y Hächler, 2013). Tratándose los vientos de Santa Ana de una tormenta de viento de ladera descendente, algunas de las mismas teorías que explican el aire descendente en los vientos de föehn podrían aplicarse también. Se abordarán brevemente tres de las teorías que explican el descenso del aire en los vientos de föehn.

Rossmann en 1950 sugirió la **teoría de cascada** (citado en Richner y Hächler, 2013). En esta se propone que la causa de las masas de aire descendentes estaba en las nubes formadas en la cresta de las montañas. Siendo el aire de la nube más frío y denso que el aire fuera de ella, esta diferencia causaría que el aire de la nube descendiera y se acelerara lo suficiente para bajar por la ladera sotavento (**fig. 78**).

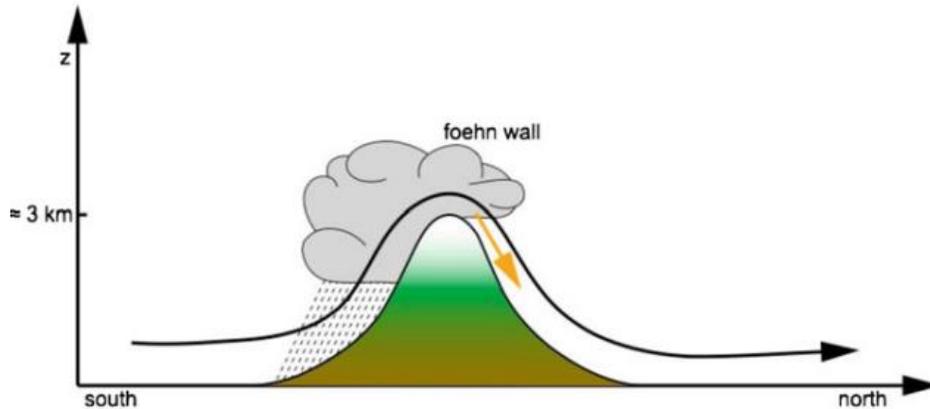


Fig. 78. Esquema de la teoría de la cascada según Rossman. Fuente: tomado de (Richner y Hächler, 2013).

Ficker en 1912 publicó la teoría de la **aspiración horizontal o flujo de remplazo pasivo** (citado en Richner y Hächler, 2013). Esta teoría consiste en una baja presión que atrae las masas de aire cercanas a la superficie causando que aire potencialmente más caliente y a mayor altura, descienda (**fig. 79**). Para esto es necesario que la topografía obstaculice la advección de aire de los lados.

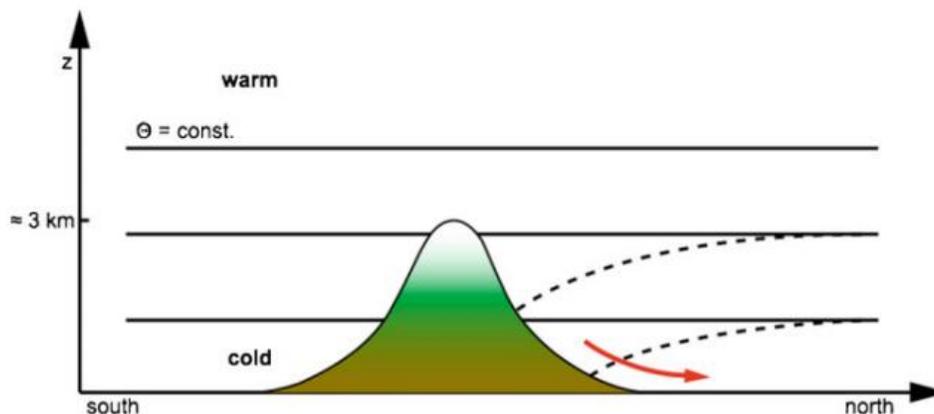
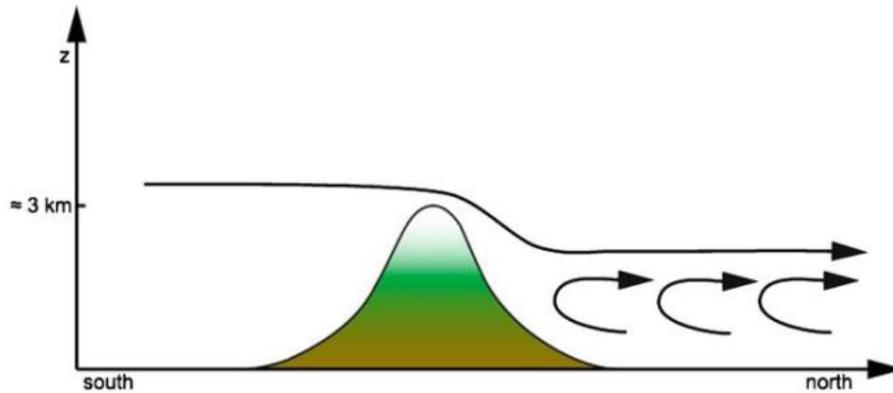


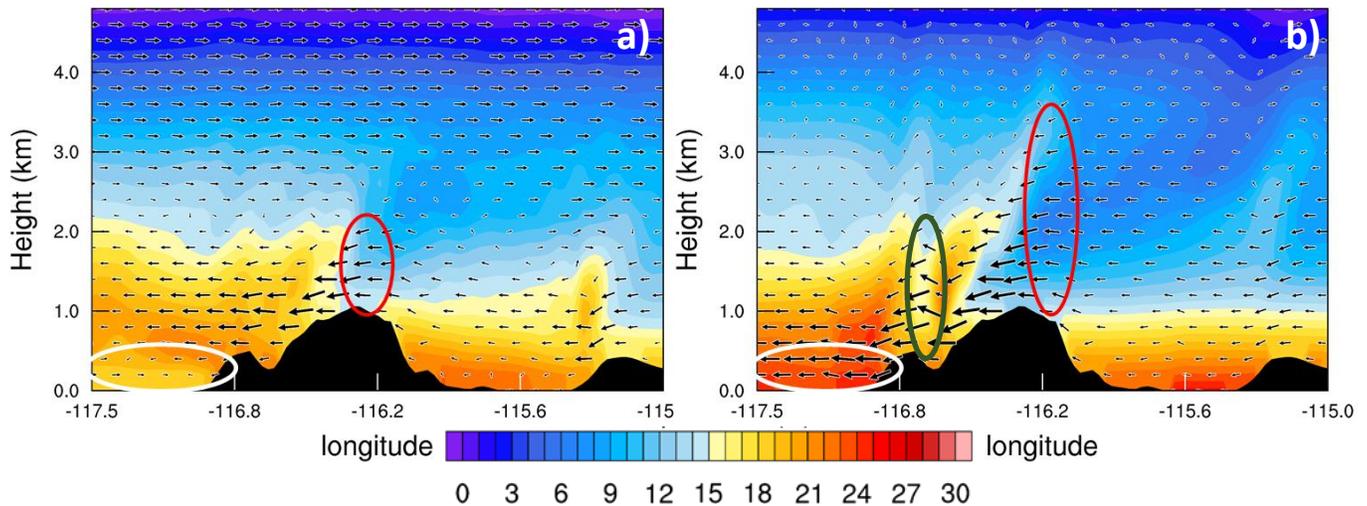
Fig. 79. Esquema de la teoría de la aspiración horizontal según Ficker. Las líneas sólidas indican las isentropas antes de la aspiración y las líneas punteadas indican las isentropas después de la aspiración horizontal causada por una baja presión. Fuente: tomado de (Richner y Hächler, 2013).

La teoría de la **aspiración vertical** fue definida por primera vez por Streiff-Becker en 1933 (citado en Richner y Hächler, 2013). Consiste en la erosión turbulenta del aire de la superficie por un flujo horizontal a mayor altura que ha cruzado un obstáculo topográfico. Esto causa que una nueva masa de aire potencialmente más caliente descienda por el relieve y remplace el aire removido previamente (**fig. 80**).



**Fig. 80.** Esquema de la teoría de la aspiración vertical según Streiff-Becker. Fuente: tomado de (Richner y Hächler, 2013).

La teoría que más se ajusta a los resultados de este trabajo es la teoría de la aspiración vertical. En las secciones transversales se pudo observar como en un inicio el flujo del aire al pasar la cadena montañosa comenzó a causar turbulencia a nivel de superficie en el lado sotavento. El aire en superficie indicado por el círculo blanco en (fig. 81 a) pudo ser removido por un flujo horizontal a mayor altura, dejando un vacío a nivel de superficie que pudo ser sustituido por masas de aire descendentes. A su vez, el flujo de viento perpendicular a la cadena montañosa removió continuamente aire de la cima del relieve, lo que llevaba a que más aire descendiera a sustituir el que fue desalojado. A lo largo del evento se puede ver como la altura del aire descendente crece desde 1 km hasta 3 km (véase círculo rojo en fig. 81). Esto llevó a un continuo descenso de aire que permaneció presente mientras el sistema de alta presión posicionado en “The Great Basin” permitiera el flujo geostrofico del viento perpendicular a la cadena montañosa.

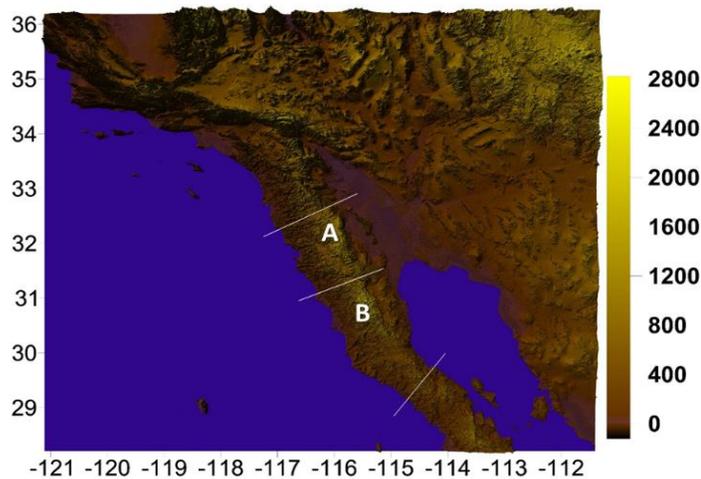


**Fig. 81.** Secciones transversales de temperatura (°C) en a) 21/Oct 10:00 UTC y b) 21/Oct 22:00 UTC.

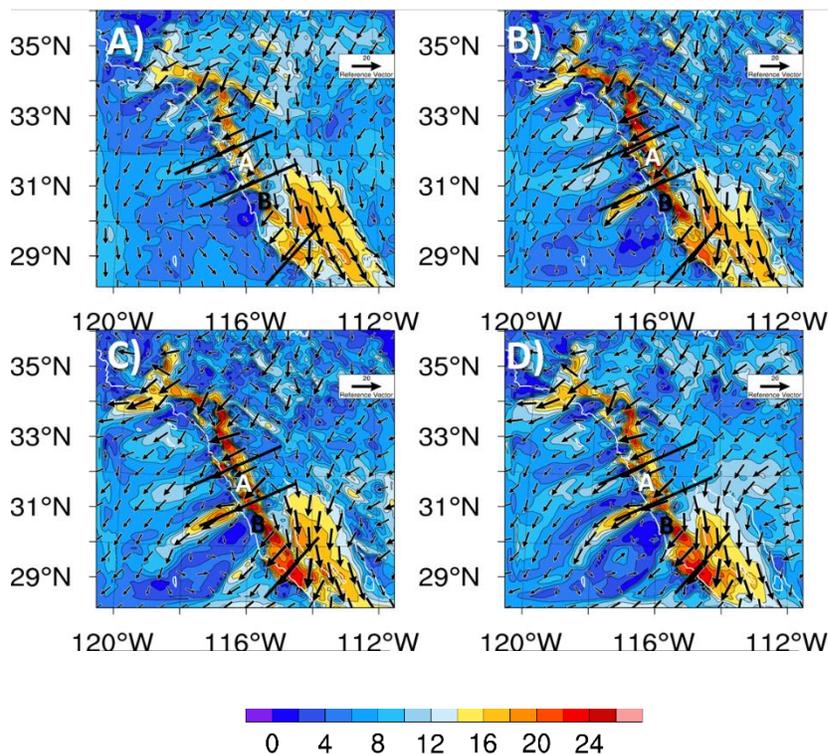
Otro aspecto que se observa durante el evento y que también podría ser una explicación al descenso del viento de 1-3 Km de altura, es la convergencia entre el viento que desciende por la pendiente del relieve y el viento de menor velocidad presente en la costa (ascenso por convergencia indicado con círculo verde en **fig. 81 b**). El ascenso de viento por convergencia causaría espacios debajo que serían ocupados por viento de mayor altura uniéndosele masas de aire de alturas de hasta 3 Km. Definir exactamente las causas del descenso de viento requieren de un estudio de mayor detalle. Las teorías propuestas aquí podrían significar un paso adelante en la explicación del mecanismo de descenso de los vientos de Santa Ana en México.

## 5.6 Correlación entre distribución de intensidad de viento y topografía.

Es posible relacionar las zonas de mayor intensidad de viento con las áreas topográficamente más bajas en la cadena montañosa de la península de Baja California. Las líneas en la **fig. 82** donde la cadena montañosa tiene sus puntos más bajos de relieve coinciden las líneas de mayor intensidad de viento en (**fig. 83**). Esto es porque estos “pasos” entre la cadena montañosa logran acelerar por presión el viento que se ve obligado a pasar a través de ellos. En el caso de la tercera línea ubicada al sur, abarca un espacio más grande y se trata de un área donde la cadena montañosa no rebasa los 1000 m de altura, pero la pendiente logra acelerar los vientos que descienden por gravedad a través de ella dando lugar a una gran área de vientos fuertes. También se debe notar el papel de la Sierra de San Pedro Mártir de 2500m de altura indicada con la letra B en (**fig. 82 y fig. 83**) el cual genera una zona de viento lento y turbulento del lado oeste de la sierra.



**Fig. 82.** Gráfica de elevación de terreno (m) del área de estudio. Las líneas blancas indican los pasos entre la cadena montañosa. Las letras A y B indican la Sierra de Juárez y la Sierra de San Pedro Mártir. Fuente: NASA JPL. (2009). ASTER Global Digital Elevation Model. (150 m Resolution)



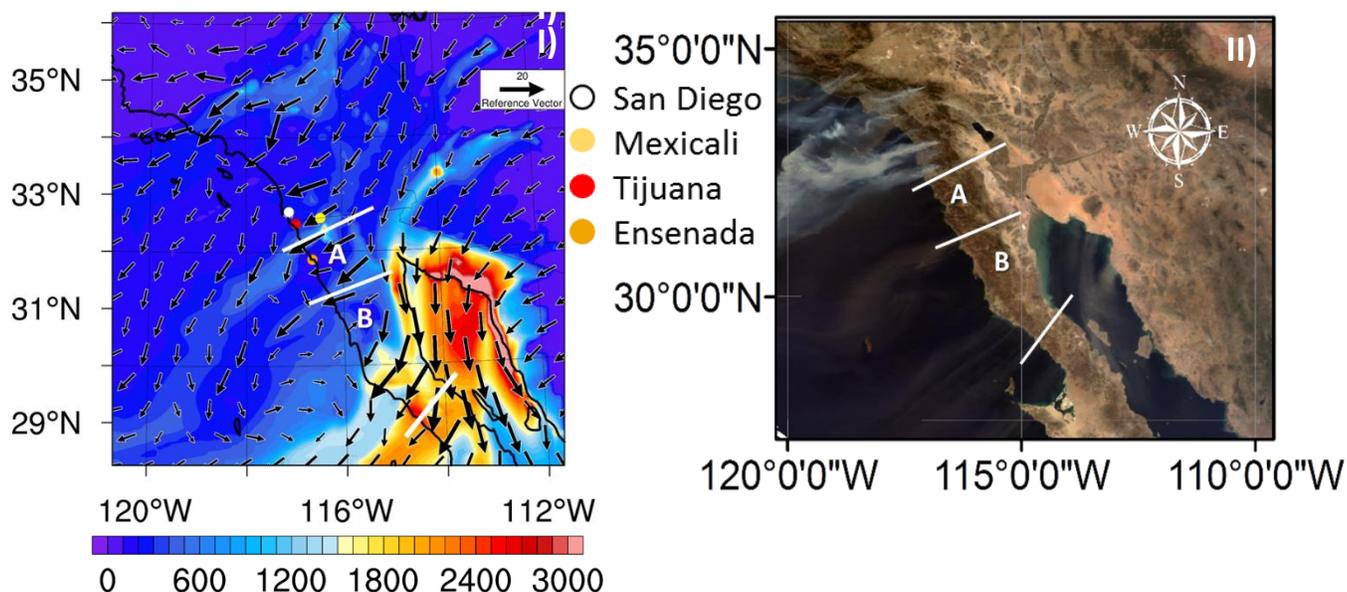
**Fig. 83.** Gráfica de intensidad de viento (m/s) y vectores de viento a nivel de superficie en dominio 1. Las líneas negras indican estelas de mayor intensidad de viento. Las letras A y B indican la Sierra de Juárez y la Sierra de San Pedro Mártir. A) 22/Oct 00:00 UTC B) 22/Oct 06:00 UTC C) 22/Oct 12:00 UTC D) 22/Oct 18:00 UTC

En (**fig. 82**) las líneas blancas también corresponden a las estelas B, C y D identificadas en la (**fig. 74 a**) mientras que la estela A coincide con una serie de variados canales en el relieve del sur del estado de California.

## 5.7 Concentraciones de PM10

Las estelas de polvo se propagaron desde las costas de la península de Baja California hacia el océano Pacífico entre 500 km y 800 km. Las concentraciones de PM10 generadas durante el evento de octubre del 2007 fueron de hasta 9000  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ . Estas concentraciones ponen las tormentas de polvo causadas por los vientos de Santa Ana en el evento estudiado, entre las grandes tormentas del medio oriente y Australia (**Tabla 4**). Las fuentes de las concentraciones más altas se encontraron en el Desierto de Altar y la costa oeste de Sonora. Los vientos lograban transportar concentraciones de hasta 4000  $\mu\text{g}/\text{m}^3$  sobre el Golfo de California. Las estelas de alta concentración de PM10 que cruzan la península de Baja California coinciden en gran forma con los puntos bajos del relieve (**fig. 84**) que corresponden a las áreas con mayor intensidad de viento. Las mayores concentraciones en el océano Pacífico provienen de la parte sur del dominio que corresponde a un área de altura menor a los 1000 m donde se observan concentraciones de hasta los 3000  $\mu\text{g}/\text{m}^3$ .

La correlación de las fuentes de emisión de polvo con el tipo de uso de suelo y vegetación reveló que provenían principalmente de áreas de cultivo y áreas sin vegetación.



**Fig. 84. I) gráfica de concentración de PM10 ( $\mu\text{g}/\text{m}^3$ ) y II) Imagen Modis Aqua color natural del 22/Oct obtenida en <https://earthdata.nasa.gov>. Ambas imágenes son a la misma fecha y hora, 22/Oct del 2007 a las 21:00 UTC. Líneas blancas denotan las zonas de menor altura en la cadena montañosa, la letra A pertenece a la Sierra de Juarez y la letra B a la Sierra de San Pedro Mártir. Los puntos representan la ubicación de puntos analizados sobre ciudades densamente pobladas.**

**Tabla 4. Tormentas de polvo con altas concentraciones de PM10 alrededor del mundo.<sup>9</sup>**

Lugar	Fecha	Concentraciones de PM10 ( $\mu\text{g}/\text{m}^3$ )	Referencia
Jurihe, China	Diciembre 2007	8000	Park, et al., 2010
Banizoumbou, Oeste de África	8 de Marzo 2006	5000	Marticorena, et al., 2010
Ahvaz, Juzestán	66 veces	>10,000	Fuente 1
Irán	14 de Julio 2016	10, 000	Fuente 2
Riydah, Arabia Saudita	2 de Febrero 2012	7873	Alangan, et al., 2015
Larnaca y Limassol, Chipre	8 de Septiembre 2015	8000	Mamouri, et al., 2016
Chipre	Febrero 2012	5000	Krasnov, et al., 2014
Australia	29 de Septiembre 2009	8000	McGowan y Soderholm, 2012
Sydney, Australia	23 de Septiembre 2009	11,800	Aryal, et al., 2014

<sup>9</sup> Fuente 1: <https://financiatribune.com/articles/environment/58374/dust-storms-slam-khuzestan-again>

Fuente 2: <https://public.wmo.int/en/media/press-release/wmo-report-highlights-incidence-of-airborne-dust-2016>

Las concentraciones de PM10 alcanzadas en ciudades densamente pobladas como San Diego, Mexicali, Tijuana y Ensenada, van muy por encima de la Norma Oficial Mexicana ( $75 \text{ ug/m}^3$ ) (NOM, 2014). La ciudad de San Diego alcanzó un pico de concentración de PM10 de  $539.33 \text{ ug/m}^3$ . En Mexicali el pico de concentración llegó a  $752.07 \text{ ug/m}^3$  mientras que en Ensenada llegó a  $377.613 \text{ ug/m}^3$ . En la ciudad de Tijuana el pico modelado más alto llega a  $695.18 \text{ ug/m}^3$ , mientras que los datos reales registraron un pico de  $960.18 \text{ ug/m}^3$ . La baja concentración de la ciudad de Ensenada puede deberse al obstáculo que representa la Sierra de Juárez para los vientos de Santa Ana.

Diversos estudios han demostrado que el esquema de polvo (Shao et al., 2011) es el que mejor se ajusta a los datos reales (Rizza et al., 2016; Su y Fung, 2015). La comparación de los datos reales en la ciudad de Tijuana junto a los datos modelados revela que el esquema de polvo no logra modelar perfectamente la concentración de PM10 en este punto. Esto podría ser asociado a la complejidad de modelar la concentración de PM10 por causa de la presencia de edificios, los cuales pueden modificar enormemente la distribución de las concentraciones de PM10. También puede afectar la fuerte presencia de aerosoles emitidos por incendios cercanos y que no son simulados por el modelo. Aun así, no hay sobreestimaciones significantes por parte del modelo y el orden de concentraciones de PM10 simuladas es similar a las concentraciones observadas.

## Conclusiones

Los vientos de Santa Ana representan un fenómeno de gran impacto ambiental en el noroeste de México y suroeste de USA. El propósito de este trabajo fue el de estudiar las condiciones que dieron lugar a la formación de los vientos de Santa Ana en el caso de octubre del 2007, la modificación que las variables meteorológicas sufrieron durante su paso y la distribución de las concentraciones de PM10 en el área de estudio.

El presente trabajo representa la primera aproximación en México a la simulación numérica de las tormentas de polvo ocasionadas por los vientos de Santa Ana. La tormenta de polvo del evento de octubre del 2007 generó concentraciones de PM10 de hasta 9000 ug/m<sup>3</sup> sobre las costas de Sonora. Estelas de polvo con un rango de concentraciones de PM10 de 800 ug/m<sup>3</sup> – 3000 ug/m<sup>3</sup> se propagaron desde la costa de la península de Baja California alcanzando a penetrar hasta 500 km mar adentro.

Se encontró que las fuentes de emisión de polvo pertenecen a suelo sin vegetación y áreas de cultivo que sufren un gran desgaste durante el paso de los vientos de Santa Ana. El Desierto de Altar y la costa de Sonora representan una enorme fuente de polvo que es transportado sobre el Golfo de California. Las concentraciones de PM10 generadas sobre ciudades densamente pobladas del norte de Baja California y sur de California superan las normas de salud.

Se documentó por primera vez la presencia de estructuras definidas de aire seco propagándose desde la costa de la península de Baja California hacia el océano Pacífico. Estas estructuras coinciden con los pasos en la cadena montañosa donde el viento es de mayor intensidad al ser acelerado por presión y gravedad al descender por las pendientes.

Se encontró que el descenso de masas de aire desde alturas de 1 km – 3km causan el calentamiento de estas estructuras de aire seco al ser sometidas a mayor presión atmosférica en el caso de la península de Baja California. Este descenso de masas de aire a mayor altura podría explicarse con la teoría de la aspiración vertical.

En el presente trabajo se documentó por primera vez el comportamiento vertical del aire a lo largo de la costa de la península de Baja California y el sur de California

durante el paso de los vientos de Santa Ana. Se encontró la existencia de convergencia entre el aire presente sobre el océano Pacífico y el viento de Santa Ana entrante. Los vientos de Santa Ana son tormentas de viento de ladera descendentes y presentan un comportamiento vertical principalmente descendente que se extiende desde las costas hacia mar adentro hasta que su intensidad de viento se debilita. El comportamiento vertical del aire a lo largo de la costa es influenciado en mayor manera por la variabilidad espacial de la intensidad de viento. Esta variabilidad es determinada por las elevaciones presentes en la topografía, demostrando la importancia que tiene en el comportamiento vertical del aire a lo largo de la costa.

Es posible que la combinación de un sistema de alta presión ubicado en “The Great Basin”, necesario para la formación de los vientos de Santa Ana, y un sistema de baja presión al sur de la península de Baja California (tormenta tropical Kiko) dieran lugar a un fuerte gradiente de presión que sería responsable del excepcional evento de los vientos de Santa Ana en octubre del 2007.

## Referencias

- Ávalos Z., Rojas S., Álvarez A., Prieto M., Schwennicke T., Sevilla Unda. (1999): Informe de la carta geo-lógico-minera Villa Constitución G12-7-8, escala 1:250,000, estado de Baja California Sur, convenio COREMI/UABCS.
- Beier, E. and Ripa, P. (1998). Seasonal gyres in the northern Gulf of California. *J. Phys. Oceanogr.*, 29: 305–311.
- Brazel AI (1991) Blowing dust and highways: the case of Arizona, USA. In: Perry AH, Symons J (eds) Highway meteorology. Spon, London.
- Brinkmann, W. A. R., (1973): A climatological study of strong downslope winds in the Boulder area, NCAR Cooperative Thesis No. 27, University of Colorado.
- Cao, Y. (2015). The Santa Ana Winds of Southern California in the context of Fire Weather. Ph.D. thesis, University of California, Los Angeles, 6 pp. Retrieved from <http://escholarship.org/uc/item/31p6863n>
- Carmona, J. M., Vanoye, A. Y., Lozano, F., & Mendoza, A. (2015). Dust emission modeling for the western border region of Mexico and the USA. *Environmental Earth Sciences*, 1687–1697. <http://doi.org/10.1007/s12665-015-4173-5>
- Carpenter, Ford A., y Gorthwaite, J. W. (1914) Memorandum on air drainage in the vicinity of the Corona district, California. *Monthly Weather Rev.* 42: 572-573.
- Castro, R. (2003). Evolución y extensión de los vientos Santa Ana de febrero de 2002 en el océano , frente a California y la Península de Baja California Evolution and extension of the Santa Ana winds of February 2002 over the ocean , off California and the Baja California Peninsula, 29(February 2002), 275–281.
- Castro, R. (2006). Spatial influence and oceanic thermal response to Santa Ana events along the Baja California peninsula.
- Chase, T.N., Pielke, R.A., Kittel, T.G.F., Nemani, R.R., Running, S.W., (2000). Simulated impacts of historical land cover changes on global climate. *Climate Dynamics* 16, 93e105.
- Choi YJ, Fernando HJS (2008) Implementation of a windblown dust parameterization into MODELS-3/CMAQ: application to episodic PMevents in the US/Mexico border. *Atmos Environ* 42:6039–6049
- Chin, M., Ginoux, P., Kinne, S., Torres, O., Holben, B.N., Duncan, B.N., Martin, R.V., Logan, J.A., Higurashi, A., Nakajima, T., (2002). Tropospheric aerosol optical thickness from the GOCART model and comparisons with satellite and Sun photometer measurements. *J. Atmos. Sci.* 59, 461–483

- Cook, B.I.; Miller, R.L.; Seager, R. (2009). Amplification of the North American 'Dust Bowl' drought through human induced land degradation. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 106. 4997-5001.
- Darmenova, K., Sokolik, I. N., Shao, Y., Marticorena, B., & Bergametti, G. (2009). Development of a physically based dust emission module within the Weather Research and Forecasting ( WRF ) model : Assessment of dust emission parameterizations and input parameters for source regions in Central and East Asia, 114, 1–28. <http://doi.org/10.1029/2008JD011236>
- Draxler R, Gillette D, Kirkpatrick J, Heller J (2001) Estimating PM10 air concentrations from dust storms in Iraq, Kuwait and Saudi Arabia. *Atmos Environ* 35(25):4315–4330. doi:10.1016/S1352-2310(01)00159-5
- Doyle, J. D., y D. R. Durran (2004), NOWCAST: THE MAP ROOM: Recent developments in the theory of atmospheric rotors, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 85, 337–342, doi:10.1175/BAMS-85-3-337
- Durran, D. R. (2003), Downslope winds, en *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, editado por G. North, J. Pyle, y F. Zhang, pp. 644–650, Elsevier Science.
- Fovell, R. G., & Cao, Y. (2016). The Santa Ana winds of Southern California : Winds , gusts , and the 2007 Witch fire, (Condicionalmente aceptado).
- García, E. (2004). Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen. Serie libros # 6. 5ª edición. Instituto de Geografía, UNAM.
- Giannadaki, D., Pozzer, A., & Lelieveld, J. (2014). Modeled global effects of airborne desert dust on air quality and premature mortality, 957–968. <http://doi.org/10.5194/acp-14-957-2014>
- Ginoux P, Chin M, Tegen I, Prospero J, Holben B, Dubovik O, Lin SL (2001). Sources and distribution of dust aerosols simulated with the GOCART model, *J. Geophys. Res.*, 106:20255–20273
- Gillette DA, Adams J, Endo A, Smith D (1980) Threshold velocities for input of soil particles into the air by desert soils. *J Geophys Res* 85:5621–5630
- Gillette, D.A., Passi, R., (1988). Modeling dust emission caused by wind erosion. *J. Geophys. Res.: Atmos.* 93, 14233–14242.
- Goudie AS, Middleton NJ (2006) *Desert Dust in the Global System*. Springer, Heidelberg
- Harriman, L. (2014) *Climate Change Implications and Use of Early Warning Systems for Global Dust Storms en Reducing disaster: Early warning systems for climate change*, ed. A. Singh, and Z. Zommers, 153pp. London: Springer.
- Helgren DM, Prospero JM (1987) Wind velocities associated with dust deflation events in the Western Sahara. *J Climate Appl Meteorol* 26:1147–1151
- Hellden, U. (2005). CASE STUDIES OF DESERTIFICATION MONITORING. -A

DISCUSSION OF EU INITIATIVES. In G. Enne, & M. Eroyanni (Eds.),  
Proceedings: Local & Regional Desertification Indicators in a Global  
Perspective. (pp. 195-203). European Commission.

- Hu H, Liu W (2003) Oceanic thermal and biological responses in Santa Ana winds.  
*Geophys. Res. Lett.* 30:1596.
- INEGI. (1995). Estudio Hidrológico del Estado de Baja California. Instituto Nacional  
de geografía e informática. México
- INEGI (2003). Conjunto de Datos Vectoriales de la Carta de Uso del Suelo y  
Vegetación, Escala 1:1'000,000 Serie II (Continuo Nacional). Instituto Nacional  
de Estadística, Geografía e Informática. México
- INEGI (2008). Características edafológicas, fisiográficas, climáticas e hidrográficas  
de México
- Instituto Nacional de investigaciones Forestales y Agropecuarias (INIFAP) -  
Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad  
(CONABIO), (1995). 'Edafología'. Escalas 1:250000 y 1:1000000. México.
- Iredell. (2002). About the Global Parallel System. NCEP/EMC. Global Modeling  
Branch. Sitio web: <http://www.emc.ncep.noaa.gov/gmb/para/parabout.html>  
[Consultado el 16 de enero del 2017].
- Jackson, P. L., Mayr, G., and Vosper, S. (2013). Dynamically-driven winds.  
Mountain Weather Research and Forecasting.
- Jones, C. (2010). Forecast Skill of Synoptic Conditions Associated with Santa Ana  
Winds in Southern California. *American Meteorological Society*, 138, 4528–  
4541. <http://doi.org/10.1175/2010MWR3406.1>
- Kang, J. Y., Yoon, S. C., Shao, Y., & Kim, S. W. (2011). Comparison of vertical  
dust flux by implementing three dust emission schemes in WRF / Chem,  
*116*(December 2010), 1–18. <http://doi.org/10.1029/2010JD014649>
- Kochanski, A. K., Jenkins, M. A., Krueger, S. K., Mandel, J., & Beezley, J. D.  
(2009). Real time simulation of 2007 Santa Ana fires, 1–21.
- Kumar, A., Jiménez, R., Belalcázar, L. C., & Rojas, N. Y. (2016). Application of  
WRF-Chem Model to Simulate PM 10 Concentration over Bogota, 1206–1221.  
<http://doi.org/10.4209/aaqr.2015.05.0318>
- Kurosaki Y, Mikami M (2005) Regional difference in the characteristic of dust event  
in East Asia: relationship among dust outbreak, surface wind, and land surface  
condition. *J Meteorol Soc Jpn* 83A:1–18
- Lee JA, Wigner KA, Gregory JM (1993) Drought, wind and blowing dust on the  
southern High Plains of the United States. *Phys Geogr* 14:56–67
- Liu M, Westphal DL, Wang S, Shimizu A, Sugimoto N, Zhou J, Chen Y (2003) A  
high-resolution numerical study of the Asian dust storms of April 2001. *J  
Geophys Res* 108(D23):8653. doi:10.1029/2002JD003178

- Lu, D., Fitzgerald, R., Stockwell, W. R., Reddy, R. S., & White, L. (2012). Numerical simulation for a wind dust event in the US / Mexico border region, 317–331. <http://doi.org/10.1007/s11869-012-0174-7>
- Ludlam, F. H., and R. S. Scorer, (1957): *Cloud Study: A Pictorial Guide*. John Murray Ltd., 80 pp.
- Lynn, R.J. and Svejksky, J. (1984). Remotely sensed sea surface temperature variability off California during a “Santa Ana” clearing. *J. Geophys. Res.*, 89, C5: 8151–8162.
- Mahowald, N., D. R. Muhs, S. Levis, M. Yoshioka, C. Zender, and P. Rasch (2006), Change in atmospheric mineral aerosols in response to climate: Last glacial period, pre-industrial, modern and doubled carbon dioxide climates, *J. Geophys. Res.*, 111, D10202, doi:10.1029/2005JD006653.
- Nance, L. B., and B. R. Colman, (2000): Evaluating the use of a nonlinear two-dimensional model in downslope wind forecasts. *Wea. Forecasting*, 15, 715–729.
- NRL, (2009). Description of NAAPS (Navy Aerosol Analysis and Prediction System) Global Aerosol Model. Naval Research Laboratory. [http://www.nrlmry.navy.mil/aerosol/Docs/globaer\\_model.html](http://www.nrlmry.navy.mil/aerosol/Docs/globaer_model.html) (consultado 12.01.17).
- NOM, (2014) NOM-025-SSA1-2014, NORMA Oficial Mexicana Salud ambiental. Valores límite permisibles para la concentración de partículas suspendidas PM10 y PM2.5 en el aire ambiente y criterios para su evaluación.
- Overview, (2008). *California Fire Siege 2007: An Overview*. Sacramento, CA: California Dept. of Forestry and Fire Protection.
- Park SU, In HJ (2003) Parameterization of dust emission for the simulation of the yellow sand (Asian dust) event observed in March 2002 in Korea. *J Geophys Res* 108, NO. D19, 4618, ACH 9–1 – 9–21. doi:10.1029/2003JD003484
- Pineda-martínez, L. F., Carbajal, N., & Aragon-piña, A. (2011). Numerical research of extreme wind-induced dust transport in a semi-arid human-impacted region of Mexico, (August). <http://doi.org/10.1016/j.atmosenv.2011.05.056>
- Prakash, P. J., Stenchikov, G., Kalenderski, S., Osipov, S., & Bangalath, H. (2015). The impact of dust storms on the Arabian Peninsula and the Red Sea, 199–222. <http://doi.org/10.5194/acp-15-199-2015>
- Raphael, M. N. (2003). *The Santa Ana Winds of California*, 7, 1–13.
- Rennó N (2013) Dust storm en *Encyclopedia of Natural Hazards*. <http://doi.org/10.1007/978-1-4020-4399-4>
- Reyes C. S., Pavía, L. E., Candela P. J., Troncoso G.R. (1984). Estudio preliminar de las condiciones meteorológicas y climatológicas alrededor del Golfo de California. 1ra. Parte. Análisis sur del viento. *Ciencias Marinas*, 10 (2): 9-26

- Richner, H., P. Hächler, (2013): Understanding and Forecasting Alpine Foehn. In: F.K. Chow, S.F. J. De Wekker, B.J. Snyder (Eds.): Mountain weather research and forecasting, Springer Atmospheric Sciences
- Rizza, U., Barnaba, F., Miglietta, M. M., Gobbi, G. P., Liberto, L. Di, Dionisi, D., ... Grasso, F. (2016). WRF-Chem model simulations of a dust outbreak over the Central Mediterranean and comparison with multi-sensor desert dust observations, (July). <http://doi.org/10.5194/acp-2016-627>
- Robles, J.M. and Marinone, S.G. (1987). Seasonal and interannual thermohaline variability in the Guaymas Basin in the Gulf of California, *Cont. Shelf Res.*, 7: 715–733.
- Roden, G.I. (1958). Oceanographic and meteorological aspects of the Gulf of California. *Pac. Sci.*, 12: 21–45.
- Roden, G.I. (1964). Oceanographic aspects of Gulf of California. *Mar. Geo. of the Gulf of Cal., a symp. The her. Assoc. of Petrol. Geol. Tulsa, Mem.*, 3: 30-58.
- Scorer, R.S., (1978): Environmental Aerodynamics. Wiley & Sons, 488 pp
- Seager, R., Cook, B., Lamont, D., (2013) Dust Bowl en Encyclopedia of Natural Hazards. <http://doi.org/10.1007/978-1-4020-4399-4>
- Seibert, P. (2005). Hanns thermodynamic foehn theory and its presentation in meteorological textbooks in the course of time, From Beaufort to Bjerknes and Beyond, *Algorismus*, (52), 169–180.
- Shao, Y. (2001), A model for mineral dust emission, *J. Geophys. Res.*, 106,20,239 – 20,254
- Shao, Y. (2004). Simplification of a dust emission scheme and comparison with data, *J. Geophys. Res.*, 109. <http://doi.org/10.1029/2003JD004372>
- Shao, Y., Wyrwoll, K., Chappell, A., Huang, J., Lin, Z., Mctainsh, G. H., ... Yoon, S. (2011). Dust cycle : An emerging core theme in Earth system science. *Aeolian Research*, 2(4), 181–204. <http://doi.org/10.1016/j.aeolia.2011.02.001>
- Shao, Y., Ishizuka, M., Mikami, M., & Leys, J. F. (2011). Parameterization of size - resolved dust emission and validation with measurements, *116*(January), 1–19. <http://doi.org/10.1029/2010JD014527>
- Sivakumar MVK (2005) Impacts of sand/dust storms on agriculture. En: Sivakumar MVK, Motha RP, Das HP (eds) Natural disasters and extreme events in agriculture. Springer, Berlin, pp 150-177
- Skamarock, W. C., y coautores. (2008). A Description of the Advanced Research WRF Version 3, (junio).
- Sommers W. T., (1978). LMF forecast variables related to Santa Ana wind occurrences. *Mon. Wea. Rev.* 106, 1307-1316.
- Sun, Z., An, X., Tao, Y., & Hou, Q. (2013). Assessment of population exposure to

- PM10 for respiratory disease in Lanzhou (China) and its health-related economic costs based on GIS.
- Su, L., Fung, J.C.H., (2015). Sensitivities of WRF-Chem to dust emission schemes and land surface properties in simulating dust cycles during springtime over East Asia (October). <http://doi.org/10.1002/2015JD023446>
- Sverdrup, H.U. (1941). The Gulf of California: preliminary discussion on the cruise of the E.W. Scripps in February and March 1939. *Proc. 6th Pac. Sci. Congr.*, 3: 161–166.
- Thomas, D., (2011) *Arid zone geomorphology: Process form and change in drylands*, 3rd edn. Oxford, UK
- Trasviña, A., Ortiz-figueroa, M., Herrera, H., Cos, M. A., & González, E. (2003). “Santa Ana” winds and upwelling filaments off Northern Baja California, 37, 113–129. [http://doi.org/10.1016/S0377-0265\(03\)00018-6](http://doi.org/10.1016/S0377-0265(03)00018-6)
- USGS (2011) *NLCD Land Cover (2011 Edition, amended 2014)*, National Geospatial Data Asset (NGDA) Land Use Land Cover, 2011, Editor. 2011, U.S. Geological Survey.
- Wang K, Zhang Y, Nenes A, Fountoukis C (2012) Implementation of dust emission and chemistry into the community multiscale air quality modeling system and initial application to an Asian dust storm episode. *Atmos Chem Phys* 12:10209–10237. doi:10.5194/acp-12-10209-2012
- Westerling AL, Cayan DR, Brown TJ, Hall BL, R. L. (2004). *Climate , Santa Ana Winds and Autumn Wildfires in Southern California*, 85(31).
- WMO, (1992): *International Meteorological Vocabulary*. WMO No. 182, World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 784 pp
- WRF-Chem. (2016). *WRF/Chem. Version 3.8.1 Users Guide*. NOAA. CIRES. UCAR. Pacific Northwest National Laboratory. Max-Planck-Gesellschaft. Universidad de Chile. Centro de Previsão Tempo e Estudos Climaticos
- Worster, D., (1979). *Dust Bowl: The Southern Plains in the 1930s*. New York: Oxford University Press.
- Yabuki S, et. al., (2005) The characteristics of atmospheric aerosol at Aksu, and Asian dust-source region of North-West China: a summary of observations over the three years from March 2001 to April 2004. *J Meteorol Soc Jpn* 83A:45–72
- Zhao, C., Liu, X., Leung, L. R., Johnson, B., Mcfarlane, S. A., Jr, W. I. G., ... Easter, R. (2010). and Physics The spatial distribution of mineral dust and its shortwave radiative forcing over North Africa : modeling sensitivities to dust emissions and aerosol size treatments, 8821–8838. <http://doi.org/10.5194/acp-10-8821-2010>

