



Universidad de la República, Facultad de Ciencias

Departamento de Ciencias de la Atmósfera

PEDECIBA Geociencias

Tesis de Maestría

**CARACTERIZACIÓN DE EVENTOS DE SURGENCIA
ESTACIONAL EN LA COSTA DE URUGUAY**

Lic. ROMINA TRINCHIN TABAREZ

Orientadores: Dr. Leonardo Ortega, Dr. Marcelo Barreiro

**Montevideo, Uruguay
2017**

*(...) es probable que nunca haya respuesta
pero igual seguiremos preguntando
¿qué es por ventura el mar?
¿por qué fascina el mar? ¿qué significa
ese enigma que queda
más acá y más allá del horizonte?
(Mario Benedetti 1920-2009)*

Página de aprobación

Tesis presentada como parte de los requisitos para la obtención del título de Magíster en Geociencias.

Autora: Lic. Romina Trinchin

Orientadores: Dr. Leonardo Ortega, Dr. Marcelo Barreiro

Fecha: 15 de Marzo de 2018

Tribunal:

Dra. Madeleine Renom

Dra. Beatriz Yanicelli

Dr. Alberto Piola

Calificación:

AGRADECIMIENTOS

Muchas gracias a mis orientadores Leonardo y Marcelo por haberme ayudado a transitar este camino de formación, y por todo el tiempo dedicado muy amablemente para desarrollar este trabajo.

En particular quisiera agradecerles a Marcelo y Madeleine por abrir las puertas del Departamento de Ciencias de la Atmósfera a quiénes cómo yo quisimos recorrer un camino diferente al de nuestra formación de grado y profundizar en el área de la oceanografía física en Uruguay. Asimismo, quisiera agradecerle especialmente a Marcelo por toda la paciencia y continua disponibilidad para transmitir su conocimiento.

Gracias al tribunal, Alberto, Beatriz y Madeleine por aceptar formar parte del mismo, y por los valiosos aportes y sugerencias realizados sobre este manuscrito.

Agradezco a la ANII por la financiación de la beca que permitió desarrollar este trabajo.

Eterno agradecimiento a mi familia, Mamá, Papá, Vale y Jose, que siempre están ahí acompañándome, brindándome su apoyo y aconsejando. Sin ellos nada de esto sería posible.

Muchas gracias a Juan por compartir la felicidad en cada acierto y poner el hombro en cada desacierto transitado a lo largo de la tesis, y por ayudarme a creer en mí cuando parecía que las cosas no podían salir.

A mis amigas del alma Valen, Vicky, Fran y Mai por todo lo vivido y el cariño inmenso.

Gracias a todos los compañeros que han pasado y que están ahora en la 312A por toda la buena onda, la ayuda, las charlas y los mates compartidos: Gastón, Santi, Stefanie, Matilde, Vero, Nati, Javi, Fernando, Claudio, Cami, Roxana, Gianina.

A la barra amiga de ciencias y a la barra amiga de siempre que me aguantan el corazón.

CONTENIDO

CONTENIDO	iv
RESUMEN.....	xi
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Definición y clasificación general	1
1.2. Surgencia costera	3
1.3. Surgencia costera forzada por viento: mecanismo clásico.....	4
1.4. Ubicación de los sistemas de surgencia costera	6
1.5. Implicancias de las surgencias costeras.....	7
1.6. Antecedentes en Uruguay.....	9
1.7. Motivación	12
1.8. Área de estudio	18
1.9. Hipótesis.....	22
1.10. Objetivo	22
1.10.1. Objetivos específicos	22
2. METODOLOGÍA	23
2.1 Aproximación teórica: Teoría de Ekman	23
2.2 Aproximación empírica	28
2.2.1 Bases de datos	28
2.2.2 Análisis exploratorio	33
2.2.3 Análisis de componentes principales	39
2.2.4 Clasificación complementaria de eventos intensos en base a índices costeros	43
3. MODELO DE EKMAN PARA OCÉANO SOMERO	48
4. CLIMATOLOGÍA Y VARIABILIDAD	53
4.1.1 Análisis de componentes principales	60
4.1.2. Análisis espectral.....	69
4.1.3. Mapas de correlación	70
4.1.4. Mapas de regresión	76
4.2. Análisis de sensibilidad	82
5. EVENTOS INTENSOS DE SURGENCIA EN BASE A ÍNDICES COSTEROS.....	90
5.1. Composites	104
6. DISCUSIÓN GENERAL	124
7. CONCLUSIÓN.....	132
REFERENCIAS	134
ANEXO.....	141

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Zonación de la costa oceánica en regiones con distinta dinámica de surgencia, tomado y modificado de Tomczak (1998).	2
Figura 2. Esquema de desarrollo de una surgencia costera en el hemisferio norte. En a) se representan las condiciones en estado inicial antes que comience a soplar el viento. En b) se esquematiza un tiempo después luego de comenzar a soplar el viento (τ denota el esfuerzo de los vientos). Las flechas representan el flujo de agua offshore en superficie y hacia arriba en subsuperficie. Tomado y modificado de Cushman-Roisin & Beckers (2011).	5
Figura 3. Ubicación a nivel global de las surgencias costeras. Se distinguen tres tipos según el mecanismo que las genera y la duración de las mismas. Dentro de las forzadas por viento se diferencia en continuas (rojo) y estacionales (verde). Por otro lado se indican todas aquellas que son producto de otro mecanismo (violeta). Tomado y modificado de Kämpf y Cahpman (2016).	7
Figura 4. Distribución horizontal de temperatura superficial (A), salinidad (B), clorofila (C) y turbidez (D). Los puntos negros indican las estaciones de los transectos perpendiculares (T1-5) y paralelo a la costa (Tcos). Campaña oceanográfica a bordo del B/I Aldebarán llevada a cabo entre el 26 y el 30 de septiembre de 2013.	13
Figura 5. Perfiles de temperatura y salinidad en los transectos (T) perpendiculares a la costa.	14
Figura 6. Perfiles de clorofila y turbidez en los transectos (T) perpendiculares a la costa.	15
Figura 7. Ubicación y batimetría del área de estudio. En la Figura se indican los límites establecidos de tres grandes sectores con distintas características: zona estuarina intermedia (ZEI), zona estuarina externa (ZEE) y zona oceánica (ZO).	19
Figura 8. Ubicación de las 7 cajas.	34
Figura 9. El porcentaje de datos faltantes en cada uno de los índices de caja para las variables temperatura superficial del mar (izquierda) y clorofila (derecha) se representa en color negro. La línea punteada roja representa el promedio de datos faltantes entre todos los índices (35% para TSM y 67% para CLO).	35
Figura 10. Autocorrelación de cada uno de los índices de anomalía de temperatura superficial del mar. La línea negra horizontal indica el valor de $r \sim 0.37$ a partir del cual se calculó la persistencia de las series.	36
Figura 11. Diagrama de cajas para la anomalía de temperatura superficial del mar para cada uno de los índices de caja. Las líneas rojas representan la mediana, los límites de las cajas representan los percentiles 75 y 25 (arriba y abajo respectivamente), los bigotes representan los valores máximos y mínimos, y los puntos rojos son valores extremos.	38
Figura 12. Correlación entre datos observados de intensidad de viento en las estaciones meteorológicas de Carrasco y Laguna de Sauce y los datos de reanálisis Era-interim. Las isolíneas indican el valor de la correlación cada 0.05.	39
Figura 13. Ubicación de los índices regionales utilizados para la identificación de eventos de surgencia a partir de los datos de aTSM. En verde se muestra la caja	

estuarina en la zona Río de la Plata exterior (CE), en rojo se indica la caja oceánica sobre la costa atlántica (CO) y en azul se visualiza la caja exterior (E). 44

Figura 14. Climatología y climatología suavizada con la media móvil de 5 días en los índices estuarino (a) y oceánico (b). 45

Figura 15. Variación del transporte de Ekman en profundidad y en relación al coeficiente de viscosidad para las direcciones x (A) e y (B), según el modelo de océano con profundidad finita. Las curvas son la solución para μ variando en el rango de [10:10:100] $\text{Kg.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$. La curva roja corresponde al transporte estimado para $\mu=23.8 \text{ Kg.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$ 48

Figura 16. Variación del ángulo del transporte θ respecto a la profundidad y distintos valores de coeficiente de viscosidad. La curva roja corresponde al ángulo estimado a partir del valor $\mu=23.8 \text{ Kg.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$ 50

Figura 17. Esquema de rotación de los vientos respecto de la costa uruguaya para que el transporte ocurra a 90° de la misma y de lugar a la surgencia, considerando $\mu=23.8 \text{ Kg.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$ profundidad $\approx 20\text{m}$. a) Esquema de vectores de viento y transporte, el vector violeta representa al transporte (T) y el vector celeste representa el esfuerzo de viento (τ) b) se considera una sola orientación de costa, c) se consideran distintas orientaciones para pequeños tramos de costa. 50

Figura 18. Climatología de temperatura ($^\circ\text{C}$) para el trimestre diciembre-enero-febrero (verano), y para cada mes individual. 56

Figura 19. Desvío estándar de la anomalía de temperatura de superficial del mar ($^\circ\text{C}$) para el trimestre diciembre-enero-febrero (verano), y para cada mes individual. 57

Figura 20. Climatología de concentración de clorofila (mg/m^3) para el trimestre diciembre-enero-febrero (verano), y para cada mes individual. 58

Figura 21. Desvío estándar de la anomalía de concentración de clorofila (mg/m^3) para el trimestre diciembre-enero-febrero (verano), y para cada mes individual. 59

Figura 22. Porcentaje de varianza de aTSM explicada por cada componente principal. Consideramos los últimos tres que son los que explican más del 70% de la varianza. 62

Figura 23. Primer modo de variabilidad asociado al componente principal 1 que explica el 58% de la varianza. Las isolíneas se representan a intervalos de 0.1. 62

Figura 24. Segundo modo de variabilidad asociado al componente principal 2 que explica el 14% de la varianza. Las isolíneas se representan a intervalos de 0.1. 63

Figura 25. Tercer modo de variabilidad asociado al componente principal 3 que explica el 6% de la varianza. Las isolíneas se representan a intervalos de 0.1. 64

Figura 26. Composite de los eventos de surgencia estuarina (PC2), en fase positiva (arriba) y fase negativa (abajo) para temperatura superficial del mar y viento (derecha) y anomalía de temperatura superficial del mar y anomalía de viento (izquierda). La escala del vector viento representa el valor máximo de intensidad registrado. 67

Figura 27. Composite de los eventos de surgencia oceánica (PC3), en fase positiva (arriba) y fase negativa (abajo) para temperatura superficial del mar y viento (derecha) y anomalía de temperatura superficial del mar y anomalía de viento (izquierda). La escala del vector viento representa el valor máximo de intensidad registrado. 68

Figura 28. Autocorrelación de cada componente principal (PC).....	69
Figura 29. Periodograma de cada componente principal (PC). La curva roja representa un ruido rojo y determina la significancia.....	70
Figura 30. Correlación del primer componente principal de aTSM con la anomalía de temperatura de superficial del mar. La escala de colores representa el valor de correlación a intervalos de 0.2. Las áreas blancas son correlaciones no significativamente distintas de 0.	73
Figura 31. Correlación del segundo componente principal de aTSM con la anomalía de temperatura de superficial del mar. La escala de colores representa el valor de correlación a intervalos de 0.2. Las áreas blancas son correlaciones no significativamente distintas de 0.	74
Figura 32. Correlación del tercer componente principal de aTSM con la anomalía de temperatura de superficial del mar. La escala de colores representa el valor de correlación a intervalos de 0.2. Las áreas blancas son correlaciones no significativamente distintas de 0.	75
Figura 33. Área (km ²) estimada de surgencia a partir de la correlación de PC2 y PC3 con la anomalía de temperatura de superficial del mar para distintos desfases de tiempo. 76	
Figura 34. Mapa de regresión entre el primer componente principal y las anomalías de presión y anomalía de viento. En los mapas de presión en color se representa el estadístico t donde es significativo y las líneas de contorno cada 0.25 representan el coeficiente de la pendiente.	79
Figura 35. Mapa de regresión entre el segundo componente principal y las anomalías de presión y anomalía de viento. En los mapas de presión en color se representa el estadístico t donde es significativo y las líneas de contorno cada 0.25 representan el coeficiente de la pendiente.	80
Figura 36. Mapa de regresión entre el tercer componente principal y las anomalías de presión y anomalía de viento. En los mapas de presión en color se representa el estadístico t donde es significativo y las líneas de contorno cada 0.25 representan el coeficiente de la pendiente.	81
Figura 37. Porcentaje de varianza explicada por cada componente principal. Consideramos los últimos tres que son los que explican más del 70% de la varianza....	86
Figura 38. Primer modo de variabilidad de aTSM asociado al componente principal 1 que explica el 50% de la varianza para los datos con distinto tratamiento.	86
Figura 39. Segundo modo de variabilidad de aTSM asociado al componente principal 2 que explica el 9.6 % de la varianza para los datos con distinto tratamiento.	87
Figura 40. Tercer modo de variabilidad de aTSM asociado al componente principal 2 que explica el 5 % de la varianza para los datos con distinto tratamiento.	88
Figura 41. Mapas de correlación de anomalía de temperatura de superficie de mar, y regresión de anomalía de presión y anomalía de vientos con los distintos componentes principales.	89
Figura 42. Esquema de distribución de los eventos identificados. En magenta se	

representan los eventos estuarinos, mientras que en azul están los eventos oceánicos. En el eje x se representan los días de verano y el eje y es presencia o ausencia de eventos. Cada una de las filas corresponde a una temporada de verano, comenzando arriba en 2002-2003 y finalizando abajo en 2014-2015. 97

Figura 43. Eventos de surgencia identificados en cada región. En el eje x se representa la duración de los eventos en días, en el eje y se indica el verano y los colores representan la cantidad de eventos. 97

Figura 44. Distribución del número total de eventos (A) y número total de días con surgencia (B) por verano. En este análisis se incluyen los eventos de ambas regiones, oceánica y estuarina. 98

Figura 45. Número de eventos (A) y cantidad de días con surgencia (B) por fases del ENOS. En este análisis se incluyen los eventos de ambas regiones, oceánica y estuarina. 98

Figura 46. Diagrama de cajas para los eventos y días de surgencia (estandarizados y sin estandarizar) en cada fase del ENOS. Las líneas rojas representan la mediana, los límites de las cajas representan los percentiles 75 y 25 (arriba y abajo respectivamente), los bigotes representan los valores máximos y mínimos. En este análisis se incluyen los eventos de ambas regiones, oceánica y estuarina. 99

Figura 47. Resultado de la prueba ad hoc mostrando diferencia significativa entre rangos medios de los grupos Niño y Niña. 100

Figura 48. Anomalía de caudal de descarga del Río Uruguay en los veranos 2003-2014. Los puntos azules indican los eventos intensos de surgencia oceánica, mientras que las circunferencias magenta representan los eventos estuarinos. Las líneas rojas claras indican una desviación estándar. 102

Figura 49. Anomalía de caudal de descarga del Río Uruguay en los veranos 2003-2014. Las circunferencias magenta y los puntos azules indican la media de anomalía de temperatura superficial del mar registrada en los eventos intensos estuarinos (A) y oceánicos (B). 103

Figura 50. Condiciones predominantes de viento en verano para las surgencias estuarina (A) y oceánica (B). En colores se indica la velocidad de viento (m/s). Los porcentajes indican la frecuencia en que ocurre cada dirección. 104

Figura 51. Composite de anomalía de temperatura superficial del mar para los eventos de surgencia estuarina de 1 día de duración en distintos desfasajes de tiempo (Izquierda). La Figura a la derecha es una ampliación del sitio donde se contabilizó el área de surgencia. La escala de colores indica el valor de anomalía de temperatura superficial del mar. 108

Figura 52. Composite de anomalía de temperatura superficial del mar para los eventos de surgencia estuarina de 2 días de duración en distintos desfasajes de tiempo (Izquierda). La Figura a la derecha es una ampliación del sitio donde se contabilizó el área de surgencia. La escala de colores indica el valor de anomalía de temperatura superficial del mar. 109

Figura 53. Composite de anomalía de temperatura superficial del mar para los eventos de surgencia oceánica de 1 día de duración en distintos desfasajes de tiempo (Izquierda). La Figura a la derecha es una ampliación del sitio donde se contabilizó

el área de surgencia. La escala de colores indica el valor de anomalía de temperatura superficial del mar. 110

Figura 54. Composite de anomalía de temperatura superficial del mar para los eventos de surgencia oceánica de 2 días de duración en distintos desfasajes de tiempo (Izquierda). La Figura a la derecha es una una ampliación del sitio donde se contabilizó el área de surgencia. La escala de colores indica el valor de anomalía de temperatura superficial del mar. 111

Figura 55. Composite de anomalía de temperatura superficial del mar para los eventos de surgencia oceánica de 3 días de duración en distintos desfasajes de tiempo (Izquierda). La Figura a la derecha es una una ampliación del sitio donde se contabilizó el área de surgencia. La escala de colores indica el valor de anomalía de temperatura superficial del mar. 112

Figura 56. Composite de anomalía de temperatura superficial del mar para los eventos de surgencia oceánica de 4 días de duración en distintos desfasajes de tiempo (Izquierda). La Figura a la derecha es una una ampliación del sitio donde se contabilizó el área de surgencia. La escala de colores indica el valor de anomalía de temperatura superficial del mar. 113

Figura 57. Área (km^2), anomalía de temperatura ($^{\circ}\text{C}$) e índice de surgencia ($^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^2$) para cada uno de los sitios. 114

Figura 58. Promedio de anomalía de presión y viento para los eventos estuarinos de 1 día de duración. 118

Figura 59. Promedio de anomalía de presión y viento para los eventos estuarinos de 2 días de duración. 119

Figura 60. Promedio de anomalía de presión y viento para los eventos oceánicos de 1 día de duración. 120

Figura 61. Promedio de anomalía de presión y viento para los eventos oceánicos de 2 días de duración. 121

Figura 62. Promedio de anomalía de presión y viento para los eventos oceánicos de 3 días de duración. 122

Figura 63. Promedio de anomalía de presión y viento para los eventos oceánicos de 4 días de duración. 123

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Descripción de las bases de datos recopiladas.	31
Tabla 2. Correlación entre índices de caja.	37
Tabla 3. Estadísticos ANOVA de una vía para comparación entre índices de caja de anomalía de temperatura superficial del mar.	38
Tabla 4. Fechas en las cuales se identificaron eventos de surgencia en la costa uruguaya, distinguiendo entre sitios y duración.	96
Tabla 5. Resumen de la prueba Kruskal-Wallis para eventos y días de surgencia con y sin estandarización por datos faltantes. SS es la suma de cuadrados, GL son los grados de libertad, MS es la media cuadrática, Chi-sq es el estadístico Chi cuadrado, y p-valor es el valor de probabilidad asociado al estadístico Chi-sq.	100
Tabla 6. Comparación del valor de área estimada para cada sitio de surgencia a partir de distintas aproximaciones.	107
Tabla 7. Correlación de Pearson entre los componentes principales (PC) que identifican surgencia y los índices de identificación de eventos intensos.	117

LISTA DE ACRÓNIMOS

aCLO anomalía de clorofila

aTSM anomalía de temperatura superficial del mar

CLO clorofila

RdIP Río de la Plata

TSM temperatura superficial del mar

RESUMEN. Las surgencias son procesos que implican el movimiento de agua desde capas subsuperficiales hacia la superficie lo cual favorece el aporte de nutrientes, determinando en general zonas altamente productivas de importancia pesquera. En Uruguay existen reportes de eventos de surgencia costera de extensión variable en torno a Punta del Este que se asocian a condiciones de viento intenso del NE. Estos eventos varían estacionalmente y son considerados frecuentes y persistentes durante todo el año. Si bien existen antecedentes en el análisis de estos procesos, la información aún es incipiente. Este trabajo tiene como objetivo caracterizar los eventos de surgencia en la costa uruguaya en términos de escala espacial y temporal. Para alcanzar el objetivo propuesto se utilizaron datos de imágenes satelitales, reanálisis y datos *in situ*. En este trabajo captamos los eventos más intensos de surgencia estacional, que ocurren en escala sinóptica. Distinguimos dos configuraciones de surgencia, una oceánica y otra estuarina, que suceden asociadas a condiciones atmosféricas diferentes. La surgencia oceánica puede llegar a ocupar un área de 8500 km², mientras que la estuarina puede alcanzar un área de 19500 km². En general la persistencia de los eventos varía entre 1 y 3 días para la surgencia oceánica y estuarina respectivamente. Asimismo, presentan variabilidad interanual en relación a eventos de El Niño Oscilación Sur. La información generada en este trabajo puede ser de interés para el desarrollo de futuros sistemas de monitoreo continuo de la costa uruguaya, y además constituye un aporte a la comprensión de la dinámica costera de Uruguay.

Palabras clave: *Surgencia costera, Uruguay, datos satelitales.*

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Definición y clasificación general

Surgencia, afloramiento o *upwelling*, este último por su nombre en inglés, son términos utilizados para denominar al proceso oceanográfico que consiste en el movimiento ascendente de parcelas de agua en la columna de agua. La escala temporal de este proceso puede variar en el orden de días a semanas (Kämpf & Chapman 2016). A modo de unificar en el texto de aquí en adelante utilizaremos solo la palabra surgencia.

Existe una amplia literatura disponible sobre los procesos de surgencia en todas partes del mundo. Recientemente Kämpf & Chapman (2016) realizaron una revisión exhaustiva sobre el tema donde se describen varios mecanismos físicos capaces de producir surgencia:

- Surgencia forzada por viento,
- Bombeo de Ekman,
- Levantamiento dinámico (o surgencia de quiebre de plataforma),
- Surgencia inducida por marea,
- Surgencia en torno a las islas,
- Surgencia topográfica (ej. En cañones de quiebre de plataforma), y
- Surgencia transiente causada por el pasaje de ondas atrapadas contra la costa.

Estos diferentes tipos de surgencia pueden ocurrir y coexistir en distintas regiones dependiendo de la topografía, las condiciones de viento prevalentes y las condiciones en áreas adyacentes al océano profundo (Figura 1, Tomczak 1998, Kämpf & Chapman 2016).

Tomczak (1998) propone una zonación descriptiva de las plataformas sujetas a eventos de surgencia de acuerdo a su dinámica: región costera, región de plataforma media y región de talud (Figura 1). En la región costera y de plataforma media, el principal forzante es el viento. Particularmente, en la región costera es el viento perpendicular a la costa, que se dirige mar adentro (*offshore*) el cual cobra mayor relevancia en la generación de surgencia, mientras que en la plataforma media el viento paralelo a la costa (*alongshore*) es más importante. Por otro lado, en la región del talud otros mecanismos pueden dar lugar a eventos adicionales de surgencia debido a variaciones en la corriente oceánica adyacente, o por bombeo de marea, entre otros.

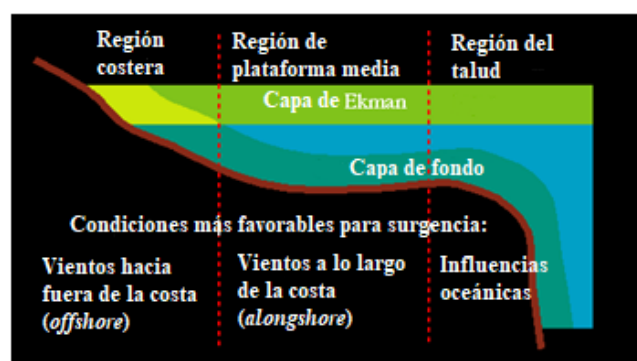


Figura 1. Zonación de la costa oceánica en regiones con distinta dinámica de surgencia, tomado y modificado de Tomczak (1998).

En particular, el mecanismo de surgencia dirigido por viento es el más clásico y ampliamente conocido ya que es el responsable de crear las mayores regiones de surgencia en el mundo. Dentro de este mecanismo se reconocen tres tipos de surgencia según el lugar donde se dan: i) costera, ii) ecuatorial y iii) de borde de hielo (Kämpf & Chapman 2016). Este mecanismo implica el movimiento de agua desde capas subsuperficiales hacia la superficie debido principalmente a la acción combinada de los vientos y la rotación de la Tierra (Tomczak 1998).

Este trabajo se centra en la caracterización de un proceso de surgencia costera forzada por vientos, por lo cual se hará foco en lo relativo a este tipo de sistemas.

1.2. Surgencia costera

Las surgencias costeras son las más conocidas, ya que frecuentemente dan lugar a las zonas pesqueras más productivas y por lo tanto están muy relacionadas a las actividades humanas. Estas pueden ocurrir en presencia de vientos perpendiculares (*offshore*) o paralelos a la costa con la misma situada a la derecha (izquierda) del esfuerzo de viento en el hemisferio sur (hemisferio norte).

Los vientos *offshore* provocan un alejamiento del agua superficial de la costa que en general por principio de continuidad de volumen es reemplazada con aguas de subsuperficie. Los vientos paralelos, en cambio, alejan el agua superficial de la costa a través de la acción

combinada de la fuerza de Coriolis y de fricción que desplazan capas superficiales, las cuales al igual que en el caso anterior son compensadas por agua de subsuperficie (Bakun 1996, Tomczak 1998). Asimismo, otros factores como la estratificación de la columna de agua, las características topográficas y la forma de la costa también influyen la surgencia costera (Bakun 1996).

1.3. Surgencia costera forzada por viento: mecanismo clásico

Cuando el viento sopla a lo largo de la superficie del mar, en una dirección particular paralela a la costa por determinado tiempo, se produce una capa límite oceánica llamada capa de Ekman superficial, la cual en su conjunto produce un transporte, que se denomina transporte de Ekman. Este transporte integrado se da a 90° en relación a la dirección del viento y puede ser hacia la costa (*onshore*) o fuera de la costa (*offshore*). Es debido a la fuerza de Coriolis que el transporte se dirige hacia la izquierda en el hemisferio sur y hacia la derecha en el hemisferio norte (Ekman 1905, Pickard & Emery 1961).

Para entender cómo el transporte de Ekman induce surgencia cerca de la costa podemos considerar un modelo de océano con dos capas: una capa menos densa y cálida en superficie por encima de otra capa más densa y fría, en las cuales cada capa tiene una velocidad uniforme y densidad constante (Simpson & Sharples 2011, Figura 2a).

Por lo tanto, si en una situación como la anterior debido al esfuerzo de los vientos existe un transporte *offshore*, se producirá entonces una retirada del agua en superficie, que tiene asociada una baja de altura de nivel del mar sobre la costa. Esto producirá un gradiente de presión contra la costa que forzará a las aguas de subsuperficie a moverse hacia arriba y ocupar el espacio vacío (Cushman-Roisin & Beckers 2011, Simpson & Sharples 2011 Figura 2b). Si los vientos son lo suficientemente fuertes y continúan soplando por un tiempo considerable, la capa subsuperficial alcanza la superficie formando un frente (Cushman-Roisin & Beckers 2011).

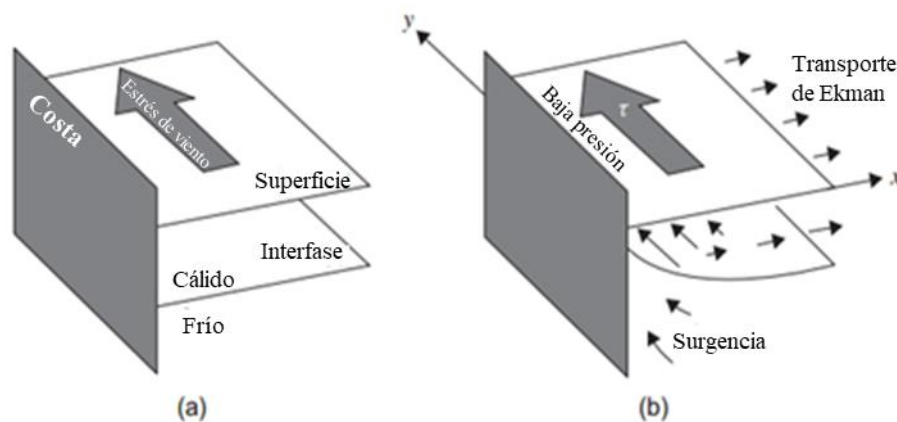


Figura 2. Esquema de desarrollo de una surgencia costera en el hemisferio norte. En a) se representan las condiciones en estado inicial antes que comience a soplar el viento. En b) se esquematiza un tiempo después luego de comenzar a soplar el viento (τ denota el esfuerzo de los vientos). Las flechas representan el flujo de agua *offshore* en superficie y hacia arriba en subsuperficie. Tomado y modificado de Cushman-Roisin & Beckers (2011).

En el caso en que la costa se situara a la izquierda de los vientos en el esquema anterior, debido al transporte de Ekman se acumulará agua

contra la costa aumentando el nivel del mar y generando un gradiente de presión contrario. Como resultado el agua contra la costa tenderá a hundirse y retornar aguas adentro si la profundidad es mayor que la capa de Ekman (Simpson & Sharples 2011).

1.4. Ubicación de los sistemas de surgencia costera

A nivel global los sistemas de surgencia son principalmente conocidos en los bordes este de los océanos, donde son cuasi-permanentes o continuos ya que ocurren la mayor parte del tiempo, aunque pueden presentar variaciones estacionales en relación a su intensidad (Chavez & Messié, 2009, Kampf & Chapman 2016). Ejemplos de este tipo de surgencia son las que ocurren en la costa de Perú y Benguela, a las cuales se les denomina principales sistemas de surgencia (Kampf & Chapman 2016, Figura 3). Sin embargo estos procesos también ocurren sobre los márgenes oeste de manera estacional (Bakun 1996) y por lo tanto se los llaman sistemas de surgencia estacionales (Kampf & Chapman 2016, Figura 3), como sucede por ejemplo en Cabo Frío, Brasil (Campos *et al.* 1999) y en el Sur del mar de China (Xie *et al.* 2003). Esto depende principalmente de las condiciones de viento de una región (Bakun 1996, Kampf & Chapman 2016).

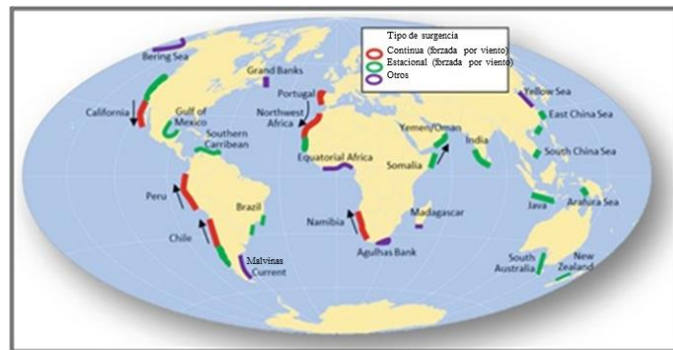


Figura 3. Ubicación a nivel global de las surgencias costeras. Se distinguen tres tipos según el mecanismo que las genera y la duración de las mismas. Dentro de las forzadas por viento se diferencia en continuas (rojo) y estacionales (verde). Por otro lado se indican todas aquellas que son producto de otro mecanismo (violeta). Tomado y modificado de Kämpf y Cahpman (2016).

1.5. Implicancias de las surgencias costeras

Las surgencias tienen asociados frentes que generan grandes efectos a nivel ecosistémico (Bakun 1990, Mann & Lazier 2006, Cushman-Roisin & Beckers 2011, Acha *et al.* 2015). En particular, la región frontal de la surgencia se caracteriza por ser altamente productiva ya que el movimiento del agua genera un aporte de nutrientes que favorece la proliferación planctónica (Mann & Lazier 2006).

En general, la mayor parte de la producción primaria se da en las zonas próximas al centro de la surgencia, la cual consecuentemente atrae al zooplancton, que a su vez genera zonas de alimentación importantes para peces pelágicos (Mann & Lazier 2006, Kämpf & Chapman 2016). Asimismo esto también tiene implicancias a nivel social y económico ya

que el aumento local en la producción primaria brinda un escenario favorable para el sustento de las pesquerías (Mann & Lazier 2006).

Por otro lado, las surgencias costeras también presentan gran influencia sobre el clima en las regiones donde ocurre (Sverdrup 1942, Hartman 1994). En las zonas de surgencia continua, las aguas frías que emergen modulan el clima favoreciendo la formación de nubes bajas en forma de *stratos*, niebla y una atmósfera muy estable con poca convección y lluvia.

En las regiones donde el régimen es estacional los efectos sobre el clima son locales. Por ejemplo en Cabo Frío, Brasil, se ha visto que hay una relación entre la surgencia y la brisa marina (Franchito 1998, 2008, Ribeiro *et al.* 2011, Ribeiro *et al.* 2016), siendo el principal efecto de la surgencia el de mantener los niveles bajos de la atmósfera en la zona costera relativamente fríos. Esto sostiene una fuerte inversión de la temperatura superficial que impide cualquier desarrollo vertical significativo de la capa límite (Ribeiro *et al.* 2016). Hay trabajos que proponen que existe una retroalimentación entre la surgencia y la brisa, sin embargo no hay consenso sobre si se trata de un tipo retroalimentación negativa (Ribeiro *et al.* 2016) o positiva (Franchito *et al.* 1998, 2008).

En el caso de la retroalimentación negativa, se propone que el efecto de enfriamiento de la brisa reduce el contraste térmico horizontal entre la

tierra y el agua, ya que el aire frío de la brisa tiende a enfriar la tierra, y en consecuencia se debilita la brisa por pérdida de contraste térmico. Por otro lado, quienes proponen una retroalimentación positiva plantean que la brisa se ve intensificada en verano cuando ocurre la surgencia. En verano aumenta el gradiente térmico horizontal entre la tierra y el mar que provoca que se intensifique la brisa. Consecuentemente se intensifican los vientos y se vuelven más zonales, esto favorece además que se intensifique la surgencia en una porción de la costa cuya orientación queda paralela respecto a estos vientos, y de esta manera se mantiene el contraste térmico (Franchito *et al.* 1998).

1.6. Antecedentes en Uruguay

En Uruguay, también existen registros de eventos de surgencia costera, caracterizados como eventos frecuentes y persistentes que varían estacionalmente (Framiñan *et al.* 1999, Pimenta *et al.* 2008, Simionato *et al.* 2009, Simionato *et al.* 2010). Los primeros en describir aspectos generales del sistema de surgencia en la costa uruguaya son Framiñan *et al.* (1999), que lo hacen a partir de lo observado en imágenes satelitales diarias de temperatura superficial del mar (TSM) del sensor AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer), de 1.1 Km de resolución horizontal. Ellos identifican la surgencia como un centro con un mínimo de temperatura en la costa de entre 4 y 5 °C menor que la TSM en la zona aledaña. Registran que ocurre en la costa desde Punta del

Este (Maldonado) hasta Cabo Polonio (Rocha), especialmente desde mediados de diciembre hasta los primeros días de Febrero, cuando hay mínima descarga del Río de la Plata (RdIP) y predominan vientos paralelos a la costa provenientes del sector N-NE.

Posteriormente Pimenta *et al.* (2008), reportan lo analizado en dos campañas oceanográficas, que tuvieron lugar en agosto de 1999 y enero y febrero de 2000. Estas cubrieron dos eventos de surgencia en distintas estaciones (invierno y verano), y con distinta magnitud de descarga del RdIP. Las mismas se registraron a lo largo de la costa atlántica, desde Punta del Este hasta Cabo Polonio. A partir de datos de satélite QuikSCAT ellos encuentran que vientos intensos del sector NE con un valor de esfuerzo de viento de entre 0.07 y 0.12 N/m^2 causan la surgencia. Además proponen que la surgencia está muy relacionada a la morfología del fondo de la plataforma uruguaya y que el canal paralelo a la costa atlántica, conocido como el pozo de fango, actúa como un conductor de las aguas frías de fondo.

Luego Simionato *et al.* (2010) analizaron los patrones de variabilidad en escala estacional y sub-anual de TSM en el RdIP y la zona oceánica aledaña, evidenciando un proceso de surgencia que se extiende entre Montevideo y un poco más al este de Punta del Este. Para ello utilizaron distintos tipos de datos (imágenes de satélite de resolución espacial 11 km, 35 campañas oceanográficas, reanálisis de 25 km de resolución

espacial) de océano y atmósfera, que comprenden el período de tiempo de 2002 a 2008. Ellos reafirman resultados anteriores y describen a los eventos de surgencia como frecuentes y persistentes principalmente en verano, con temperaturas de entre 2° y 4° C más fríos que el agua a su alrededor. Asimismo asocian su ocurrencia a condiciones de viento NE y baja descarga del RdIP. Estos resultados son apoyados por resultados más recientes de Meccia *et al.* (2013) donde a través de simulaciones validadas con datos de campañas oceanográficas sinópticas ven la ocurrencia de una surgencia entre Montevideo y Punta del Este con vientos del NE.

Además, trabajos recientes sobre altimetría para esta región evidencian una disminución de altura de nivel del mar contra la costa uruguaya durante los meses de verano. Esto lo relacionan principalmente a la ocurrencia de eventos de surgencia costera asociados a las condiciones de viento predominantes en esa estación del año (Saraceno *et al.* 2014, Strub *et al.* 2015). Asimismo, encuentran una variabilidad interanual de altura de nivel del mar vinculada al fenómeno del Niño en nuestra región. En particular, registran aumentos del nivel del mar en años Niño, y disminuciones en años Niña que se asocian a la surgencia mediante el flujo *offshore* en la capa de Ekman (Saraceno *et al.* 2014).

1.7. Motivación

Recientemente, se ha registrado un evento de surgencia en la costa de Uruguay a partir de datos *in situ*, proveniente de una campaña oceanográfica del B/l Aldebarán, perteneciente a la Dirección Nacional de Recursos Acuáticos. La misma tuvo lugar entre el 26 y el 30 de septiembre de 2013 en la costa SE de Uruguay, donde se realizaron 5 transectos perpendiculares a la costa con 5 estaciones cada uno (Figuras de 4 a 9), y un transecto paralelo de 7 estaciones (Figura 4). En cada una de las estaciones se tomaron medidas de temperatura, salinidad, clorofila y turbidez con una sonda CTD. Para ver el comportamiento de las variables en superficie y en la columna de agua se hizo una interpolación espacial utilizando el método de *kriging* con un semivariograma lineal.

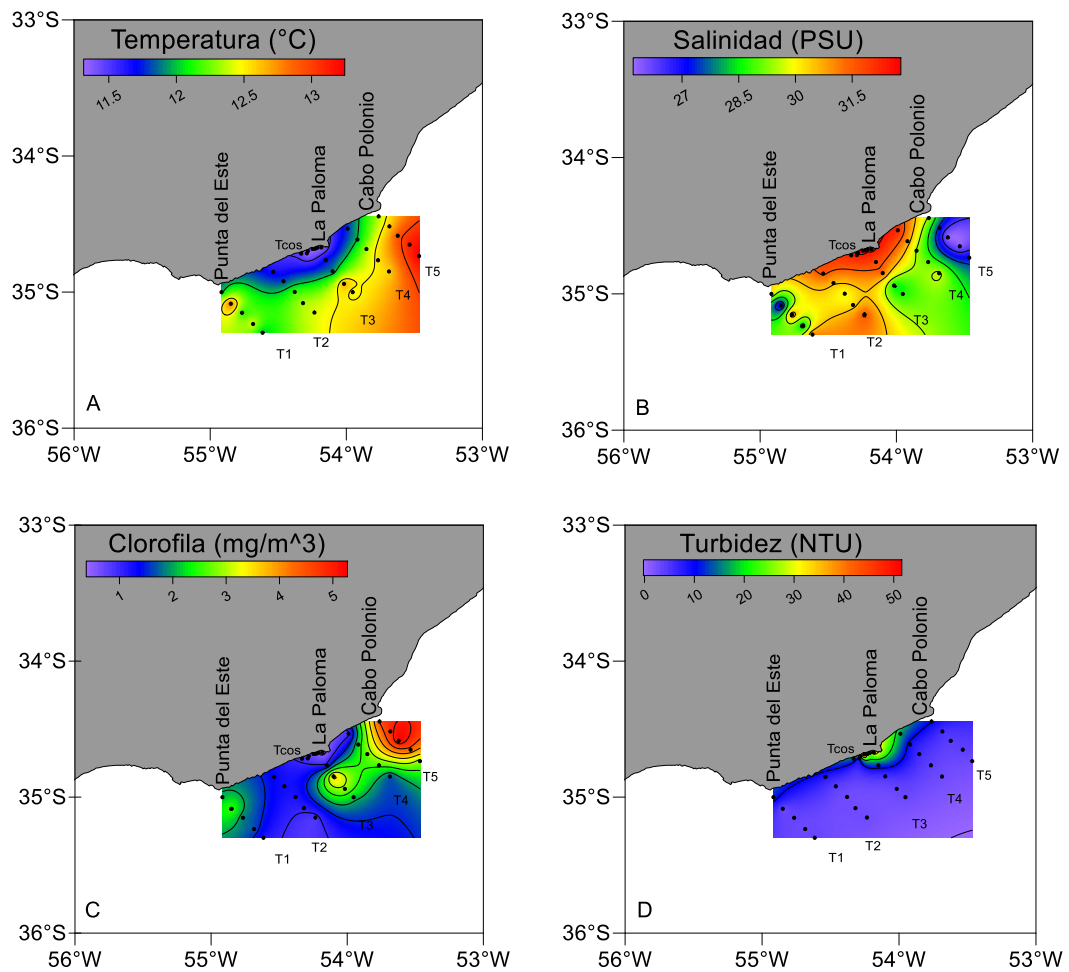


Figura 4. Distribución horizontal de temperatura superficial (A), salinidad (B), clorofila (C) y turbidez (D). Los puntos negros indican las estaciones de los transectos perpendiculares (T1-5) y paralelo a la costa (Tcos). Campaña oceanográfica a bordo del B/I Aldebarán llevada a cabo entre el 26 y el 30 de septiembre de 2013.

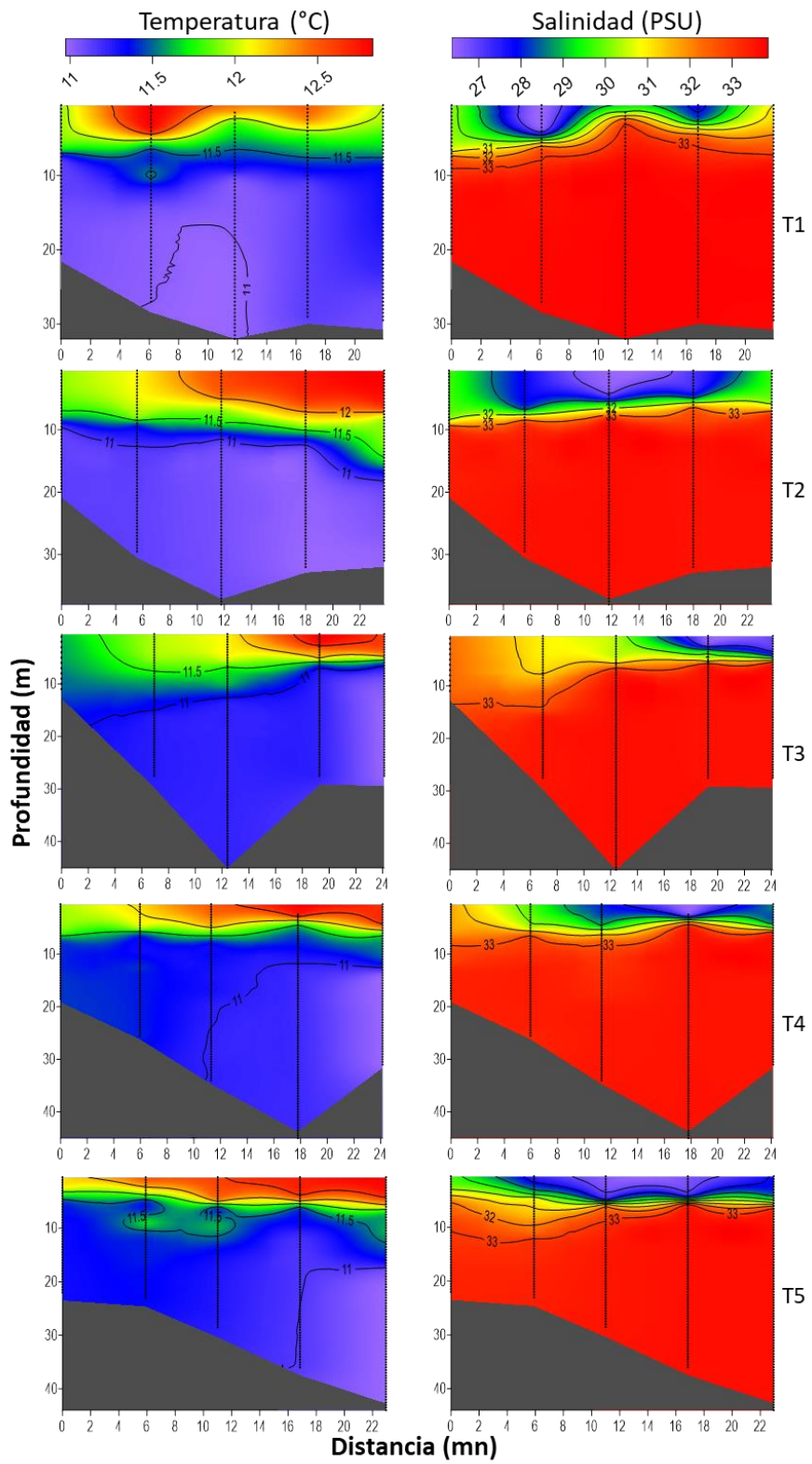


Figura 5. Perfiles de temperatura y salinidad en los transectos (T) perpendiculares a la costa.

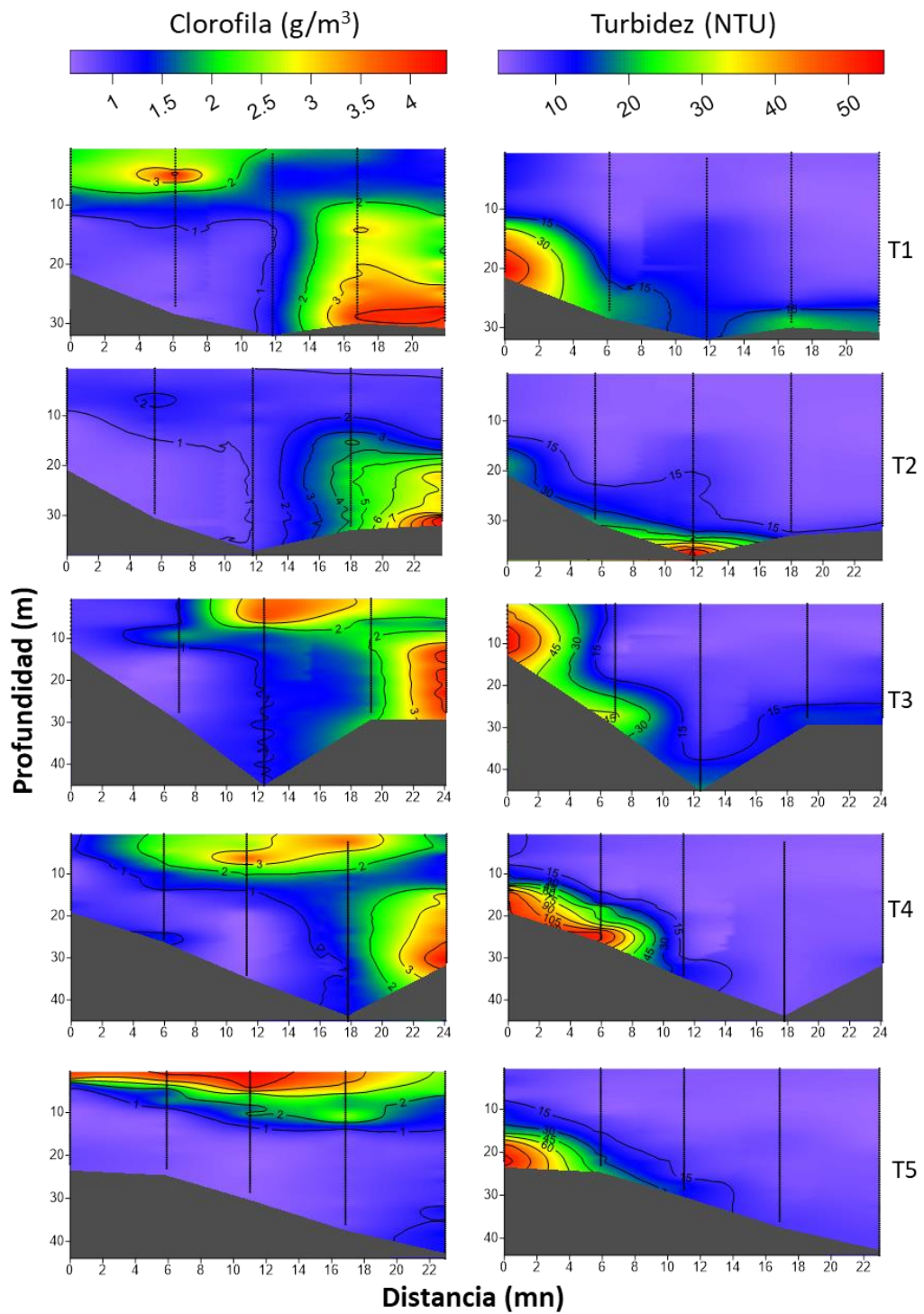


Figura 6. Perfiles de clorofila y turbidez en los transectos (T) perpendiculares a la costa.

Este evento de surgencia se registró en la costa atlántica uruguaya en la zona comprendida entre Punta del Este y Cabo Polonio. La distribución horizontal de TSM muestra una zona de menor temperatura contra la costa (11°C), rodeada de otra de mayor temperatura ($>12^{\circ}\text{C}$) (Figura 4A), presentando una estructura típica de surgencia en el área (Framiñan *et al.* 1999). Asimismo esta estructura es acompañada de una mayor salinidad contra la costa (31.5) y menor en la zona aledaña (<30) (Figura 4B). La distribución horizontal de clorofila muestra que el máximo se presenta desfasado hacia el NE del mínimo de temperatura (Figura 4C), el estar desfasado del mínimo de temperatura es una característica similar a la mencionada en la literatura para otros sitios de surgencia (Mann & Lazier 2006). Por otro lado, el máximo de turbidez alcanza la superficie en el transecto 3 en torno al cabo Santa María (Figura 4D). Esta zona de mayor turbidez coincide con el sitio donde se encuentra el mínimo de temperatura, lo que permite interpretar que el agua que sube de fondo remueve los sedimentos que alcanzan la superficie.

En los perfiles se puede ver que la zona de menor TSM en relación a la TSM en zonas aledañas se registró en el transecto número 3 dónde se visualiza el ascenso de la isoterma de 11.5°C , la cual intersecta la superficie a unas 4 mn de la costa aproximadamente (Figura 5). Allí la máxima extensión de la surgencia hacia mar adentro alcanzó las 14 mn aproximadamente (~ 26 Km). Los perfiles de temperatura y salinidad muestran una estructura típica constituida por dos capas, una superficial

diluida y más cálida, por encima de una más fría y salina. Asimismo los perfiles de clorofila y turbidez del transecto 3, así como el patrón descrito en las distribuciones horizontales, es típico de zonas de surgencia (Coelho-Souza *et al.* 2012, Brink 2016). Este evento ocurrió en condiciones de viento NE que persistieron durante 4 días desde el 27 hasta el 30 de septiembre con intensidades que variaron entre 6 y 10 m/s, y la mayor intensidad se registró el 28 de septiembre. En particular, este evento no fue detectado por las imágenes satelitales de TSM ya que entorno a esos días hay una gran falta de datos, probablemente debido a la presencia de nubes. Asimismo, la composición de imágenes de 8 días disponible en el sitio web de OceanColor, si bien muestra datos de temperatura en toda el área, no refleja la ocurrencia de este evento, probablemente debido a la falta de datos y/o a la resolución espacial de los mismos (~4 km).

Si bien existe conocimiento sobre las surgencias costeras en Uruguay, la información aún es incipiente y resulta de particular interés comprender aspectos básicos de su comportamiento tales como la frecuencia, escala espacial y persistencia. Conocer mejor este proceso permitirá generar mecanismos de predicción y discutir su implicancia en las redes tróficas marinas y en eventos de floraciones algales relevantes para la salud humana (*i.e.* mareas rojas, Méndez & Ferrari 2002, Pitcher *et al.* 2010), así como su influencia en el clima a nivel local.

Además, es relevante comprender su dinámica, ya que actividades como dragado o saneamiento vuelcan sus residuos en el fondo marino y éstos, ante un evento de surgencia, pueden volver a ser resuspendidos y llevados hacia la costa (Tomczak 1998). Esto cobra particular importancia si se consideran los emprendimientos de desarrollo proyectados en el área de ocurrencia de las surgencias y las actividades que actualmente se desarrollan allí.

1.8. Área de estudio

El área de estudio considerada en este trabajo se ubica en una pequeña región costera del margen W de la cuenca del océano Atlántico Sur Occidental comprendida entre los 30 – 38°S y los 50 - 59°W (Figura 7), que se caracteriza por tener una marcada variabilidad espacio-temporal y ser altamente productiva (Guerrero & Piola 1997, Acha *et al.* 2008, Möller *et al.* 2008).

Esta región comprende un sistema oceanográfico complejo fuertemente influenciado por el estuario RdIP y las corrientes de plataforma derivadas de las corrientes adyacentes Brasil y Malvinas (Guerrero *et al.* 1997).

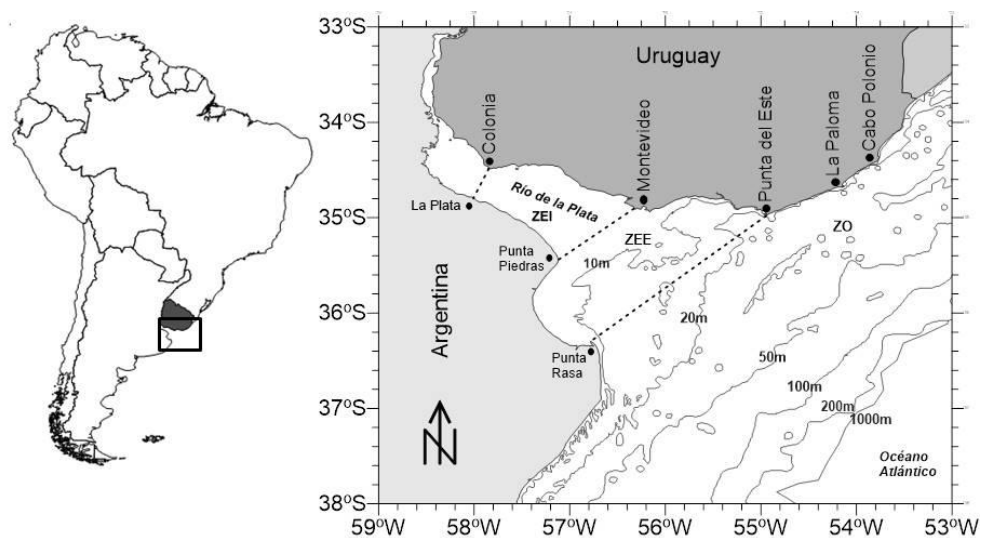


Figura 7. Ubicación y batimetría del área de estudio. En la Figura se indican los límites establecidos de tres grandes sectores con distintas características: zona estuarina intermedia (ZEI), zona estuarina externa (ZEE) y zona oceánica (ZO).

El estuario presenta una amplia y permanente conexión con el océano, una gran extensión (320 km), poca profundidad (profundidad media 10 m), y baja amplitud de marea (<1 m, Framiñan *et al.* 1999). El RdIP fluye hacia la plataforma continental de Uruguay y Argentina transportando aguas de los ríos Paraná y Uruguay con un caudal de descarga medio de $22.000 \text{ m}^3/\text{s}$, el cual presenta una baja estacionalidad y gran variabilidad interanual (Piola *et al.* 2005).

Además, el estuario es muy susceptible a forzantes atmosféricos (Guerrero *et al.* 1997, Simionato *et al.* 2004, Meccia *et al.* 2013), por lo que la circulación en este sistema es principalmente dominada por la acción de los vientos (Simionato *et al.* 2008). Los patrones de viento observados en esta región presentan gran variabilidad estacional, siendo predominantemente del sector S-SW durante el invierno y del sector N-NE

durante el verano (Simionato *et al.* 2005).

En relación a lo anterior es que la pluma de descarga del RdIP depende fuertemente del patrón de vientos, más que de la cantidad de agua proveniente de la cuenca. En ese sentido, la combinación de la persistencia e intensidad del viento del sector SW genera una gran penetración de la pluma a lo largo de la costa alcanzando hasta Brasil ($\sim 30^\circ\text{S}$), mientras que vientos del NE son eficientes en la retracción de la pluma que es alejada de la costa uruguaya por deriva de Ekman y llevada sobre la costa de Argentina (Pimenta *et al.* 2005, Piola *et al.* 2005). La pluma de baja salinidad generada por el RdIP afecta tanto a la circulación y la estratificación, como a la distribución de nutrientes y especies biológicas en las plataformas continentales adyacentes (Möller *et al.* 2008).

La corriente de Brasil es una ramificación de la corriente Sud Ecuatorial, que transporta masas de agua cálidas y salinas, mientras que la corriente Malvinas proviene del sur como una ramificación de la corriente Circumpolar Antártica, transportando aguas más diluidas y frías (Matano *et al.* 2010). Estas corrientes confluyen ca. 38°S , generando una zona altamente energética, productiva y variable (Gordon & Greengrove 1986, Gordon 1989, Tomczak 1998).

La migración de esta confluencia modifica las características termohalinas de las masas de agua sobre plataforma, determinando la

predominancia de agua subantártica en invierno-primavera y de agua tropical en verano-otoño (Castro *et al.* 2006, Ortega & Martinez 2007).

En consecuencia las masas de agua de plataforma son el resultado de las características de las masas de agua advectadas desde zonas adyacentes y las modificaciones que estas sufren debido al intercambio con la atmósfera, y la descarga continental (Piola *et al.* 2000, Möller *et al.* 2008). Las características anteriores determinan que el área de estudio esté compuesta por masas de agua con características termohalinas contrastantes, que presentan gran variabilidad estacional e interanual (Ortega & Martinez 2007 y citas allí presentes).

Por otro lado, la variabilidad interanual a nivel climático y oceanográfico en esta región está fuertemente asociada a las fases cálidas y frías de El Niño Oscilación Sur (ENOS, Lentini *et al.* 2001, Barreiro 2009). Durante la fase cálida del ENOS (El Niño) tiende a aumentar las precipitaciones en la cuenca del RdIP (principalmente en primavera y verano) y la TSM en la región. En cambio durante la fase fría (La Niña), si bien hay cierta tendencia a generar un efecto opuesto al anterior, no necesariamente son con la misma intensidad (Barreiro 2009).

Asimismo, el océano Atlántico ecuatorial también puede modular la influencia que tiene El Niño sobre las precipitaciones en el sudeste de América del Sur durante el verano. En este sentido, cuando el Atlántico ecuatorial se encuentra cálido, la influencia de El Niño sobre esta región

se ve debilitada (Barreiro & Tippmann 2008).

1.9. Hipótesis

En la costa de Uruguay los eventos de surgencia costera ocurren en condiciones de vientos persistentes provenientes de la dirección N-NE, generando una disminución de la TSM a nivel costero. Dado que los vientos de estas componentes predominan en verano en nuestra región, se prevé que estos eventos sean más frecuentes.

1.10. Objetivo

El objetivo de este trabajo es caracterizar las surgencias costeras que ocurren en verano en Uruguay determinando su variabilidad espacial y temporal, y analizar los procesos físicos responsables de su ocurrencia.

1.10.1. Objetivos específicos

- Caracterizar surgencias costeras en relación a su variabilidad espacial determinando el área que ocupan.
- Caracterizar surgencias costeras en relación a su variabilidad temporal determinando su duración y frecuencia.
- Caracterizar surgencias costeras en relación a su temperatura y anomalía de temperatura superficiales.
- Identificar y analizar las configuraciones atmosféricas y oceanográficas que inducen a las surgencias costeras.

2. METODOLOGÍA

Para alcanzar el objetivo propuesto se consideraron dos aproximaciones: una teórica y otra empírica de análisis de datos. Con el fin de estudiar de qué dirección se esperaría que provengan los vientos para generar surgencia costera en aguas someras de la costa atlántica uruguaya, se aplicó el modelo teórico de océano finito de Ekman (1905) para aguas someras. Mientras que para analizar la variabilidad de la TSM y las condiciones atmosféricas que generan surgencia se analizaron distintas bases de datos de océano y atmósfera (Tabla 1).

2.1 Aproximación teórica: Teoría de Ekman

En regiones de océano profundo, vientos constantes sobre la superficie provocan que la capa superficial de agua se mueva un ángulo de 45° respecto de la dirección del viento cambiando su sentido según el hemisferio en que se encuentre; la fricción entre esta capa y las siguientes hace que se muevan en el mismo ángulo pero respecto a la capa anterior, en consecuencia cada capa es afectada por el movimiento de la anterior aunque cada vez en menor magnitud. Los vectores en movimiento resultan una espiral que determinan lo que se denomina espiral de Ekman. El formalismo matemático de este fenómeno fue desarrollado por Ekman en 1905, que es quien introduce las ecuaciones que nos permiten calcular lo que hoy llamamos transporte de Ekman, y se puede considerar como un indicador de surgencia (Steele *et al.* 2008).

Un resultado fundamental de Ekman es que en presencia de vientos soplando de forma constante sobre el océano, se crea una capa límite oceánica relativamente somera, que se comporta de manera diferente que el resto de la columna y se denomina capa de Ekman (D_E). Esta capa de agua se extiende desde superficie hasta el punto donde se disipa el espiral de Ekman. Ekman (1905) define a esta capa como aquella que es afectada directamente por los vientos, y su profundidad depende de la viscosidad dinámica (μ), la densidad del fluido (ρ), la velocidad de rotación de la Tierra (ω) y la latitud (φ). De esta manera se define D_E como:

$$D_E = \frac{\pi}{a} = \pi \cdot \sqrt{\mu / \rho \cdot \omega \cdot |\text{sen} \varphi|} ; a = \sqrt{\rho \cdot \omega \cdot \text{sen} \varphi / \mu}$$

Modelo de océano de profundidad infinita

Ekman (1905) con el fin de analizar las corrientes causadas por el efecto del viento y la rotación de la Tierra parte de las ecuaciones de conservación de momento y conservación de masa para un fluido incompresible y realiza ciertas aproximaciones.

En primer lugar considera un movimiento estacionario, asume que el océano es infinito (muy profundo) y homogéneo, no considera el efecto de las corrientes vecinas y plantea que el agua puede fluir libremente en la región considerada. Además toma a la superficie del océano como plana y propone como condición de borde que la velocidad es cero en el fondo del océano ($u=0$ y $v=0$ en $z=\infty$). Asimismo considera un esfuerzo

tangencial (τ) producido por los vientos únicamente en la dirección y . De esta manera obtiene las siguientes soluciones para las velocidades de corriente u y v :

$$u = V_o e^{-az} \cos(45^\circ - az); v = V_o e^{-az} \sin(45^\circ - az)$$

$$V_o = \tau / \sqrt{2 \cdot \mu \cdot \rho \cdot \omega \cdot \sin \varphi}$$

El flujo total de agua en toda la columna, en las direcciones x e y es lo que denominamos transporte de Ekman, por eso en base a lo anterior y para el caso de un océano infinito el mismo se expresa para cada una de las direcciones como:

$$S_x = \int_0^\infty u dz = \frac{\tau}{2 \cdot \rho \cdot \omega \cdot \sin \varphi}; S_y = \int_0^\infty v dz = 0$$

En esta situación el transporte será a 90° respecto de la dirección del viento y se situará a la izquierda o derecha del mismo dependiendo el hemisferio.

Modelo de océano de profundidad finita

Si bien la aproximación anterior es la más conocida y aplicada en el estudio de surgencias costeras, la misma es general y no aplica a todas las regiones del océano, en particular en aquellas donde no se puede considerar una profundidad infinita ya que son zonas poco profundas. En ese sentido, para alcanzar una aproximación más real Ekman propone un modelo de transporte para un océano somero. Por lo tanto, parte de las

mismas ecuaciones iniciales, con los mismos supuestos e idénticas condiciones de borde que en el caso anterior, pero esta vez considerando un océano uniforme con profundidad finita d .

$$\text{Siendo } \zeta = d - z \text{ y } a = \sqrt{\rho \cdot \omega \cdot \sin \varphi / \mu}$$

Las soluciones a las ecuaciones de velocidad quedan de la forma:

$$\left\{ \begin{array}{l} u = A \operatorname{Senh} a\zeta \cos a\zeta - B \operatorname{Cosh} a\zeta \sin a\zeta \\ v = A \operatorname{Cosh} a\zeta \sin a\zeta + B \operatorname{Senh} a\zeta \cos a\zeta \\ A = \frac{\tau D_E}{\mu \pi} \frac{\operatorname{Cosh} ad \cos ad + \operatorname{Senh} ad \sin ad}{\operatorname{Cosh} 2ad + \cos 2ad} \\ B = \frac{\tau D_E}{\mu \pi} \frac{\operatorname{Cosh} ad \cos ad - \operatorname{Senh} ad \sin ad}{\operatorname{Cosh} 2ad + \cos 2ad} \end{array} \right.$$

Y las ecuaciones de transporte de Ekman en las direcciones x e y para el caso de océano finito presentan la siguiente solución:

$$S_x = \int_0^d u d\zeta = \frac{\tau D_E^2}{2\mu \pi^2} \frac{\operatorname{Cosh} 2ad + \cos ad - 2 \operatorname{Cosh} ad \cos ad}{\operatorname{Cosh} 2ad + \cos 2ad}$$

$$S_y = \int_0^d v d\zeta = \frac{\tau D_E^2}{\mu \pi^2} \frac{\operatorname{Senh} 2ad \sin ad}{\operatorname{Cosh} 2ad + \cos 2ad}$$

A diferencia del modelo anterior, en un océano somero las corrientes en superficie se desvían respecto al esfuerzo de viento un ángulo menor a 45° . De igual manera este efecto se refleja en el transporte el cual será a un ángulo menor a 90° respecto del esfuerzo de viento. El ángulo del transporte lo podemos obtener el a partir de la relación $\operatorname{tg} \theta = S_x / S_y$ como:

$$\theta = \arctg\left(\frac{\cosh 2ad + \cos 2ad - 2\cosh ad \cos ad}{\sinh ad \sin ad}\right)$$

En este trabajo se calculó el transporte de Ekman en la dirección x e y y su ángulo θ asociado en base al modelo de océano finito. Para los cálculos se consideró un valor medio de esfuerzo de viento en la región $\tau = 0.1 \text{ N.m}^{-2}$ y se consideró la latitud 34° S ($\varphi = -34^\circ$).

Ekman (1905) plantea que el valor del coeficiente de fricción en el agua es difícil de determinar y, que el valor comúnmente utilizado para el agua $\mu = 1 \times 10^{-3} \text{ Kg.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$ (que corresponde a un valor de viscosidad molecular) no es el adecuado para calcular la profundidad de la capa de Ekman. De esta manera se obtiene para nuestra latitud un valor de capa $D_E \cong 0.5 \text{ m}$, que es considerado muy pequeño. En este sentido, la utilización de un coeficiente de viscosidad turbulenta es más adecuado, ya que la turbulencia presente en el océano es mucho más eficiente para la mezcla que la difusión molecular μ . En este trabajo para obtener un valor de coeficiente de viscosidad turbulenta aplicamos lo propuesto por Ekman (1905) de utilizar un valor virtual de μ que puede ser despejado de la ecuación de capa de Ekman considerando un valor $D_E = 75 \text{ m}$, que es un valor promedio típico de profundidad de capa.

En base a lo anterior se obtuvo un valor de viscosidad turbulenta $\mu = 23.8 \text{ Kg.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$ que se utilizó para calcular el transporte para distintas profundidades. Asimismo, para ver cómo este último varía en base a distintos valores de coeficiente de viscosidad determinamos un rango de

valores de μ de [10:10:100] $\text{Kg.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$. Dentro de estos valores se comprenden valores típicos de viscosidad turbulenta que presenta un rango de variabilidad de $0.1 \text{ Kg.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$ para velocidades de viento de 1 m.s^{-1} , hasta $43 \text{ Kg.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$ para velocidades de viento de 10 m.s^{-1} (Beer 1996).

2.2 Aproximación empírica

2.2.1 Bases de datos

Se trabajó con tres tipos de bases de datos: i) reanálisis, ii) imágenes satelitales y iii) datos *in situ*. Se utilizaron bases de datos de libre acceso con resolución temporal diaria y con la mejor resolución espacial disponible. En la Tabla 1 se resumen las bases de datos utilizadas en este trabajo.

Los datos de reanálisis utilizados pertenecen al producto Era-interim (Dee *et al.* 2011) de ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts), que fueron descargados del sitio <http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/levtype=sfc/>. Se utilizaron las variables atmosféricas presión en superficie y vientos zonal (u) y meridional (v) en superficie (10 m), con resolución temporal diaria y espacial de $0.125^\circ \times 0.125^\circ$. Los vientos se usaron para determinar las condiciones sinópticas asociadas a las surgencias y se eligieron en 10 m pues es el nivel que se utiliza para calcular el esfuerzo de los vientos. A su vez permite comparar los datos de reanálisis con los observados en las

estaciones meteorológicas de Inumet de Carrasco (Canelones) y Laguna de Sauce (Maldonado).

Las imágenes satelitales utilizadas son un producto estándar mapeado de nivel 3 (Ocean Level-3 standard mapped) que es producido y distribuido por NASA Goddard Space Flight Center's Ocean Data Processing System. Este producto deriva del sensor MODIS Aqua y se encuentra disponible en el sitio web de OceanColor (Tabla 1). Las imágenes están disponibles en formato NetCDF4 (Network Common Data Format 4). De allí se consideraron las variables TSM y Clorofila-a (CLO) en resolución temporal diaria, y espacial de 4 km.

Desde el sitio web <https://oceancolor.gsfc.nasa.gov/> se descargaron los archivos globales diarios para el periodo de tiempo comprendido entre el 1 de enero de 2003 y el 31 de diciembre de 2014 (alcanzando un total de 1080 días). Estos archivos se pre procesaron con los netCDF Operator para seleccionar la región de interés y unir los archivos correspondientes a cada día. De esta manera se construyó a partir de las imágenes la matriz de datos tridimensional [tiempo (días) x longitud x latitud] de tamaño [1080 x 216 x 192] que abarca el área comprendida entre los 30 – 38°S y los 50 - 59°W. Finalmente, se obtuvo una matriz de datos para TSM y otra para CLO de iguales dimensiones. Posteriormente la matriz se procesó con la herramienta de software matemático MATLAB. Allí se le aplicó un factor de conversión y filtros específicos a la matriz de datos

resultante para cada variable según se especifica en los archivos descargados. En particular la variable clorofila presentó valores máximos del orden de 45 mg/m^3 los cuales eran muy superiores a los valores máximos típicos reportados para el área de estudio (entre $10\text{-}15 \text{ mg/m}^3$, Nagy *et al.* 2002). Por eso, se optó por filtrar todos aquellos valores que estuvieran por encima de 12 mg/m^3 considerando así un valor intermedio entre los máximos típicos.

Por otro lado, los datos *in situ* fueron provistos por diversas instituciones nacionales como la Dirección Nacional de Recursos Acuáticos, el Instituto Uruguayo de Meteorología y la Comisión Técnico Mixta de Salto Grande. Todos ellos son datos provenientes tanto de mediciones diarias y estaciones meteorológicas fijas, así como de campañas oceanográficas (Tabla 1).

Tabla 1. Descripción de las bases de datos recopiladas.

Tipo	Datos	Variables	Resolución temporal	Resolución espacial	Fuente
Reanálisis	Era-Interim	Presión en superficie (hPa) Viento en u (m/s) Viento en v (m/s)	Valores diarios 1 de enero de 2003 a 31 de diciembre de 2014	0.125°x0.125°	http://apps.ecmwf.int/datasets/
Imágenes satelitales	MODIS Aqua	Temperatura de superficie del mar (°C) Clorofila a (mg/m ³)	Imágenes diarias 1 de enero de 2003 a 31 de diciembre de 2014	4 km	http://oceandata.sci.gsfc.nasa.gov/
Datos <i>in situ</i>	Campaña oceanográfica B/I Aldebarán	Temperatura (°C) Salinidad Clorofila a (mg/m ³) Turbidez (NTU)	Mediciones diarias 26-30/9/2013	-	Dirección Nacional de Recursos Acuáticos (DINARA)
	Estación meteorológica	Módulo (m/s) y dirección de viento	Valores trihorarios 1 de enero de 2003 a 31 de diciembre de 2014	-	Instituto Uruguayo de Meteorología (INUMET)
	Mediciones Salto grande	Caudal (m ³ /s)	Valores diarios 1 de enero de 2003 a 31 de diciembre de 2014	-	Comisión Técnico Mixta de Salto Grande

Dado que en verano es cuando predominan los vientos favorables de surgencia (Framiñan *et al.* 1999, Simionato *et al.* 2005) es que en este trabajo se decidió considerar solamente el período de verano comprendido por los meses diciembre, enero y febrero (DEF). Además es cuando hay mayor estratificación, lo cual favorece la diferencia de temperatura entre capas de agua. Asimismo, se favorece una mayor disponibilidad de datos de imágenes satelitales probablemente debido a una menor incidencia de nubes.

El período de tiempo para el que se cuenta con datos es para los trimestres DEF comprendidos entre el 1 de enero de 2003 y el 31 de diciembre de 2014. Para los análisis de datos se completó con NaN en los extremos de la matriz donde no se contaba con datos para poder agrupar la temporada de verano DEF, de esta manera los meses diciembre de 2002 y enero y febrero de 2015 son datos faltantes. Este criterio se aplicó a todas las bases de datos, excepto a los datos de campaña. En los años bisiestos 2004, 2008 y 2012 se eliminó el 29 de febrero de los datos. Por último, las observaciones de viento de las estaciones meteorológicas que estaban disponibles cada 3 horas se promediaron para obtener un valor diario.

Se calculó la climatología y anomalía diarias para todas las variables. La climatología es el promedio de cada uno de los días de cada mes comprendidos en el período de tiempo 2003-2014, con los cuales a su vez se construyó la climatología para el mes, considerada como el promedio de todos los días de diciembre de todos los años, y así para enero y febrero. Asimismo se calculó la climatología de verano como el promedio de todos los días de verano de todos los años (diciembre, enero y febrero). También se calculó la anomalía como la diferencia entre el valor observado cada día y la media climatológica en base diaria. La variabilidad diaria de las anomalías se caracterizó a través del desvío estándar de los valores diarios para verano, y discriminados por mes.

2.2.2 Análisis exploratorio

En primer lugar se realizó un análisis exploratorio de los datos satelitales. Se consideraron 7 cajas para construir índices de las variables CLO y TSM. Seis de ellas se ubican en sitios donde existen registros de surgencia y una está ubicada en una zona costera alejada de modo de tener un sitio de comparación con una dinámica diferente (Figura 8). Para construir los índices se realizó el promedio espacial de 8 puntos en cada una de las cajas, utilizando la anomalía de CLO (aCLO) y la anomalía de TSM (aTSM). Esto dio como resultado una serie de tiempo para cada una de las cajas. Las cajas de 1 a 3 (negro, amarillo y azul, Figura 8) se ubican en una zona estuarina correspondiente a la región externa del Río de la Plata, en la costa entre Montevideo y Punta del Este. Las cajas de 4 a 6 (verde, celeste y lila, Figura 8) se sitúan en la costa atlántica abarcando un área que va desde Punta del Este hasta la Paloma, en una región de características más oceánicas. Finalmente, la séptima caja se ubica en la costa de Brasil frente a la Laguna de los Patos (rojo, Figura 8).

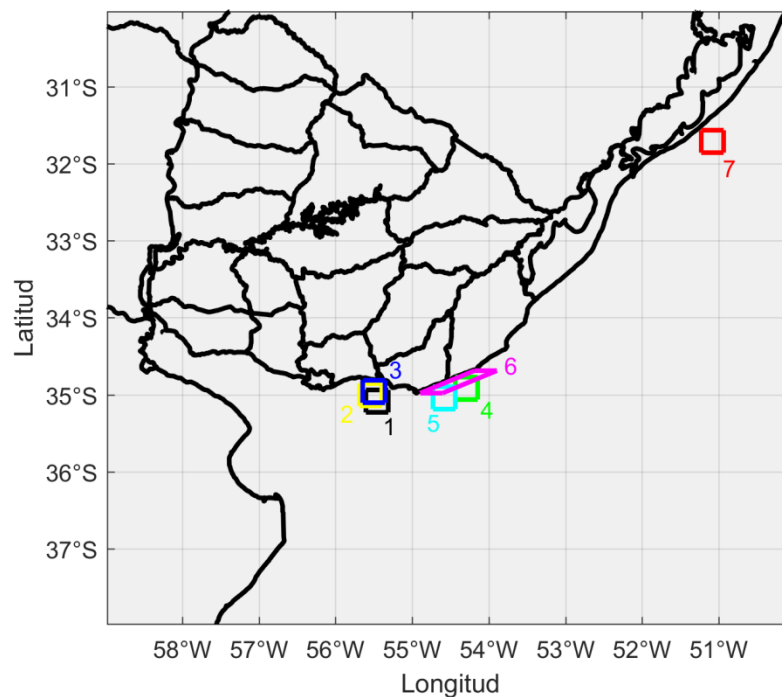


Figura 8. Ubicación de las 7 cajas.

La exploración de la cantidad de datos faltantes para cada uno de los índices de las variables TSM y CLO evidenció que hay un gran porcentaje de días donde no hay datos disponibles (Figura 9). Para cuantificar este problema se contabilizó la cantidad de datos faltantes en cada índice y se calculó el porcentaje que estos representan respecto al total de la serie (1080 valores diarios en cada caja). Posteriormente se calculó el promedio general de datos faltantes entre todos los índices para cada una de las variables, que resultó en 35% de datos faltantes para TSM y 67% para CLO. La diferencia entre las variables TSM y CLO posiblemente se deba a la elección de datos de calidad óptima descrita en la sección anterior.

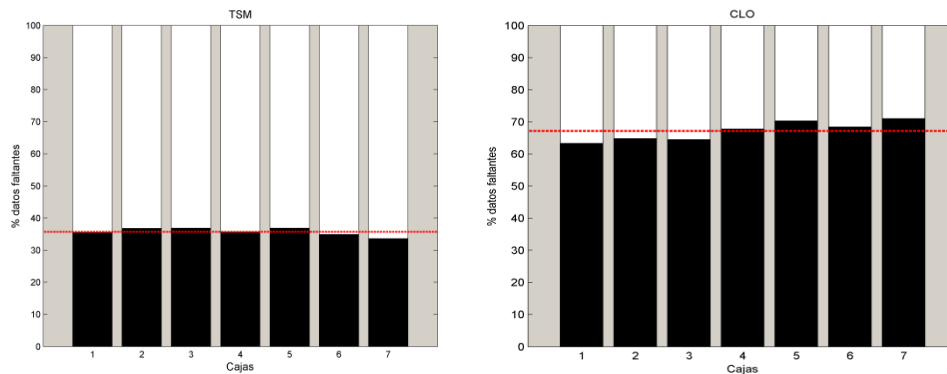


Figura 9. El porcentaje de datos faltantes en cada uno de los índices de caja para las variables temperatura superficial del mar (*izquierda*) y clorofila (*derecha*) se representa en color negro. La línea punteada roja representa el promedio de datos faltantes entre todos los índices (35% para TSM y 67% para CLO).

En base a los resultados anteriores, como dos tercios de los datos de la variable CLO son datos faltantes se optó por no trabajar con ellos y restringir su uso para el cálculo de la climatología y variabilidad diaria. Esta última se consideró como el desvío estándar de las anomalías diarias, lo cual se realizó distinguiendo por verano y por mes de verano (ver sección climatología y variabilidad).

La persistencia de la serie de TSM en cada índice se analizó con la autocorrelación de cada uno de ellos a distintos desfases (*lags*) de tiempo (Figura 10). Como la función de autocorrelación típicamente decrece de manera exponencial conforme aumentan los k *lags* (comportamiento tipo “ruido rojo” o de modelo autoregresivo de orden 1, AR(1)), se estimó el tiempo de persistencia como el *lag* para el cual $r_k = e^{-1}$, siendo r el coeficiente de correlación. Así, la persistencia de la

serie de TSM es de 3 días para los índices 1 - 4 y 6, 4 días para el índice 5 y 5 días para el índice 7 (Figura 10). A partir de estos resultados y dada la proporción de datos faltantes en la variable de TSM, se decidió continuar trabajando con la media móvil de 2 días. De esta manera se suavizan los datos pero aún se mantiene la información de la serie ya que en $lag=1$ la serie presenta un coeficiente de correlación alto ($r>0.55$, Figura 10).

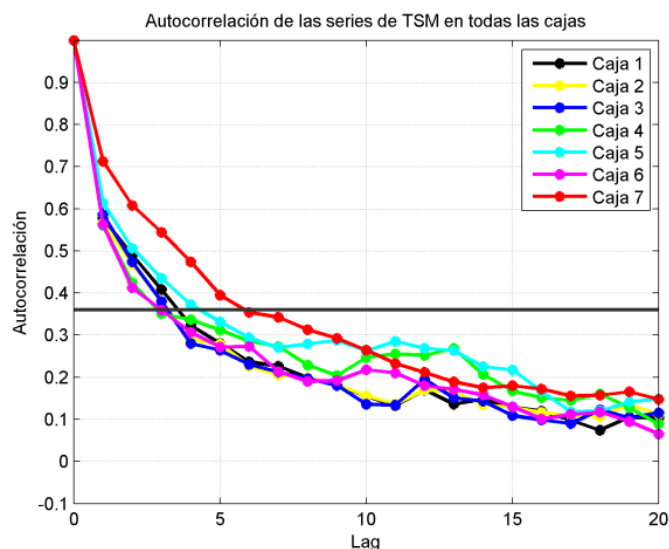


Figura 10. Autocorrelación de cada uno de los índices de anomalía de temperatura superficial del mar. La línea negra horizontal indica el valor de $r \sim 0.37$ a partir del cual se calculó la persistencia de las series.

En la Tabla 2 se muestra la correlación de Pearson entre los índices para ver cómo se relacionan entre ellos. Por un lado, los índices en la zona exterior del RdIP (índices de 1 a 3) presentan valores altos de correlación entre ellos ($r>0.9$); y los índices en la costa atlántica (índices de 4 a 6) también presentaron valores altos de correlación entre ellos

($r > 0.9$). Por otro lado, los índices atlánticos si bien presentaron valores altos de correlación con los del RdIP ($0.6 > r < 0.8$), los valores son menores que aquellos calculados entre índices de una misma región. Finalmente, todos los índices (1 a 6) presentaron una baja correlación ($r < 0.46$) con el índice 7 ubicado, fuera de la zona de interés, en el sur de Brasil, frente a la Laguna de los Patos. Estos resultados dan indicio de que los índices de 1 a 6 responden a dinámicas más similares que el índice 7 (más allá de la distancia geográfica), y que a su vez, los índices de la costa estuarina (1 a 3), y los índices de la costa atlántica (4 a 6) podrían responder a dinámicas diferentes.

Tabla 2. Correlación entre índices de caja.

Índice	1	2	3	4	5	6	7
1	1	0.98	0.97	0.71	0.79	0.61	0.41
2		1	0.99	0.67	0.76	0.58	0.42
3			1	0.66	0.75	0.56	0.41
4				1	0.93	0.91	0.46
5					1	0.81	0.46
6						1	0.39
7							1

La variabilidad de cada uno de los índices se representó gráficamente mediante un diagrama de caja (Figura 11). Asimismo, se evaluó si existe una diferencia significativa entre las medias de los índices de aTSM mediante un análisis de varianza ANOVA de una vía. Si bien éstas no fueron significativas ($p > 0.05$, Tabla 3), se puede observar en la Figura 11 que las cajas 1,2 y 3 presentan un rango intercuartílico mayor al de las cajas 4,5 y 6, y lo mismo se observa también en los extremos. Previo a la

utilización del análisis ANOVA, la normalidad de los datos se confirmó con la prueba de Shapiro-Wilk ($p>0.05$) para cada uno de los índices.

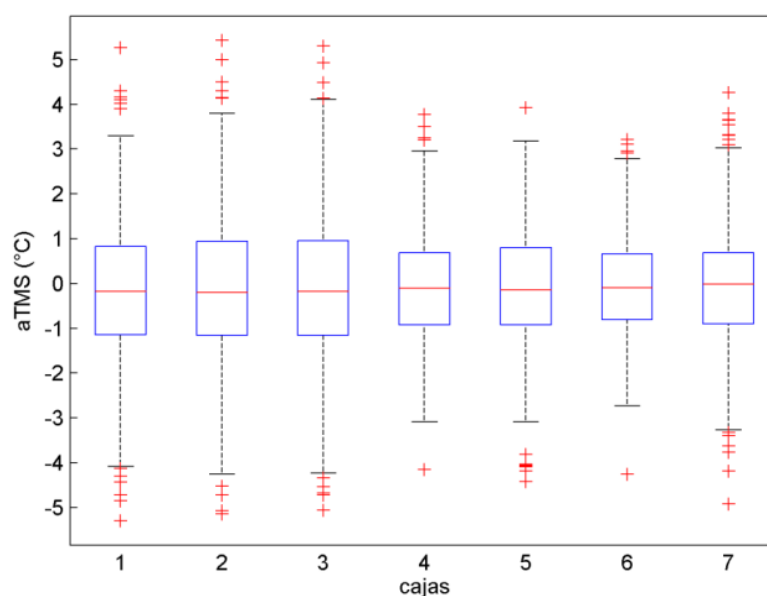


Figura 11. Diagrama de cajas para la anomalía de temperatura superficial del mar para cada uno de los índices de caja. Las líneas rojas representan la mediana, los límites de las cajas representan los percentiles 75 y 25 (arriba y abajo respectivamente), los bigotes representan los valores máximos y mínimos, y los puntos rojos son valores extremos.

Tabla 3. Estadísticos ANOVA de una vía para comparación entre índices de caja de anomalía de temperatura superficial del mar.

Fuente	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Cuadrado medio	F	Valor p
Grupos	6.7	6	1.124	0.61	0.725
Error	11748.5	6343	1.852		
Total	11755.2	6349			

Con el fin de conocer cómo se relacionan los datos de viento de Era-interim con datos de viento observados en las estaciones meteorológicas

de Carrasco y Laguna del Sauce, se calculó la correlación de Pearson entre la serie observada de intensidad de viento y la intensidad de viento en cada punto de grilla del reanálisis. La significancia estadística se calculó con la prueba de Student al 5%. A partir de los datos de viento zonal ($\bar{u}$) y meridional ($\bar{v}$) de Era-interim se calculó la intensidad de viento como $Intensidad = \sqrt{u^2 + v^2}$. En la Figura 12 se observa que la correlación es siempre positiva y significativa ($p < 0.05$) en toda el área de estudio.

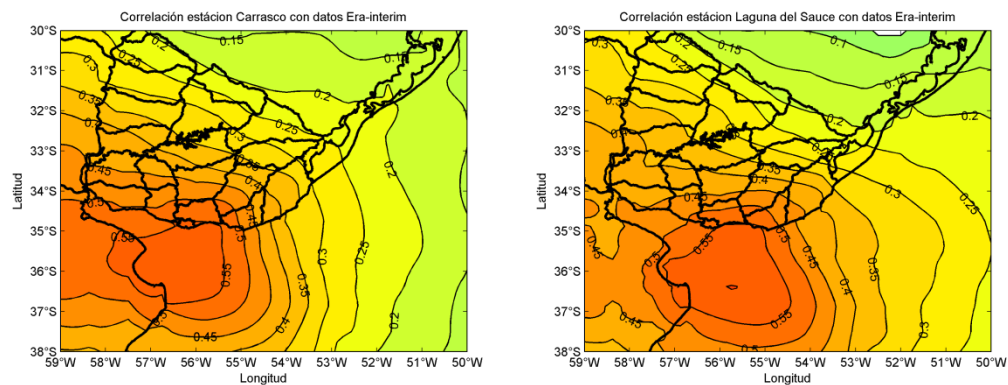


Figura 12. Correlación entre datos observados de intensidad de viento en las estaciones meteorológicas de Carrasco y Laguna de Sauce y los datos de reanálisis Era-interim. Las isolíneas indican el valor de la correlación cada 0.05.

2.2.3 Análisis de componentes principales

Para explorar la estructura de la variabilidad de la aTSM en forma objetiva se utilizó un análisis de componentes principales (EOF por su nombre en inglés *Empirical Orthogonal Functions*, Wilks 2005), para el cual se trabajó con la media móvil de 2 días de los datos de aTSM en el dominio 33.5°S–35.5°S y 53.5°W–56.5°W.

Este análisis encuentra un conjunto de funciones ortogonales empíricas para representar una serie de datos $X(x, y, t)$ como:

$$X(x, y, t) = \sum_{m=1}^M PC_m(t) \cdot EOF_m(x, y).$$

Los $EOF(x, y)$ son los vectores propios de la matriz de covarianza y son estructuras espaciales ortogonales en el espacio. Mientras que los $PC(t)$ son los componentes principales (PC) que muestran cómo varía cada estructura espacial en el tiempo, y son ortogonales en el tiempo.

Los $PC(t)$ se obtienen proyectando la matriz original de datos X sobre las funciones empíricas ortogonales de la siguiente manera

$$PC_m = X EOF_m^T ; m = 1 \dots M$$

El valor propio asociado λ_m es proporcional a la varianza explicada por ese componente principal.

En este trabajo se consideraron los primeros tres componentes principales que juntos representan más del 70% de la varianza. De esta manera se encontraron nuevas variables que contienen la mayor cantidad de información posible del conjunto de datos original sin redundancia. Las mismas se utilizaron para analizar su relación con otras variables como el viento y la presión.

Para conocer la persistencia de las series de cada PC se realizó la autocorrelación de cada uno de ellos. Mientras que para conocer la

relación entre las series se calculó la correlación y la covarianza entre cada uno de los PC.

Análisis espectral

Con el fin de conocer la escala temporal que caracteriza a los eventos de surgencia se realizó un análisis espectral a cada uno de los componentes principales. El análisis espectral para funciones discretas consiste en calcular una función denominada periodograma o espectro, la cual se interpreta como la energía total de la función en determinada frecuencia. Para ello, se expresa la serie como combinaciones lineales de senos y cosenos, a partir de la transformada de Fourier discreta (Wilks, 2005).

En este trabajo se utilizó una ventana hanning de largo 128, el solapamiento se definió como la mitad del largo de la ventana y la frecuencia de muestreo utilizada fue igual a 1 día. La identificación de picos significativos se hizo generando un proceso autoregresivo de 1^{er} orden (AR(1) o ruido rojo) a partir de la autocorrelación y varianza de la serie original.

Particularmente para los EOF que evidencian surgencia, considerando a éstos como aquellos que presenten su máximo centro de variación contra la costa y determinen estructuras similares a las reportadas en los antecedentes, se tomaron de cada uno de sus componentes principales los eventos que estaban más allá de ± 1 desvío

estándar y se realizó el composite de los mismos. El composite se calculó como la media de los casos identificados en cada una de las fases positiva y negativa. La fase positiva corresponde a aquellos casos de la serie del PC que se encuentran por encima de 1 desvío estándar, mientras que la fase negativa la integran aquellos eventos que se ubican por debajo de 1 desvío estándar.

Mapas de correlación

Para ver la relación entre la variable aTSM y cada uno de los tres componentes principales se calculó la correlación de Pearson en cada punto de grilla. La significancia estadística de los resultados se determinó con la prueba t de Student al 5%. Los grados de libertad para la aTSM se calcularon como el largo de la serie del componente principal dividido 7, considerando que la surgencia es un proceso de escala sinóptica forzado por la atmósfera y que puede persistir en ausencia de vientos. Por otro lado, los grados de libertad para la presión y el viento se consideraron como el largo total de la serie dividido 2 ya que en la atmósfera la variabilidad es mayor.

A partir de estos mapas se calculó el área que ocupa la surgencia. Considerando que cada dato corresponde a 4x4 km, se contabilizó el número de píxeles en la surgencia y se lo multiplicó por 16, de esta manera se obtuvo una estimación del área en Km^2 .

Mapas de regresión lineal

Para conocer el patrón de anomalías asociado a la variabilidad captada por los componentes principales se calculó la regresión lineal entre cada componente y las variables presión en superficie, componente zonal del viento y componente meridional del viento. Para ello se trabajó con las anomalías estandarizadas de cada PC. El mapa resultante tiene la estructura del EOF asociado al PC y la amplitud se puede interpretar como la anomalía de la variable y asociada a una desviación estándar de la variable independiente x (el PC).

2.2.4 Clasificación complementaria de eventos intensos en base a índices costeros

Complementario al análisis de EOF para la identificación de eventos intensos se analizó la aTSM a partir de la construcción de índices regionales. En particular, se construyeron tres índices regionales con datos diarios de aTSM a partir del promedio espacial de los píxeles dentro de cada polígono representados en la Figura 13. La ubicación de los índices sobre la costa fue elegida en base a lo reportado en la literatura sobre los lugares donde se han registrado surgencias y lo obtenido a partir del análisis de la sección 2.2.3. Este método es complementario al análisis de componentes principales pues considera índices que caracterizan una región específica de la costa uruguaya, elegidos de manera disjunta para separar los efectos de los EOF2 y 3 que comparten una región donde ambos tienen influencia (CE y CO, Figura 13).

Dos de los índices están situados sobre la costa uruguaya (CO y CE), y el tercero está ubicado lejos de la costa en una zona con distinta dinámica (E). El índice ubicado en la costa atlántica va desde Punta del Este hasta Punta del Diablo (CO: rojo) y tiene un total de 168 píxeles. El índice que se encuentra sobre la costa en el Río de la Plata exterior abarca desde Montevideo hasta Punta del Este (CE: verde) y tiene 104 píxeles. Por último la caja externa a la zona costera (E: azul) tiene 296 píxeles. Este último presenta una mayor cantidad de píxeles para representar mejor los fenómenos que allí ocurren ya que la escala de los mismos es mayor a la de los que ocurren en la costa.

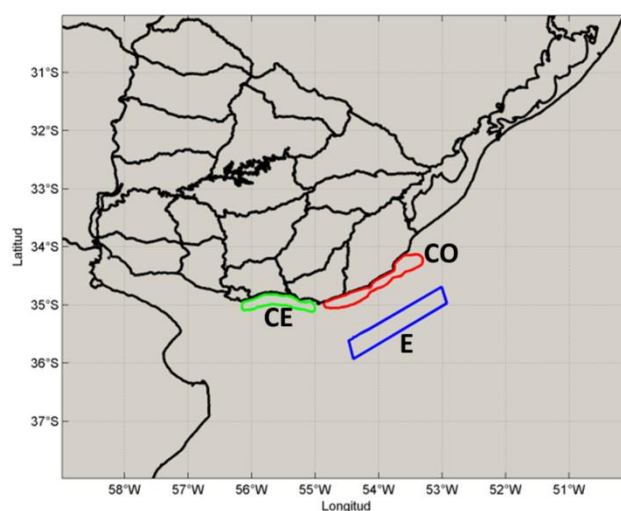


Figura 13. Ubicación de los índices regionales utilizados para la identificación de eventos de surgencia a partir de los datos de aTSM. En verde se muestra la caja estuarina en la zona Río de la Plata exterior (CE), en rojo se indica la caja oceánica sobre la costa atlántica (CO) y en azul se visualiza la caja exterior (E).

Para este análisis en particular, previo a construir los índices, se calculó la climatología diaria y la misma suavizada (Figura 14) como la media móvil de 5 días de TSM, y luego se calculó la anomalía en los índices costeros. Para los píxeles dentro de cada índice (Figura 13) se extrajeron los valores correspondientes de climatología y anomalía, y se hizo el promedio espacial de los píxeles para obtener el índice.

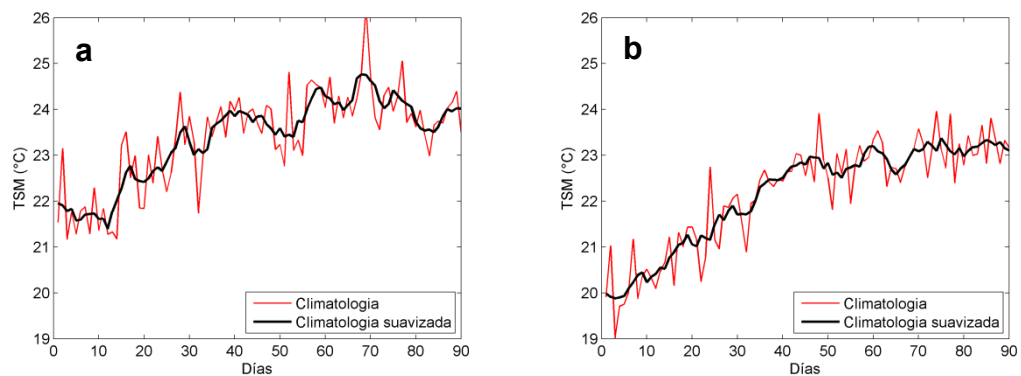


Figura 14. Climatología y climatología suavizada con la media móvil de 5 días en los índices estuarino (a) y oceánico (b).

Para la identificación de los eventos de surgencia costera aplicamos 3 condiciones que deben cumplirse simultáneamente: 1) En las cajas costeras seleccionamos los días con anomalías negativas consecutivas con al menos un día de anomalía menor a -0.5°C . 2) Descartamos los días que tienen más del 50% de datos faltantes en las cajas costeras. 3) La anomalía en la caja costera tiene que ser menor a la anomalía en el índice externo menos un factor de -1.5°C . Sumando este factor acentuamos la diferencia entre las cajas y el comportamiento costero versus el de mar adentro.

Para ver la distribución de los eventos por año contabilizamos la cantidad total de eventos y de días de surgencia. Además se analizó la relación entre la ocurrencia de eventos de surgencia y eventos ENOS. En este sentido se contabilizó la cantidad de eventos y la cantidad de días con surgencia registrados en años Niño, Niña y neutros. Para ver si existían diferencias entre períodos se los comparó utilizando la prueba no paramétrica Kruskal-Wallis al 10% de significancia. Los datos se compararon crudos, y estandarizando la cantidad de eventos y días de surgencia en relación al porcentaje de datos faltantes en cada año.

Una vez identificados los eventos se realizó un análisis de composites para identificar señales que podrían estar ocultas debido a la existencia de ruido. Para ello se clasificaron los datos en dos categorías, días en que ocurrió surgencia y días sin surgencia, se compararon las anomalías con la prueba de Student de diferencia de medias y se aplicó la prueba t de Student al 5% para determinar la significancia estadística de los resultados:

$$\frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}{\sqrt{\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}} \sqrt{\frac{(n_1 - 1)S_1^2 + (n_2 - 1)S_2^2}{n_1 + n_2 - 2}}} \rightarrow t_{n_1 + n_2 - 2}$$

Este procedimiento se realizó únicamente para la variable de aTSM debido a que se cuenta con pocos casos. Tal motivo no permite utilizar la estadística adecuadamente para representar la alta variabilidad que

presenta la atmósfera en relación a la variabilidad del océano. Por esa razón, se optó por mostrar las condiciones promedio de las variables presión y viento en los días donde ocurrieron eventos. La evolución de todas las variables se vio para el día previo y posterior al evento de surgencia. En este análisis en particular se optó por no considerar los eventos del verano 2010-2011 ya que presenta características singulares. Este fue el verano en que se registró la mayor cantidad de eventos, y tiene la particularidad de que los eventos se dieron intercaladamente entre fechas y sitios. Esto podría sugerir que no se trate de múltiples eventos, sino que haya sido un gran evento de larga duración.

Sobre los resultados se calculó el área que ocupa la surgencia en Km^2 de igual manera que en los mapas de correlación. Para conocer la anomalía promedio que caracteriza a estas surgencias, se promedió espacialmente la anomalía resultante de los composites. Los valores de área y anomalía se representaron gráficamente para distintos *lags* para conocer la evolución temporal de los eventos. Asimismo se construyó un índice de intensidad de surgencia como el producto entre el valor del área espacial y la anomalía, el cual refleja que tan intenso es el evento en relación a cuán frío fue y el área que ocupó.

Finalmente, se realizó un diagrama de rosa de vientos para ver las condiciones de viento predominantes en los índices costeros (CE y CO) para todos los veranos de 2003 a 2014.

3. MODELO DE EKMAN PARA OCÉANO SOMERO

La variación del transporte de Ekman en profundidad y en relación al coeficiente de viscosidad (μ) para las direcciones x e y se visualiza en la Figura 15. En rojo se indica la curva correspondiente al valor de viscosidad dinámica estimado ($\mu=23.8 \text{ Kg.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$). Los resultados reflejan que la solución de las ecuaciones para el modelo somero tiende a la solución de océano infinito para profundidades grandes ($\sim 100\text{m}$), lo que se visualiza en la Figura 15 cuando se asintotiza la curva.

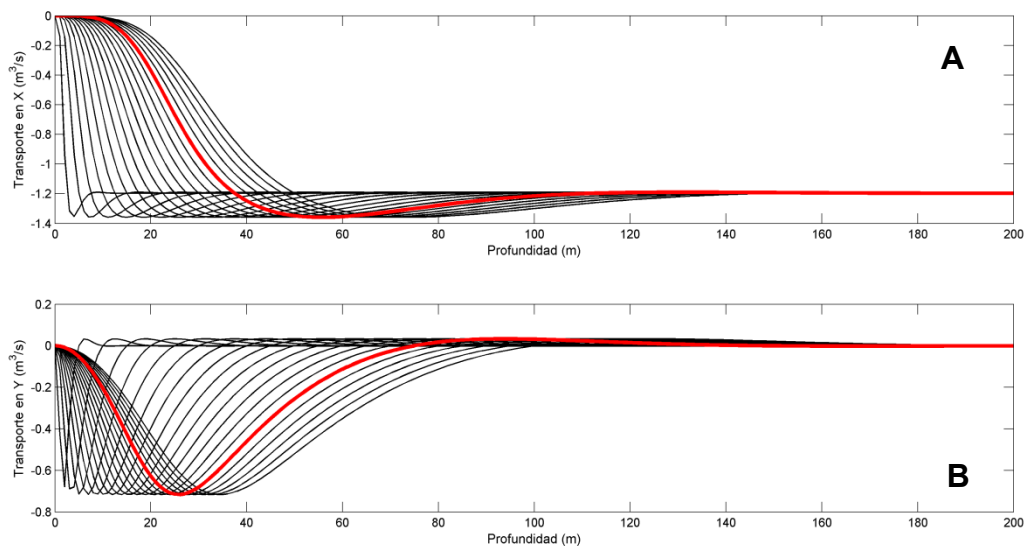


Figura 15. Variación del transporte de Ekman en profundidad y en relación al coeficiente de viscosidad para las direcciones x (A) e y (B), según el modelo de océano con profundidad finita. Las curvas son la solución para μ variando en el rango de $[10:10:100] \text{ Kg.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$. La curva roja corresponde al transporte estimado para $\mu=23.8 \text{ Kg.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$.

En la Figura 16 se puede observar la variación del ángulo θ con respecto a la profundidad y para distintos coeficientes de viscosidad. Este ángulo corresponde al que forma el vector transporte con respecto al

esfuerzo de los vientos girado en sentido antihorario. Vemos que cuánto menor es el valor de μ la curva crece más rápido y a una profundidad menor se obtiene un transporte de 90° , por el contrario cuando μ es más grande el transporte a 90° se alcanza a profundidades mayores. Esto es esperable ya que un valor mayor de μ transfiere cantidad de movimiento hacia capas más profundas.

Si consideramos la curva para $\mu=23.8 \text{ Kg.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$ (representada en el gráfico con color rojo) y un océano de profundidad $d=20\text{m}$ podemos estimar que el ángulo al cuál se dará el transporte es de $\theta=30^\circ$. Con este resultado se puede determinar la dirección de la cual se espera provengan los vientos en la costa uruguaya para generar el transporte a 90° respecto de la costa y de lugar a una surgencia (Figura 17a).

En base a lo anterior, si consideramos que en general la costa de Uruguay se orienta a 60° con respecto al norte verdadero, y asumimos una profundidad $z=20\text{m}$, podemos inferir que los vientos deberían proceder de la dirección N para favorecer la presencia de un evento de surgencia (Figura 17b). Si miramos la orientación particular de distintos tramos de costa se puede apreciar que los mismos deben ser más zonales para generar surgencia a medida que nos desplazamos desde Rocha hacia Montevideo (Figura 17c).

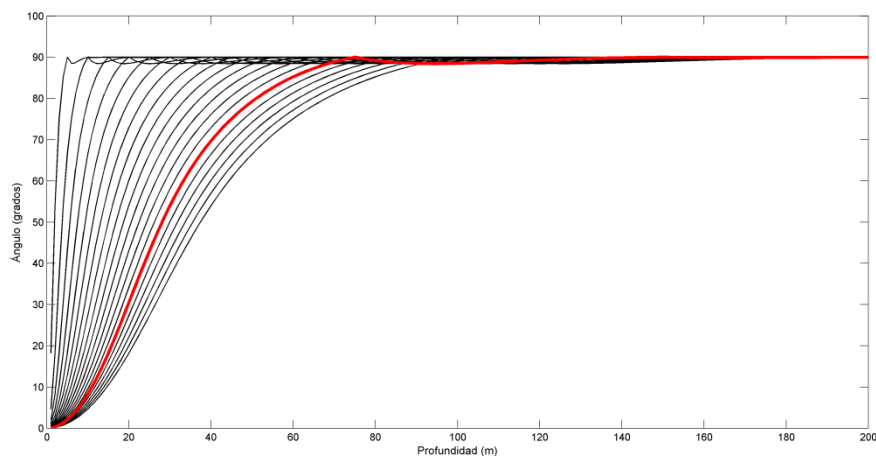


Figura 16. Variación del ángulo del transporte θ respecto a la profundidad y distintos valores de coeficiente de viscosidad. La curva roja corresponde al ángulo estimado a partir del valor $\mu=23.8 \text{ Kg.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$.

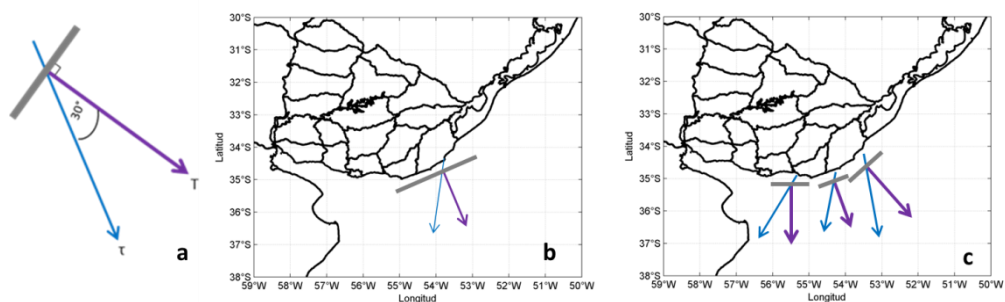


Figura 17. Esquema de rotación de los vientos respecto de la costa uruguaya para que el transporte ocurra a 90° de la misma y de lugar a la surgencia, considerando $\mu=23.8 \text{ Kg.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$ profundidad $=20\text{m}$. a) Esquema de vectores de viento y transporte, el vector violeta representa al transporte (T) y el vector celeste representa el esfuerzo de viento (τ) b) se considera una sola orientación de costa, c) se consideran distintas orientaciones para pequeños tramos de costa.

Este resultado concuerda con la zonación de la plataforma con distinta dinámica de surgencia que propone Tomczak (1998), quien plantea que en la región más interna de la costa el proceso de surgencia se dará por la acción directa de los vientos que provienen desde tierra. Y

a medida que nos alejamos de la costa (a profundidades mayores que la considerada) los vientos paralelos a la costa serían los que pasarían a tomar un rol más importante para generar la surgencia (ver introducción, Figura 1). Sin embargo, difiere de lo reportado en trabajos previos sobre la surgencia en Uruguay, que plantean que si bien son los vientos provenientes del cuadrante N-NE los que generan surgencias, los mismos deben ser vientos paralelos a la costa (Framiñan *et al.* 1999, Pimenta *et al.* 2008, Simionato *et al.* 2010).

Por otro lado, a partir de los resultados anteriores estimamos también el valor de $\mu = 2.65 \text{ Kg.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$ y $D_E = 25 \text{ m}$ para que los vientos sean paralelos a la costa en un océano de profundidad $d = 20 \text{ m}$. Estos valores son los correspondientes para que el transporte se dé a 90° del esfuerzo de los vientos y por lo tanto la surgencia responda al modelo de Ekman de océano infinito. Cabe mencionar que el valor de $D_E = 25 \text{ m}$ es muy próximo al utilizado para otros cálculos ($D_E = 30 \text{ m}$) en la misma área de estudio (Piola *et al.* 2005).

Estos resultados nos permiten obtener una aproximación teórica de la orientación de los vientos, pero depende fuertemente de la estimación del coeficiente de viscosidad, además de las aproximaciones utilizadas durante la derivación de la dinámica de Ekman. En este sentido, para mejorar los resultados sería conveniente contar con un valor adecuado de profundidad de capa de Ekman para el área de estudio o con una

estimación directa de coeficiente de viscosidad turbulenta del sistema. En la siguiente sección se determina la dirección de los vientos que favorecen la presencia de surgencia en la costa uruguaya, de acuerdo a la evidencia que surge del análisis de aTSM, y se contrasta con los resultados del modelo teórico y los encontrados previamente en la literatura.

4. CLIMATOLOGÍA Y VARIABILIDAD

La Figura 18 muestra la climatología de TSM en el área de estudio para verano (DEF) y por mes. En la climatología de verano se aprecia un gradiente de temperatura con las temperaturas más cálidas situadas al norte, y las más frías al sur. Además se representa el gradiente de temperatura del RdlP. En la climatología discriminada por mes se puede ver que las temperaturas medias en el área de estudio son más frías en diciembre y van aumentando gradualmente hasta febrero. Esto está asociado principalmente al flujo de calor hacia el océano a través de la superficie del mar, y en menor medida podría asociarse a la variabilidad de la confluencia que se desplaza más hacia el sur en los meses de verano (Guerrero *et al.* 1997, Tomczak 1998) lo cual podría tener una influencia en el calentamiento de aguas superficiales sobre la costa. Esta distribución de temperatura coincide con lo esperado para el área de estudio en verano (Guerrero *et al.* 1997). Particularmente, en los meses de diciembre y febrero se puede ver contra la costa atlántica uruguaya un área con un grado menor de temperatura que la zona aledaña que podría vincularse con los eventos de surgencia que allí ocurren (Framiñan *et al.* 1999, Pimenta *et al.* 2008, Simionato *et al.* 2009, Simionato *et al.* 2010).

La variabilidad diaria de las aTSM para verano presenta dos sitios de gran variabilidad (Figura 19), uno amplio al sur del domino el cual podría vincularse a una zona de influencia de la confluencia de las corrientes Brasil y Malvinas y otro más pequeño que abarca prácticamente toda la

costa uruguaya. Particularmente, la variabilidad sobre la costa es mayor en los meses de diciembre y enero, y disminuye en febrero, tanto en magnitud como en extensión. Por otro lado, se observa que la zona de variabilidad de la confluencia va disminuyendo y migrando hacia el sur conforme avanzan los meses de verano. Por lo tanto, cómo se mencionó anteriormente, la variabilidad en esas áreas estaría relacionada a migraciones al sur de la corriente Brasil (Guerrero *et al.* 1997), a procesos de surgencia en la costa uruguaya (Simionato *et al.* 2010), así como intercambios de flujos de calor con la atmósfera y descarga del Río de la Plata (Piola *et al.* 2005).

En la Figura 20 se presenta la climatología de CLO para verano y discriminada por mes. Se pueden observar dos máximos de CLO uno ubicado contra la costa de Uruguay y otro máximo en la costa de Argentina entre Punta Piedras y Punta Rasa. Asimismo se observa una región de alta concentración de CLO en toda la zona externa del Río de la Plata. Este patrón se conserva muy similar en los distintos meses de verano.

La variabilidad diaria de CLO representada en la Figura 21 muestra una zona de mayor variación en la zona del RdIP exterior, y dos sitios de máxima variación sobre las costas de Uruguay y Argentina. Existe la posibilidad de que la señal que refleja esta variable no corresponda en su totalidad a CLO, sino que parte de lo que estemos viendo corresponda a

variaciones en las características ópticas debidas a sedimentos en suspensión. En este sentido, sería interesante ver qué sucede con la variable turbidez proveniente de datos satelitales del mismo sensor.

Si bien no se pudo profundizar en el análisis de la CLO debido a la gran cantidad de datos faltantes, a partir de las climatologías se puede observar que las mismas presentan una distribución de máximos de concentración así como las zonas de máxima variación que coinciden con las áreas de gran productividad biológica en el RdIP (Acha *et al.* 2008). La variabilidad en la concentración de CLO en estos sitios se asocia principalmente a la dinámica del frente de turbidez, pero también podría estar asociado en la zona costera al aporte de nutrientes desde el continente, así como también a procesos de surgencia que se dan particularmente en la costa uruguaya.

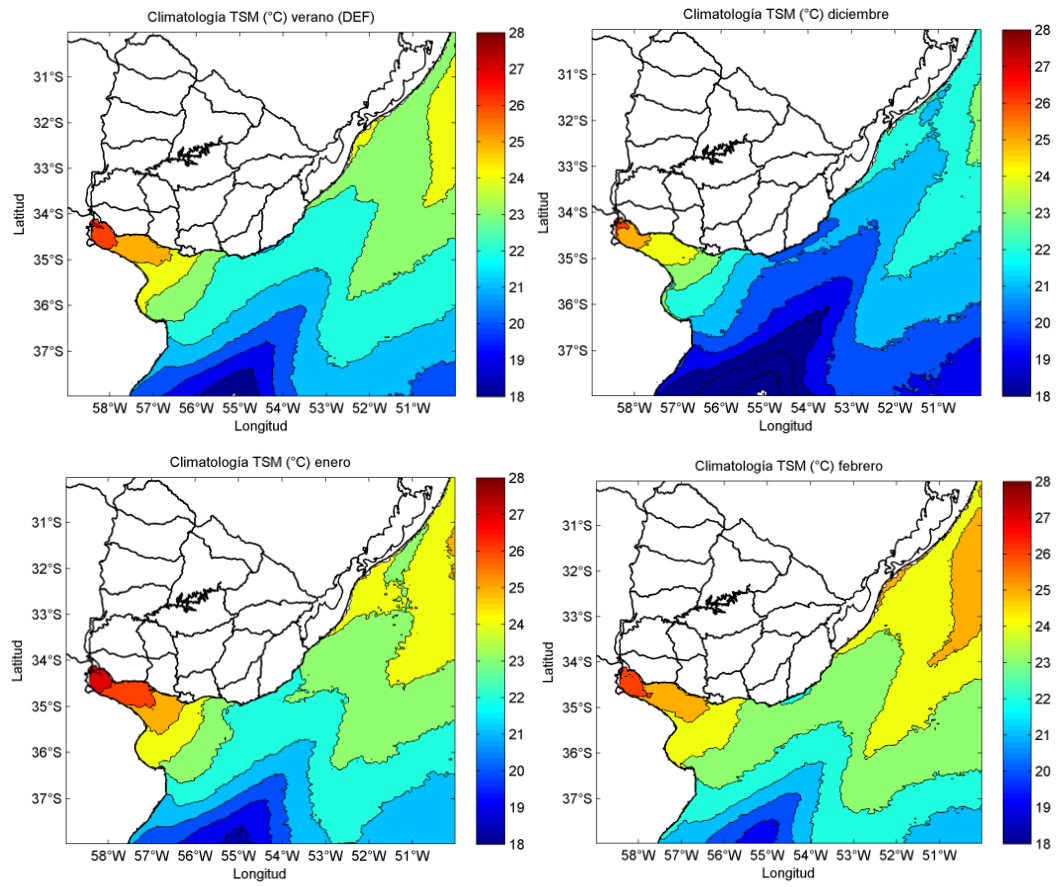


Figura 18. Climatología de temperatura (°C) para el trimestre diciembre-enero-febrero (verano), y para cada mes individual.

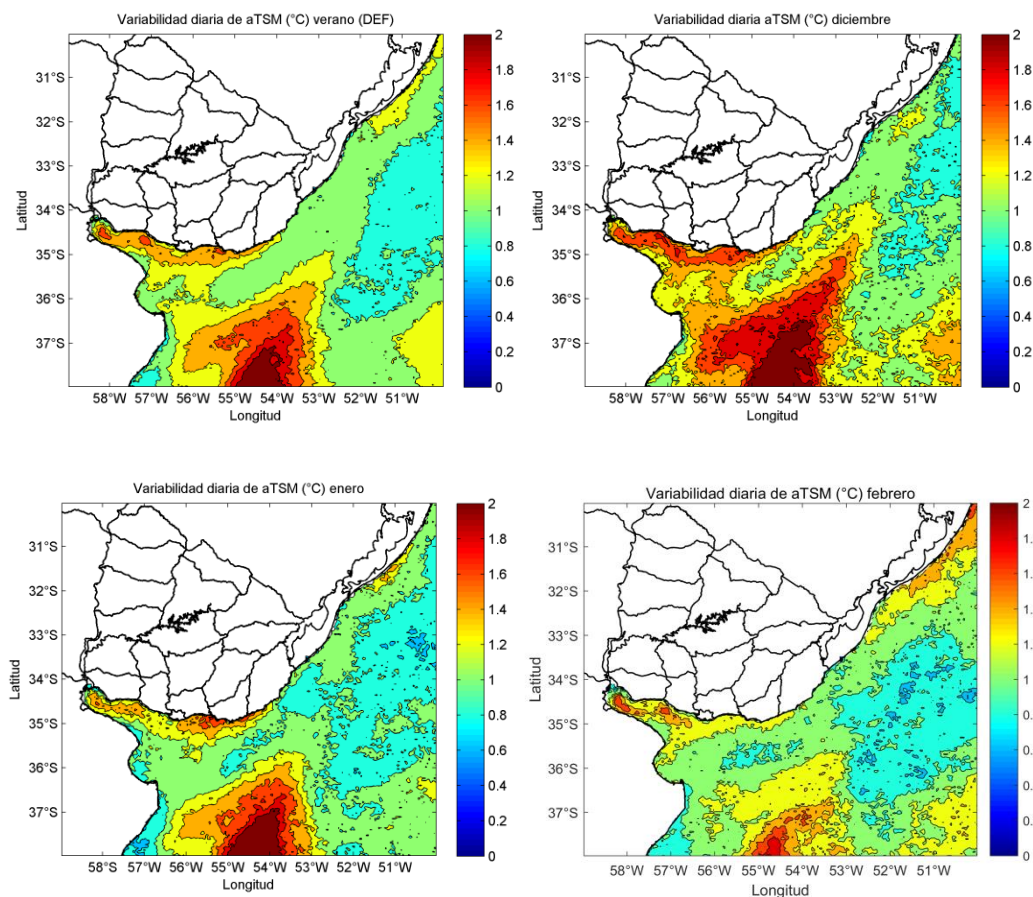


Figura 19. Desvío estándar de la anomalía de temperatura de superficial del mar (°C) para el trimestre diciembre-enero-febrero (verano), y para cada mes individual.

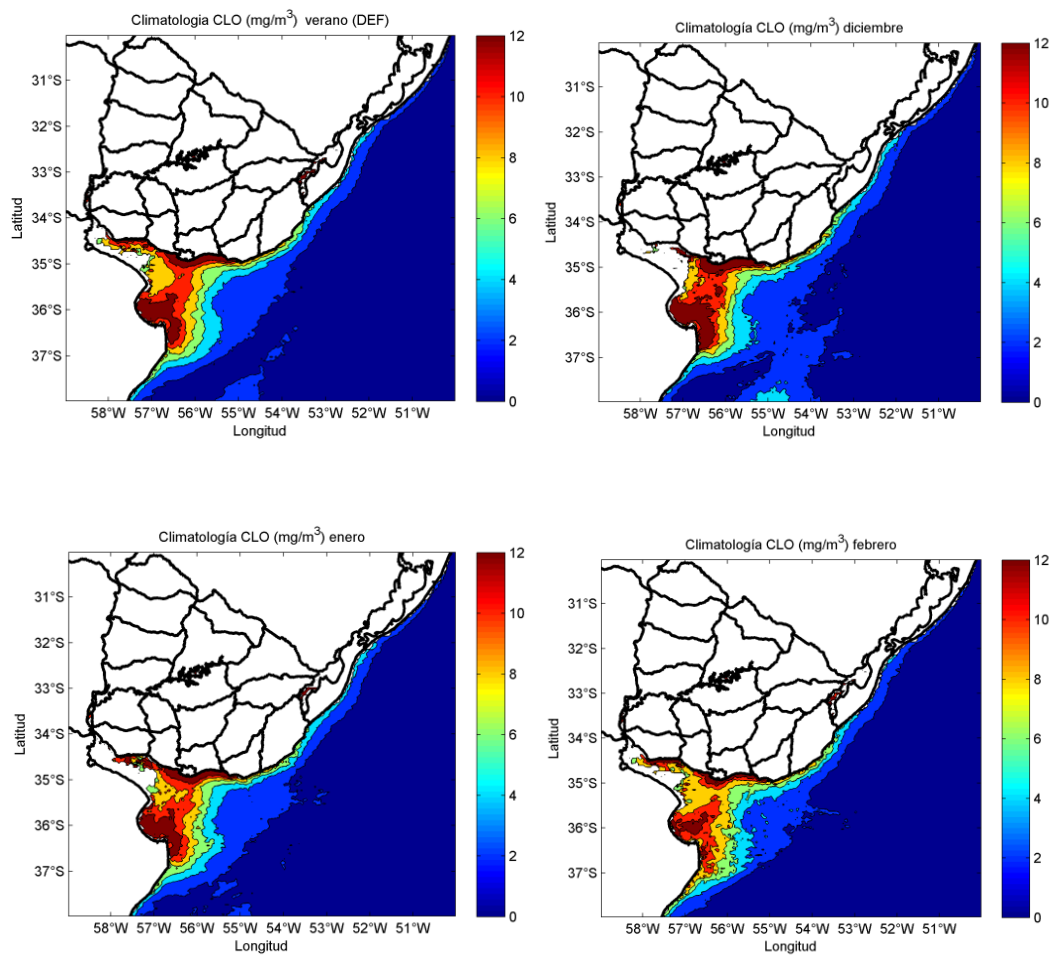


Figura 20. Climatología de concentración de clorofila (mg/m^3) para el trimestre diciembre-enero-febrero (verano), y para cada mes individual.

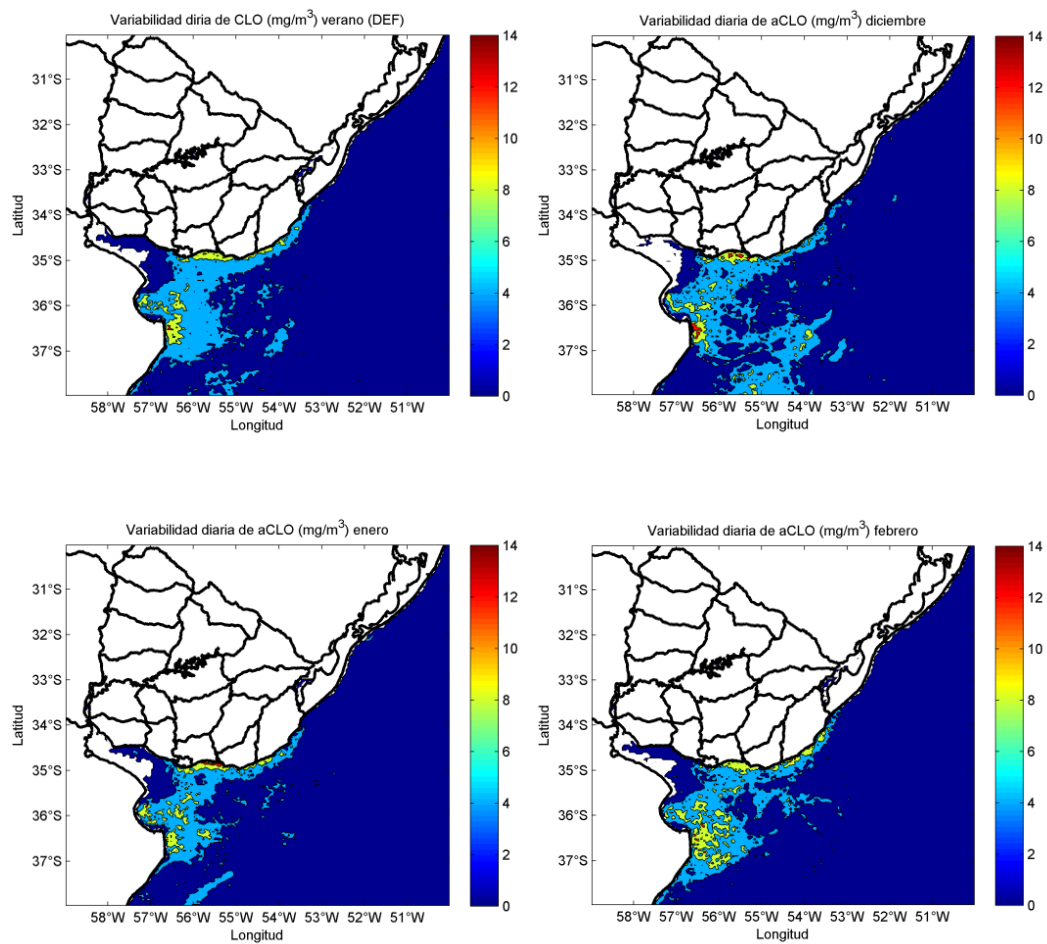


Figura 21. Desvío estándar de la anomalía de concentración de clorofila (mg/m^3) para el trimestre diciembre-enero-febrero (verano), y para cada mes individual.

4.1.1 Análisis de componentes principales

De este análisis se consideraron los primeros tres componentes principales que entre ellos explican el 78% de la varianza (Figura 22). El primer PC representa el 58% de la varianza, el PC2 representa el 14% y el PC3 representa el 6%. En las Figuras 23, 24 y 25 se muestra la evolución temporal de cada PC y su respectivo EOF representando la variabilidad espacial del mismo. De los resultados obtenidos podemos inferir que el primer modo de variabilidad (EOF1), caracterizado por aTSM del mismo signo en toda la región, que como demostraremos más adelante se asociaría a intercambios de flujo de calor océano-atmósfera o advección.

Por otro lado, los modos de variabilidad EOF2 y EOF3 parecen asociarse a procesos de surgencia costera en la costa uruguaya que generan anomalías negativas localizadas. De este resultado se desprende que en la costa de Uruguay se evidencian dos sitios donde ocurre surgencia. Por un lado en el EOF2 se representa una región de surgencia con su centro de máxima variación entre Montevideo y Punta del Este, pero que alcanza incluso hasta La Paloma considerando la isolínea de -0.1. Por otro lado, en el EOF3 se sugiere otra configuración de una surgencia sobre la costa atlántica con su centro entre Punta del Este y Cabo Polonio, que si consideramos la isolínea de -0.1 se extiende más allá de esos límites desde Piriápolis hasta Punta del Diablo. Ambas surgencias están caracterizadas por aTSM cercanas a -1°C .

A partir de aquí y en base a lo anterior distinguiremos estos sitios de surgencia según sus centros de máxima variabilidad. Por un lado llamaremos surgencia estuarina a aquella que ocurre entre la costa de Montevideo y Punta del Este, que coincide además con la zona exterior del RdIP. Por otro lado llamaremos de surgencia oceánica a aquella que ocurre entre Punta del Este y Cabo Polonio, lugar de la costa uruguaya que se denomina también como costa atlántica. No obstante, es importante mencionar que el EOF2 también incluye aTSM en la región oceánica y por lo tanto hay casos en los cuales ambas regiones de surgencia se comportan de igual forma. Asimismo, el modo que identifica la surgencia estuarina (EOF2) es comparable al composite en fase negativa del primer modo de variabilidad sub-anual de aTSM hallado por Simionato *et al.* (2010) debido a que presentan un patrón espacial similar.

Si bien existen en la literatura antecedentes sobre los eventos de surgencia, tanto en la costa oceánica como estuarina, ninguno de los trabajos refiere a estos eventos como modos de variabilidad distintos por sitio, por lo que éste se convierte en un resultado novedoso.

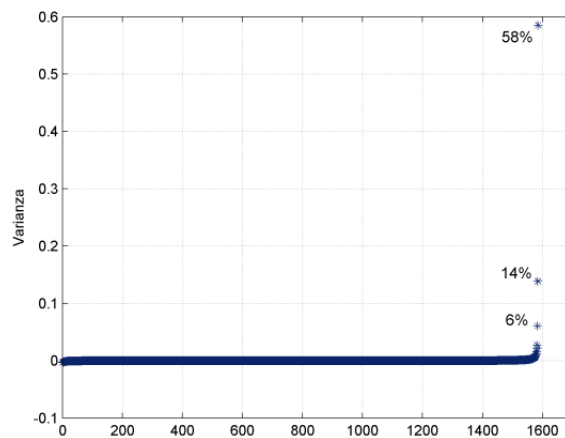


Figura 22. Porcentaje de varianza de anomalía de temperatura superficial del mar explicado por cada componente principal. Consideramos los últimos tres que son los que explican más del 70% de la varianza.

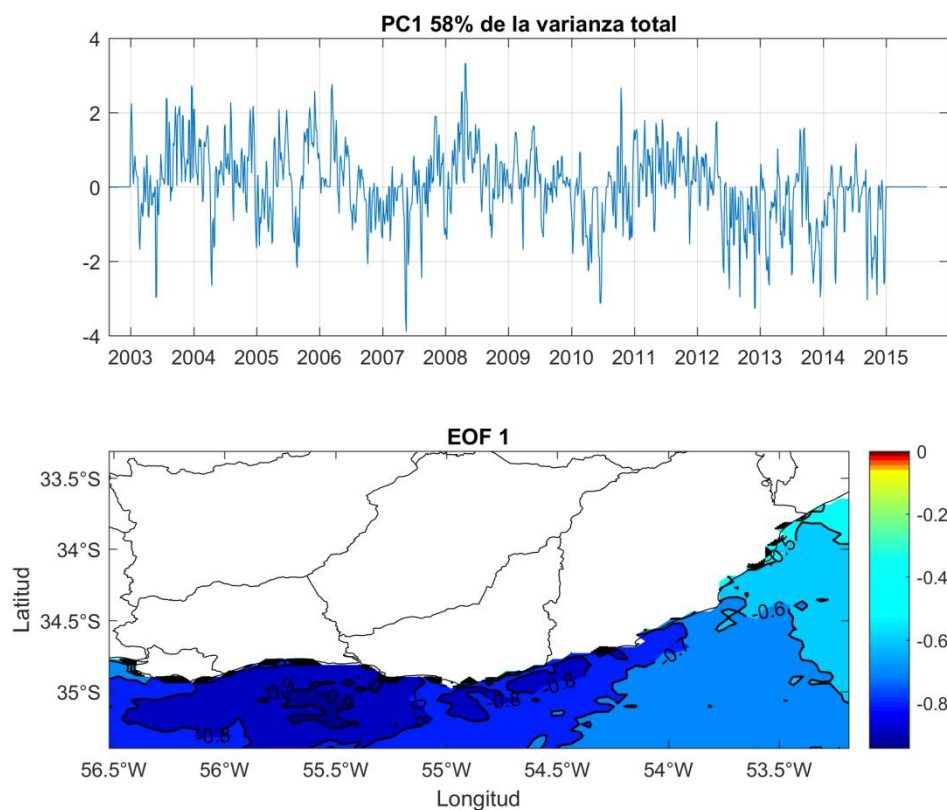


Figura 23. Primer modo de variabilidad de anomalía de temperatura superficial del mar asociado al componente principal 1 que explica el 58% de la varianza. Las isolíneas se representan a intervalos de 0.1.

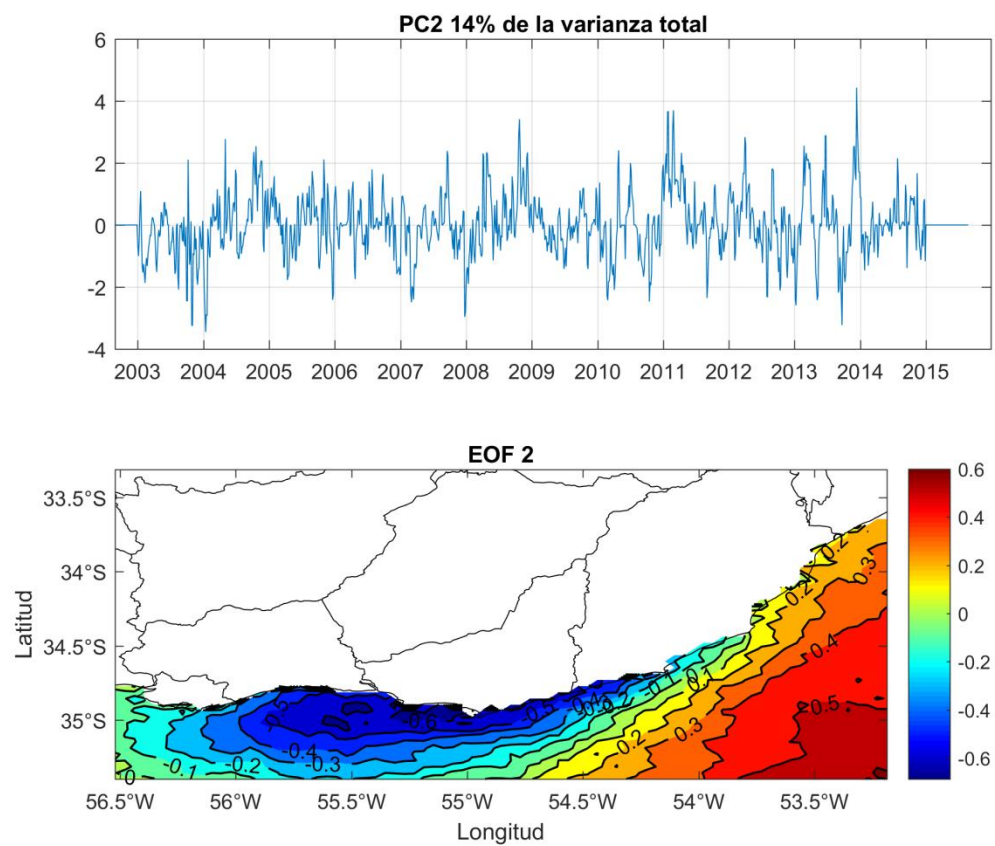


Figura 24. Segundo modo de variabilidad de anomalía de temperatura superficial del mar asociado al componente principal 2 que explica el 14% de la varianza. Las isolíneas se representan a intervalos de 0.1.

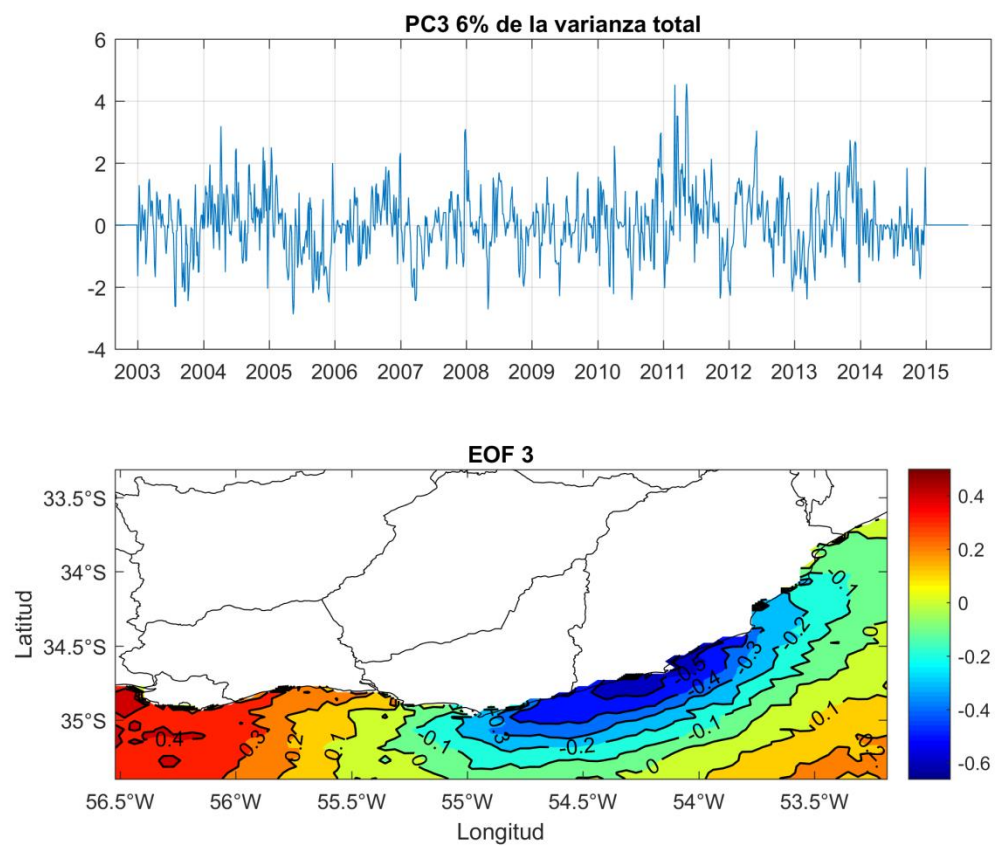


Figura 25. Tercer modo de variabilidad de anomalía de temperatura superficial del mar asociado al componente principal 3 que explica el 6% de la varianza. Las isolíneas se representan a intervalos de 0.1.

Los composites de los PC de aTSM en fases positiva y negativa representan las condiciones medias de anomalía de temperatura y de temperatura superficial del mar en cada fase. En particular, el composite de los eventos del PC2 en su fase positiva refleja la surgencia costera estuarina y la anomalía cálida al sur de la surgencia (Figura 26 *arriba*). Esta surgencia presenta en su extensión desde la costa hacia mar adentro un rango de valores de aTSM que varía entre -2 y -0.5 °C (en promedio para el área -1.25 °C), y registra una TSM de 19°C. Por otro lado, el composite de la fase negativa evidencia una aTSM positiva contra la costa que varía entre 1 y 0.5 °C, lo cual de acuerdo al mapa de TSM se puede interpretar como una intrusión de las aguas del RdIP contra la costa uruguaya. Asimismo, sobre el borde de plataforma se visualiza la penetración hacia el norte de agua fría de la corriente Malvinas (Figura 26 *abajo*).

En el caso del PC3 también se evidencia en la fase positiva la surgencia costera oceánica (Figura 27 *arriba*), la cual presenta una aTSM negativa entre -0.5 °C y -1.5 °C (en promedio -1 °C). En el campo de TSM la temperatura en la región de surgencia es de 19°C. El PC3 en fase negativa evidencia un calentamiento en la región de surgencia con una aTSM positiva máxima de 0.5 °C, la cual en el campo de TSM se visualiza con el mismo valor de temperatura del agua que en el zona exterior del RdIP lo cual podría asociarse a una intrusión de esas aguas sobre la costa uruguaya (Figura 27 *abajo*).

Las anomalías negativas en las regiones de surgencia (evidenciadas en los composites en fase positiva) son mayores que las anomalías positivas en esa misma región cuando se construye el composite en la fase negativa. Este resultado es una evidencia a favor de que los eventos de surgencia dominan la variabilidad en la región estudiada. Por otro lado, si comparamos la aTSM negativa en ambos sitios de surgencia se aprecia que la aTSM promedio es menor en la surgencia estuarina ($-1.25\text{ }^{\circ}\text{C}$) respecto de la oceánica ($-1\text{ }^{\circ}\text{C}$), sin embargo, la TSM es de igual valor en ambas ($19\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Para los composites de ambos PCs superpuesto al campo de aTSM y TSM se representa el campo medio de vientos y anomalía de viento resultantes en cada fase (Figuras 26 y 27). La escala representa el valor máximo de intensidad registrado y en para ambos casos podemos visualizar que los vientos explican los campos de aTSM y TSM descritos anteriormente. En particular, para el PC2 (Figura 26) en fase positiva (la asociada a surgencia) se ve que éste se asocia a vientos medios de 6 m/s , que provienen predominantemente del sector E, con anomalías de 1 m/s del mismo sector. En cambio en fase negativa si bien los vientos provienen del sector E, muestran menor intensidad que en el caso anterior (2 m/s) y presentan anomalías de casi 2 m/s provenientes del W.

En los campos de viento y anomalía de viento del PC3 (Figura 27) se aprecia que en fase positiva (la asociada a surgencia) que el viento medio

proviene de la dirección NE con intensidades máximas de 5 m/s y las anomalías provienen de la misma dirección con intensidades de 1 m/s. Por otro lado, en fase negativa los vientos medios provienen del E-SE (con intensidades máximas de 4 m/s) y las anomalías del sector S-SW de 1 m/s.

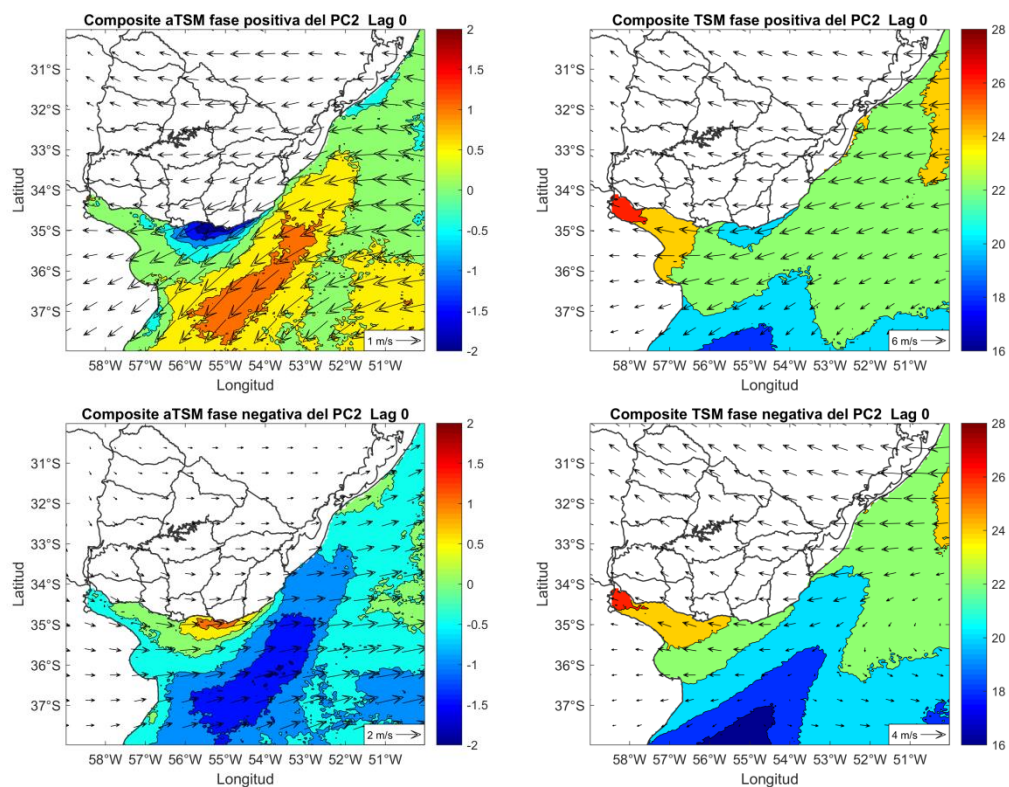


Figura 26. Composite de los eventos de surgencia estuarina (PC2), en fase positiva (*arriba*) y fase negativa (*abajo*) para temperatura superficial del mar y viento (*derecha*) y anomalía de temperatura superficial del mar y anomalía de viento (*izquierda*). La escala del vector viento representa el valor máximo de intensidad registrado.

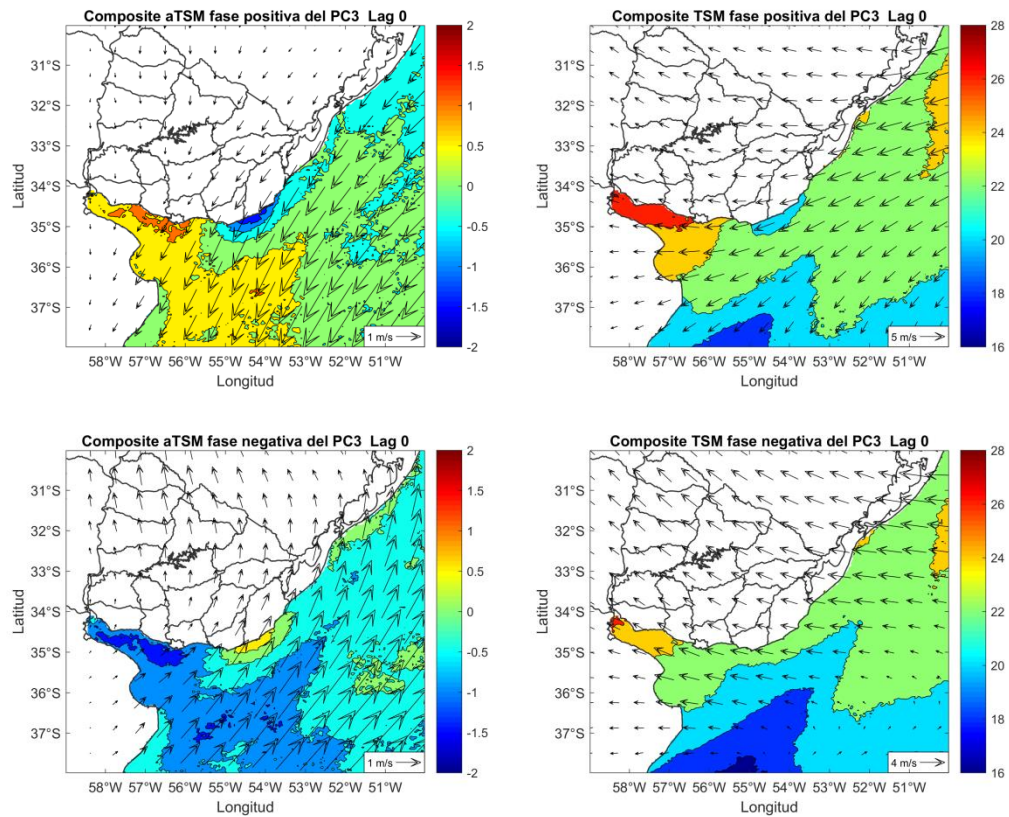


Figura 27. Composite de los eventos de surgencia oceánica (PC3), en fase positiva (*arriba*) y fase negativa (*abajo*) para temperatura superficial del mar y viento (*derecha*) y anomalía de temperatura superficial del mar y anomalía de viento (*izquierda*). La escala del vector viento representa el valor máximo de intensidad registrado.

La autocorrelación de los componentes principales indica la persistencia de los eventos (Figura 28). En este sentido los resultados indicaron que el modo de variabilidad representado por el PC1 tiene una persistencia de 5 días, el representado por el PC2 es de 3 días de persistencia, mientras que el captado por el PC3 tiene 1 día.

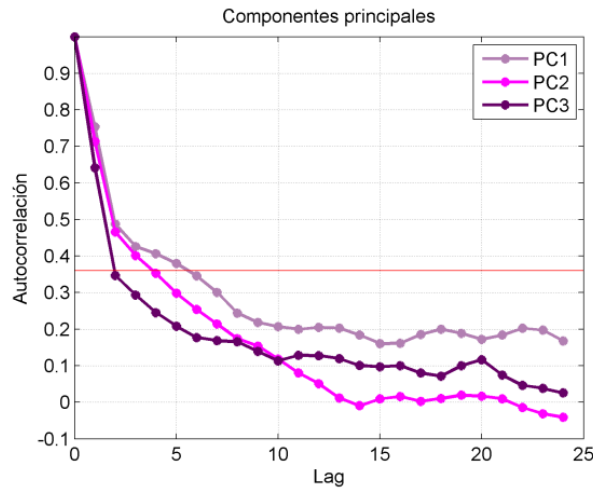


Figura 28. Autocorrelación de cada componente principal (PC).

4.1.2. Análisis espectral

A partir del análisis espectral de las series de los PCs 2 y 3 podemos inferir que los modos de variabilidad capturados son procesos de escala sinóptica (entre 3 y 10 días, Figura 29) ya que la mayor parte de la energía se encuentra en esas escalas y es mayor que la de un ruido rojo. Así, los modos son principalmente forzados por la atmósfera (Simionato *et al.* 2005). Por otro lado, el modo de variabilidad asociado al PC1 también muestra variabilidad a escalas más largas (10 a 20 días, Figura 29), que se podría asociar a la advección de aguas frías de plataforma que pueden alcanzar hasta un mes y medio de duración (Simionato *et al.* 2010).

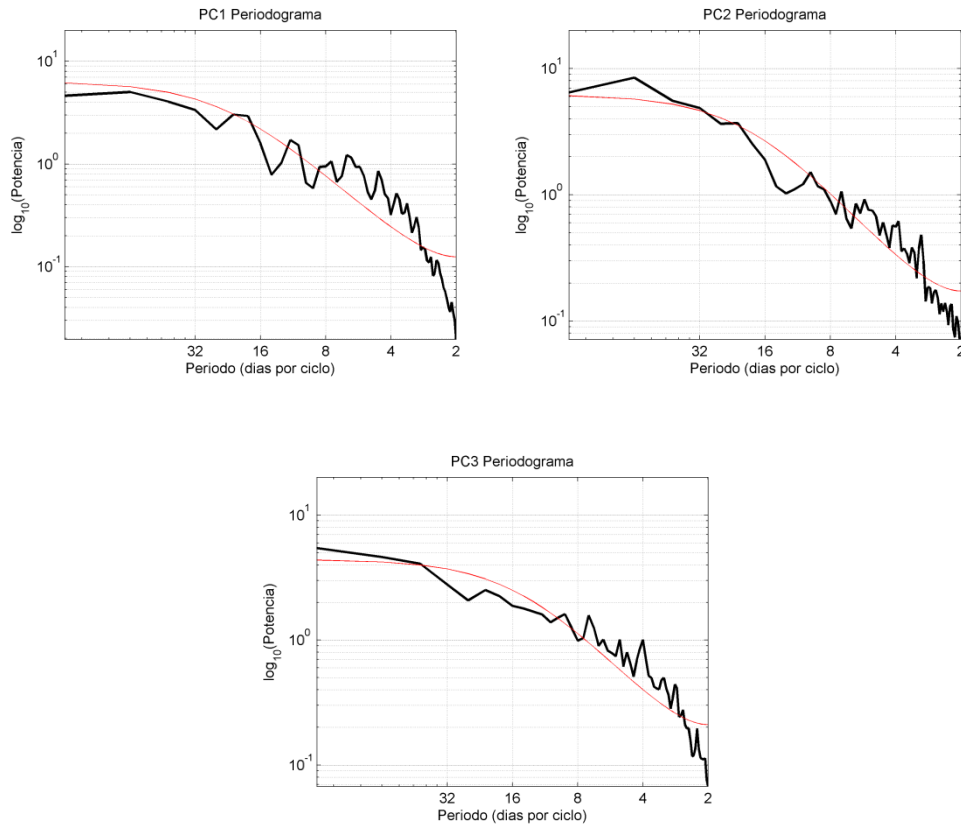


Figura 29. Periodograma de cada componente principal (PC). La curva roja representa un ruido rojo y determina la significancia.

4.1.3. Mapas de correlación

Los mapas de correlación entre los PC y la aTSM para diferentes desfases (*lags*) describen las diferentes configuraciones asociadas a cada uno de los modos de variabilidad. Los resultados muestran que el PC1 se relaciona de manera negativa con la aTSM en toda el área de estudio y es altamente significativo (Figura 30), mientras que los PC2 y PC3 representan los modos de variabilidad asociados a los procesos de surgencia costera (Figuras 31 y 32). En acuerdo con los composites, estos últimos se relacionan de manera diferencial en toda el área de estudio, donde se distingue una zona de menor extensión ubicada contra

la costa con correlación negativa, y otra de mayor extensión con correlación positiva. En ambos casos se aprecia un patrón del tipo dipolo, principalmente en *lag* 0.

En la correlación del PC2, que representa la surgencia estuarina, el dipolo se da entre el mínimo de correlación en el sitio de la surgencia a *lag* 0 y el máximo de correlación alejado de la costa, sobre el océano (Figura 31). En cambio en la correlación con el PC3 el dipolo ocurre entre el mínimo de correlación en el sitio de la surgencia oceánica y el máximo de correlación sobre el Río de la Plata (Figura 32). En acuerdo con la autocorrelación encontrada más arriba (Figura 28), se observa que los eventos de surgencia estuarinos tienden a persistir uno o dos días más que los que ocurren en la costa Atlántica

El área de surgencia calculada usando la correlación de los PC2 y PC3 se puede ver en la Figura 33. En ambos casos la extensión máxima se alcanza en *lag* 0, siendo del orden de 9000 km² para la surgencia estuarina y 6000 km² para la oceánica. Estas áreas disminuyen conforme se desplaza a los días 1 y 2 entorno al evento, aunque en el caso de la estuarina la disminución es más gradual. Si bien en los *lags* ± 2 el área no se hace completamente cero para PC3, las mismas pueden considerarse nulas ya que en los mapas de correlación se puede apreciar que la extensión es menor que en *lags* previos y además presenta un valor de correlación bajo ($r=-0.2$). Este resultado refleja que el evento tiene cierta

persistencia desde un día previo y posterior a que ocurra. Como demostraremos más adelante las condiciones atmosféricas son favorables desde el día anterior (*lag* -1) lo que explicaría la presencia del mismo un día antes de consolidarse. Por otro lado, la persistencia el día posterior muestra que el océano tiene un tiempo de respuesta para finalizar el evento a pesar de que, como se muestra más adelante, las condiciones atmosféricas ya no estén dadas.

PC1- aTSM

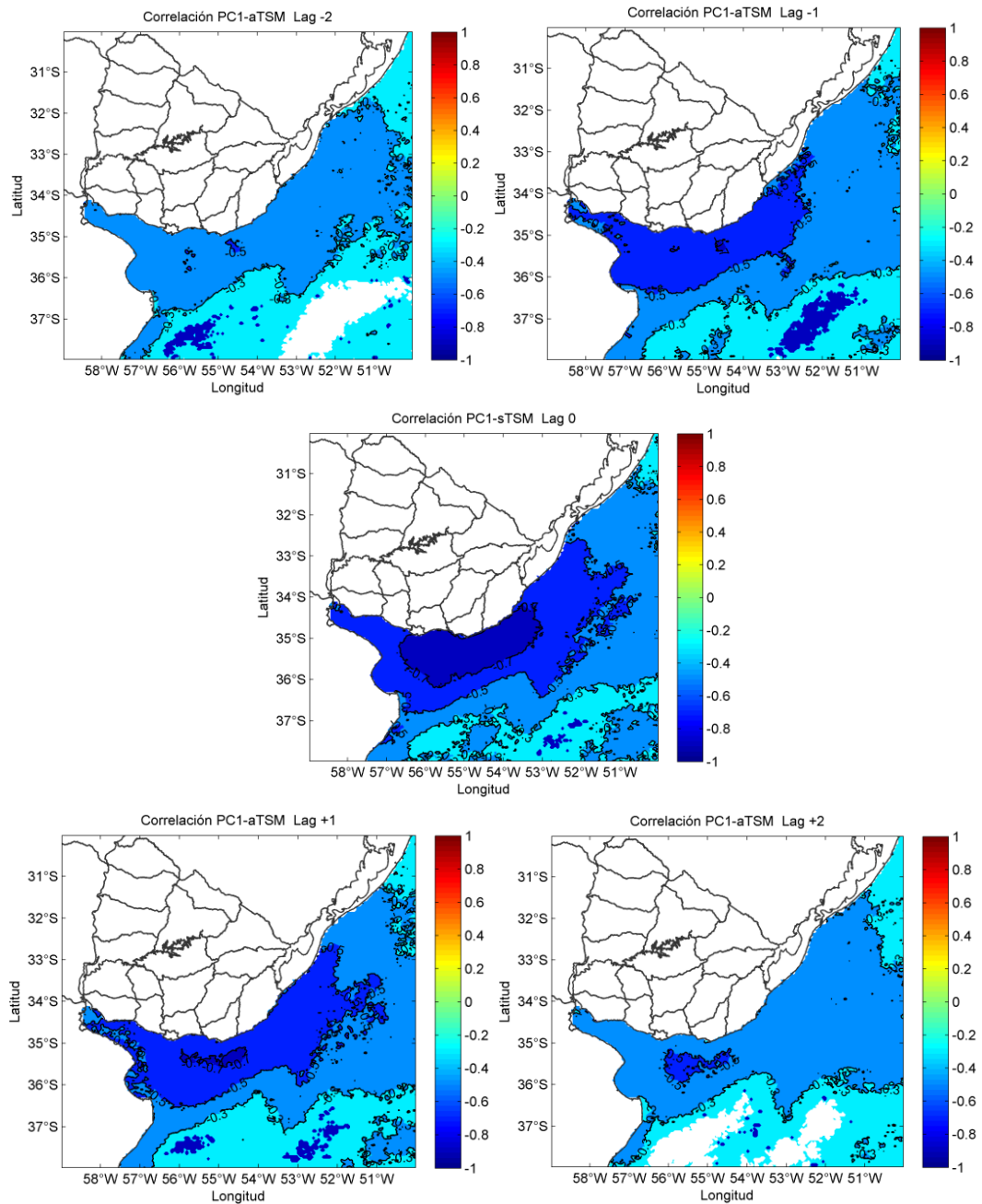


Figura 30. Correlación del primer componente principal de aTSM con la anomalía de temperatura de superficial del mar. La escala de colores representa el valor de correlación a intervalos de 0.2. Las áreas blancas son correlaciones no significativamente distintas de 0.

PC2-aTSM

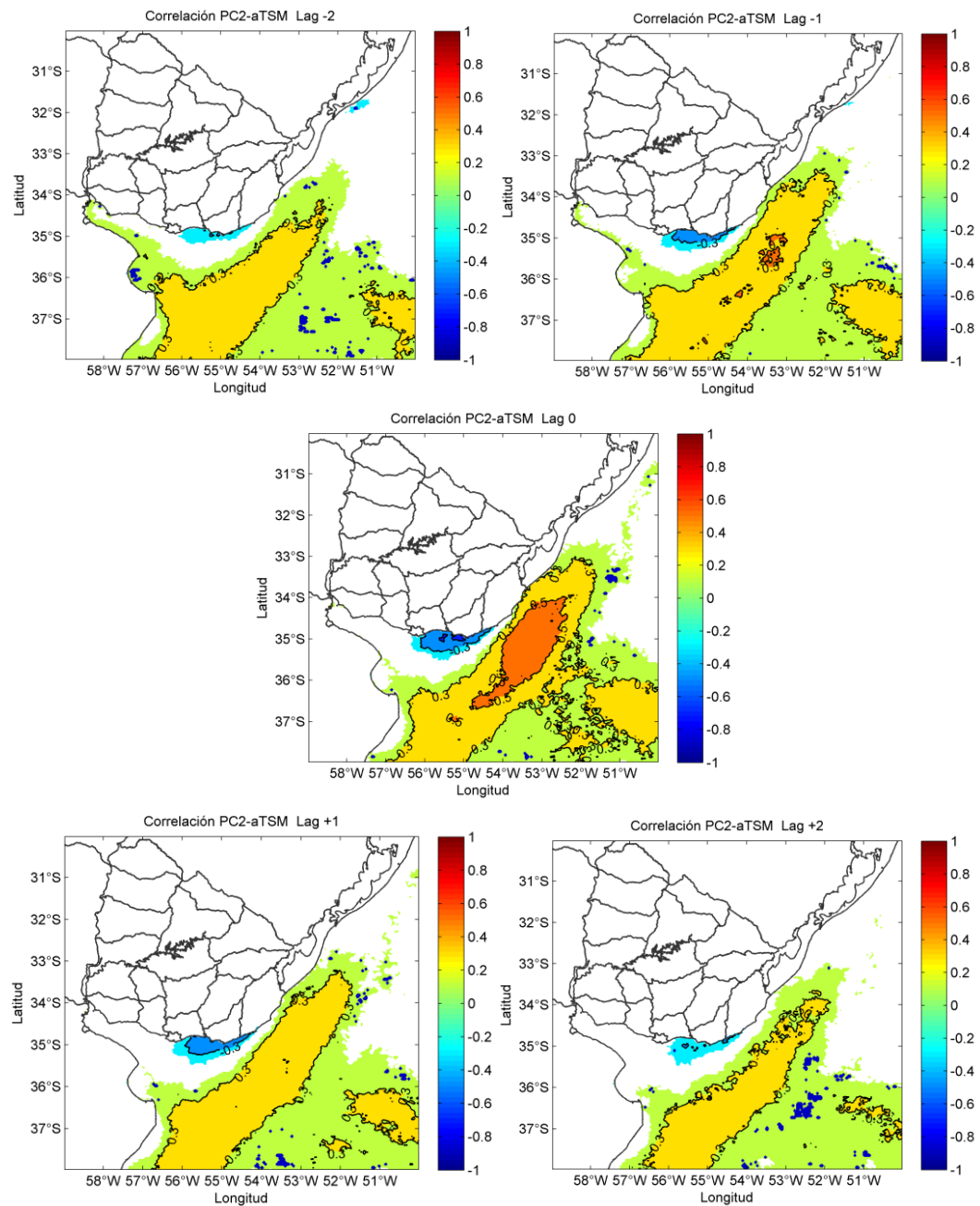


Figura 31. Correlación del segundo componente principal de aTSM con la anomalía de temperatura de superficial del mar. La escala de colores representa el valor de correlación a intervalos de 0.2. Las áreas blancas son correlaciones no significativamente distintas de 0.

PC3-aTSM

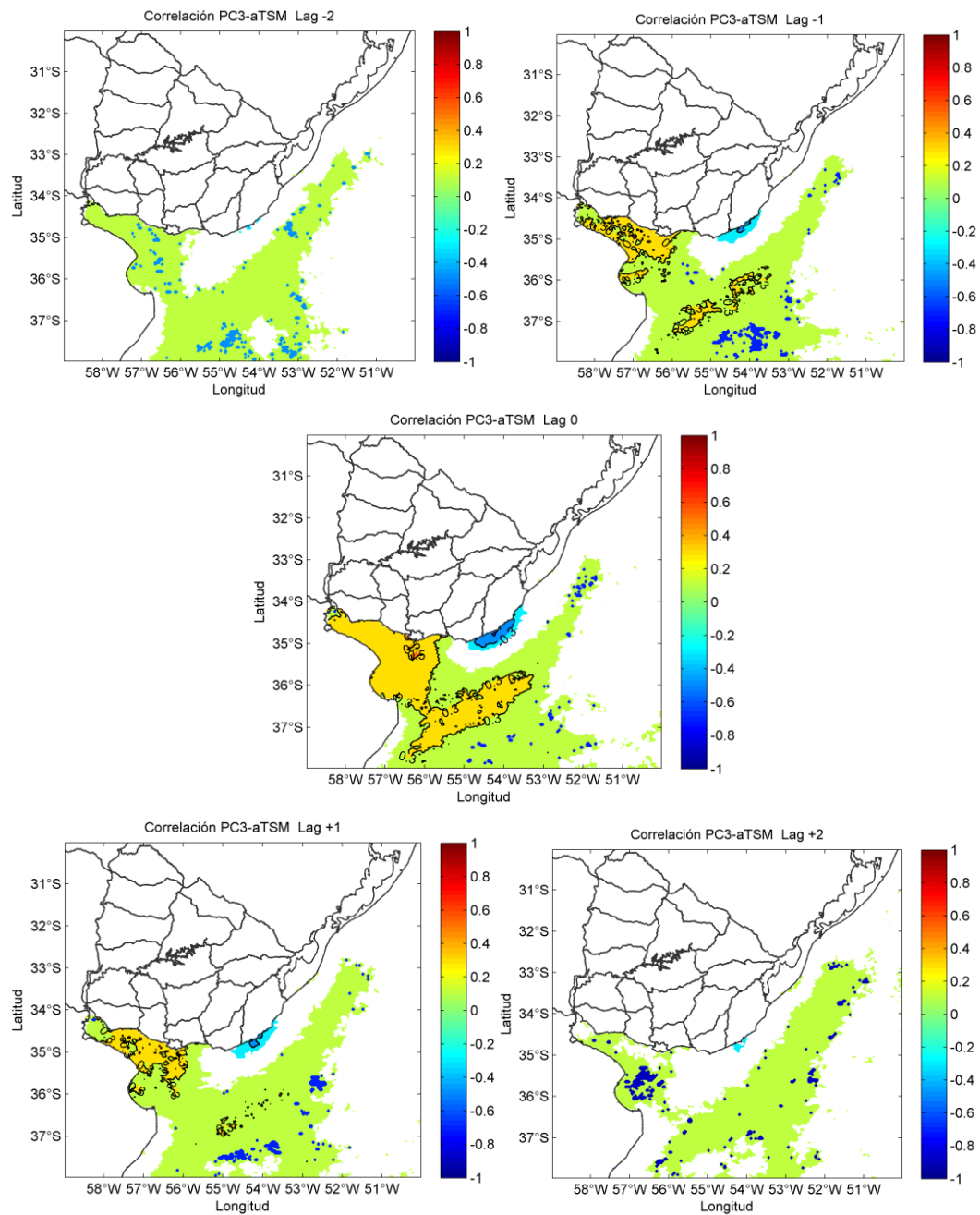


Figura 32. Correlación del tercer componente principal de aTSM con la anomalía de temperatura de superficial del mar. La escala de colores representa el valor de correlación a intervalos de 0.2. Las áreas blancas son correlaciones no significativamente distintas de 0.

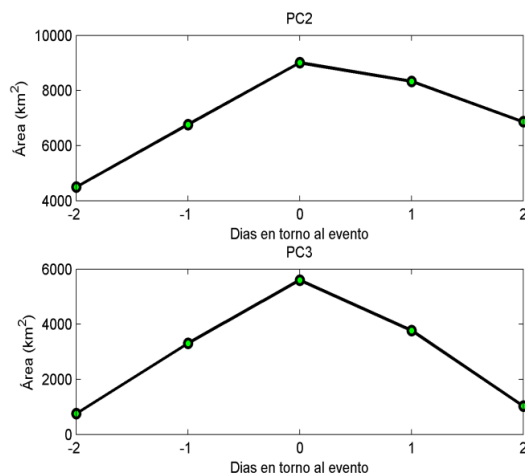


Figura 33. Área (km²) estimada de surgencia a partir de la correlación de PC2 y PC3 con la anomalía de temperatura de superficial del mar para distintos desfases de tiempo.

4.1.4. Mapas de regresión

Los mapas de regresión de cada PC con la presión en superficie y con las anomalías de viento (u , v) en 10 m, reflejan las condiciones atmosféricas necesarias para que ocurran los eventos de surgencia. En las Figuras 34 a 36 se presentan los resultados para distintos *lags*.

Los PC2 y PC3, asociados a las surgencias, presentaron una configuración atmosférica caracterizada por vientos paralelos a la costa, la cual es una configuración esperada en el caso de océano profundo para que los vientos actúen como mecanismo generador de surgencia. En cambio el PC1 evidenció una configuración no favorable para generar surgencia (Figura 34). Asociado a este modo de variabilidad se observa la presencia de un gran centro de alta presión al SW de Uruguay, que se desplaza hacia el NE. Esta configuración induce fuertes vientos del sector

SE que son favorables para generar una gran aTSM en el área de estudio debido al ingreso de aire frío desde el sur que provoca pérdida de calor en la superficie oceánica y al mismo tiempo facilita la advección de aguas frías. A partir de este resultado podemos inferir que este modo de variabilidad estaría principalmente asociado a intercambios de flujo de calor con la atmósfera y/o procesos de advección de aguas frías.

El PC2, que representa el modo de variabilidad de la surgencia estuarina, tiene asociado un centro de alta presión situado al SE de Uruguay sobre el Océano Atlántico Sur Occidental y presenta un gradiente fuerte entre éste y una baja situada al N, sobre el continente (Figura 35). Esta condición se mantiene así al menos desde 6 días antes de que ocurra el evento, generando vientos persistentes del sector E-NE. El día posterior al evento la condición atmosférica favorable desaparece pues el sistema de baja presión comienza a desplazarse hacia el E induciendo vientos del SE en la zona costera para *lags* +2 y +3.

La configuración favorable de surgencia asociada al modo de variabilidad del PC3, que representa a la surgencia oceánica, presenta un intenso gradiente de presión generado por un sistema de baja presión ubicado al W y sobre el continente junto con un sistema de alta presión ubicado al E sobre el océano Atlántico (Figura 36). Esta configuración genera vientos persistentes del sector N-NE y se mantiene al menos desde tres días antes del evento. En los días posteriores al evento el

sistema de baja presión se desplaza hacia el E y la situación sinóptica ya no favorece el desarrollo de la surgencia.

En ambos casos la configuración sinóptica atmosférica que favorece las surgencias persiste por algunos días previo al máximo del evento y se termina con el pasaje de centros de baja presión hacia el E. A diferencia se puede apreciar que para la surgencia estuarina (PC2) son vientos predominantemente E los que la favorecen, mientras que para la surgencia oceánica (PC3) son vientos del sector NE, en ambos casos se observa que las surgencias ocurren cuando el viento es paralelo a la costa como predice el modelo de Ekman para océano infinito. Asimismo, cabe mencionar que la dirección de los vientos favorables de surgencia acompañan el cambio de orientación de la costa que existe entre Atlántida y Punta del Este ($\sim 105^\circ$) y entre Punta del Este y La Paloma ($\sim 60^\circ$). Esto último también se refleja en el ejercicio realizado a partir del resultado del modelo teórico de transporte de Ekman para océano somero, donde se ve que la dirección del viento favorable de surgencia varía según el tramo de costa que se considere (Figura 17).

PC1-Presión-Viento

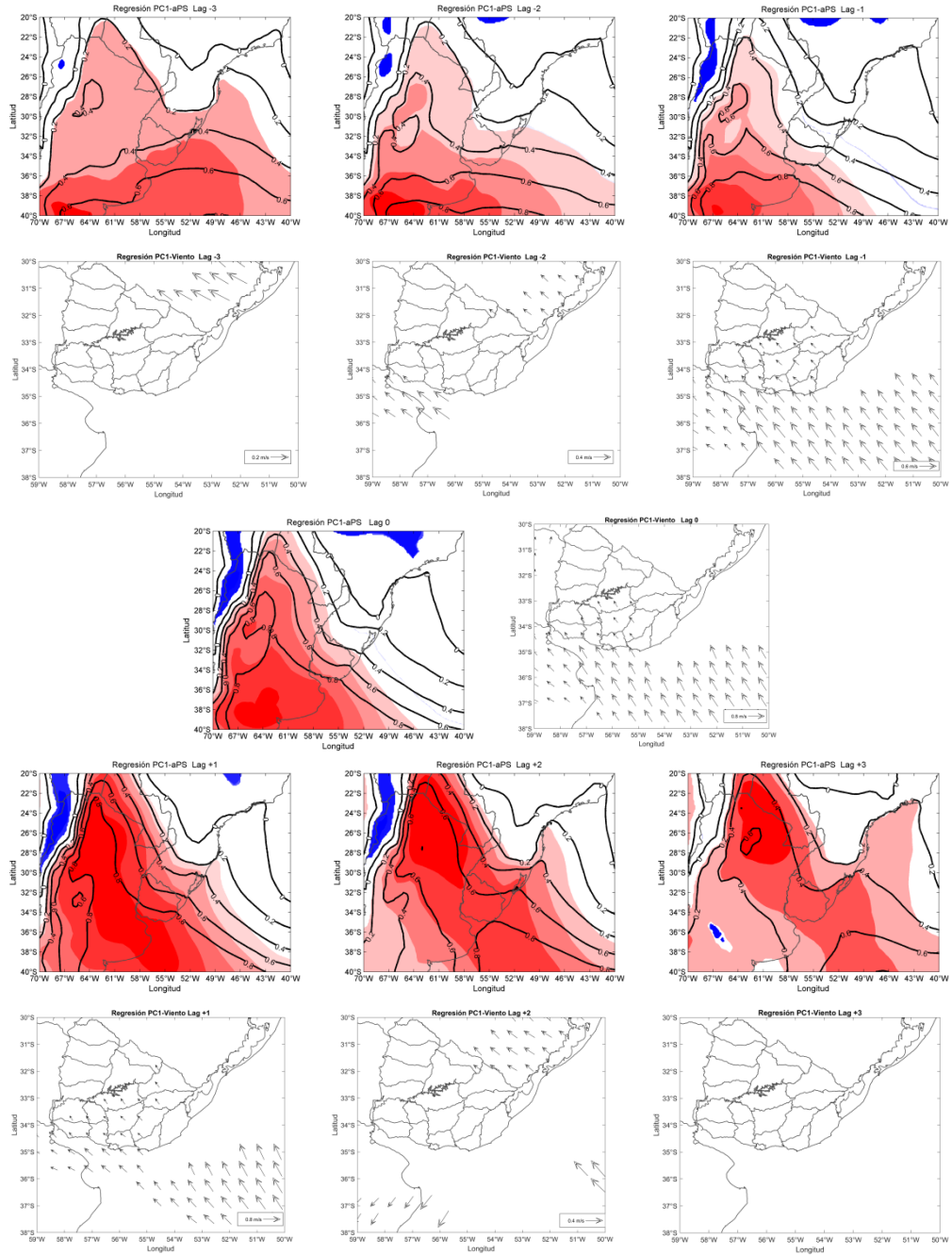


Figura 34. Mapa de regresión entre el primer componente principal y las anomalías de presión y anomalía de viento. En los mapas de presión en color se representa el estadístico t donde es significativo y las líneas de contorno cada 0.25 representan el coeficiente de la pendiente.

PC2-Presión-Viento

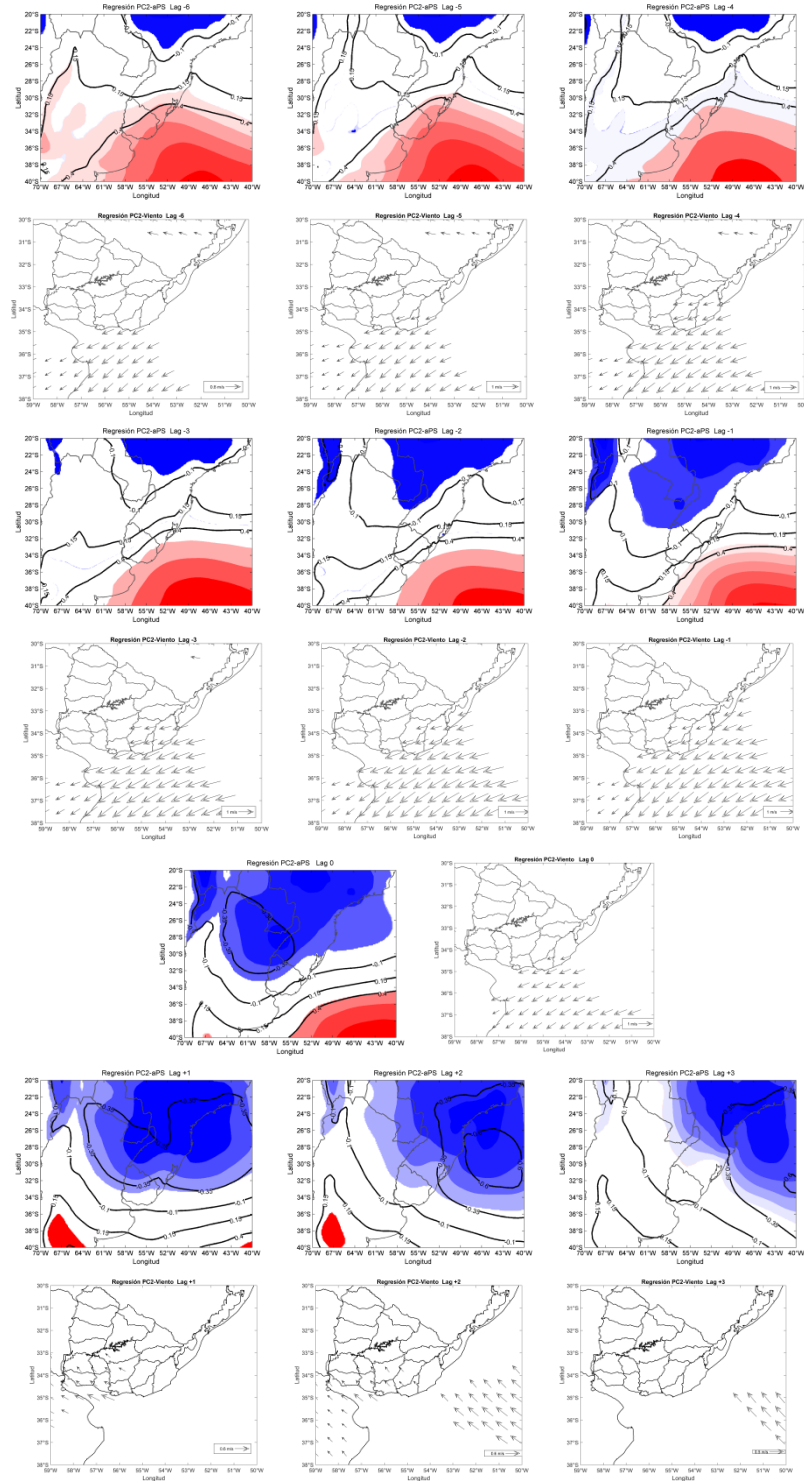


Figura 35. Mapa de regresión entre el segundo componente principal y las anomalías de presión y de viento. En los mapas de presión en color se representa el estadístico t donde es significativo y las líneas de contorno cada 0.25 representan el coeficiente de la pendiente.

PC3-Presión-Viento

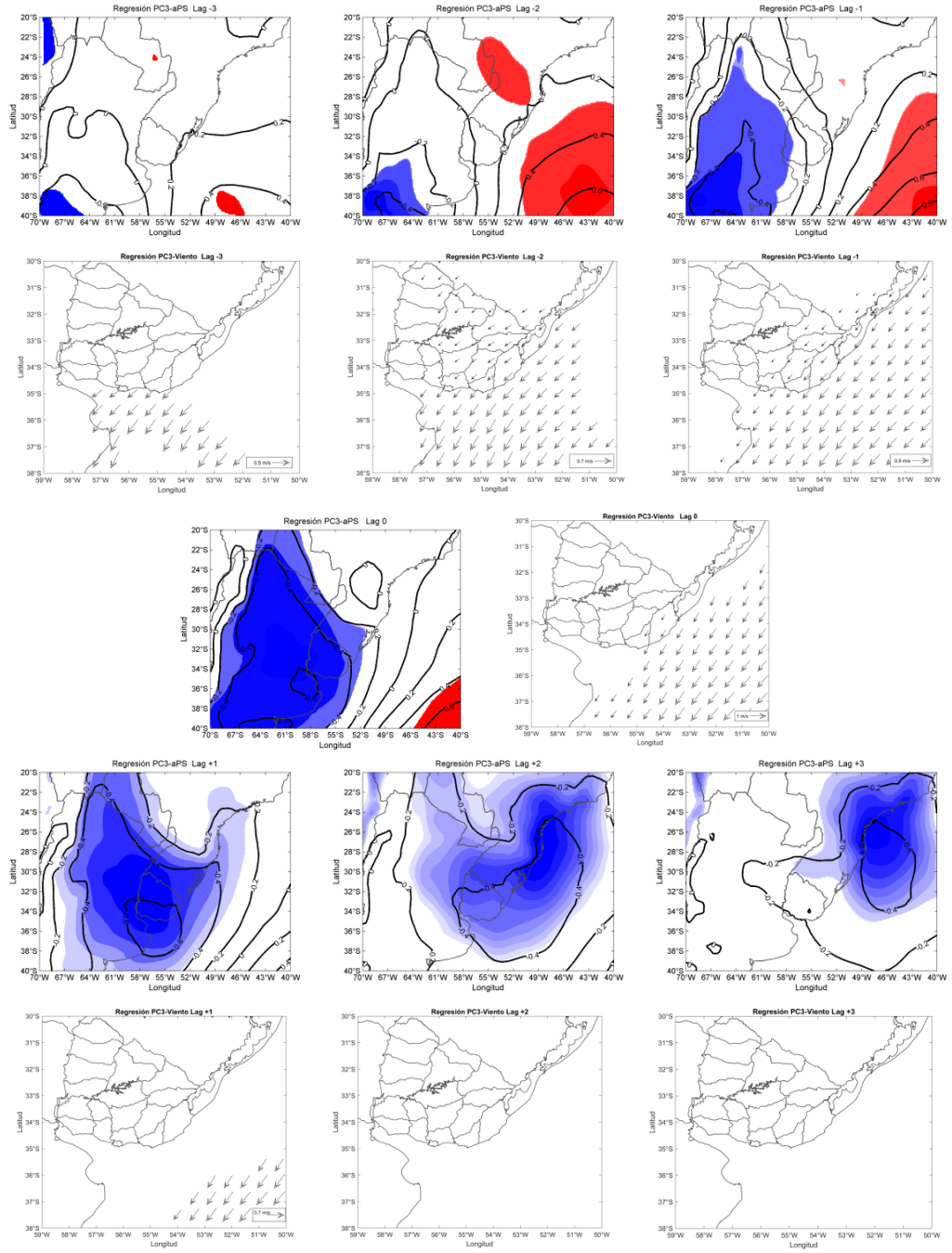


Figura 36. Mapa de regresión entre el tercer componente principal y las anomalías de presión y de viento. En los mapas de presión en color se representa el estadístico t donde es significativo y las líneas de contorno cada 0.25 representan el coeficiente de la pendiente.

En resumen, a partir de los resultados anteriores podemos decir que valores positivos del EOF1 de aTSM (Figura 23) se asocian a vientos del SE que enfrían toda la región de igual forma por ser perpendiculares a la costa. El EOF2 (Figura 24) para valores positivos se asocia a vientos paralelos a la costa de orientación E-NE lo cual es consistente con el mecanismo clásico de surgencia costera forzada por vientos. Asimismo es consistente con las anomalías cálidas al sur de la surgencia que estarían asociadas a la advección de aguas cálidas desde el N, y al intercambio de flujos de calor con la atmósfera. Para valores negativos, el calentamiento costero, se asocia a vientos del SW (no mostrados en este trabajo), que generan advección de aguas cálidas estuarinas (Simionato *et al.* 2010), y también generan un enfriamiento al sur de la surgencia. El EOF3 (Figura 25) para valores positivos del PC3 se asocia a vientos paralelos a la costa de orientación NE lo cual también es consistente con el mecanismo clásico de surgencia costera forzada por vientos.

4.2. Análisis de sensibilidad

Para comprender la sensibilidad del análisis de componentes principales al tratamiento de los datos se repitió el mismo con distinto tratamiento previo. En este caso a la serie original de aTSM diaria se le extrajo la variabilidad interanual y se suavizó con la media móvil de 5 días, se disminuyó la resolución de la grilla (llevándola a una resolución de ~12km) y se aumentó el dominio (33°S–37°S y 51.9°W–56.5°W). De

esta manera se realizó un tratamiento de los datos similar al que realizan Simionato *et al.* (2010).

Se tomaron los primeros tres PC, de los cuales el primero representa el 50% de la varianza, el PC2 representa el 9.6% y el PC3 representa el 5% (Figura 37). El EOF1 representa una zona de menor variabilidad contra la costa y otra de mayor en el área adyacente que rodea a la anterior de signo contrario (Figura 38). El EOF2 muestra una zona de gran variabilidad contra la costa y otra de signo contrario que bordea a la anterior (Figura 39). Este modo en particular presenta una estructura muy similar al captado por el EOF2 calculado anteriormente con los datos de aTSM diarios suavizados con la media móvil de 2 días (Figura 24). La estructura del EOF3 presenta un gradiente de aTSM con dirección Este a Oeste (Figura 40).

La Figura 41 muestra la correlación de los campos de aTSM, presión y vientos en superficie para cada uno de los EOFs en el área de estudio. Allí se puede apreciar que el EOF1 muestra un enfriamiento al sur de las costas de Uruguay altamente significativo, mientras que contra la costa la correlación es baja ($r < -0.2$, Figura 41). Este enfriamiento se asocia a vientos del SW, que generan advección de aguas frías, así como al apilamiento de agua del RdIP contra la costa uruguaya (Figura 41). Este modo difiere del primer modo hallado en el EOF1 inicial (Figura 23) y se asocia a condiciones de vientos distintas. La comparación entre los dos

EOF1s sugiere que el nuevo EOF1 estaría más relacionado con la advección de aguas frías desde el sur, mientras que el EOF1 original tiene una mayor contribución de cambios en el intercambio de flujos de calor, aunque es necesario un análisis más detallado para probarlo.

Por su parte el nuevo EOF2 capta la surgencia costera estuarina (Figura 39) evidenciando una estructura muy similar a la obtenida en el EOF2 inicial (Figura 24) y al primer modo de variabilidad de aTSM sub-anual de Simionato *et al.* (2010). Esto se puede corroborar con la estructura de la correlación con la aTSM (Figura 41) donde se observa una región de anomalía negativa contra la costa y en la regresión de las variables atmosféricas que reflejan condiciones favorables de surgencia con vientos paralelos a la costa de componente E-NE.

Por último, el nuevo EOF3 (Figura 40) no evidencia el proceso de surgencia oceánica captado en el EOF3 inicial. Pero, a pesar de lo anterior, las condiciones atmosféricas sí son favorables para que ocurra un evento de surgencia ya que el viento es paralelo a la costa oceánica y proviene del sector N-NE (Figura 41). Esto nos indica que la resolución espacial de los datos de ~12 km no permite captar los eventos de surgencia oceánica. En este sentido, se sugiere que los datos de 4 km son una fuente de información necesaria para resolver procesos costeros, y por lo tanto de esta manera estaríamos trabajando al límite de la resolución de estos eventos. Considerando el resultado anterior cabe

mentonar que los primeros registros de surgencia (Framiñan *et al.* 1999, Pimenta *et al.* 2008,) corresponden a eventos de surgencia oceánica que son evidenciados a partir de datos de satélite de muy alta resolución espacial (1.1 km) y datos de campañas oceanográficas, mientras que los registros más recientes que están en la literatura refieren a eventos de surgencia estuarina (Simionato *et al.* 2010, Meccia *et al.* 2013).

Si bien utilizamos una aproximación de tratamiento de los datos muy similar a la utilizada en otros trabajos para la región (Simionato *et al.* 2010), no recuperamos los mismos resultados obtenidos por ellos lo cual puede deberse a múltiples causas. En primer lugar, dichos estudios utilizan otra área para calcular el EOF que da mucha relevancia a la variabilidad en el RdIP, mientras que en este trabajo se considera una región bien costera que excluye gran parte del mismo, considerando solo la zona externa del RdIP y toda la costa atlántica. Además la resolución espacial de los datos también constituye una diferencia, que como refleja el análisis de sensibilidad, es clave para captar los eventos de surgencia costera oceánicos. Finalmente, ellos consideran una serie temporal de 6 años que incluye todos los meses del año, mientras que en este trabajo se pudo contar con una serie de tiempo mayor (12 años) y se centra solamente en los meses de verano (diciembre-enero-febrero) donde predominan las condiciones de viento favorables para que ocurra surgencia.

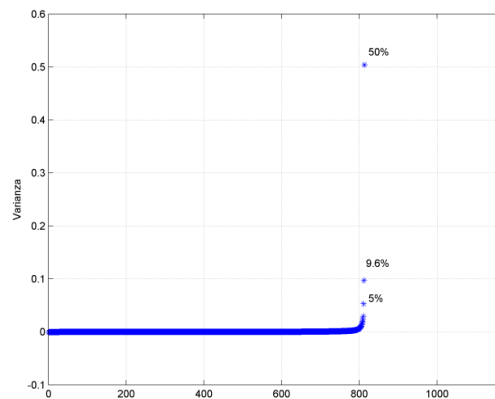


Figura 37. Porcentaje de varianza explicada por cada componente principal. Consideramos los últimos tres que son los que explican más del 70% de la varianza.

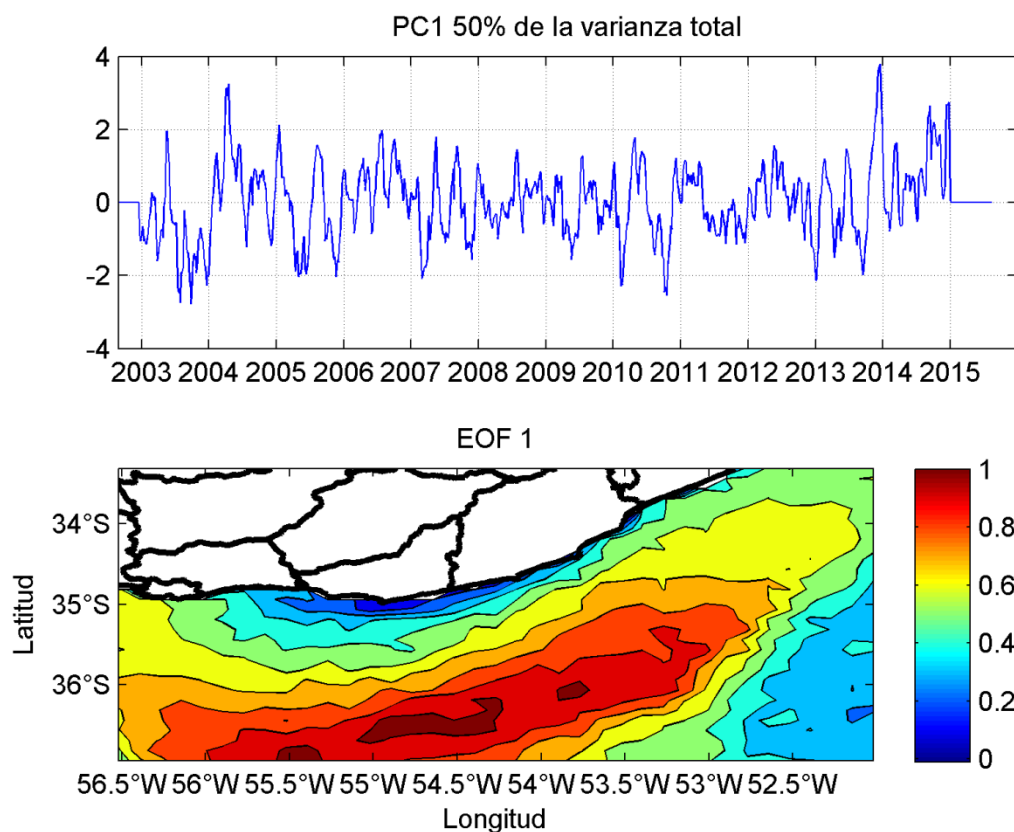


Figura 38. Primer modo de variabilidad de anomalía de superficie de mar asociado al componente principal 1 que explica el 50% de la varianza para los datos con distinto tratamiento.

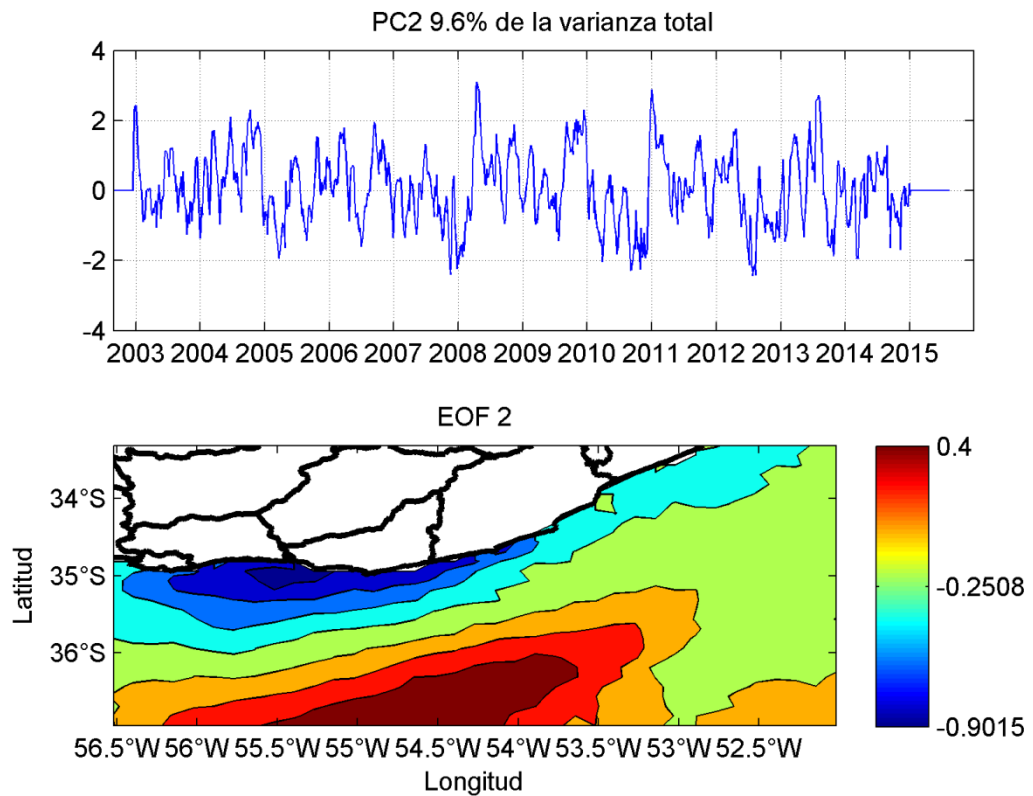


Figura 39. Segundo modo de variabilidad de anomalía de superficie de mar asociado al componente principal 2 que explica el 9.6 % de la varianza para los datos con distinto tratamiento.

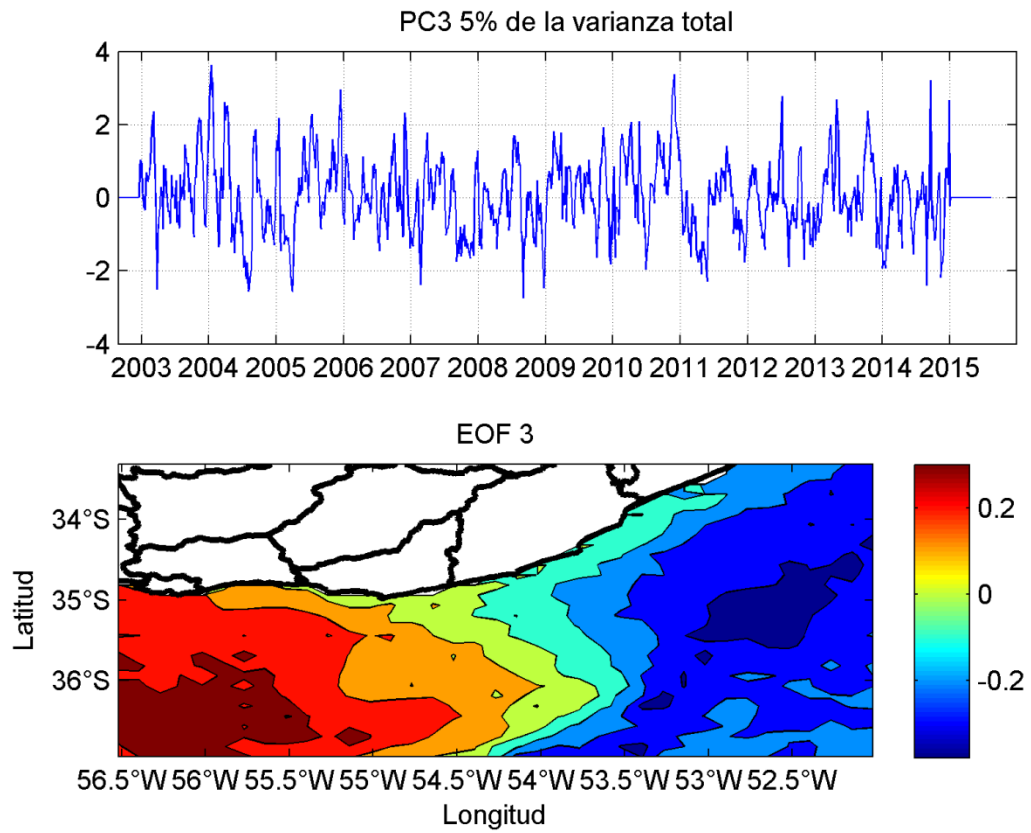


Figura 40. Tercer modo de variabilidad de anomalía de superficie de mar asociado al componente principal 2 que explica el 5 % de la varianza para los datos con distinto tratamiento.

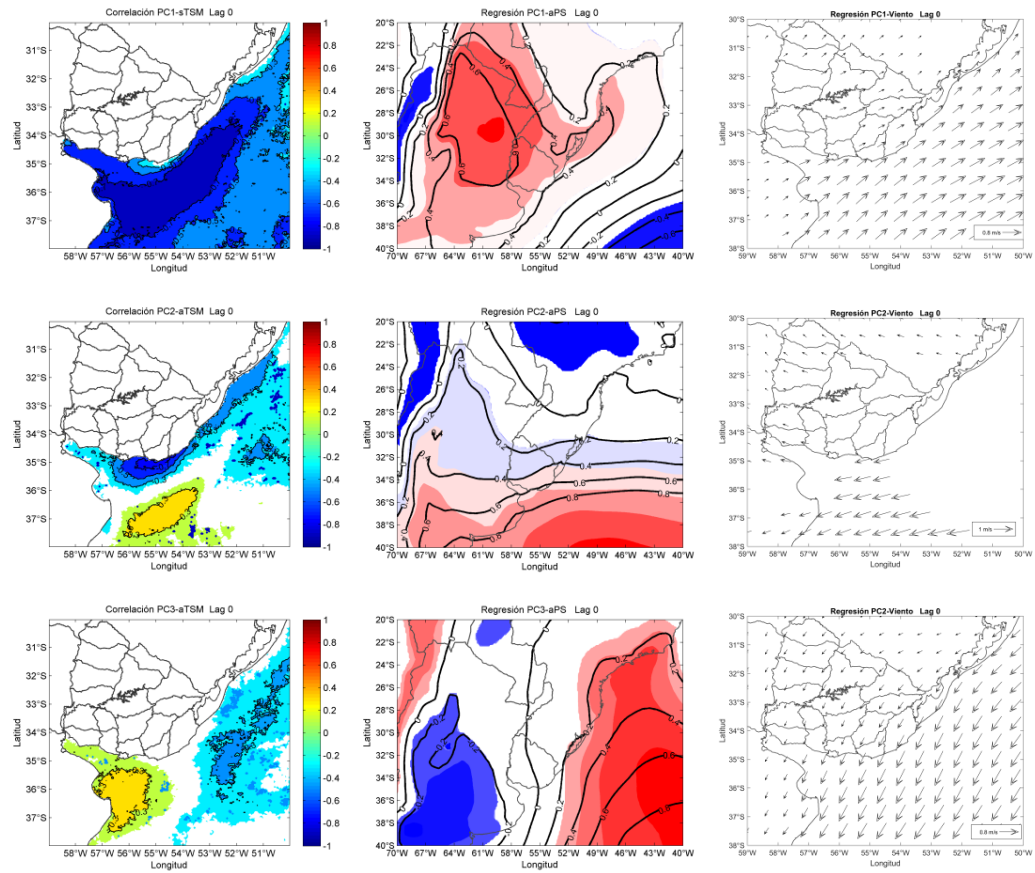


Figura 41. Mapas de correlación de anomalía de temperatura de superficie de mar, y regresión de anomalía de presión y anomalía de vientos con los distintos componentes principales.

5. EVENTOS INTENSOS DE SURGENCIA EN BASE A ÍNDICES COSTEROS

A partir del método explicado en la sección 2.2.4 se identificaron un total de 33 eventos de surgencia intensos en los trimestres de verano (diciembre, enero y febrero) comprendidos entre 2003 y 2014 (Ver ANEXO). De estos, 12 eventos corresponden a surgencias estuarinas y 21 a surgencias oceánicas (Figura 42 y 43, Tabla 4). Particularmente en las surgencias estuarinas se identificaron 7 eventos de un día de duración y 5 eventos de dos días. Por otro lado, en las surgencias oceánicas se distinguieron 13 eventos de un día de duración, 5 eventos de dos días, 2 eventos de 3 días, y un evento de 4 días (Figura 43, Tabla 4). A partir de un análisis visual de los eventos se observó que en todos los casos la TSM en el área de la surgencia registró valores de entre 1 y 4 °C menor que la TSM en regiones vecinas (Ver ANEXO); estos valores son del orden de los reportados en la literatura para el mismo sistema (2-4 °C, Simionato *et al.* 2010).

El método utilizado para la identificación de eventos de surgencia intensos se considera que fue adecuado ya que mediante un análisis visual de los eventos (ver ANEXO) se puede apreciar que sólo un evento estuarino de dos días de duración resultó mal identificado porque no parece corresponder a un eventos de surgencia (8-9/12/2009). Asimismo, si graficamos este evento en la serie del PC2 inicial (surgencia estuarina) vemos que es el único que no está en los picos de fase positiva de la

misma (no se muestra).

Por otro lado, los eventos del 20/1/2011 y 7-8/12/2006 aparecen identificados en la costa estuarina, sin embargo parecerían corresponder a eventos oceánicos. Esto podría deberse a que ambas configuraciones de surgencia comparten una misma región de influencia. Asimismo, esto último puede apreciarse en los resultados de la sección anterior en los cuales se aprecia que los EOF2 y EOF3 en fase positiva que captan los modos de variabilidad de aTSM de las surgencia estuarina y oceánica respectivamente comparten una misma región donde éstos tienen peso (Figuras 24 y 25). En particular el evento del 20/1/2011 también aparece en la costa atlántica por lo que puede que debido a la magnitud del mismo su efecto tenga influencia en los dos sitios. En el caso del evento del 7-8/12/2006 el mismo es un evento muy débil, que puede que esté cercano al límite de resolución del método de identificación e incluso al límite de resolución de los datos para identificar surgencia.

En este trabajo no se muestra, pero se probó el efecto de identificar eventos tomando dos cajas distintas, en primer lugar se probó con una gran caja que abarcara ambos sitios oceánico y estuarino, y se vio que se reduce considerablemente el número de eventos identificados ($n=7$). En segundo lugar, se tomó un índice de caja oceánica que no incluyera la región donde el PC2 también tiene peso. Allí se vio que también se reduce el número de eventos ($n=15$) y además se pierden algunos de

gran intensidad. Los eventos nuevos que aparecen son eventos muy pequeños que parecieran estar cercanos al límite de resolución de los datos. Por lo tanto se considera que los índices seleccionados permiten una identificación adecuada de eventos intensos.

En cuanto a los eventos oceánicos, todos ellos parecerían estar identificados adecuadamente. Sin embargo, al comparar estas fechas con las de la serie del PC3 que identifica surgencia oceánica 6 eventos parecerían no estar en la fase negativa del mismo (20-22/1/2004, 25/1/2006, 24/1/2008, 25/12/2008, 3-4/1/2009, 14/1/2011). De todas maneras, si se complementa con un análisis visual de los eventos identificados (Ver ANEXO) se puede apreciar que todos ellos excepto el evento del 3-4/1/2009, coinciden en que son eventos muy costeros y que además presentan falta de datos en la zona de ocurrencia. El evento del 3-4/1/2009 no se distingue claramente en el mapa de aTSM, pero si se puede apreciar un evento débil de poca extensión en el campo de TSM. Tales motivos podrían explicar porque no se tiene una ubicación esperada en la serie del PC3 inicial.

De esta manera entonces se logró identificar los eventos más intensos. Es necesario mencionar que es posible que hayan ocurrido otros eventos de menor magnitud, pero que por resolución espacial y disponibilidad de los datos no hayan sido detectados. Además, es probable que eventos de un día de duración estén subestimados y que en

realidad sean de mayor duración, pero que por el método aplicado y/o cantidad de datos faltantes no se pudieron identificar. Indicio de esto es el hecho de que hay casos donde los eventos aparecen en días intercalados o separados en el tiempo por 1 o 2 días (Figura 42).

Considerando el número total de eventos se destaca el verano 2010-2011 como el año durante el cual ocurrieron más eventos de surgencia y, en contraste, los veranos 2002-2003, 2013-2014 y 2014-2015 donde no se registraron eventos en ninguno de los dos sitios (Figuras 43 y 44). Lo mismo se visualiza si consideramos el número total de días con surgencia (Figura 44). Cabe mencionar que los veranos 2002-2003 y 2014-2015 por construcción son temporadas que tienen uno y dos meses, respectivamente, de datos faltantes (ver metodología) lo cual se traduce en falta de información para esas temporadas.

En las Figuras 45 y 46 se puede ver la cantidad total de eventos y de días con surgencia por fases de ENOS, y días con surgencia estandarizados donde se divide el número de casos entre el porcentaje de datos faltantes en ese año. En total se contabilizaron 7 eventos en años Niño, 7 en años neutros y 19 en años Niña. Entre ellos se destacan los años Niña donde ocurrieron la mayor cantidad de eventos. Si bien hay diferencias en la cantidad de eventos y días con surgencia entre fases de ENOS, solo se encontraron diferencias significativas ($p < 0.10$) entre la cantidad de eventos de surgencia (sin estandarizar) en años Niña y Niño

(Figuras 46 y 47, Tabla 5).

Sería esperable que en años Niño la cantidad de datos disponibles sea menor que en otros años ya que en presencia de estos eventos en la región subtropical de Sudamérica se favorece la formación de grandes sistemas convectivos, que aumentan su ocurrencia hasta en un 50% (Ferreira *et al.* 2003). Este proceso favorecería a que disminuyera la disponibilidad de datos satelitales por la mayor nubosidad. Sin embargo, al estandarizar el número de eventos por años respecto al número de datos faltantes en cada año no se encontraron diferencias significativas (Figura 46 *abajo*, Tabla 5).

El hecho anterior apoya la hipótesis de que en años Niña haya una mayor ocurrencia de eventos, aunque no es posible obtener una estadística robusta por la reducida cantidad de años considerados. No obstante, es posible encontrar argumentos físicos plausibles para este resultado. Bajo condiciones de La Niña las precipitaciones de primavera y verano sobre el sudeste de Sudamérica disminuyen (Barreiro 2009), caracterizando estos años como años secos. La precipitación tiene consecuencias directas en la descarga del RdIP, de tal forma que si hay poca precipitación la descarga de agua dulce tiende a disminuir y en consecuencia la columna de agua se vuelve menos estable y, por consiguiente, es más fácil para el viento romper esa estabilidad y generar surgencia. Así, sería esperable encontrar más eventos de surgencia en

años Niña. Más adelante consideraremos el efecto de la descarga del RdIP en más detalle. Además, en años Niña se generan vientos anómalos paralelos a la costa (Piola *et al.* 2005, Barreiro 2017).

Probablemente gran parte de la variabilidad interanual en ocurrencia de surgencias se deba al año 2010-2011, que se destaca como un año particular con gran cantidad de eventos. En este año en particular se registró un evento Niña muy fuerte, con valores de anomalía negativa de $aTSM$ de $-1.4^{\circ}C$ en la región del Niño 3.4 sobre el océano Pacífico Ecuatorial(http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/enso_stuff/enso_years.shtml). Asimismo, la mayoría de los eventos ocurrieron en enero, mes en el cual hubo una anomalía media mensual de vientos paralelos a la costa uruguaya del sector E-NE, que no ocurrió en diciembre y febrero. En contraste, con lo anterior, en el verano 2007-2008 también ocurrió un evento Niña intenso ($-1.6^{\circ}C$), pero se registró una menor cantidad de eventos que en el verano 2010-2011. Es probable que la diferencia radique en que la Niña en el verano 2007-2008 no generó el patrón de teleconexión hacia nuestra región caracterizado por una anomalía de alta presión en el Atlántico sudoccidental, que favorece los vientos del sector E-NE en la zona costera.

Tabla 4. Fechas en las cuales se identificaron eventos de surgencia intensos en la costa uruguaya, distinguiendo entre sitios y duración.

Sitio	Duración			
	1 día	2 días	3 días	4 días
Oceánica	4/12/2004	10-11/12/2004	20-22/1/2004	20-23/12/2004
	6/12/2004	3-4/1/2009	26-28/2/2011	
	25/1/2006	30-31/12/2010		
	24/1/2008	8-9/12/2011		
	25/12/2008	17-18/1/2012		
	28/12/2010			
	14/1/2011			
	16/1/2011			
	20/1/2011			
	27/1/2011			
	1/2/2011			
	26/1/2012			
	28/1/2012			
Estuarina	10/12/2004	7-8/12/2006		
	24/1/2008	8-9/12/2009		
	31/1/2008	30-31/12/2010		
	20/12/2008	14-15/1/2011		
	18/1/2011	19-20/1/2013		
	20/1/2011			
	22/2/2013			

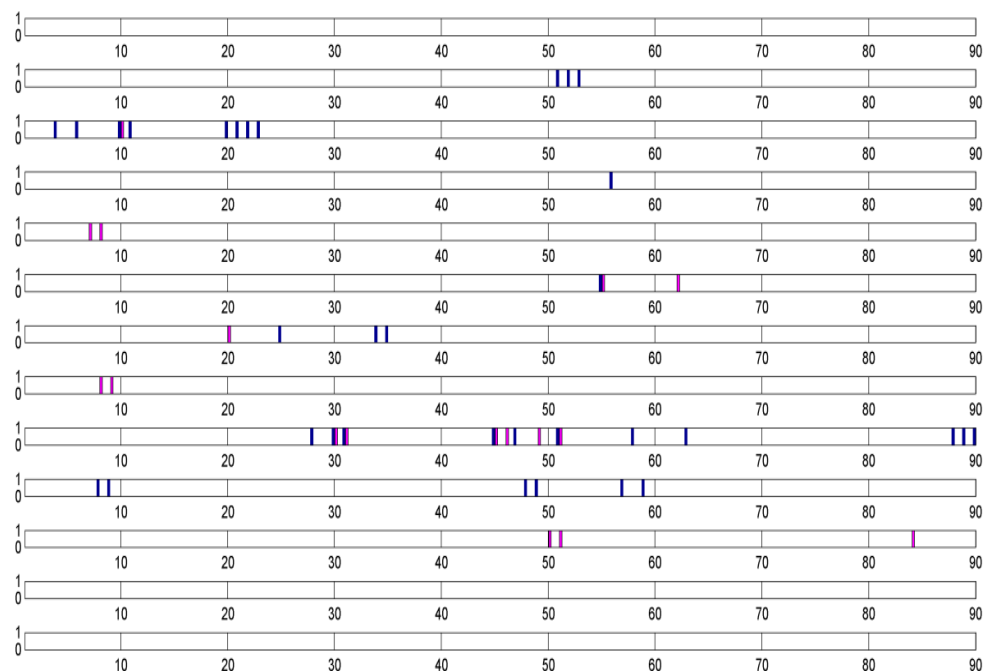


Figura 42. Esquema de distribución de los eventos identificados. En magenta se representan los eventos estuarinos, mientras que en azul están los eventos oceánicos. En el eje x se representan los días de verano y el eje y es presencia o ausencia de eventos. Cada una de las filas corresponde a una temporada de verano, comenzando arriba en 2002-2003 y finalizando abajo en 2014-2015.

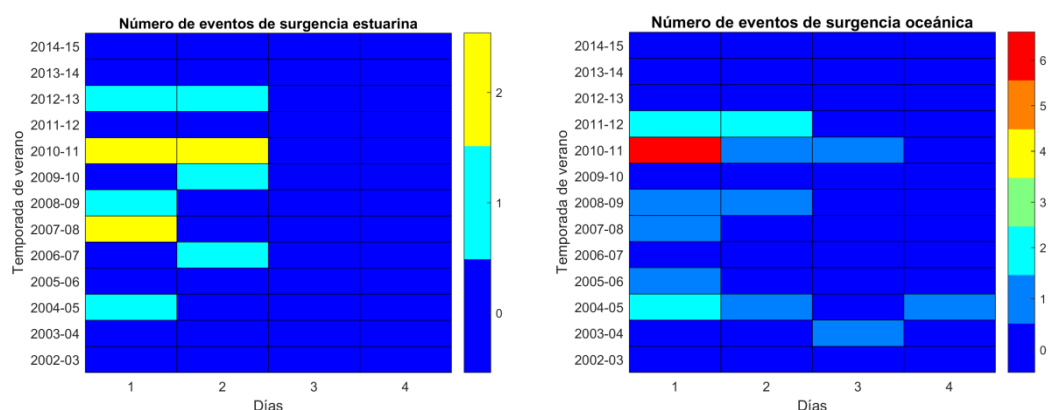


Figura 43. Eventos de surgencia identificados en cada región. En el eje x se representa la duración de los eventos en días, en el eje y se indica el verano y los colores representan la cantidad de eventos.

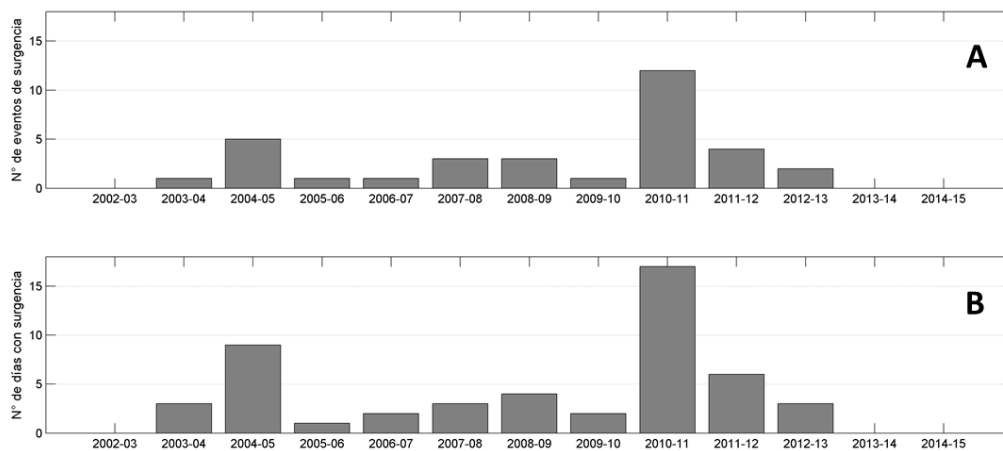


Figura 44. Distribución del número total de eventos (A) y número total de días con surgencia (B) por verano. En este análisis se incluyen los eventos de ambas regiones, oceánica y esturina.

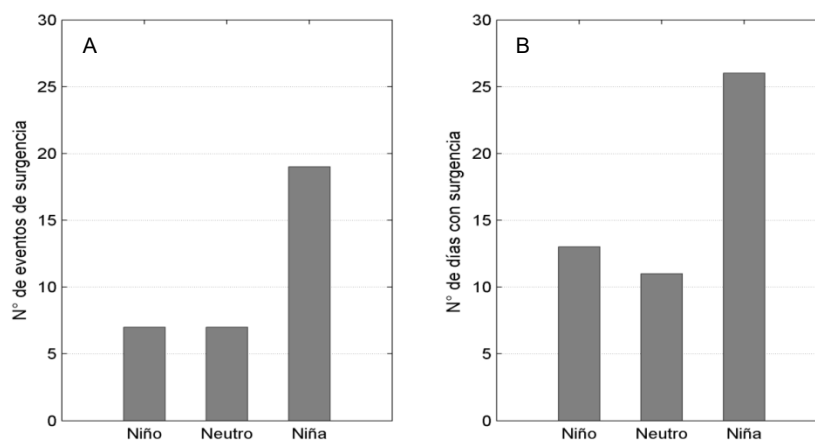


Figura 45. Número de eventos (A) y cantidad de días con surgencia (B) por fases del ENOS. En este análisis se incluyen los eventos de ambas regiones, oceánica y esturina.

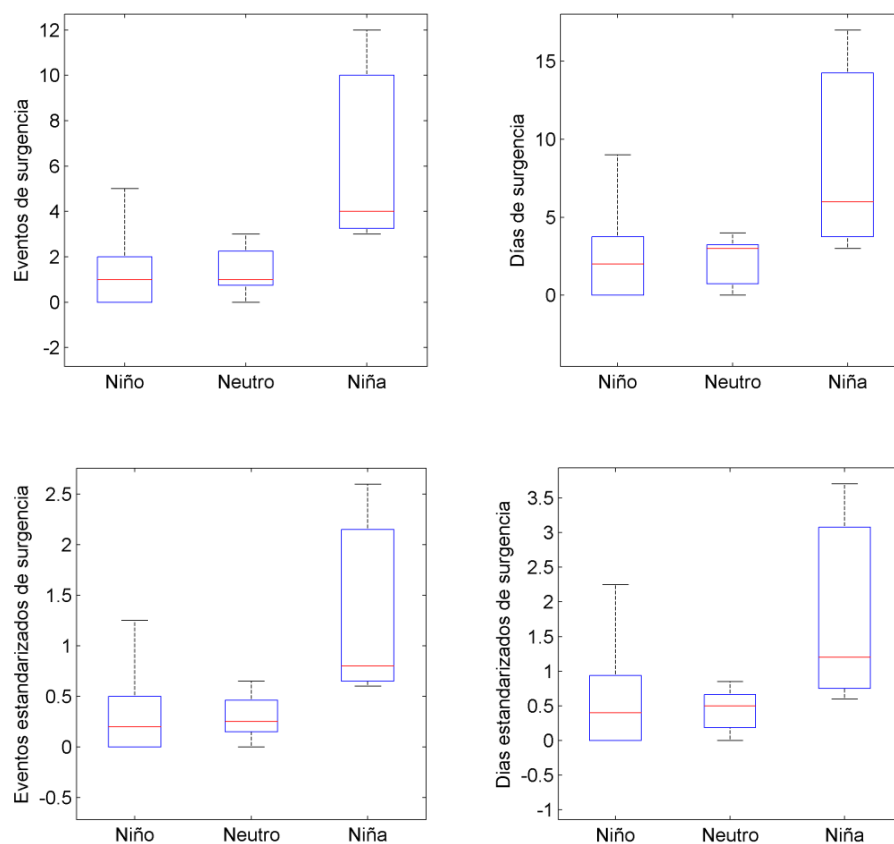


Figura 46. Diagrama de cajas para los eventos y días de surgencia (estandarizados y sin estandarizar) en cada fase del ENOS. Las líneas rojas representan la mediana, los límites de las cajas representan los percentiles 75 y 25 (arriba y abajo respectivamente), los bigotes representan los valores máximos y mínimos. En este análisis se incluyen los eventos de ambas regiones, oceánica y esturina.

Tabla 5. Resumen de la prueba Kruskal-Wallis para eventos y días de surgencia con y sin estandarización por datos faltantes. SS es la suma de cuadrados, GL son los grados de libertad, MS es la media cuadrática, Chi-sq es el estadístico Chi cuadrado, y p-valor es el valor de probabilidad asociado al estadístico Chi-sq

	Fuente	SS	GL	MS	Chi-sq	p-valor
Eventos de surgencia	Grupos	68.96	2	34.46	4.74	0.093*
	Error	105.56	10	10.55		
	Total	174.5	12			
Días con surgencia	Grupos	54.93	2	27.46	3.71	0.156
	Error	122.56	10	12.25		
	Total	177.5	12			
Eventos de surgencia estandarizado	Grupos	64	2	32	4.29	0.117
	Error	115	10	11.5		
	Total	169	12			
Días con surgencia estandarizado	Grupos	58.5	2	29.26	3.92	0.140
	Error	120.4	10	12.04		
	Total	179	12			

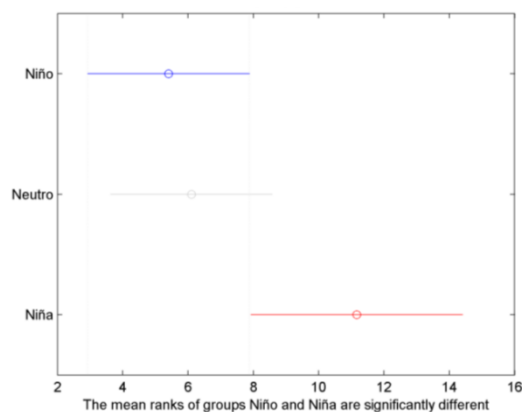


Figura 47. Resultado de la prueba *ad hoc* mostrando diferencia significativa entre rangos medios de los grupos Niño y Niña.

Trabajos previos en el área de estudio proponen que la descarga del RdIP, además de los vientos, también juega un papel importante en el desarrollo la surgencia. Cuando la pluma de descarga se retrae disminuye la estabilidad de la columna de agua generando condiciones más favorables para que haya surgencia (Pimenta *et al.* 2008, Simionato *et al.* 2010).

Por eso para ver la relación entre los eventos identificados y el caudal del RdIP utilizamos como proxy el caudal del Río Uruguay medido en la represa de Salto Grande y graficamos las fechas en que ocurrieron los eventos sobre la serie de anomalía de caudal desfasada 5 días, ya que asumimos es el tiempo que éste demora en llegar al Río de la Plata exterior (Figura 48). Por otro lado, para poder visualizar cuan intenso fue el evento en relación al caudal, le asignamos al mismo el valor promedio de aTSM (Figura 49).

En general se aprecia que de un total de 17 días de surgencia estuarina el 59% se dio en condiciones de anomalía negativa de caudal, el 18% ocurrió en la franja entre 0 y +1 desvío estándar, y el 23% está por encima de 1 desvío estándar. Esto nos permite afirmar que más de la mitad de los casos ocurrió en condiciones de bajo caudal de descarga.

Para la surgencia oceánica, del total de 33 días con surgencia: el 79% ocurrió en condiciones de anomalía negativa de caudal, y el 21% estuvo en la franja entre 0 y +1 desvío estándar. No se observaron casos con caudal por encima de 1 desvío estándar. En este caso entonces, también se encuentra que la mayoría de los eventos de surgencia ocurrió en condiciones de poca descarga.

Los eventos que se dieron en condiciones de gran descarga corresponden a eventos débiles con una anomalía negativa de aTSM muy pequeña. Inclusive, el evento que coincide con el mayor caudal es aquel

que corresponde al evento mal identificado. Estas observaciones son consistentes con lo reportado para este sistema de surgencia por otros autores (Pimenta *et al.* 2008, Simionato *et al.* 2010). Asimismo apoyan la hipótesis de que en años Niña haya mayor ocurrencia de eventos por una menor descarga del RdIP.

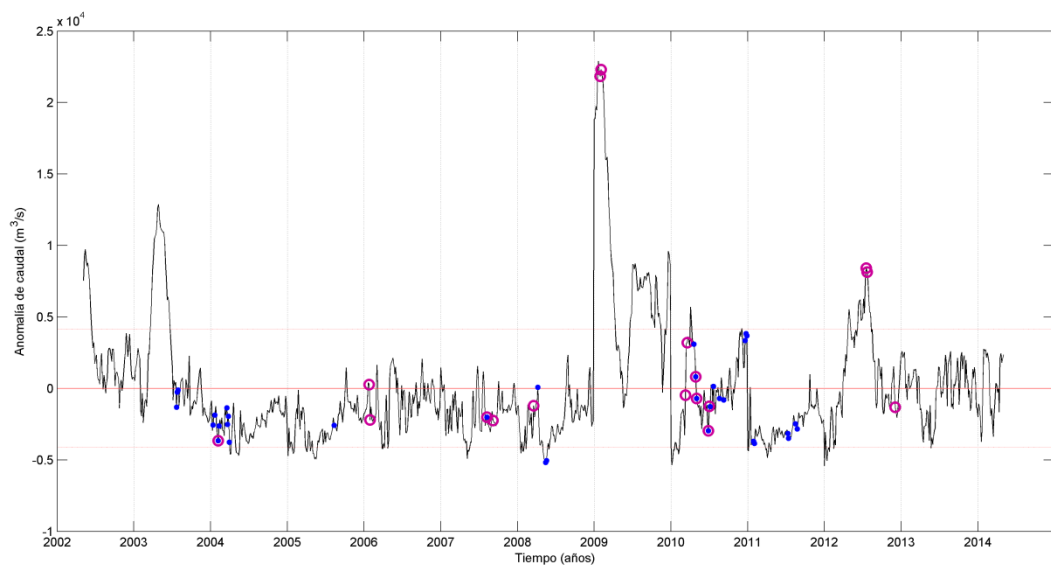


Figura 48. Anomalía de caudal de descarga del Río Uruguay en los veranos 2003-2014. Los puntos azules indican los eventos intensos de surgencia oceánica, mientras que las circunferencias magenta representan los eventos estuarinos. Las líneas rojas claras indican una desviación estándar.

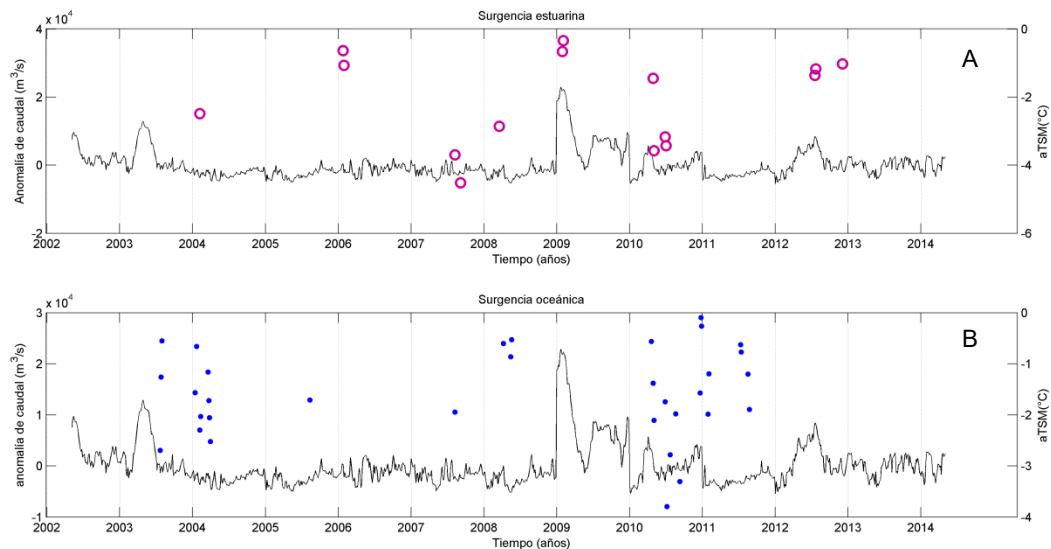


Figura 49. Anomalía de caudal de descarga del Río Uruguay en los veranos 2003-2014. Las circunferencias magenta y los puntos azules indican la media de anomalía de temperatura superficial del mar registrada en los eventos intensos estuarinos (A) y oceánicos (B).

En modo confirmatorio se realizó un diagrama de rosa de vientos, mostrado en la Figura 50, para verificar las condiciones de viento predominantes en verano en cada uno de los sitios donde se identificaron las surgencias (estuarina y oceánica) usando datos de reanálisis de ERA-interim. El diagrama muestra la dirección de viento predominante, la frecuencia con la que ocurren y las velocidades alcanzadas en cada sitio. En ambos casos la dirección predominante es la E-NE, predominando la dirección E en la costa sobre el Río de la Plata exterior, y la dirección NE en la costa atlántica. Éste cambio de dirección predominante concuerda con lo esperado del cambio de orientación de la costa que se da en Punta del Este. Por otro lado, estas climatologías coinciden con lo reportado por

otros autores sobre la predominancia de vientos con componente N en verano (Simionato *et al.* 2005).

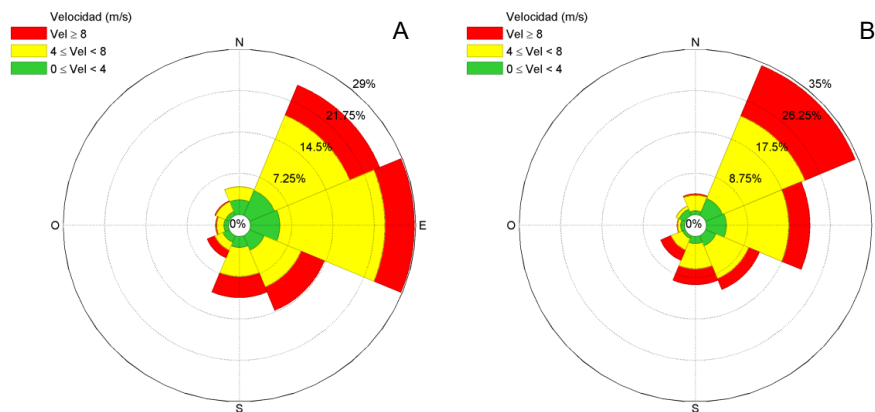


Figura 50. Condiciones predominantes de viento en verano para las surgencias estuarina (A) y oceánica (B). En colores se indica la velocidad de viento (m/s). Los porcentajes indican la frecuencia en que ocurre cada dirección.

5.1. Composites

En las Figuras 51 a 57 se muestran los composites de aTSM para los eventos identificados en cada sitio, y por duración. A partir de los composites de aTSM se identificó que la línea de anomalía constante que delimita el área de los eventos más intensos de surgencia es de -1.65°C y que las anomalías en la surgencia pueden alcanzar hasta los -4.5°C .

En la mayoría de los casos el evento se extingue en los días +1 y -1, excepto en los casos de un día de duración donde por un lado existe una persistencia en el día +1, mientras que en el día -1 si bien hay una gran anomalía negativa, la misma se extiende dispersamente por toda el área,

lo que lleva a pensar que no estaría asociada a eventos de surgencia.

En ambos casos si bien el evento comienza en alguno de los sitios (costa estuarina o costa oceánica), la misma puede ocupar una gran extensión abarcando ambos sitios donde ocurren surgencias. Estas situaciones, podrían asociarse a cambios en los vientos en un corto lapso de tiempo que favorezcan en principio la surgencia en un sitio y luego en otro. Se destaca también que en ambos casos al existir la surgencia, existe una gran anomalía positiva de entre 1.5 y 2.5°C, ubicada al sur de la surgencia.

En cuanto a las áreas, en la surgencia oceánica la mayor área correspondió a los eventos de 3 días de duración alcanzando 20530 km², luego le sigue el área de los eventos de 1 día con 20210 km², a continuación está el área de los eventos de 4 días con 17890 km², y por último la menor área correspondió a los eventos de 2 días con 9568 km². Los valores máximos de área de surgencia oceánica puede que estén sobreestimados por el método que se utilizó para calcularla, ya que se contabilizan todos los puntos con anomalía negativa que quedan en el área con zoom (recuadro a la derecha de los paneles de composites, Figuras 51 a 56). Es posible que se consideren puntos que no necesariamente pertenezcan a la surgencia y que la causa del enfriamiento sea otra. En la surgencia estuarina las áreas para los eventos de 1 día fueron las de mayor extensión y alcanzaron hasta 16910

km², mientras que la correspondiente a los eventos de 2 días registró 1936 km². Todos estos resultados se presentan gráficamente en la Figura 57. Es posible que las áreas de los eventos de más de un día de duración no sean del todo representativas ya que el número de eventos para realizar la prueba de diferencia de medias es pequeño. En este sentido para comparar se optó por tomar un área promedio de los eventos de distinta duración distinguiendo por región (Tabla 6).

Si comparamos el área de la surgencia calculada a partir de distintas aproximaciones (Tabla 6) se puede apreciar que los valores estimados a partir del EOF y los mapas de correlación evidencia que en proporción la surgencia estuarina ocupa una mayor área que la oceánica, siendo 56.4% mayor con el primer método de estimación y 34% con el segundo. En particular, en las estimaciones de área para la surgencia estuarina se aprecia que el valor estimado a partir de los mapas de correlación es de un orden de magnitud menor al estimado de los EOF. Mientras que para la surgencia oceánica las estimaciones a partir de ambos métodos son del mismo orden de magnitud, siendo el valor estimado a partir del EOF sensiblemente mayor. Cabe mencionar, que el valor de área estimado para la surgencia estuarina a partir del EOF es muy próximo al estimado en otro trabajo para el mismo evento (20000 km², Simionato *et al.* 2010).

Por otro lado, las áreas estimadas a partir de los composites de eventos intensos muestran un patrón opuesto donde el área de la

suergencia oceánica es mayor a la de la surgencia estuarina en un 45%. Esto podría deberse a varios factores, por un lado se cuenta con mayor cantidad de eventos oceánicos que estuarinos, por lo que puede que estos últimos estén mejor representados. Por otro lado, los eventos de dos días de surgencia estuarina presentaron un área muy pequeña (1936 km²) que en promedio reducen mucho el valor de área total estimada. Sumado a lo anterior cabe destacar que sin embargo el valor de área para los eventos de 1 día fue de 16910 km², que sí es del orden del valor estimado a partir de los EOF y del que se reporta en la literatura.

De la comparación anterior, podemos concluir que a partir de los EOF se puede extraer un valor de área más representativo para los eventos intensos, los valores derivados de los composites pueden ser tomados como referencia de variaciones que pueden presentar esas áreas considerando las salvedades discutidas anteriormente. Por otro lado las áreas derivadas de las correlaciones nos dan una estimación del área promedio que en general ocupan estos eventos.

Tabla 6. Comparación del valor de área estimada para cada sitio de surgencia a partir de distintas aproximaciones.

Análisis a partir del cual se calculó el área	Área Estuarina (Km ²)	Área Oceánica (Km ²)
EOF	19500 (150 km x 130 km)	8500 (50 km x 170 km)
Mapa de correlación	9000	6000
Composite eventos intensos*	9400 (mín:1900 – máx:16900)	17000 (mín:9500 – máx:20500)

*Se muestra el valor promedio para todos los eventos de distinta duración, entre paréntesis se indican los valores mínimo y máximo calculados a partir de ese análisis.

Surgencia estuarina: eventos de 1 día de duración

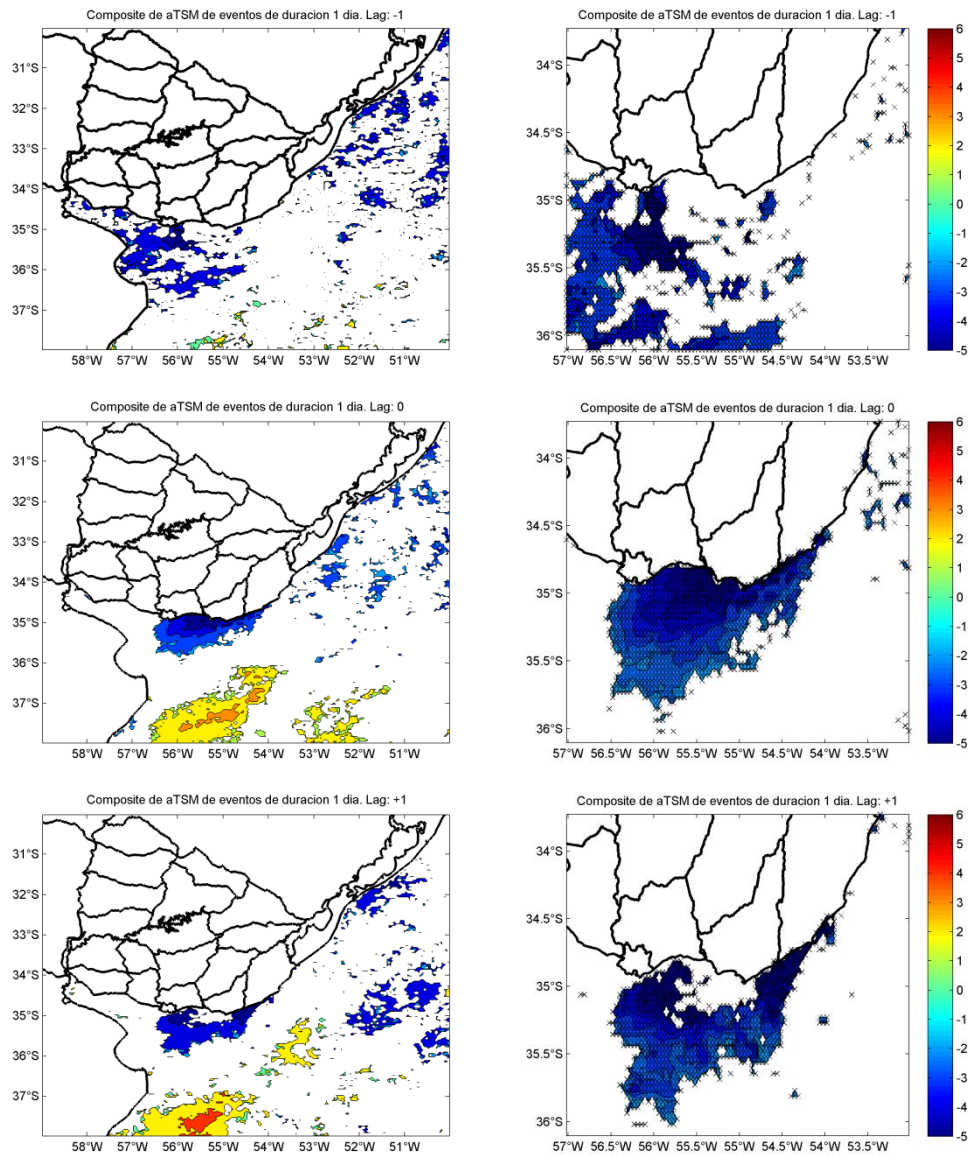


Figura 51. Composite de anomalía de temperatura superficial del mar para los eventos de surgencia estuarina de 1 día de duración en distintos desfases de tiempo (*Izquierda*). La Figura a la derecha es una ampliación del sitio donde se contabilizó el área de surgencia. La escala de colores indica el valor de anomalía de temperatura superficial del mar.

Surgencia estuarina: eventos de 2 días de duración

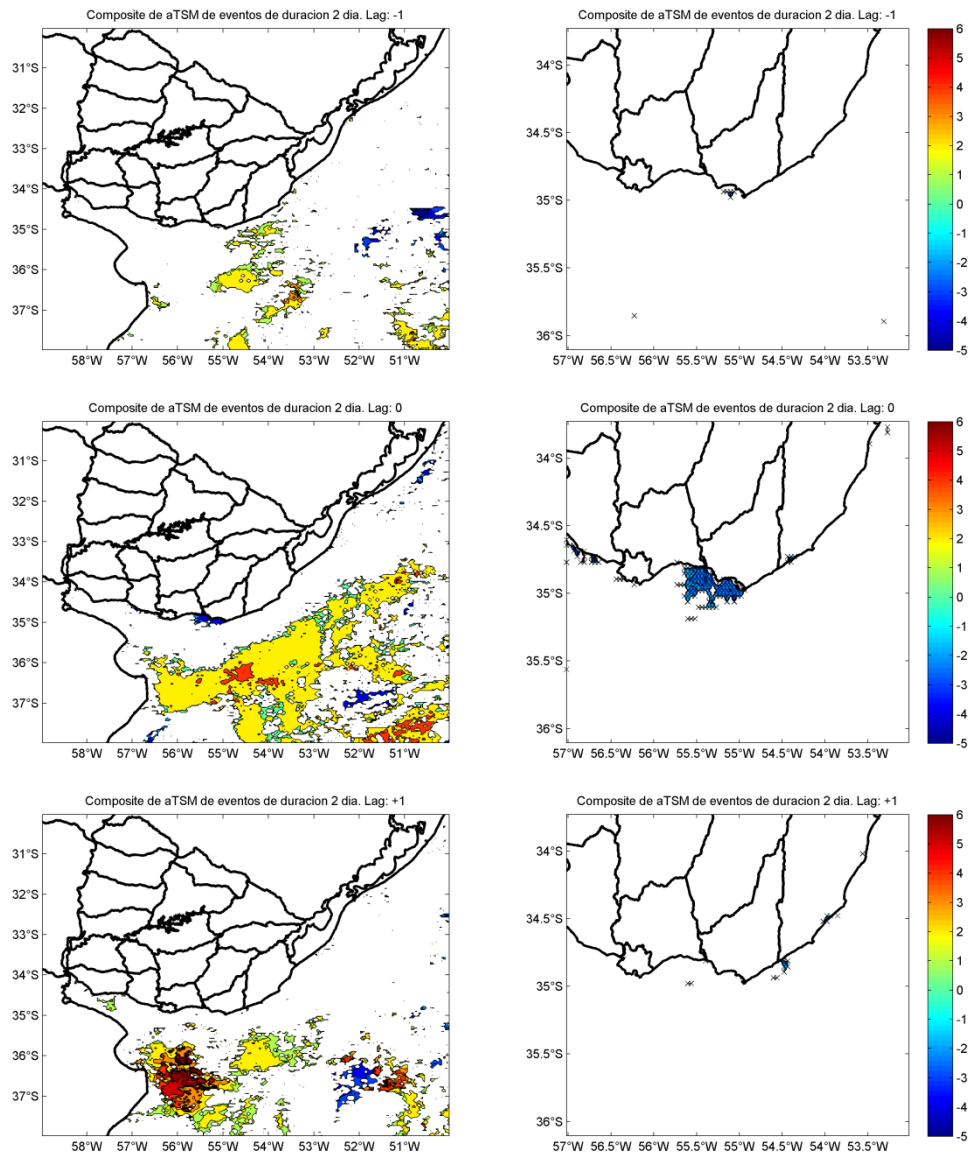


Figura 52. Composite de anomalía de temperatura superficial del mar para los eventos de surgencia estuarina de 2 días de duración en distintos desfases de tiempo (*Izquierda*). La Figura a la derecha es una ampliación del sitio donde se contabilizó el área de surgencia. La escala de colores indica el valor de anomalía de temperatura superficial del mar.

Surgencia oceánica: eventos de 1 día de duración

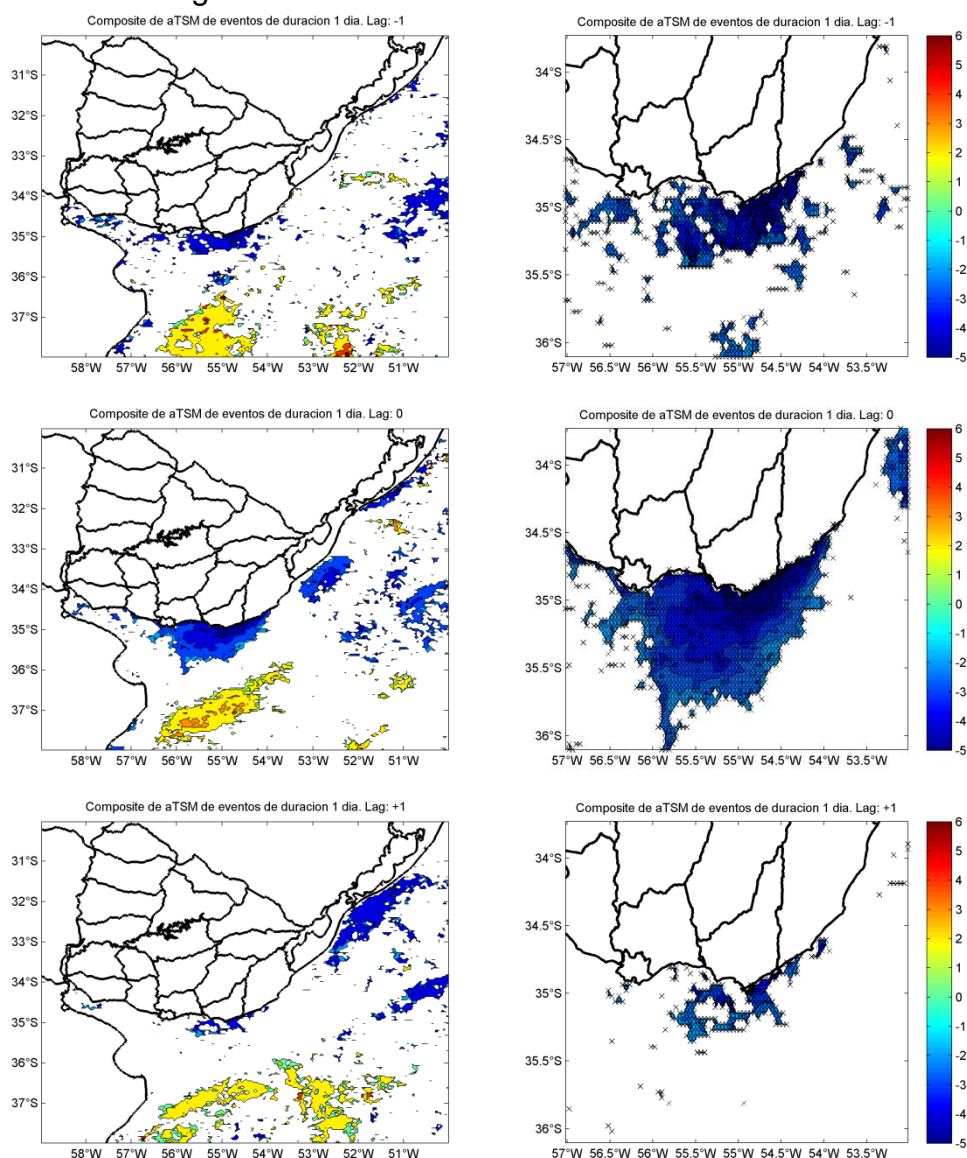


Figura 53. Composite de anomalía de temperatura superficial del mar para los eventos de surgencia oceánica de 1 día de duración en distintos desfases de tiempo (*Izquierda*). La Figura a la derecha es una ampliación del sitio donde se contabilizó el área de surgencia. La escala de colores indica el valor de anomalía de temperatura superficial del mar.

Surgencia oceánica: eventos de 2 días de duración

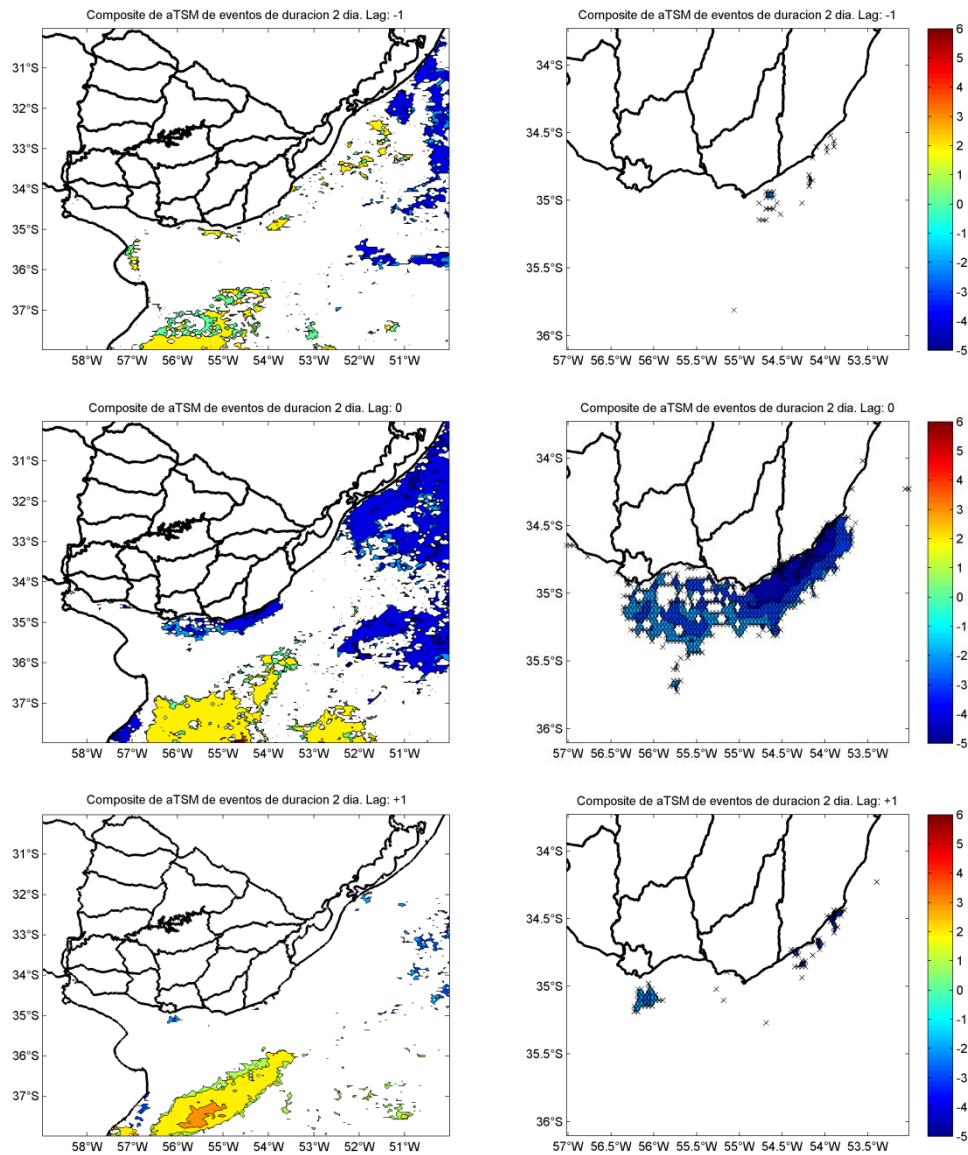


Figura 54. Composite de anomalía de temperatura superficial del mar para los eventos de surgencia oceánica de 2 días de duración en distintos desfases de tiempo (*Izquierda*). La Figura a la derecha es una ampliación del sitio donde se contabilizó el área de surgencia. La escala de colores indica el valor de anomalía de temperatura superficial del mar.

Surgencia oceánica: eventos de 3 días de duración

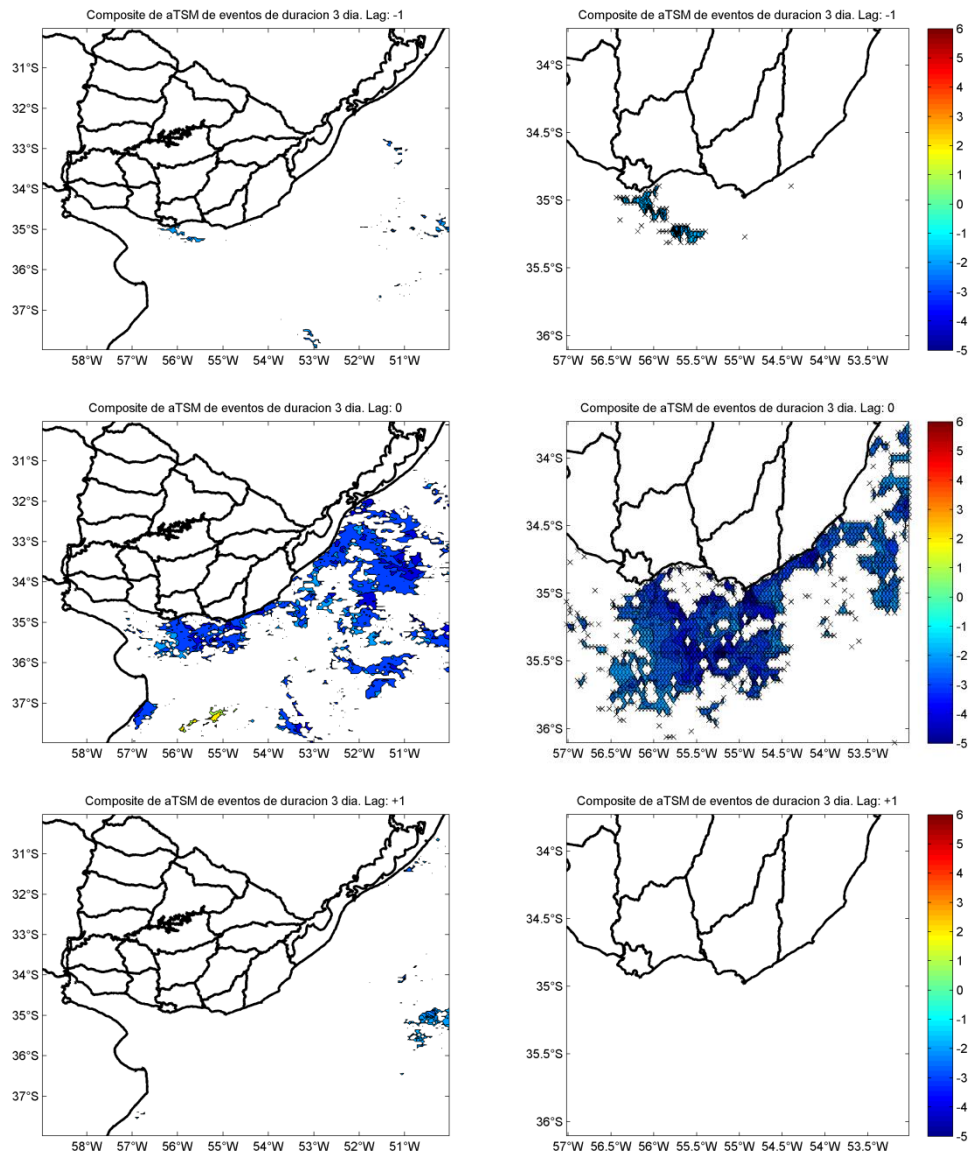


Figura 55. Composite de anomalía de temperatura superficial del mar para los eventos de surgencia oceánica de 3 días de duración en distintos desfases de tiempo (*Izquierda*). La Figura a la derecha es una ampliación del sitio donde se contabilizó el área de surgencia. La escala de colores indica el valor de anomalía de temperatura superficial del mar.

Surgencia oceánica: eventos de 4 días de duración

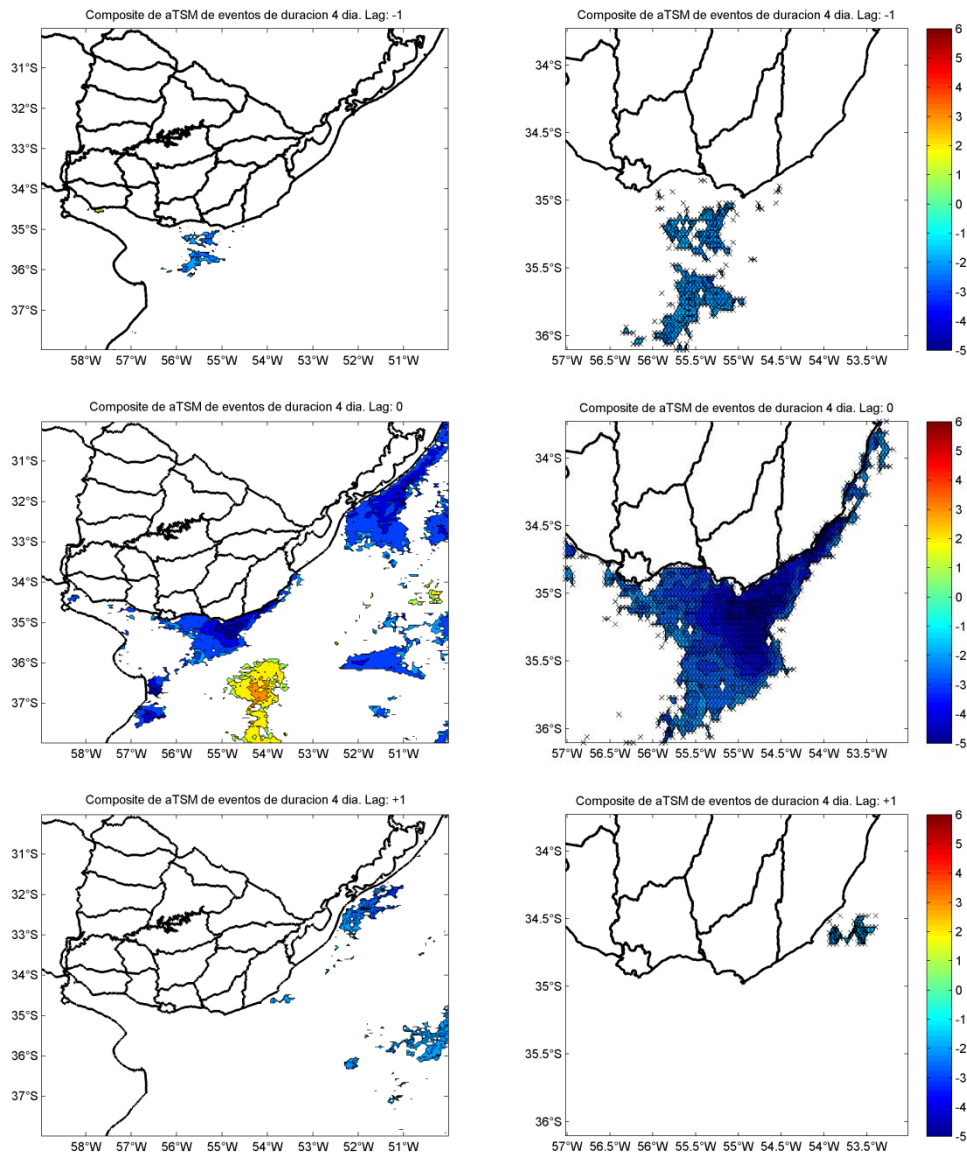


Figura 56. Composite de anomalía de temperatura superficial del mar para los eventos de surgencia oceánica de 4 días de duración en distintos desfases de tiempo (*Izquierda*). La Figura a la derecha es una ampliación del sitio donde se contabilizó el área de surgencia. La escala de colores indica el valor de anomalía de temperatura superficial del mar.

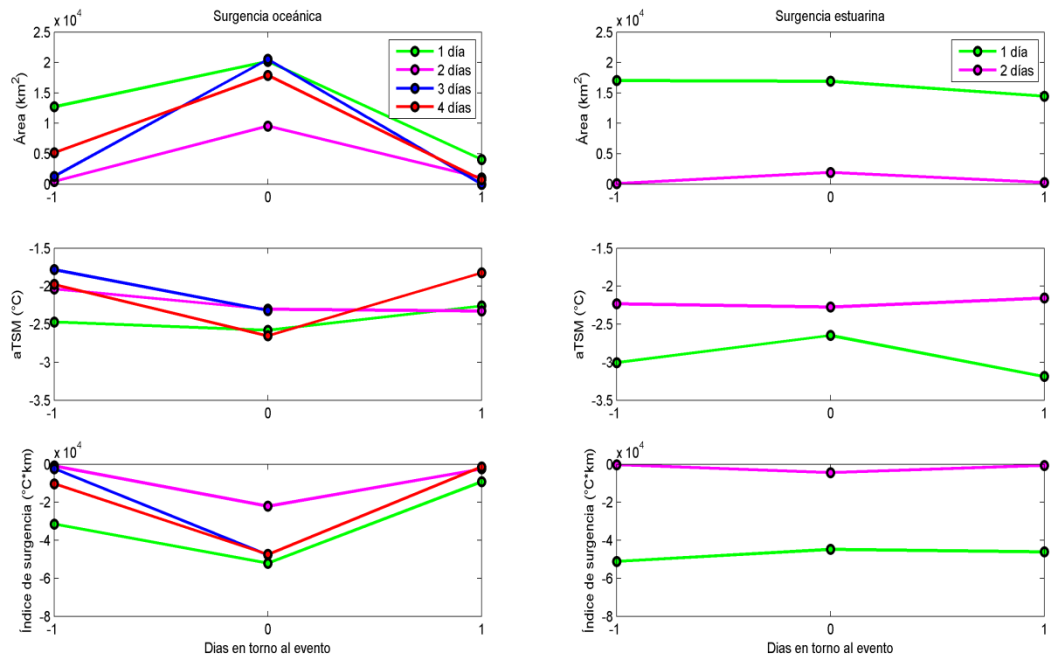


Figura 57. Área (km²), anomalía de temperatura (°C) e índice de surgencia (°C*km²) para cada uno de los sitios.

El promedio de anomalía de presión y anomalía de viento en los días de los eventos para cada uno de los sitios y para cada duración se presenta en las Figuras 58 a 63. En general los promedios indican las condiciones favorables de surgencia para cada uno de los sitios. Sin embargo los resultados son inconsistentes para los eventos oceánicos de dos días de duración (Figura 61). Esto podría explicarse porque al construir el promedio de las condiciones de viento para los días donde se identificó que ocurrieron eventos, se consideran aquellos casos que anteriormente se discutió podrían estar mal identificados. En particular, los mapas de anomalía de presión de los eventos de surgencia estuarina son similares a los de la regresión del PC1 con dicha variable, la diferencia entre ellos es que en los primeros el centro de alta presión tiene mayor

peso al sur de Uruguay.

En los casos de surgencia estuarina de 1 y 2 días, los eventos ocurren en condiciones de viento E, que se orienta paralelo a la costa entre Montevideo y Punta del este (Figuras 58 y 59). Este resultado evidencia las condiciones favorables para que haya surgencia estuarina consistentemente con los resultados previos. La rotación de vientos en el día +1 en dirección favorable a generar surgencia oceánica sugiere que debido a la rotación del viento se suceda de una configuración de surgencia a la otra en cortos periodos de tiempo, lo cual explicaría el hecho de que aparezcan fechas de eventos en un sitio u otro con pocos días de diferencia o incluso intercaladas. Una situación similar se puede apreciar en los promedios del viento para el día previo al evento oceánico de 1 día de duración donde hay una configuración favorable de surgencia estuarina, luego ocurre el evento oceánico, y nuevamente se rota a condiciones favorables de surgencia estuarina (Figura 60).

En el caso de los eventos oceánicos de 3 días, los vientos provienen del sector NE tanto en el día del evento y como en el día previo. En el día posterior los vientos rotan al S en una configuración que ya no es favorable para generar un proceso de surgencia (Figura 62). Esta configuración es similar a la obtenida en las regresiones del PC3, que capta el modo de variabilidad de la surgencia oceánica, con la anomalía de presión (Figura 36).

Finalmente, el caso oceánico de 4 días es el único que presenta condiciones de viento muy meridionales (N) el día previo al evento, y luego tanto en día del evento como en el día posterior las condiciones ya no son favorables (Figura 63). Esto sería consistente con lo esperado por el modelo teórico. De este caso hay que tomar la siguiente consideración, este evento está compuesto por un solo caso de 4 días. Es decir hay cuatro días consecutivos que cumplen las condiciones establecidas de aTSM para identificar los eventos. En este sentido, la variabilidad diaria del viento en esos 4 días es elevada y es probable que por eso en el promedio de los 4 días (que constituyen un solo evento) no se refleje las condiciones favorables de surgencia ya que en ese lapso se da todo para que el evento nazca y muera. Es decir, si desagregamos los 4 días del evento y vemos la evolución de las variables aTSM y anomalía de viento (no se muestra), se aprecia que dos días previos al evento hay condiciones de viento NE y no hay disponibles datos de aTSM por lo que no se puede saber si ahí hubo surgencia. Luego el primer día que se registra el evento (20/12/2004), la anomalía de viento es del S, sin embargo, la aTSM presenta una estructura de surgencia sobre la costa atlántica. Al día siguiente el viento es del SW y persiste la aTSM negativa que indica surgencia. Los días posteriores 22 y 23 el viento es NE y la aTSM continúa allí. Finalmente, al observar el día posterior al evento se aprecia que se mantienen las condiciones de viento NE, pero ya no hay disponibles datos de aTSM. Esto sugiere que la aTSM negativa en el sitio

de surgencia puede persistir unos días más allá del forzamiento por los vientos. Además, sugiere que la duración de los eventos podría ser mayor a 4 días. De esta manera, se podría explicar la inconsistencia de contar con vientos favorables los días anterior y posterior, y que el día del evento las condiciones atmosféricas se muestren como desfavorables.

Finalizamos el análisis determinando cómo se relacionan los índices de identificación de eventos intensos con los PCs que identifican surgencia. Para ello se calculó la correlación de Pearson entre ellos (Tabla 7). Allí se puede apreciar que el valor de correlación del índice estuarino con el PC2 (surgencia estuarina) presenta un mayor valor de correlación que el índice oceánico con el PC3 (surgencia oceánica). Esto es consistente con lo observado al comparar los eventos identificados con la serie del PC2, donde se veía más relación con los eventos estuarinos. Es posible que esto también indique que estamos al límite de la resolución de los datos para captar eventos de surgencia oceánica. Por otro lado, el mayor valor de correlación se dio entre el índice oceánico y el estuarino, lo cual refleja que ambas regiones están relacionadas tal como se mencionó anteriormente para los EOFs, donde se observa que ambos modos tienen peso sobre una misma área.

Tabla 7. Correlación de Pearson entre los componentes principales (PC) que identifican surgencia y los índices de identificación de eventos intensos.

	Índice estuarino	Índice oceánico
PC2	-0.499	-0.083
PC3	0.306	-0.465
Índice estuarino	1	0.693

Surgencia estuarina: eventos de 1 día de duración

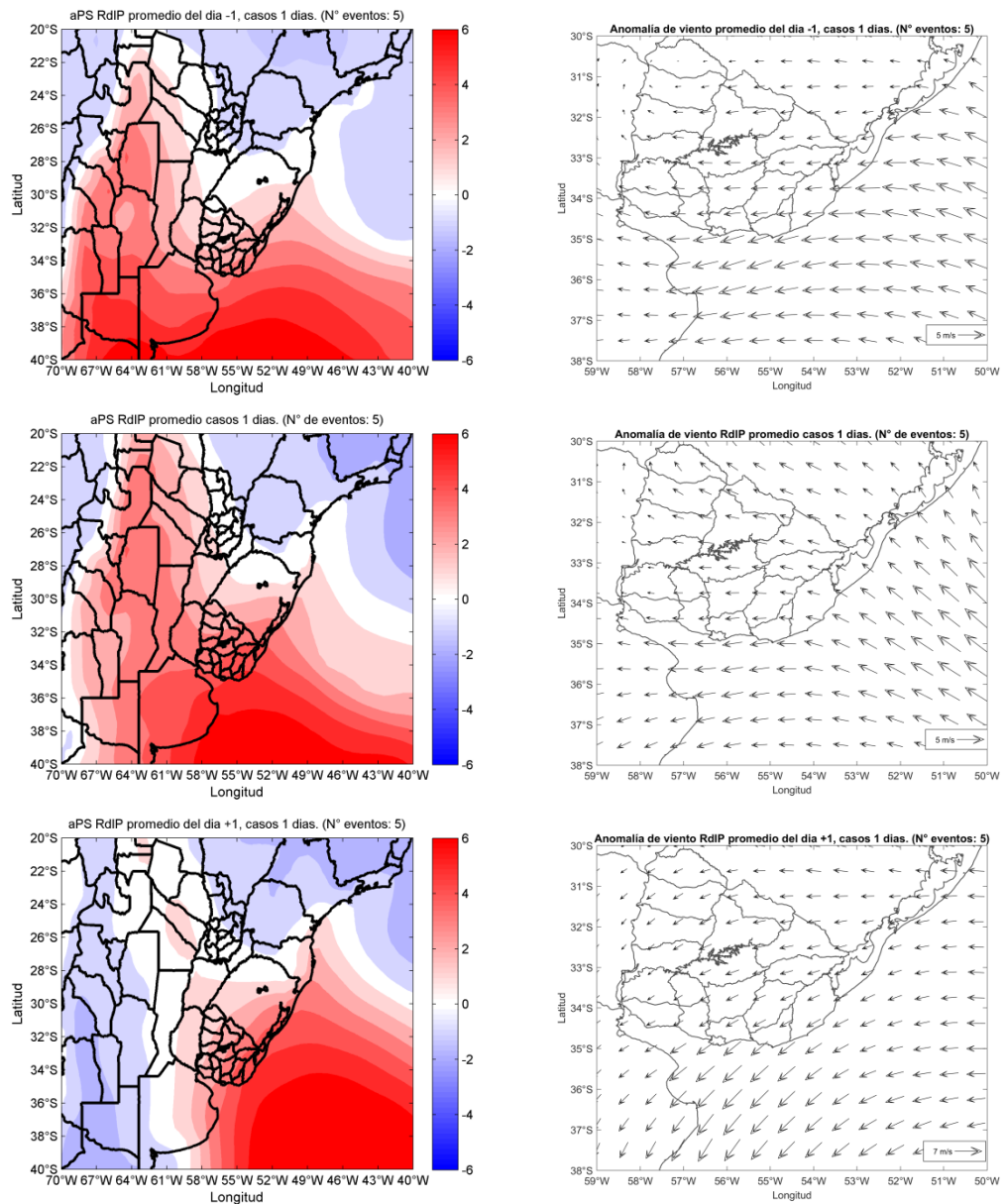


Figura 58. Promedio de anomalías de presión y viento para los eventos estuarinos de 1 día de duración.

Surgencia estuarina: eventos de 2 días de duración

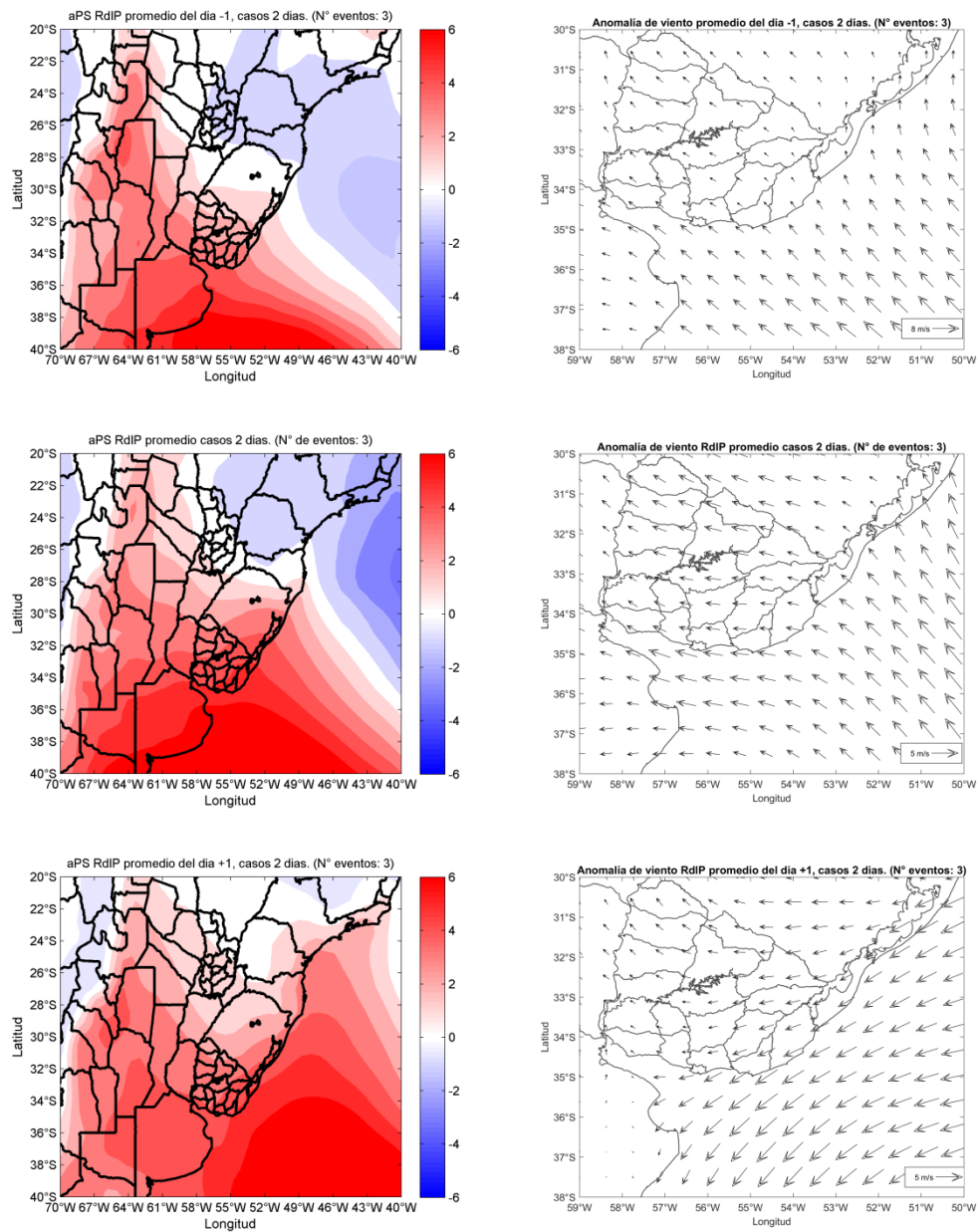


Figura 59. Promedio de anomalías de presión y viento para los eventos estuarinos de 2 días de duración.

Surgencia oceánica: eventos de 1 día de duración

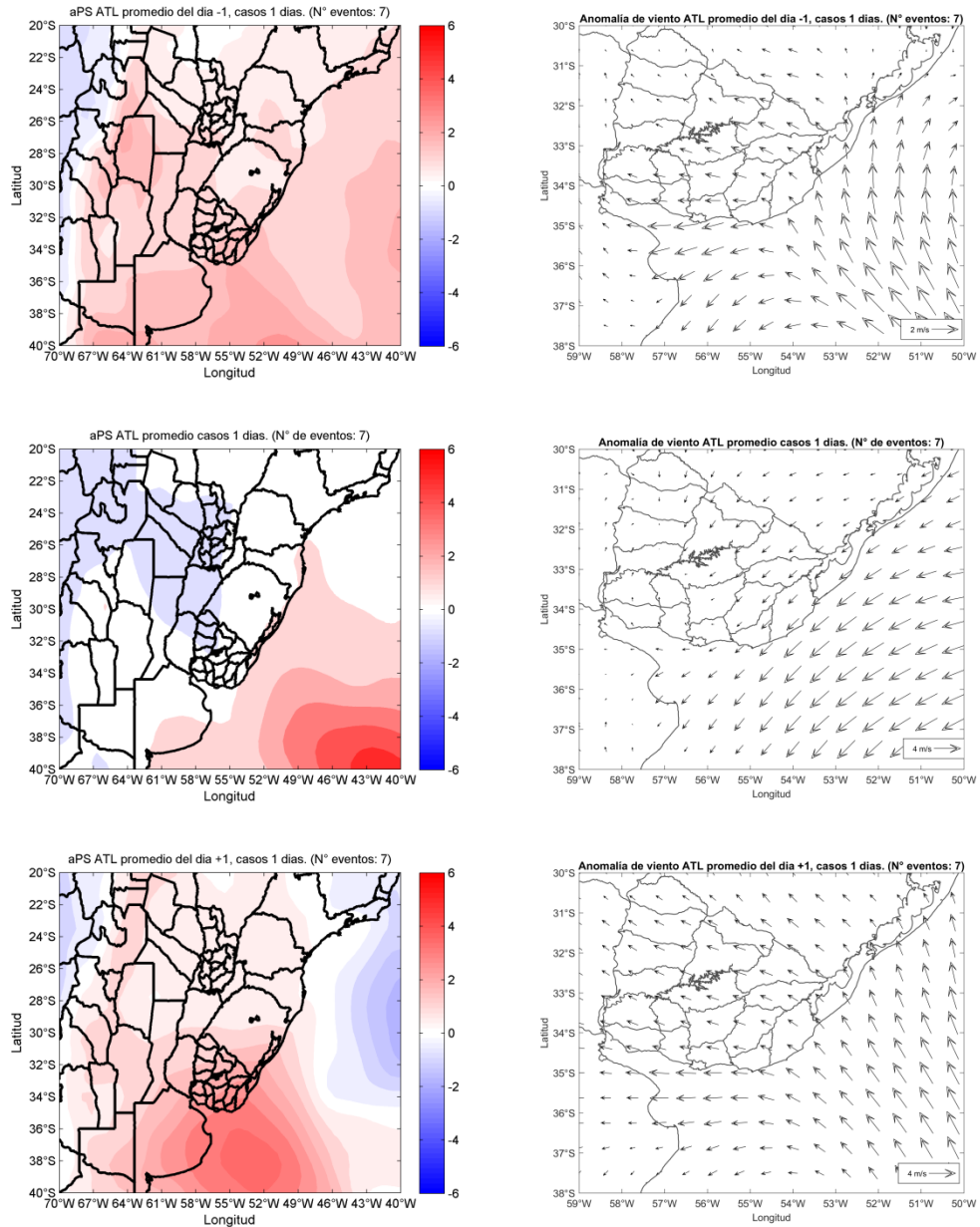


Figura 60. Promedio de anomalías de presión y viento para los eventos oceánicos de 1 día de duración.

Surgencia oceánica: eventos de 2 días de duración

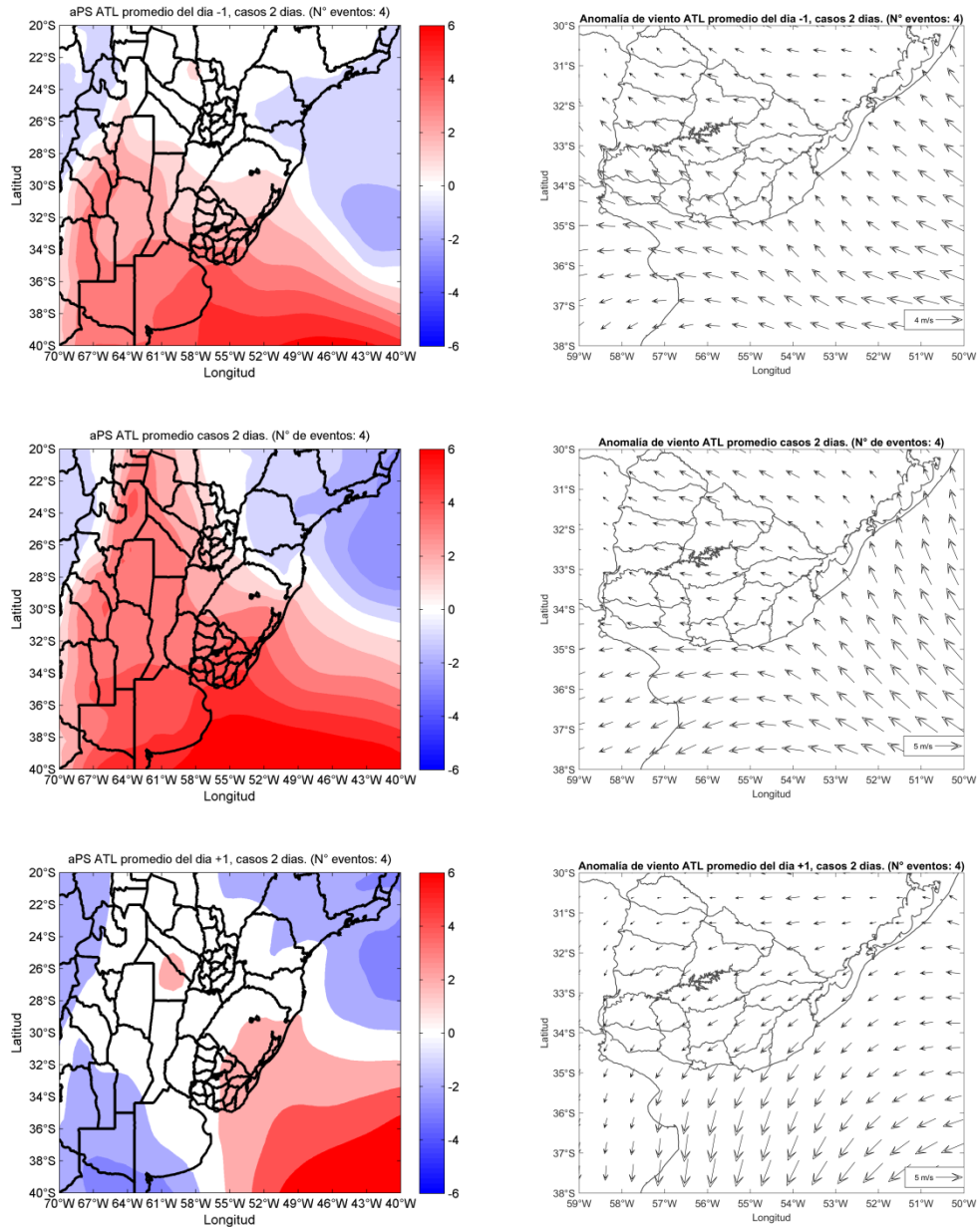


Figura 61. Promedio de anomalías de presión y viento para los eventos oceánicos de 2 días de duración.

Surgencia oceánica: eventos de 3 días de duración

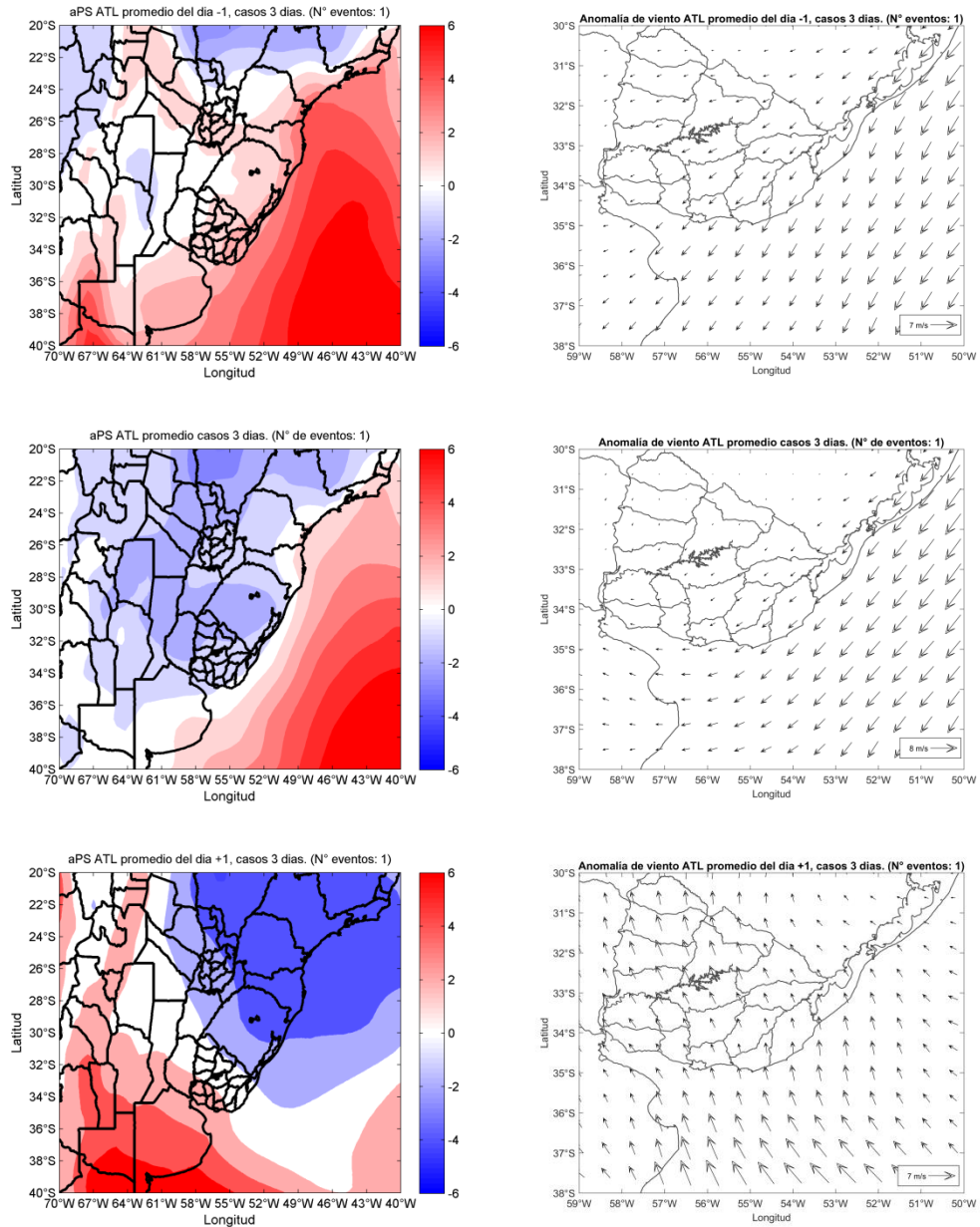


Figura 62. Promedio de anomalías de presión y viento para los eventos oceánicos de 3 días de duración.

Surgencia oceánica: eventos de 4 días de duración

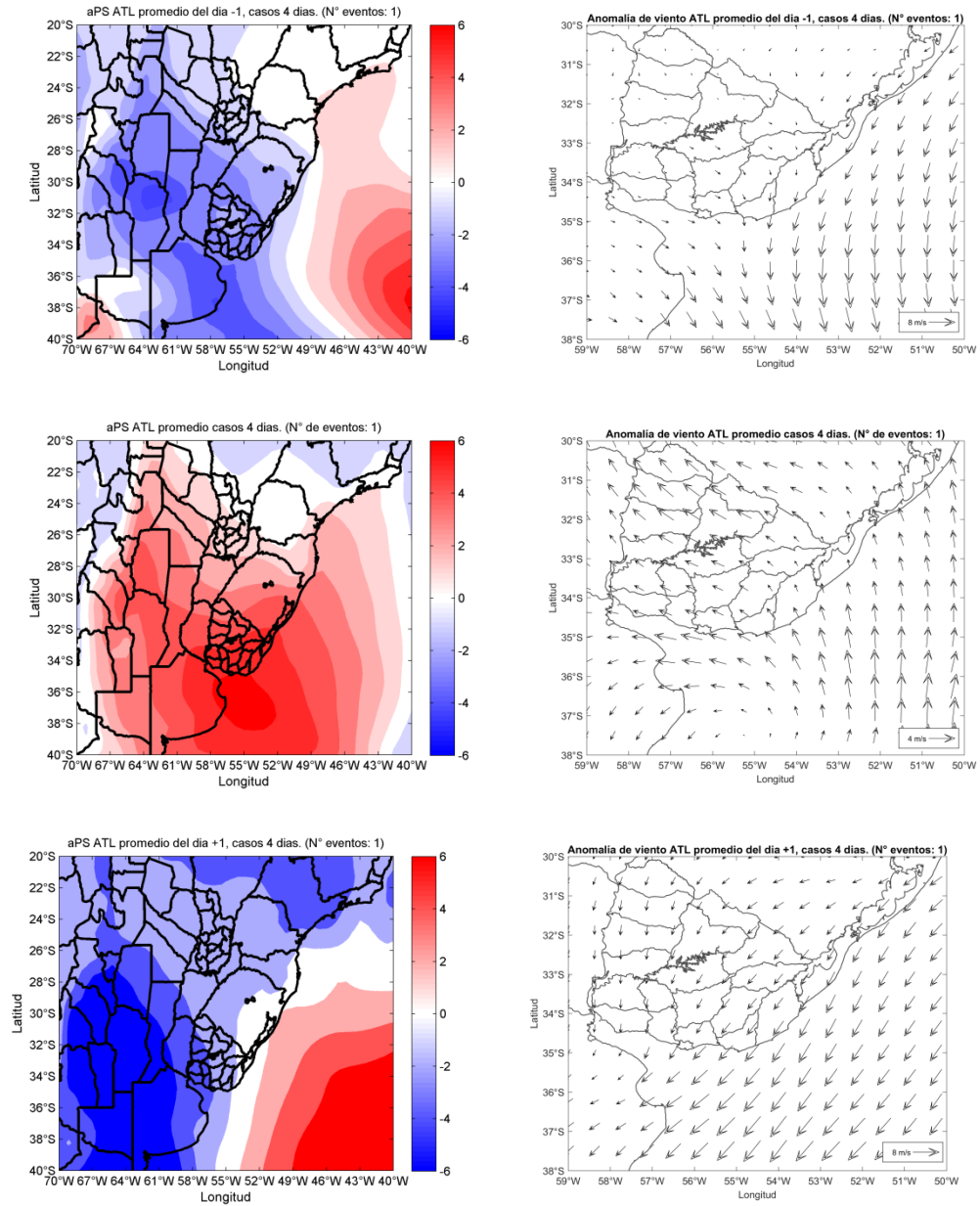


Figura 63. Promedio de anomalías de presión y viento para los eventos oceánicos de 4 días de duración.

6. DISCUSIÓN GENERAL

Los resultados de esta tesis constituyen un aporte a la comprensión de la dinámica de los procesos de surgencia que ocurren en la costa uruguaya. La caracterización física de los procesos se realizó utilizando datos de imágenes satelitales y reanálisis de libre acceso, los cuales presentan un gran potencial para analizar procesos oceanográficos abarcando diversas escalas espaciales y temporales. En particular, se destaca el potencial de las imágenes de TSM 4 km de resolución espacial para entender procesos oceanográficos costeros. Esto resulta una herramienta de particular interés para utilizar en sitios donde la información *in situ* es escasa o de difícil acceso.

En particular se destaca como novedoso que este trabajo analiza una escala de tiempo diaria usando un registro de 12 años mayor a la utilizada en trabajos previos (6 años) para el estudio de estos eventos. Esto permitió distinguir eventos de surgencia independientes en dos sitios de la costa uruguaya que además responden a condiciones atmosféricas diferentes.

Por un lado se evidencia la surgencia que ocurre entre Montevideo y Punta del Este, la cual denominamos de estuarina, y vimos que en este caso la componente zonal del viento toma mayor relevancia para generar surgencia debido a la orientación casi zonal de la costa en este sitio. Por otro lado, se distinguió la surgencia oceánica, que ocurre entre Punta del

Este y Punta del Diablo, que es favorecida por la componente meridional del viento debido a la disposición geográfica de la costa. Este resultado coincide con lo inferido por el modelo teórico donde se observa la tendencia de que a medida que nos desplazamos en la costa desde Rocha hacia Montevideo la componente zonal va cobrando mayor relevancia.

Estos eventos pueden llegar a ocupar 19500 km^2 en el caso de la surgencia estuarina, distribuidos aproximadamente en 130 km a lo largo de la línea de costa, entre Montevideo y Punta del Este, y abarcando ca. 150 km hasta la zona más alejada de la costa hacia mar adentro. Los eventos oceánicos por su parte pueden llegar a distribuirse desde Punta del Este hasta Punta del Diablo abarcando aproximadamente 170 km de extensión a lo largo de la costa y 50 km de ancho ocupando un área de 8500 km^2 . Si consideramos un gran evento desde Montevideo hasta Punta del Diablo, para aquellas condiciones en que se comienza con viento NE, que luego rota hacia el E y favorece la surgencia en ambas costas, la misma llega a ocupar un total de 300 km a lo largo de la costa. Estas extensiones horizontales están comprendidas dentro del rango que abarca la surgencia de Cabo Frío que varía entre 150-400 km (Coelho-Souza *et al.* 2012). En particular, sería de interés investigar cual es la configuración atmosférica que provoca que los eventos que se extiendan a ambos dominios.

En relación a lo anterior, vimos que a diferencia de lo esperado según el modelo de Ekman de océano finito (Ekman 1905, Tomczak 1998), los vientos *offshore* parecerían no ser tan importantes y sí lo serían aquellos paralelos a la costa. Por lo tanto el principal mecanismo generador de surgencia en este sistema sería el mecanismo clásico de Ekman mediado por vientos paralelos a la costa. Asimismo, podemos clasificar a estos eventos como surgencias estacionales debido a su estrecha relación con la predominancia de los vientos en la región (Kämpf & Chapman 2016). Si bien los eventos son predominantes en primavera y verano (Simionato *et al.* 2010), no se descarta la posibilidad de que también ocurran en otoño o invierno, pero su identificación a través de las imágenes satelitales se hace más difícil ya que no se puede distinguir entre la temperatura del agua que aflora y la temperatura del agua que proviene del RdIP muy fría (Meccia *et al.* 2013).

Al igual que en los antecedentes (Framiñan *et al.* 1999, Pimenta *et al.* 2008, Simionato *et al.* 2010) en este trabajo reforzamos la evidencia de que son los vientos provenientes del sector N-NE los responsables de generar estos eventos en la costa atlántica de Uruguay. Sin embargo, a diferencia de los anteriores, en este trabajo se desprende la importancia de los vientos E en la generación de la surgencia en la costa estuarina. Por otro lado, también corroboramos lo planteado por algunos autores de que los eventos se asocian a bajos caudales de descarga del RdIP (Pimenta *et al.* 2008, Simionato *et al.* 2010).

Encontramos que la persistencia de los eventos es de no más de una semana, siendo estos eventos de escala sinóptica. Esto se diferencia de lo planteado por Simionato *et al.* (2010) quienes encuentran que los eventos pueden llegar a tener una persistencia de hasta 45 días. Estos eventos pueden que ocurran simplemente en uno solo de los sitios, o que un evento surja en un sitio y luego se extienda al otro según varíen los vientos, generando así una gran zona de surgencia. En ambos casos los eventos terminan luego del pasaje de una tormenta tal como sucede en el caso de la surgencia de Cabo Frío (Brasil, Valentin 2001).

El viento y la descarga son identificados como los principales factores que determinan los procesos de surgencia. Sin embargo, otros factores como la topografía y la geomorfología de la costa, que no fueron analizados en este trabajo, también pueden influir en estos procesos. En particular, se identifica la geomorfología de Punta del Este como lugar clave y punto de inflexión en la generación de estos eventos en un sitio u otro debido al cambio de orientación general de la costa. Por lo tanto sería adecuado implementar modelos oceanográficos regionales que representen adecuadamente la dinámica del sistema y hacer experimentos con distintas batimetrías y orientaciones de costa para evaluar su efecto en la surgencia.

Cabe mencionar, que si bien los fenómenos de surgencia abordados en este trabajo son aquellos de mayor intensidad, eventos de menor

escala espacial también ocurren ante condiciones de viento N-NE principalmente asociados a cabos y puntas rocosas. Éstos se pueden observar desde la costa atlántica en presencia de viento NE, dónde se puede apreciar un frente que separa el agua contra la costa muy fría y turbia, de otra menos turbia y probablemente más cálida. En este sentido, sería deseable contar con mediciones in situ en torno a los cabos y puntas rocosas para abordar el estudio de las surgencias de escala espacial más pequeña.

Por otro lado, si bien existe un conocimiento acerca de la dinámica del proceso de surgencia en la costa uruguaya, aún se desconoce cómo es la interacción biofísica en este ecosistema. Una de las preguntas que surge, por ejemplo, es si la existencia de este proceso contribuye efectivamente a un aumento en la producción primaria local que se transfiere en los distintos niveles tróficos. En ese sentido existen trabajos que aventuran a decir que no, ya que estos eventos traen aguas desde la plataforma continental, que son pobres en nutrientes en comparación con las aguas de origen continental (Meccia *et al.* 2013). Sin embargo no hay trabajos en el área que realicen los análisis adecuados para responder esa pregunta.

En cambio si comparamos con lo que ocurre en otro sistema de surgencia estacional sobre el margen W de la cuenca oceánica, como por ejemplo la surgencia de Cabo Frío (Brasil), se puede encontrar una vasta

literatura al respecto que discute el efecto de estos eventos sobre distintos grupos biológicos que abarcan desde microalgas hasta mamíferos marinos (Valentin 2001, Coelho-Souza *et al.* 2012). Los mismos proponen que la surgencia es una fuente de nutrientes principalmente en verano, que en otros momentos del año es mantenida por la mezcla del agua debido al viento y que tiene un efecto significativo en las pesquerías. Además estos eventos potencian la producción primaria local, que en consecuencia favorecen la presencia de pequeños peces pelágicos en la zona, la cual determina un aumento en la presencia de delfines en el área (Coelho-Souza *et al.* 2012). Hay que mencionar, que también existen diferencias en cuanto al origen de las aguas que afloran en ambas zonas. En Cabo Frío la surgencia es de Agua Central de Atlántico Sur gracias a que su plataforma es angosta (Campos *et al.* 1999), en cambio en Uruguay puede que las aguas que afloren solo sean aguas subsuperficiales de plataforma ya que aquí la plataforma es más extensa. La información generada en este trabajo puede ser de interés para el desarrollo de futuros sistemas de monitoreo continuo en la costa uruguaya que permitan comprender la relación entre procesos oceanográficos y biológicos que allí subyacen.

Dadas las implicancias de los procesos de surgencia en la resuspensión de sedimentos (Tomczak 1998), conocer los lugares donde estos ocurren y su frecuencia se convierte en un insumo para el desarrollo de planes de manejo costero y planificación del territorio considerando

que las poblaciones humanas tienden a concentrarse principalmente en las zonas costeras. Los impactos naturales y antropogénicos, la falta de planeamiento y manejo de las actividades desarrolladas en las zonas costeras, han afectado en forma considerable el funcionamiento y productividad de estos ecosistemas, repercutiendo así en la biodiversidad y salud de los mismos (Bulleri & Chapman 2010). Es por eso que contar con mayor información de estos eventos resulta relevante considerando que en la zona de mayor ocurrencia de los mismos es Punta del Este, el principal balneario turístico de Uruguay, donde existe una boya petrolera, un importante desarrollo portuario, y se proyecta además la construcción de complejos turísticos que implican la modificación de la costa y vertido de saneamiento al mar.

A nivel global en un escenario de cambio climático se prevé la tropicalización de las aguas, dado por la prevalencia de aguas cálidas y oligotróficas que afectan la disponibilidad de alimento (Behrenfeld *et al.* 2006) y modifican los límites de distribución de las especies (Gaston 2009). En particular en nuestra región existen trabajos que evidencian efectos del cambio climático donde muestran que la zona de confluencia de las corrientes Brasil y Malvinas está sufriendo una tasa de calentamiento muy elevada respecto a otros sitios a nivel mundial (Hobday & Pecl 2014). Asimismo otros autores plantean evidencia a favor de la migración hacia el sur de la corriente cálida de Brasil (Goni *et al.* 2011, Lumpkin & Garzoli 2011, Ortega *et al.* 2016). Considerando lo

anterior, existen autores que han propuesto a los sistemas de surgencia costera como refugios para que las especies resistan estos cambios (Hu & Guillemin 2016), por lo que queda abierta la pregunta: ¿Puede la surgencia costera de Uruguay actuar como fuente de aporte de nutrientes y regulador de la temperatura convirtiéndose en refugio para la especies ante estos cambios climáticos?

7. CONCLUSIÓN

En este trabajo identificamos los eventos más intensos de surgencia estacional que ocurren en escala sinóptica. Asimismo distinguimos dos tipos de surgencia oceánica y estuarina, que suceden asociados a condiciones atmosféricas diferentes. Por un lado la surgencia oceánica es favorecida por vientos N-NE, mientras que la surgencia estuarina se da en condiciones de viento E. Estos eventos pueden llegar a registrar anomalías negativas de entre -0.5 y -2 °C en su configuración estuarina y -0.5 y -1.5 °C en la configuración oceánica, pudiendo alcanzar incluso anomalías de hasta -4.5 °C en condiciones más intensas. En los eventos más intensos la temperatura de la surgencia en general es de entre 1 y 4 °C menor que la temperatura a su alrededor fuera del área de surgencia.

La surgencia oceánica puede extenderse hasta 170 km a lo largo de la costa, 50 km en su ancho máximo y puede ocupar un área de 8500 km². Por otro lado, la surgencia estuarina puede alcanzar de 130 km de extensión horizontal y 150 km de ancho máximo, ocupando un área de 19500 km².

La persistencia de los eventos varía en cada sitio, siendo en general de 1 día para la surgencia oceánica y de 3 días para la surgencia estuarina. Pero, como se vio para eventos más intensos, la surgencia oceánica puede incluso persistir durante 4 días.

La ocurrencia de los eventos presenta variabilidad interanual, viéndose favorecida en años Niña por dos razones: 1) se generan vientos anómalos paralelos a la costa, 2) hay baja descarga del RdIP.

Es importante continuar este trabajo incorporando más años para entender la variación interanual de los eventos, así como complementar con mediciones *in situ* y trabajos de modelación numérica para alcanzar una comprensión más completa de este proceso. Asimismo, contar con imágenes satelitales de mayor resolución espacial podría mejorar la detección de los eventos de surgencia oceánica.

REFERENCIAS

- Acha, E.M., Mianzan, H., Guerrero, R.J.C., Giberto D., Montoya N. & Carignan M. (2008). An overview of physical and ecological processes in the Rio de la Plata Estuary. *Continental Shelf Research*, 28, 1579–1588.
- Acha, E.M., Piola, A., Iribarne, O., & Mianzan, H. (2015). *Ecological processes at marine fronts: oases in the ocean*. Springer.
- Bakun A. (1996). Patterns in the ocean: Ocean processes and marine population dynamics. California Sea Grant/CIB.
- Barreiro, M. (2017). Interannual variability of extratropical transient wave activity and its influence on rainfall over Uruguay. *International Journal of Climatology*.
- Barreiro, M. & Tippmann, A. (2008). Atlantic modulation of El Niño influence on summertime rainfall over Southeastern South America. *Geophysical Research Letters*, 35(16).
- Barreiro, M. (2010). Influence of ENSO and the South Atlantic Ocean on climate predictability over Southeastern South America. *Climate dynamics*, 35(7-8), 1493-1508.
- Beer, T. (1996). Environmental oceanography (Vol. 11). CRC Press.
- Behrenfeld, M.J., O'Malley, R.T., Siegel, D.A., McClain, C.R., Sarmiento, J.L., Feldman, G.C., ... & Boss, E.S. (2006). Climate-driven trends in contemporary ocean productivity. *Nature*, 444(7120), 752.
- Brink, K. (2016). Cross-Shelf Exchange. *Annual Review of Marine Science*, 8, 59-78.
- Bulleri, F., & Chapman, M.G. (2010). The introduction of coastal infrastructure as a driver of change in marine environments. *Journal of Applied Ecology*, 47(1), 26-35.
- Campos, E.J., Piola, A.R., & Miller, J.L. (1999). Water mass distribution on the shelf and shelf-break upwelling in the Southeast Brazil Bight (No. NRL/PP/7332--99-0013). *Naval Research Lab Stennis Space Center MS Meso and Finescale Ocean Physics Section*.

- Castro, B.D., Lorenzzetti, J.A., Silveira, I.D., & Miranda, L.D. (2006). Estrutura termohalina e circulação na região entre o Cabo de São Tomé (RJ) eo Chuí (RS). *O ambiente oceanográfico da plataforma continental e do talude na região sudeste-sul do Brasil*. EDUSP, São Paulo, 11-120.
- Chavez, F.P., & Messié, M. (2009) A comparison of Eastern Boundary Upwelling Ecosystems. *Progress in Oceanography*, 83, 80–96.
- Coelho-Souza, S.A., López, M.S., Guimarães, J.R.D., Coutinho, R., & Candella, R.N. (2012). Biophysical interactions in the Cabo Frio upwelling system, Southeastern Brazil. *Brazilian Journal of Oceanography*, 60(3), 353-365.
- Cushman-Roisin, B., & Beckers, J.M. (2011). Introduction to geophysical fluid dynamics: physical and numerical aspects (Vol. 101). Academic Press.
- Dee, D.P., Uppalaa, S.M., Simmons, A.J., Berrisford, P., Polia, P., Kobayashib, S., Andraec, U., Balmasedaa, M.A., Balsamoa, G., Bauera, P., Bechtolda, P., Beljaarsa, A.C.M., van de Bergd, L., Bidlota, J., Bormanna, N., Delsola, C., Draganian, R., Fuentes, M., Geera, A.J., Haimbergere, L., Healya, S.B., Hersbacha, H., Holma, E.V., Isaksena, L., Kallbergc, P., Köhlera, M., Matricardia, M., McNallya, A.P., Monge-Sanzf, B.M., Morcrettea, J.-J., Parkg, B.-K., Peubeya, C., de Rosnaya, P., Tavalatoc, C., Thépauta, J.-N. & Vitart., F. (2011). The ERA-Interim reanalysis: conFigura tion and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137: 553–597.
- Ekman V.W. (1905). On the influence of the Earth's rotation on ocean currents. *Arkiv for matematik, atronomi och fysik* 2(11).
- Framiñan, M.B., Etala, M.P., Acha, E.M., Guerrero, R.A., Lasta, C.A., & Brown, O.B. (1999). Physical characteristics and processes of the Río de la Plata estuary. In *Estuaries of South America* (pp. 161-194). Springer Berlin Heidelberg.
- Franchito, S.H., Rao, V.B., Stech, J.L., & Lorenzzetti, J.A. (1998). The effect of coastal upwelling on the sea-breeze circulation at Cabo Frio, Brazil: a numerical experiment. In *Annales Geophysicae* (Vol. 16, No. 7, pp. 866-881). Springer Berlin/Heidelberg.

- Franchito, S.H., Oda, T.O., Rao, V.B., & Kayano, M.T. (2008). Interaction between coastal upwelling and local winds at Cabo Frio, Brazil: an observational study. *Journal of applied meteorology and climatology*, 47(6), 1590-1598.
- Goni, G. J., Bringas, F., & DiNezio, P. N. (2011). Observed low frequency variability of the Brazil Current front. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C10).
- Gaston, K.J. (2009). Geographic range limits of species. *Proc. R. Soc. B* 276, 1391–1393.
- Gordon, A. L. (1989). Brazil Malvinas Confluence – 1984. *Deep-Sea Research Part A-Oceanographic Research Papers*, 359-384.
- Gordon, A. L., & Greengrove, C. L. (1986). Geostrophic Circulation of the Brazil-Falkland Confluence. *Deep-Sea Research Part a-Oceanographic Research Papers*, 33, 573-585.
- Guerrero, R.A., Acha, E.M., Framin, M.B. & Lasta, C.A. (1997). Physical oceanography of the Río de la Plata Estuary, Argentina. *Continental Shelf Research*, 17(7), 727-742.
- Guerrero, R.A. & Piola, A.R. (1997). Water masses in the continental shelf. *The Argentine sea and its fisheries resources*, 1, 107-118.
- Hartmann, D.L. (1994). Global Physical Climatology, volume 56 of International Geophysics Series.
- Hobday, A.J. & Pecl, G.T. (2014). Identification of global marine hotspots: sentinels for change and vanguards for adaptation action. *Reviews in Fish Biology and Fisheries*, 24(2), 415-425.
- Hu, Z.M. & Guillemin, M.L. (2016). Coastal upwelling areas as safe havens during climate warming. *Journal of Biogeography*, 43(12), 2513-2514.
- Kämpf, J. & Chapman, P. (2016). Upwelling Systems of the World. Springer International Publishing.
- Lentini, C.A., Campos, E.J. & Podestá, G.G. (2000). The annual cycle of satellite derived sea surface temperature on the western South Atlantic shelf. *Revista brasileira de oceanografia*, 48(2), 93-105.

- Lumpkin, R., & Garzoli, S. (2011). Interannual to decadal changes in the western South Atlantic's surface circulation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116(C1).
- Mann, K.H. & Lazier, J.R. (2006). Dynamics of marine ecosystems: biological-physical interactions in the oceans. John Wiley & Sons.
- Matano, R.P., Palma, E.D. & Piola, A.R. (2010). The influence of the Brazil and Malvinas Currents on the southwestern Atlantic shelf circulation. *Ocean Science*. 6(4), 983-995.
- Meccia, V.L., Simionato, C.G. & Guerrero, R.A. (2013). The Rio de la Plata estuary response to wind variability in synoptic timescale: salinity fields and salt wedge structure. *Journal of Coastal Research*, 29(1), 61-77.
- Méndez, S. & Ferrari, G. (2002). Floraciones algales nocivas en Uruguay: antecedentes, proyectos en curso y revisión de resultados. *Floraciones algales nocivas en el Cono Sur Americano*, 271-288.
- Möller, O.O., Piola, A.R., Freitas, A.C. & Campos, E.J. (2008). The effects of river discharge and seasonal winds on the shelf off southeastern South America. *Continental Shelf Research*, 28(13), 1607-1624.
- Nagy, G. J., Gómez-Erache, M., López, C. H., & Perdomo, A. C. (2002). Distribution patterns of nutrients and symptoms of eutrophication in the Rio de la Plata River Estuary System. In *Nutrients and Eutrophication in Estuaries and Coastal Waters* (pp. 125-139). Springer, Dordrecht.
- Ferreira, R.N., Rickenbach, T.M., Herdies, D.L. & Carvalho, L.M. (2003). Variability of South American convective cloud systems and tropospheric circulation during January–March 1998 and 1999. *Monthly Weather Review*, 131(5), 961-973.
- Ortega, L. & Martínez, A. (2007). Multiannual and seasonal variability of water masses and fronts over the Uruguayan shelf. *Journal of Coastal Research*, 618-629.
- Ortega, L., Celentano, E., Delgado, E. & Defeo, O. (2016). Climate change influences on abundance, individual size and body abnormalities in a sandy beach clam. *Marine Ecology Progress Series*, 545, 203-213.
- Pickard, G.L., Emery, W.J. & Swift, J.H. (1961). Descriptive Physical Oceanography: An Introduction.

- Pimenta, F.M., Campos, E.J.D., Miller, J.L. & Piola, A.R. (2005). A numerical study of the Plata River plume along the southeastern South American continental shelf. *Brazilian Journal of Oceanography*, 53(3-4), 129-146.
- Pimenta, F., Garvine, R.W. & Münchow, A. (2008). Observations of coastal upwelling off Uruguay downshelf of the Plata estuary, South America. *Journal of Marine Research*, 66(6), 835-872.
- Piola, A.R., Campos, E.J., Möller, O.O., Charo, M. & Martinez, C. Subtropical shelf front off eastern south America. *Journal of Geophysical Research*, 105 (3), 6565-6578.
- Piola, A.R., Matano, R.P., Palma, E.D., Möller, O.O. & Campos, E.J. (2005). The influence of the Plata River discharge on the western South Atlantic shelf. *Geophysical Research Letters*, 32(1).
- Pitcher, G.C., Figueiras, F.G., Hickey, B.M. & Moita, M.T. (2010). The physical oceanography of upwelling systems and the development of harmful algal blooms. *Progress in Oceanography*, 55(1), 5-32.
- Ribeiro, F.N.D., Soares, J. & Oliveira, A.P.D. (2011). The co-influence of the sea breeze and the coastal upwelling at Cabo Frio: a numerical investigation using coupled models. *Brazilian Journal of Oceanography*, 59(2), 131-144.
- Ribeiro, F.N.D., Soares, J. & Oliveira, A.P. (2016). Sea-Breeze and Topographic Influences on the Planetary Boundary Layer in the Coastal Upwelling Area of Cabo Frio (Brazil). *Boundary-Layer Meteorology*, 158(1), 139-150.
- Saraceno, M., Simionato, C.G. & Ruiz-Etcheverry, L.A. (2014). Sea surface height trend and variability at seasonal and interannual time scales in the Southeastern South American continental shelf between 27 °S and 40 °S. *Continental Shelf Research*, 34, 82-94.
- Simionato, C.G., Dragani, W., Meccia, V. & Nuñez, M. (2004). A numerical study of the barotropic circulation of the Río de la Plata estuary: sensitivity to bathymetry, the Earth's rotation and low frequency wind variability. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 61(2), 261-273.

- Simionato, C.G., Vera, C. & Siegmund, F., (2005). Surface wind variability on seasonal and interannual scales over Río de la Plata area. *Journal of Coastal Research*, 21, 770-783.
- Simionato, C.G., Berasategui, A., Meccia, V.L., Acha, M. & Mianzan, H. (2008). Short time-scale wind forced variability in the Río de la Plata Estuary and its role on ichthyoplankton retention. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 76(2), 211-226.
- Simionato, C.G., Tejedor, M.L.C., Moreira, D. & Campetella, C. (2009). Sea surface temperature variability at the Argentinean and Uruguayan coast off the Río De La Plata estuary: evidence of upwelling. *Journal of Coastal Research*, 1424-1428.
- Simionato, C.G., Tejedor, M.L.C., Campetella, C., Guerrero, R. & Moreira, D. (2010). Patterns of sea surface temperature variability on seasonal to sub-annual scales at and offshore the Río de la Plata estuary. *Continental Shelf Research*, 30(19), 1983-1997.
- Simpson, J.H. & Sharples, J. (2012). Introduction to the physical and biological oceanography of shelf seas. Cambridge University Press.
- Steele J.H., Thorpe, S.A. & Turekian, K.K. 2011 Encyclopedia of ocean Sciences 2nd edition. Elsevier- Academic Press.
- Strub, P.T., James, C., Combes, V., Matano, R.P., Piola, A.R., Palma, E.D., ..., & Ruiz - Etcheverry, L.A. (2015). Altimeter - derived seasonal circulation on the southwest Atlantic shelf: 27° -43° S. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(5), 3391-3418.
- Sverdrup, H.U., Johnson, M.W. & Fleming, R.H. (1942). The Oceans: Their physics, chemistry, and general biology (Vol. 7). New York: Prentice-Hall.
- Tomczak M. (1998). Shelf and Coastal Oceanography. Version 1.0. <http://www.lei.furg.br/ocfis/mattom/ShelfCoast/index.html>.
- Valentin J.L. (2001). The Cabo Frio Upwelling System, Brazil. In: Seeliger, U., & Kjerfve, B. (Eds.). (2001). Coastal marine ecosystems of Latin America (Vol. 144). Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp 97:105.

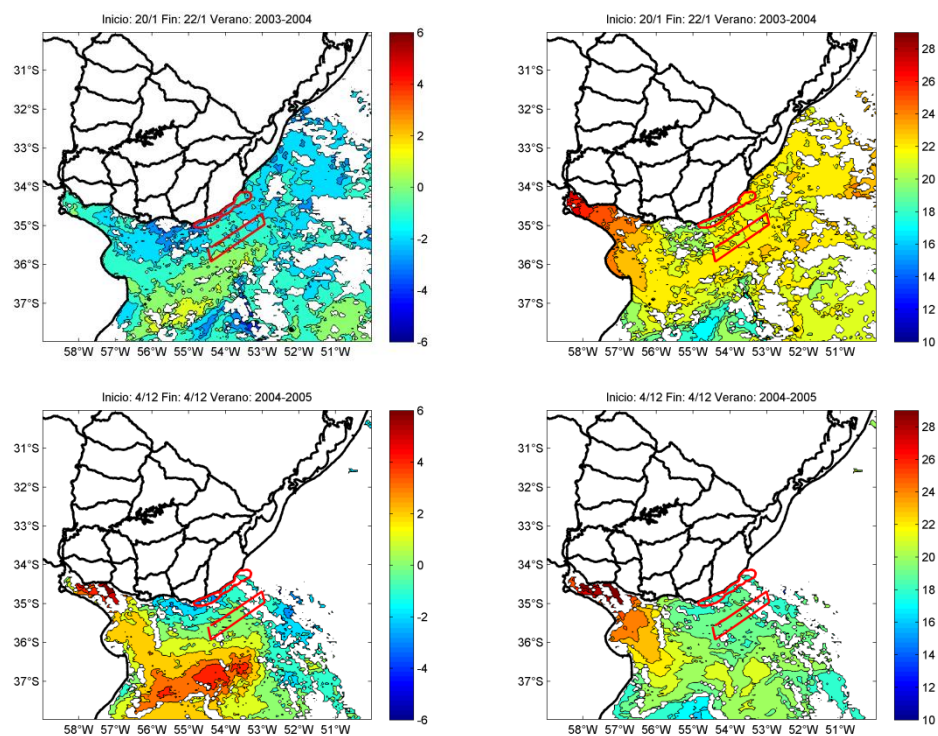
Wilks, D.S. (2005). Statistical methods in the atmospheric sciences (Vol. 100). Academic press. 2nd Edition.

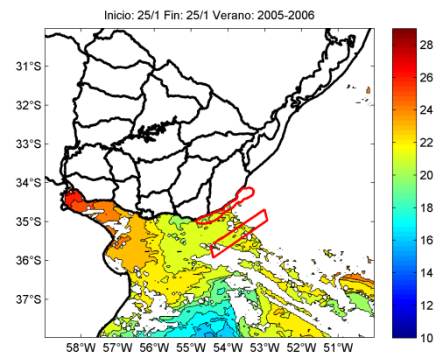
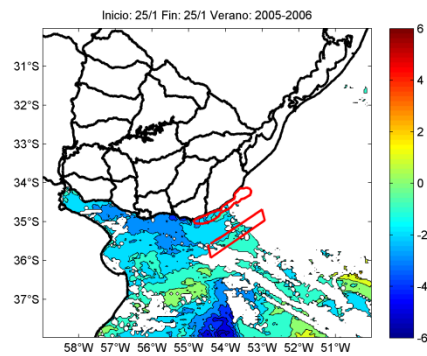
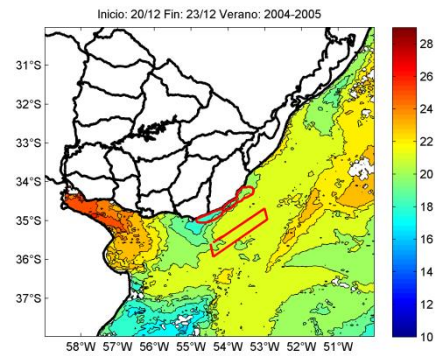
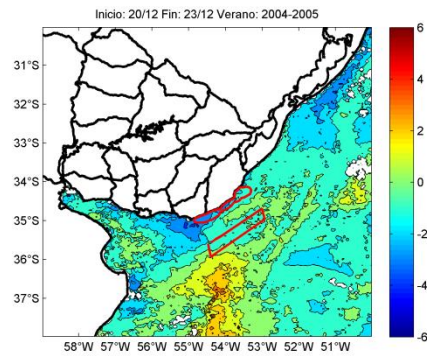
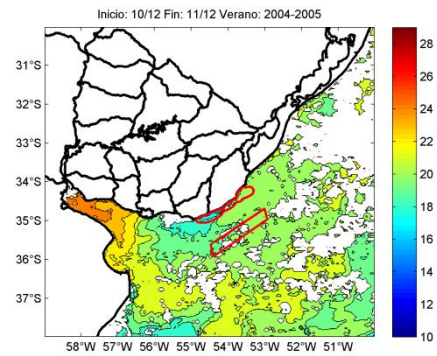
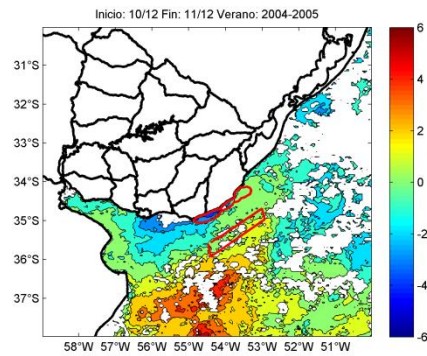
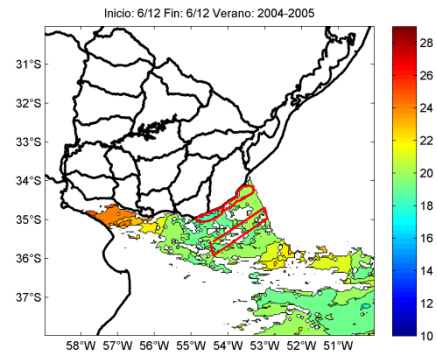
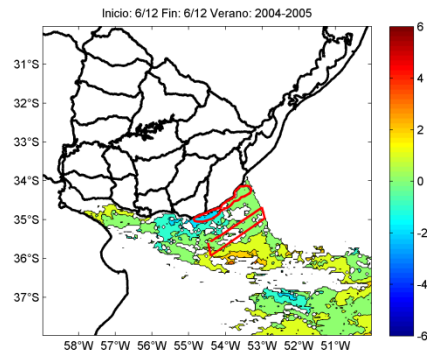
Xie, S.P., Xie, Q., Wang, D. & Liu, W.T. (2003). Summer upwelling in the South China Sea and its role in regional climate variations. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 108(C8).

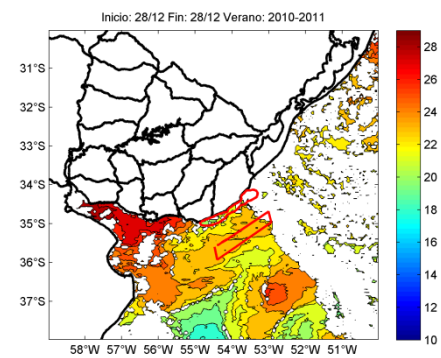
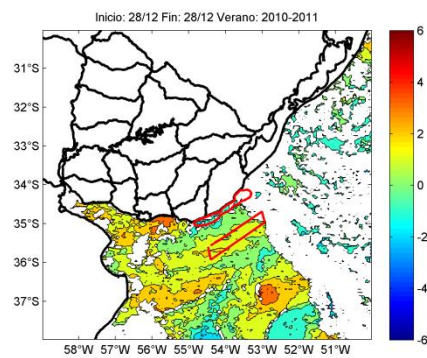
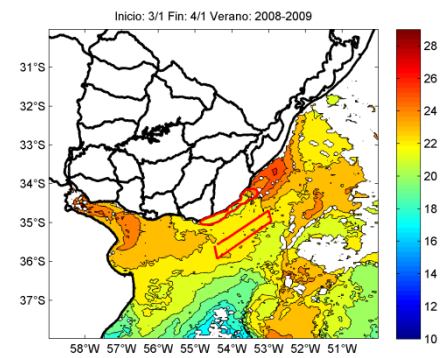
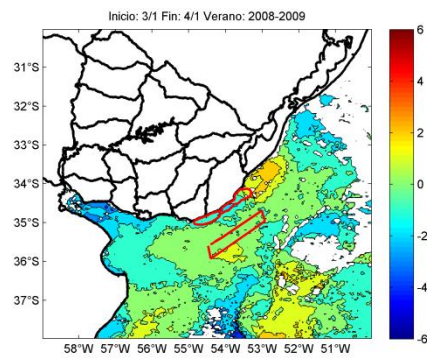
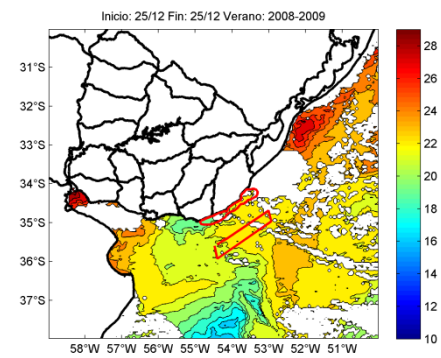
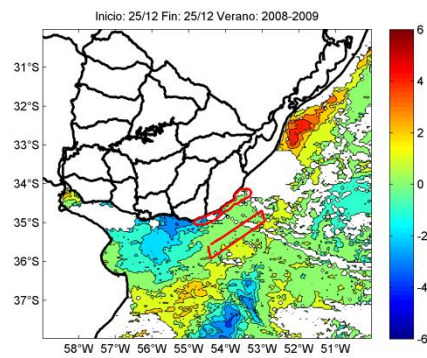
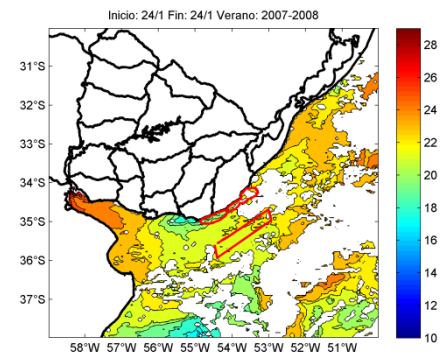
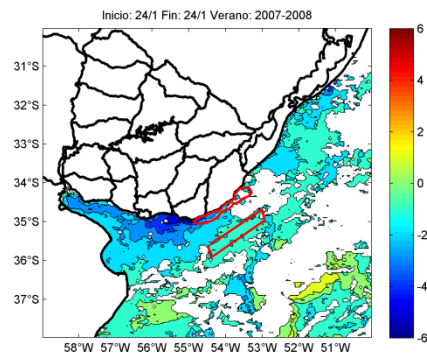
ANEXO

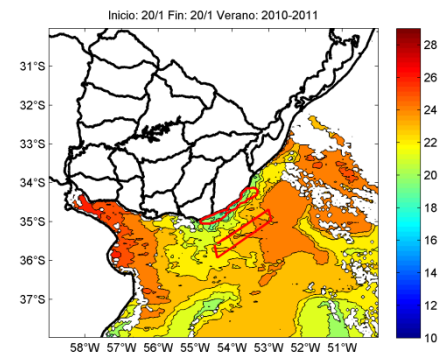
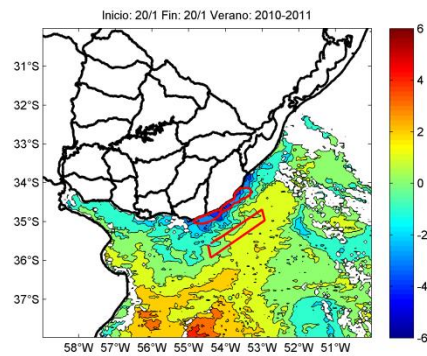
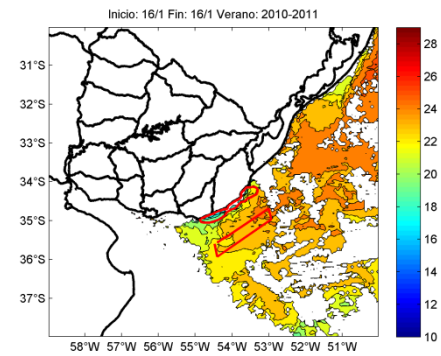
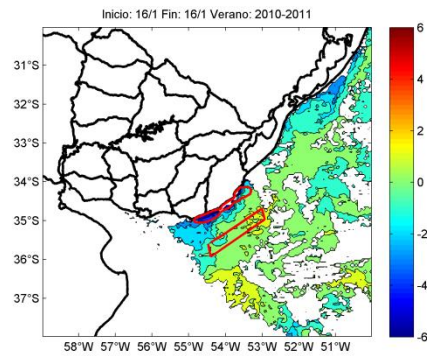
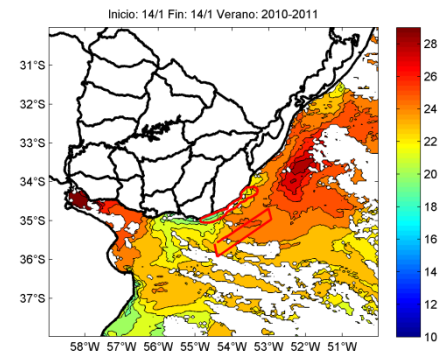
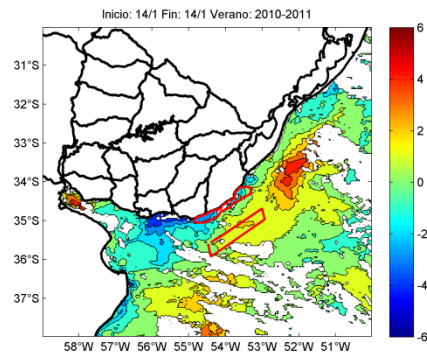
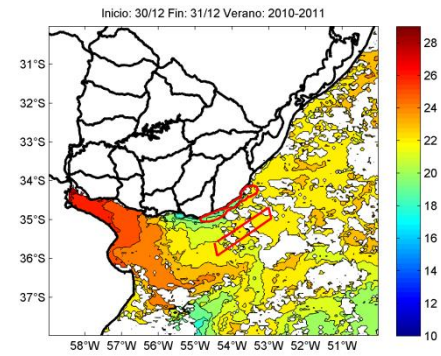
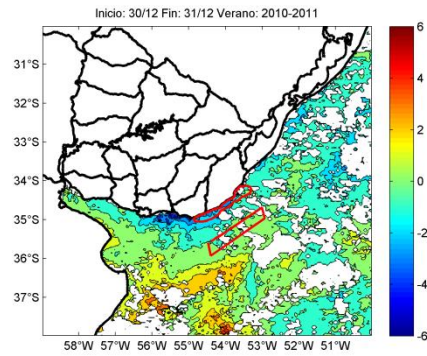
En esta sección se presenta la temperatura y anomalía de temperatura superficial del mar para cada uno de los eventos identificados en cada sitio. En las Figuras se indican las cajas a partir de las cuales se construyeron los índices en los sitios de surgencia y la caja exterior de comparación. En la columna izquierda se grafica la anomalía de temperatura de superficie del mar, y a la derecha la temperatura de superficie del mar, ambas en °C.

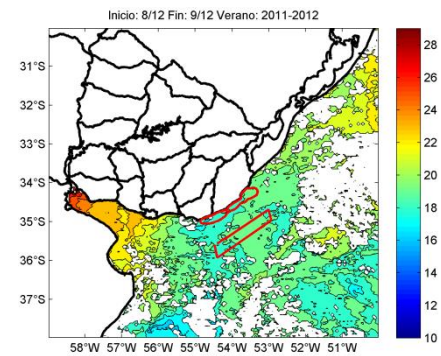
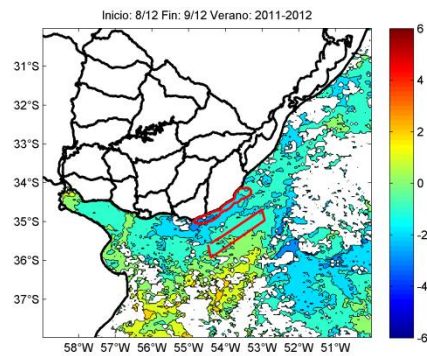
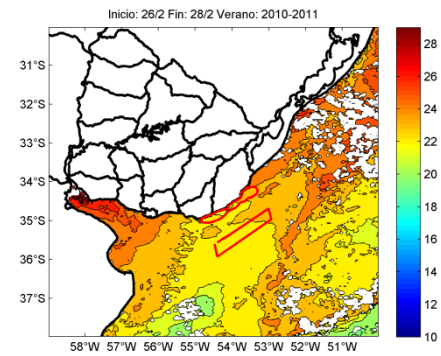
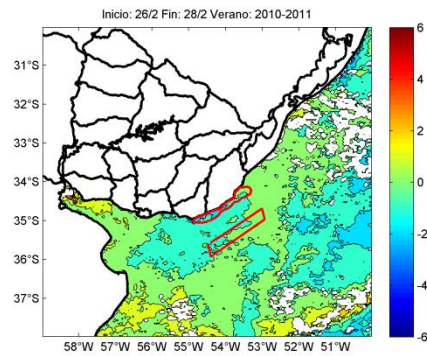
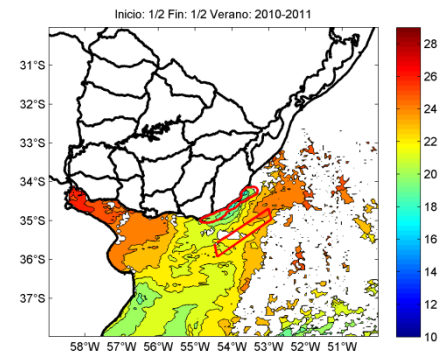
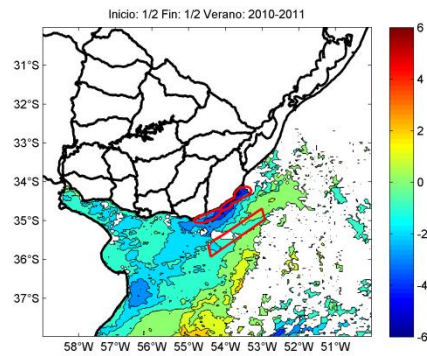
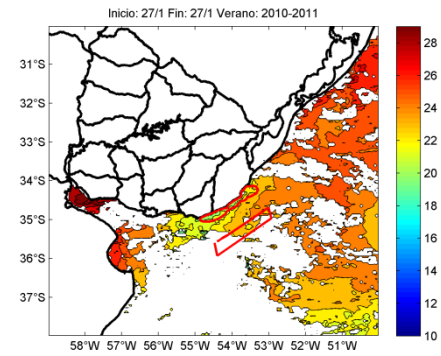
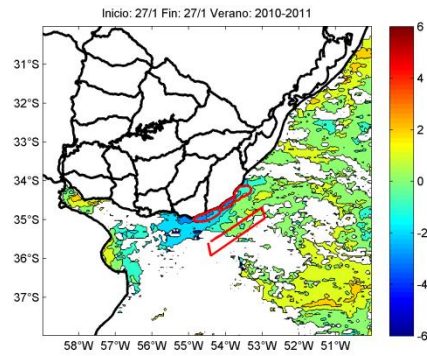
SURGENCIA OCEÁNICA

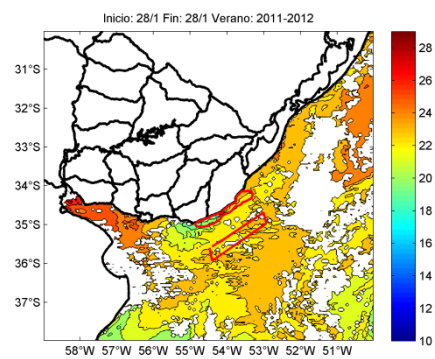
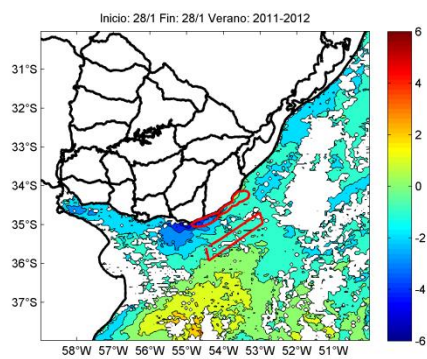
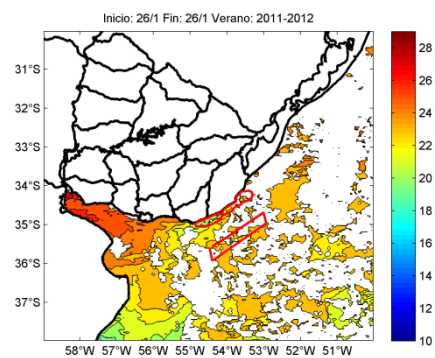
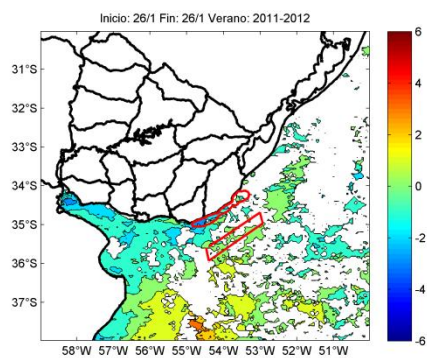
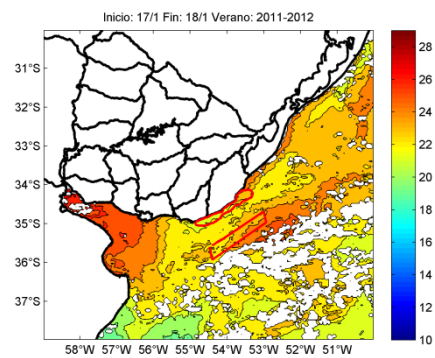
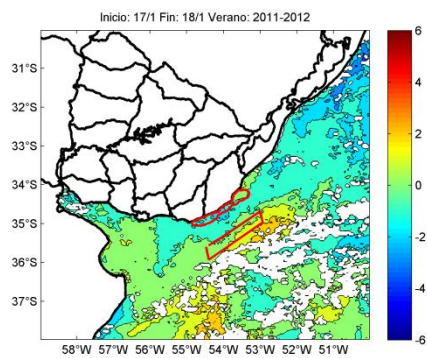












SURGENCIA ESTUARINA

