



**INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL**  
**CENTRO INTERDISCIPLINARIO DE CIENCIAS MARINAS**



**PERIODOS MULTIANUALES DE CALENTAMIENTO  
Y ENFRIAMIENTO EN EL SISTEMA DE  
LA CORRIENTE DE CALIFORNIA**

**TESIS**

Que para obtener el grado de:

**DOCTORADO EN CIENCIAS MARINAS**

Presenta:

**Romeo Edén Saldívar Lucio**

La Paz, Baja California Sur, junio de 2015.



**INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL**  
**SECRETARIA DE INVESTIGACIÓN Y POSGRADO**  
**ACTA DE REVISIÓN DE TESIS**

En la Ciudad de La Paz, B.C.S., siendo las 12:00 horas del día 27 del mes de **Mayo** del 2015 se reunieron los miembros de la Comisión Revisora de Tesis designada por el Colegio de Profesores de Estudios de Posgrado e Investigación de CICIMAR para examinar la tesis titulada:

**“PERIODOS MULTIANUALES DE CALENTAMIENTO Y ENFRIAMIENTO  
EN EL SISTEMA DE LA CORRIENTE DE CALIFORNIA”**

Presentada por el alumno:

**SALDÍVAR**  
Apellido paterno

**LUCIO**  
materno

**ROMEO EDÉN**  
nombre(s)

Con registro: 

B	1	1	0	4	2	4
---	---	---	---	---	---	---

Aspirante de:

**DOCTORADO EN CIENCIAS MARINAS**

Después de intercambiar opiniones los miembros de la Comisión manifestaron **APROBAR LA DEFENSA DE LA TESIS**, en virtud de que satisface los requisitos señalados por las disposiciones reglamentarias vigentes.

**LA COMISION REVISORA**

Directores de Tesis

  
**DR. PABLO DEL MONTE LUNA**  
Director de Tesis

  
**DR. DANIEL BERNARDO LLUCH COTA**  
2º. Director de Tesis

  
**DR. FRANCISCO ARREDONDO SÁNCHEZ**

  
**DRA. SOFÍA ORTEGA GARCÍA**

  
**DR. HÉCTOR VILLALOBOS ORTIZ**

PRESIDENTE DEL COLEGIO DE PROFESORES

  
**DRA. MARÍA MARGARITA CASAS VALDEZ**



**IPN  
CICIMAR  
DIRECCION**



**INSTITUTO POLITÉCNICO NACIONAL  
SECRETARÍA DE INVESTIGACIÓN Y POSGRADO**

**CARTA CESIÓN DE DERECHOS**

En la Ciudad de La Paz, B.C.S., el día 19 del mes Junio del año 2015  
el (la) que suscribe MC. ROMEO EDÉN SALDÍVAR LUCIO alumno(a) del  
Programa de DOCTORADO EN CIENCIAS MARINAS  
con número de registro B110424 adscrito al CENTRO INTERDISCIPLINARIO DE CIENCIAS MARINAS  
manifiesta que es autor (a) intelectual del presente trabajo de tesis, bajo la dirección de:  
DR. PABLO DEL MONTE LUNA y DR. DANIEL BERNARDO LLUCH COTA  
y cede los derechos del trabajo titulado:

**"PERIODOS MULTIANUALES DE CALENTAMIENTO Y ENFRIAMIENTO  
EN EL SISTEMA DE LA CORRIENTE DE CALIFORNIA"**

al Instituto Politécnico Nacional, para su difusión con fines académicos y de investigación.

Los usuarios de la información no deben reproducir el contenido textual, gráficas o datos del trabajo sin el permiso expreso del autor y/o director del trabajo. Éste, puede ser obtenido escribiendo a la siguiente dirección: romeo26\_1979@yahoo.com - pdelmonte@ipn.mx - dblluch@cibnor.mx

Si el permiso se otorga, el usuario deberá dar el agradecimiento correspondiente y citar la fuente del mismo.

**MC. ROMEO EDÉN SALDÍVAR LUCIO**

*nombre y firma*

# CONTENIDO

LISTA DE FIGURAS.....	8
LISTA DE TABLAS.....	15
ACRÓNIMOS.....	17
<b>1. INTRODUCCIÓN.....</b>	<b>18</b>
1.1. <i>El Sistema de la Corriente de California</i> .....	20
1.2. <i>La Respuesta Biológica</i> .....	21
1.3. <i>Sardina del Pacífico (Sardinops sagax, Jenyns, 1842)</i> .....	22
ANTECEDENTES Y JUSTIFICACIÓN.....	24
HIPÓTESIS.....	28
OBJETIVOS.....	28
<i>General</i> .....	28
<i>Particulares</i> .....	28
ÁREA DE ESTUDIO.....	29
<b>2. METODOLOGÍA.....</b>	<b>32</b>
2.1. <i>Datos</i> .....	34
<i>Indicadores climáticos reconstruidos</i> .....	34
<i>Surgencias</i> .....	37
<i>Índices climáticos (observacionales)</i> .....	38
<i>Temperatura superficial del mar</i> .....	39
<i>Capturas de sardina</i> .....	39
2.2. <i>Análisis estadísticos</i> .....	40
2.2.1. <i>Análisis de Factores de Máxima Autocorrelación (MAFA)</i> .....	40
2.2.2. <i>Densidad espectral</i> .....	42
2.2.3. <i>Descenso Cíclico y Regresión Periódica (“Periods”)</i> .....	44
2.2.4. <i>Análisis de Ondículas (Wavelets)</i> .....	47
2.2.5. <i>Modelos Aditivos Generalizados</i> .....	49
<b>3. RESULTADOS.....</b>	<b>50</b>
3.1. <i>Indicadores climáticos y biológicos</i> .....	50
3.2. <i>Surgencias</i> .....	69

3.3.	<i>Temperatura Superficial del Mar</i> .....	78
3.4.	Pronósticos .....	86
3.4.1.	<i>Índices climáticos</i> .....	86
3.4.2.	<i>Pronósticos de la actividad de surgencias/subsidencias</i> .....	89
3.4.3.	<i>Pronósticos de TSM con Modelos Aditivos Generalizados</i> .....	96
3.4.4.	<i>Pronósticos de captura de sardinas (Regresión periódica + GAM)</i> .....	100
<b>4.</b>	<b>DISCUSIÓN</b> .....	106
4.1.	<i>Autocorrelación</i> .....	106
4.2.	<i>Detección de periodos y predictibilidad</i> .....	109
4.3.	<i>Forzamiento de baja frecuencia y gran escala</i> .....	112
4.4.	<i>Modelos predictivos de TSM</i> .....	119
4.5.	<i>Modelos predictivos de captura de sardina del Pacífico</i> .....	123
<b>5.</b>	<b>CONCLUSIONES</b> .....	129
6.	BIBLIOGRAFÍA.....	130
7.	GLOSARIO .....	145
8.	ANEXOS .....	148

## RESUMEN

Los procesos decadales y multidecadales de calentamiento / enfriamiento del Sistema de la Corriente de California (SCC) indican que los cambios de largo plazo del ambiente físico tienen un comportamiento cíclico. El propósito del presente estudio fue analizar si el componente cíclico de la temperatura superficial del mar (TSM) es un rasgo consistente en el SCC, en el contexto del Pacífico Norte y la Corriente de Alaska. La extracción de señales a la TSM y al índice de surgencias fue aplicada mediante transformaciones lineales maximizando la autocorrelación; con ello se identificaron patrones temporales comunes (MAF) a regiones distantes. Los análisis de la estructura temporal se llevaron a cabo mediante Transformadas de Fourier, análisis de ondículas, regresión periódica y descenso cíclico. Los periodos de ~60, ~33, ~18.6 y ~11 años fueron identificados como los más consistentes entre técnicas de análisis y entre variables. Tales señales periódicas del SCC mostraron coherencia con las señales de eventos océano-atmósfera de macro escala, geofísicos y astrofísicos. La importancia relativa de cada periodo detectado no fue fija, sino que varió según la resolución temporal y la región geográfica considerada, dando noción de la interacción entre procesos locales y otros forzantes. La utilidad de esta información fue evaluada tanto en series climáticas como biológicas: 1) La TSM ( $R^2=0.82$ , 0.75 y 0.79; D.E.= 73, 87 y 90% ); 2) transporte de Ekman ( $R^2 > 0.44$ ;  $p < 0.01$ ) y; 3) capturas de sardina del Pacífico ( $R^2 > 0.46$ ;  $p<0.01$ ) entre Bahía Magdalena (México y Columbia Británica (Canadá)). Los periodos detectados sugieren a eventos naturales que actúan como forzantes de gran escala y baja frecuencia subyacen a la variabilidad climática local, además exhibieron ser útiles en la construcción de pronósticos climático-pesqueros.

**Palabras clave:** Clima oceánico, ciclos climáticos, Pacífico Oriental, pronósticos climáticos, pronósticos pesqueros.

## ABSTRACT

Decadal and multidecadal warming/cooling fluctuations in the California Current System (CCS) are a surrogate process of cyclic behavior in the ocean's physical environment. The CCS is a strategic zone in deepening the knowledge about climate variability because large scale ocean-atmosphere processes and global scale signals are evident. The purpose of this study was to analyze whether the cyclic behavior of sea surface temperature (SST) is a consistent trait in the physical environment of the CCS in the context of Alaska Current (AC) and North Pacific basin variability. The utility of identified periodicities in building predictive models was tested. Maximum Autocorrelation Factor Analysis (MAFA) was applied to extract common signals from SST and upwelling time series. Several techniques for time series analysis were applied (Fourier transforms, wavelets, cyclic descend and periodic regressions) to extracted signals (*MAF*) and climate indices, allowing comparison of those periods identified by each one. Periods of ~60, ~33, ~18.6 and ~11 years were the most consistent among variables and techniques. Periodic signals from CCS exhibited coherence with astrophysical, geophysical and macro-scale ocean-atmosphere processes. The utility of periodic signals was evaluated both, in climatological and biological time series: 1) SST ( $R^2=0.82, 0.75$  and  $0.79$ ; D.E.= 73, 87 and 90% ); 2) upwelling index ( $R^2 > 0.44$ ;  $p < 0.01$ ) and; 3) commercial catch of Pacific sardine along CCS ( $R^2 > 0.46$ ;  $p < 0.01$ ). The periods detected suggest natural events (e.g. moon nodal cycle) acting as macro-scale, low-frequency forcing factors underlying local climate variability. Therefore the cyclic behavior is potentially useful when building climate-biological forecasting models.

**Key words:** Ocean climate, climate cycles, forecasting fishing yields, Eastern Pacific, climate forecast.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Posición de las estaciones donde se miden los campos de presión atmosférica utilizados por el Laboratorio de Pesca y Ambiente del Pacífico (PFEL-NOAA) para calcular el índice de surgencias (transporte de Ekman). Las series de temperatura superficial del mar que se analizaron en el presente trabajo (1854-2013) fueron extraídas de las mismas posiciones geográficas.

Figura 2. Mapa conceptual de los periodos de calentamiento y enfriamiento como indicadores de cambio en el Sistema de la Corriente de California y sus regiones marinas aledañas.

Figura 3. Ajuste de *Periods* (línea roja) a los valores anuales del índice reconstruido de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO\_rec). La línea negra con círculos representa los valores observados del PDO reconstruido.

Figura 4. Periodograma del índice reconstruido de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO\_rec). No se muestran los picos espectrales mayores a 60 años. La línea gris tenue inferior representa el intervalo inferior de confianza de 80% y la línea superior el de 95%.

Figura 5. Resultados del análisis de ondículas aplicado al índice reconstruido de la Oscilación Decadal del Pacífico (A; 1470-1998). El desempeño del análisis ante diferentes grados de suavizado fue evaluado con medias móviles de 5 años (B), 11 años (C), 16 años (D) y con la suma acumulada (E). El límite de significancia (95%) es marcado por la línea blanca intermitente.

Figura 6. La línea roja muestra el ajuste con la rutina *Periods* de la tasa de depositación de escamas de sardina (ES) en la cuenca de Santa Bárbara entre los años 210 y 1970 (Baumgartner *et al.*, 1992). La línea negra con círculos representa los valores



observados de la tasa de depositación de escamas. La resolución en el eje del tiempo es de 10 años.

Figura 7. Densidad espectral de la tasa de depositación de escamas de sardina (ES) en la cuenca de Santa Bárbara (Baumgartner *et al.*, 1992).

Figura 8. Resultados del análisis de ondículas aplicado a la tasa de depositación de escamas de sardina en la cuenca de Santa Bárbara, del año 210 al 1970 (A). El desempeño del análisis ante diferentes grados de suavizado fue evaluado con medias móviles de 5 años (B), 11 años (C), 16 años (D) y con la suma acumulada (E). El límite de significancia (95%) es marcado por la línea blanca. La resolución del eje del tiempo es de 10 años.

Figura 9. Serie de tiempo (línea negra) y ajuste con *Periods* (rojo) de la circulación atmosférica (CATM) en la región del Pacífico Tropical inferidos por la duración (en número de días) de los viajes de los Galeones españoles que navegaron de México (Acapulco) a Filipinas (Manila), entre 1591 y 1720.

Figura 10. Densidad espectral de la duración (en número de días) de los viajes de los Galeones españoles que navegaron de México (Acapulco) a Filipinas (Manila), entre 1591 y 1720.

Figura 11. Resultados del análisis de ondículas a los días de trayecto de los galeones españoles en el periodo (1590-1720), usados como proxy de los cambios de circulación atmosférica en el Pacífico Norte (A). El desempeño del análisis ante diferentes grados de suavizado fue evaluado con medias móviles de 5 años (B), 11 años (C), 16 años (D) y con la suma acumulada (E). El límite de significancia (95%) es marcado por la línea blanca.

Figura 12. Serie de tiempo (línea negra) y ajuste con *Periods* (rojo) del componente meridional del viento (VM) en la región de la cuenca de Santa Bárbara (California), entre 1909 y 1991.

Figura 13. Densidad espectral de las anomalías del componente meridional del viento en la región de la cuenca de Santa Bárbara (California) en el periodo 1909-1991.

Figura 14. Resultados del análisis de ondículas de las anomalías del componente meridional del viento (1909-1991). El desempeño del análisis ante diferentes grados de suavizado fue evaluado con medias móviles de 5 años (B), 11 años (C), 16 años (D) y con la suma acumulada (E). El límite de significancia (95%) es marcado por la línea blanca.

Figura 15. Ajuste con *Periods* (rojo) a las Anomalías de flujos de diatomeas reconstruidos de un núcleo de sedimentos laminados en la cuenca de Santa Bárbara, California.

Figura 16. Densidad espectral detectada en flujos de diatomeas reconstruidos de un núcleo de sedimentos laminados en la cuenca de Santa Bárbara, California.

Figura 17. Resultados del análisis de ondículas de las anomalías del flujo de diatomeas (1909-1991) de valores reconstruidos a partir de un núcleo de sedimentos laminados en la cuenca de Santa Bárbara, California (A). El desempeño del análisis ante diferentes grados de suavizado fue evaluado con medias móviles de 5 años (B), 11 años (C), 16 años (D) y con la suma acumulada (E). El límite de significancia (95%) es marcado por la línea blanca.

Figura 18. Esquema de la relación de gran escala entre los índices reconstruidos y el Sistema de la Corriente de California. Oscilación Decadal del Pacífico (PDO\_rec), circulación atmosférica (CATM), componente meridional del

viento (VM), tasa de depositación de escamas (ES) y el flujo de diatomeas (FD).

Figura 19. Series de tiempo (1946-2012) del Índice de surgencias ( $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} / 100_{\text{m de costa}}$ ) en las 15 estaciones de muestreo 21-60°N (Fig.1; líneas grises delgadas) y la señal de baja frecuencia capturada por el  $MAF_1$  (línea negra). Con fines de comparación se muestra el primer componente principal calculado también con las series de las 15 estaciones de muestreo (línea roja).

Figure 20. Coeficientes de correlación entre Factores de Máxima Autocorrelación,  $MAF(1-3)$ , y las series del índice de surgencias por estación (izquierda). A la derecha se muestran las series del índice de surgencias (barras) en dos estaciones con los valores más altos de correlación y las series correspondientes de los Factores de Máxima Autocorrelación (línea azul).

Figure 21. Coeficientes de correlación entre Factores de Máxima Autocorrelación,  $MAF(4-6)$ , y las series del índice de surgencias por estación (izquierda). A la derecha se muestran las series del índice de surgencias (barras) en dos estaciones con los valores más altos de correlación y las series correspondientes de los Factores de Máxima Autocorrelación (línea azul).

Figura 22. Comparación entre la señal del cambio de régimen en el Pacífico Norte reportada por Ebbesmeyer *et al.* (1990) y el cambio detectado por el  $MAF_1$  de las surgencias.

Figura 23. Comparación entre las series de tiempo (1950-2012) de la señal de baja frecuencia de la actividad de surgencias  $MAF_1$  (panel superior), el índice multivariado de El Niño-Oscilación del Sur MEI (b); el índice de la Oscilación del Pacífico Norte NOI (c) y la Oscilación Decadal del Pacífico PDO (d). El sombreado con las barras azules indica cambios de régimen ampliamente aceptados para el Pacífico Noreste. Las líneas rojas delgadas

indican tres de los principales eventos El Niño; 1958-59, 1987-88 y 1997-98.

Figura 24. Series de temperatura superficial del mar (ERSST) por localidad (mapa, fig. 1; líneas grises) y el  $MAF-1$  de TSM (línea azul) en el periodo 1854-2013.

Figura 25. Coeficientes de correlación ( $r$ ) que denotan la relación entre cada una de las series  $MAF$  y las series originales de temperatura superficial del mar por estación ( $^{\circ}N$ ).

Figura 26. Series de TSM ( $^{\circ}C$ ) entre regiones (barras negras y azules) que comparten los patrones de cambio capturados por cada  $MAF_{(n)}$  (líneas rojas) con las asociaciones más fuertes con cada  $MAF$  (línea roja).

Figura 27. Resultados del análisis de ondículas a los Factores de Máxima Autocorrelación ( $MAF$ ) de temperatura superficial del mar (TSM), en los que se modularon el nivel de significancia y el grado de suavizado de las series.

Figura 29. Ajuste y predicciones de índices climáticos basados en mediciones instrumentales usando los periodos dentro de los rangos más consistentes que fueron identificados en la sección anterior (indicadores climáticos reconstruidos).

Figura 30. Densidades espectrales de los  $MAF(n)$  de surgencias. Las etiquetas con números indican valores de referencia de los periodos (en años) estadísticamente significativos en un rango de confianza entre 80-95%.

Figura 31. Armónicos seleccionados para la proyección del  $MAF-1$  de surgencias.

Figura 32. Resultados de la evaluación del desempeño predictivo de la regresión periódica usando 3 conjuntos de Armónicos diferentes; 1) Armónicos del

procedimiento automático de la rutina Periods, 2) Armónicos artificiales obtenidos de números aleatorios y 3) Armónicos seleccionados por su persistencia (figura ).

Figura 33. Evaluación de la habilidad predictiva del MAF-1 (construido con diferentes rangos temporales) usando las señales de baja frecuencia más consistentes e incrementando gradualmente el número de valores usados para entrenar al modelo (línea azul).

Figura 34. Temperatura superficial del mar frente a Ensenada (línea negra), el ajuste con modelos aditivos (GAM) y su proyección (azul). En rojo se muestra un periodo de 10 años con valores observados como validación del modelo.

Figura 35. Temperatura superficial del mar frente a Punta Eugenia (línea negra), el ajuste con modelos aditivos (GAM) y su proyección (azul). En rojo se muestra un periodo de 10 años con valores observados como validación del modelo.

Figura 36. Temperatura superficial del mar frente a Bahía Magdalena (línea negra), el ajuste con modelos aditivos (GAM) y su proyección (azul). En rojo se muestra un periodo de 10 años con valores observados, como validación del modelo.

Figura 37. Valores observados, ajustados y predicción de la captura de sardina del Pacífico en Columbia Británica, Canadá.

Figura 38. Valores observados, ajustados y predicción de la captura de sardina del Pacífico en los estados de Washington y Oregon, EEUU.

Figura 39. Valores observados, ajustados y predicción de la captura del clupeido *Sardinops sagax* en California, EEUU.

Figura 40. Valores observados, ajustados y predicción de la captura de sardina del Pacífico en el puerto de Ensenada, Baja California, México.

Figura 41. Valores observados, ajustados y predicción de la captura de sardina (*Sardinops sagax*) en Bahía Magdalena, Baja California Sur, México.

Figura 42. Suma acumulada de las series anuales de algunos índices climáticos.

Figura 43. Comparación de dos estados alternos en el clima del Pacífico Norte, mostrando la conexión entre los cambios de gran escala, el viento y las surgencias en la Corriente California.

Figura 44. Comparación de los patrones de largo plazo de dos índices climáticos de gran escala en el Pacífico Norte; el índice de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) y el índice de circulación atmosférica del Pacífico (PCI).

Figura 45. Esquema de los forzantes externos del clima oceánico en el Sistema de la Corriente de California (SCC).

## LISTA DE TABLAS

- Tabla 1. Índices climáticos basados en datos observacionales; el acrónimo del índice corresponde a su nombre en inglés.
- Tabla 2. Índices climáticos reconstruidos a partir de proxies.
- Tabla 3. Localidad, fuente y extensión temporal de las series de captura de sardina monterrey en el Sistema de la Corriente de California.
- Tabla 4. Periodos reportados en la literatura para variables geofísicas y/o de gran escala.
- Tabla 5. Comparación de periodicidades (por rangos) detectadas mediante análisis espectrales (estrellas rojas), análisis de ondículas (estrellas azules) y la rutina Periods (círculos negros). Los valores del ajuste de determinación ( $R^2$ ) y significancia ( $p$ ) corresponden al ajuste de los periodos detectados con Periods (círculos negros) sobre la variable original.
- Tabla 6. Estadísticos descriptivos del índice de surgencias (transporte de Ekman) por estación para el periodo (1946-2012).
- Tabla 7. Resultados del análisis MAFA aplicado a las series del índice de surgencias; autocorrelación ( $r$ ) y significancia ( $p$ ).
- Tabla 8. Fuerza de la relación entre cada MAF de surgencias y las series originales del transporte de Ekman por latitud. En negritas se muestran las 4 estaciones con los valores más altos de  $r$ . Los valores por encima de 0.24 son significativos.
- Tabla 9. Coeficientes de correlación por rangos entre los MAF( $n$ ) de surgencias y las series de índices climáticos relevantes para el Pacífico Norte. En negritas se destacan las asociaciones significativas ( $p < 0.05$ ).
- Tabla 10. Descripción estadística de la temperatura superficial del mar (ERSST) en el periodo 1854-2013.

- Tabla 11. Resultados del Análisis de Factores de Máxima Autocorrelación (MAFA) a las series de temperatura superficial del mar (ERSST) en 15 estaciones entre los 21 y los 60°N.
- Tabla 12. Periodos detectados mediante descenso cíclico y regresión periódica en los MAF de TSM. Se muestran los coeficientes de determinación ( $R^2$ ) y la significancia ( $p$ ).
- Tabla 13. Periodos detectados en las series de índices climáticos basados en registros instrumentales. Se muestran los intervalos de los periodos más consistentes identificados en las paleo series y los periodos reportados en la literatura.
- Tabla 14. Periodos detectados en los MAF( $n$ ) de surgencias. Se muestran los valores del coeficiente de determinación ( $R^2$ ) y la significancia ( $p$ ) del ajuste obtenido de la regresión periódica.
- Tabla 15. Resultados del ajuste de los modelos GAM a las series de TSM en tres localidades mexicanas frente a la Corriente de California.
- Tabla 16. Resultados del ajuste de los Modelos Aditivos Generalizados (GAM) a los datos de captura de sardina por localidad usando índices climáticos como variables explicativas.



## ACRÓNIMOS

AFI	Índice de Forzamiento Atmosférico
ALPI	Índice de Presión Atmosférica de las Aleutianas
CA	Corriente de Alaska
CC	Corriente de California
ENOS	El Niño-Oscilación del Sur
GAM	Modelos Aditivos Generalizados
MAF	Factor de Máxima Autocorrelación
MAFA	Análisis de Factores de Máxima Autocorrelación
MEI	Índice Multivariado de El Niño-Oscilación del Sur
NOI	Índice de la Oscilación del Pacífico Norte
NPGO	Índice del Gran Giro del Pacífico Norte
PDO	Índice de la Oscilación Decadal del Pacífico
PDO <sub>SumCum</sub>	Suma acumulada de la Oscilación Decadal del Pacífico
PCI	Índice de Circulación Atmosférica del Pacífico
SCC	Sistema de la Corriente de California
TSM	Temperatura Superficial del Mar

# 1. INTRODUCCIÓN

La temperatura es una variable que ha sido ampliamente usada como un indicador de cambio de las propiedades del ambiente, particularmente del ambiente marino. Por ejemplo, las grandes fluctuaciones de algunas poblaciones de peces de interés comercial, como los pelágicos menores y en particular las sardinas, se han tratado de explicar en función de los cambios de la temperatura del mar. El problema es que no es precisamente la temperatura la responsable de los cambios físicos del ambiente, y por ende tampoco de las variaciones en las poblaciones de peces, sino que la temperatura es una consecuencia de cambios más profundos en el sistema físico y no la causa (Lluch-Belda, 1992, 2003). Este hecho deja un conjunto de preguntas por responder respecto a los factores forzantes del clima oceánico, su efecto sobre los recursos vivos y los mecanismos involucrados.

En estudios de los cambios a largo plazo de la temperatura superficial del océano, se tiende a poner más énfasis a un periodo en el que predominan condiciones cálidas o frías por encima del promedio (e.g. fase fría o cálida del PDO; Francis y Hare, 1994), lo que ha derivado en interpretaciones de cambios súbitos y opuestos entre dos estados fijos del ambiente (de cálido a frío y viceversa: Lluch-Belda *com. pers.*). Si bien tales interpretaciones han sido importantes en términos descriptivos, al parecer no son aproximaciones adecuadas para entender los mecanismos que determinan el inicio / fin de cada fase fría / cálida.

Una característica persistente del ambiente físico en el mar es la transición entre estados, en este caso, gradual y dinámica en una nueva dirección ya sea de calentamiento o de enfriamiento (Lluch-Belda *et al.*, 2001). Por ejemplo, a lo largo de un periodo, la temperatura se incrementa (disminuye) paulatinamente hasta alcanzar un máximo (mínimo) y después comienza a disminuir (aumentar) de forma gradual. El cambio en la concepción de los periodos fríos y cálidos por la de periodos de calentamiento y enfriamiento implica una diferencia aparentemente sutil, sin embargo es profundamente sustancial ya que el comportamiento de transiciones u oscilaciones

graduales y dinámicas entre estados del ambiente permite concentrar la atención en los componentes cíclicos del ambiente marino.

Algunos cambios cíclicos de duración variable se han identificado en parámetros como la temperatura, precipitación pluvial, cobertura de hielo y vientos. Por ejemplo, Minobe (1997) reportó señales con periodicidades en escalas de 50-70 y de 20-30 años en la TSM y en la presión atmosférica del Pacífico Norte. Así mismo, la señal de 50-70 años se ha reportado en la reconstrucción de temperaturas de los últimos 1500 años a partir de núcleos de hielo de Groenlandia, en anillos de crecimiento de árboles del Ártico y California, así como en las abundancias de sardinas y anchovetas reconstruidas a partir de depósitos de escamas en los últimos 1700 años en zonas de surgencias en California (Baumgartner *et al.*, 1992; Klyashtorin y Lyubushin, 2007).

Las señales cíclicas permiten generar pronósticos del clima ya que la regularidad de sus cambios pueden extenderse en el tiempo una vez caracterizadas sus propiedades numéricas (Lluch-Belda *et al.*, 2002; Burroughs, 2007). En este sentido, las corrientes de bordes orientales representan una oportunidad para detectar cambios cíclicos en el océano, dado que son parte del circuito formado por los grandes giros oceánicos de los que reciben las señales climáticas de escala global. También reflejan cambios de la región tropical y polar, y se propagan en múltiples variables físicas como el viento, la termoclina, surgencias, nivel del mar y anomalías de TSM (Ebbesmeyer *et al.*, 1990; Lluch-Belda *et al.*, 2003; Mörner, 2010). Las corrientes de bordes orientales también son las regiones marinas más productivas en términos ecológicos y pesqueros (Carr, 2002); suman el 5% de la productividad primaria marina y el 17% de la captura pesquera global a pesar de que ocupan menos del 1% del área total de los océanos (Blanchette *et al.*, 2009).

En el presente trabajo se analiza el comportamiento cíclico (decadal y multidecadal) del ambiente físico en una de estas regiones, el SCC y se evalúa su componente cíclico con fines de predicción, siguiendo diferentes estrategias de modelación numérica.

### 1.1. *El Sistema de la Corriente de California*

La CC es el borde oriental del gran giro anticiclónico del Pacífico Norte. Fluye a lo largo del año en dirección al ecuador, se extiende desde la plataforma continental hasta aproximadamente los 1000 km fuera de la costa, alcanza una profundidad de hasta 500 metros y las mayores velocidades se dan en la superficie (Lynn y Simpson 1987; Hickey, 1998). El flujo de esta corriente conduce agua fría y rica en nutrientes, se extiende unos 3000 kilómetros desde la punta norte de la isla de Vancouver hasta Baja California Sur. La CC posee diversas características distintivas de circulación que determinan el estado del ambiente físico donde se desarrolla el ciclo de vida de diversos organismos marinos (Bograd *et al.*, 2010; Bograd y Lynn, 2003).

Hacia el norte corre un flujo en superficie más estrecho y débil a lo largo de la costa que, al sur de Punta Concepción (California, EE.UU.) se conoce como Contracorriente de California, mientras que al norte de aquella localidad se conoce como Corriente de Davidson (Bograd y Lynn, 2003). Adicionalmente, la Contracorriente Subsuperficial de California se origina en el ecuador y se desplaza hacia el norte; generalmente es detectable de la punta sur de la Península de Baja California (México) hasta Punta Concepción (California, EE.UU.) a lo largo del talud continental (Lynn y Simpson, 1987; Bograd *et al.*, 2010). En conjunto, la CC, la Contracorriente de California y la Contracorriente Subsuperficial, conforman el SCC. La zona del sistema que se encuentra entre los 200-300 km fuera de la costa se caracteriza por la formación de meandros y es altamente dinámica (Norton *et al.*, 2013). Esta porción del sistema es la transición entre la región dominada por procesos costeros y el flujo hacia el sur del borde oriental del giro oceánico subtropical (CC; Di Lorenzo, 2003).

Las velocidades máximas del SCC se presentan generalmente del verano a inicios del otoño, tanto para la CC como para la Contracorriente Subsuperficial de California. La velocidad máxima de las contracorrientes de California y Davidson se presenta en el invierno (Bograd *et al.*, 2010). La CC es impulsada por vientos locales que interactúan con la circulación atmosférica a escala cuenca (Lynn y Simpson, 1987; Mantua *et al.*, 1997). Los vientos que soplan en dirección al ecuador asociados al sistema de alta

presión del Pacífico Norte, son los principales responsables del afloramiento de agua profunda, fría y rica en nutrientes durante la primavera y el verano (Bakun, 1990). Estos afloramientos o surgencias permiten el contacto de los nutrientes con la capa iluminada del océano, disparando la productividad biológica en una banda costera que llega a alcanzar los 500 km de amplitud (Rykaczewski and Checkley, 2008).

Una vez puestas en marcha, las surgencias costeras provocadas por vientos, pueden ser intensificadas o atenuadas por ondas costeras atrapadas de origen local o remoto (Norton et al., 2013). Un ejemplo de estas ondas costeras son las provocadas por los eventos ENOS, las cuales producen la disminución de la actividad de surgencias por medio del abatimiento de la termoclina (Bakun, 1990). Las variaciones del estado físico en el SCC se encuentran estrechamente acopladas a la variabilidad de la CA; al mismo tiempo, ambas corrientes responden a la dinámica de procesos océano-atmósfera a escala cuenca, incluyendo las interacciones del trópico con el resto del Pacífico Norte (King et al., 1998; Di Lorenzo et al., 2008).

## 1.2. *La Respuesta Biológica*

La respuesta biológica que es detonada por los cambios en el estado físico del SCC, podría visualizarse como una intrincada red de causas y efectos que se entreteje en y entre niveles tróficos y que adopta diferentes configuraciones según la escala espacio-temporal con la que se analice. Por ejemplo, la respuesta inmediata ante el forzamiento físico, por el aumento de la actividad de surgencias, es el aumento de la producción primaria (PP) la cual determina la biomasa provista a niveles tróficos superiores (Field et al., 1998). Kahru et al. (2009) describieron un incremento en los valores máximos anuales de PP neta a lo largo de la costa en la CC entre 1997 y 2007. Este incremento gradual fue acompañado por mayores concentraciones de clorofila a (Chl-a), tal y como ocurre también en las corrientes de otros bordes orientales (Kahru y Mitchell, 2008). Existe la idea generalizada de que el aumento de la actividad de

surgencias en la CC se correlaciona positivamente con incrementos de Chl-a, PP y producción secundaria (Kahru et al., 2009).

La respuesta biológica que generan los cambios físicos se extiende de los productores primarios a los consumidores secundarios (zooplancton; McGowan *et al.*, 1996; Sugimoto y Tadokoro, 1998), peces (MacCall, 1996) y macro fauna como el calamar gigante o amniotas marinos (Salvadeo et al., 2011). Entre el conjunto de procesos que desencadenan las surgencias en las redes tróficas del gran ecosistema marino del SCC, las fluctuaciones poblacionales de los pelágicos menores, particularmente de la sardina del Pacífico, en comparación con cualquier otra especie del ecosistema, se cuentan entre las más importantes en términos de biomasa acumulada (e.g. captura > 221,600t en el año 2012). Los cambios en la abundancia de la sardina, representan una oportunidad para analizar la propagación de los componentes cíclicos del clima oceánico, desde su manifestación hasta la respuesta biológica que provocan.

### 1.3. *Sardina del Pacífico* (*Sardinops sagax*, Jenyns, 1842)

La sardina del Pacífico es un pelágico menor que forma grandes cardúmenes y habita aguas subtropicales y templadas. Esta especie es considerada una de las más importantes en el mundo por las actividades de pesca que se le vinculan, así como por su contribución para sostener poblaciones de otros peces, mamíferos marinos y aves (Martínez-Porchas, 2012). Aunque existen fluctuaciones en su rango de distribución, la sardina del Pacífico llega a extenderse desde el norte de Canadá (~60°N) hasta la porción mexicana de la CC y dentro del Golfo de California (Lluch-Belda et al., 1986; Rodríguez-Sánchez *et al.*, 2002; Felix-Uraga *et al.*, 2004).

Este pequeño pez pelágico puede alcanzar una talla de 41cm y llega a vivir hasta 14 años, aunque es poco común que los individuos sobrepasen los cinco años de edad y 30 cm de talla (Hill *et al.*, 2006). Es un organismo de hábitos omnívoros, ya que su dieta se compone principalmente de copépodos, huevos y diatomeas (McFarlane *et al.*, 2005). Durante la época cálida del año se desplaza hacia el polo, internándose algunos

años tan al norte como el Golfo de Alaska, mientras que en invierno su rango de distribución se contrae hacia el sur.

La población de sardina del Pacífico nororiental puede dividirse en tres componentes de acuerdo con la afinidad térmica de cada uno: 1) stock frío (17 °C), 2) stock templado (22 °C) y 3) stock cálido (>22 °C; Félix-Uraga *et al.*, 2005). El stock frío (norteño) ha presentado múltiples episodios cíclicos de incremento y reducción de biomasa poblacional (Zwolinski y Demer, 2014) que han sido encontrados también en diversos indicadores, tales como paleo-reconstrucciones (Soutar e Isaacs, 1969; Baumgartner *et al.*, 1992), registros históricos de captura pesquera (Kawasaki, 1994), en diversos estudios publicados sobre su distribución y abundancia (Lluch-Belda *et al.*, 1989; Schwartslotse *et al.*, 1999; Rodríguez-Sánchez *et al.*, 2002;) y en la variabilidad de áreas de desove y reclutamiento (Zwolinski y Demer, 2014).

En aguas de Columbia Británica, la pesquería de sardina fue la más importante desde mediados de la década de 1920 hasta mediados de la década de 1940, promediando 40,000 toneladas anuales y llegando a alcanzar las 80,000 t en algunos años. En 1947, la pesquería colapsó repentinamente y las sardinias desaparecieron por completo de Canadá y del norte de los Estados Unidos (McFarlane y Beamish, 2001). En el año de 1992, individuos de la especie reaparecieron en aguas del sur de Vancouver después de 40 años de ausencia absoluta y continuaron sus capturas en pequeñas cantidades hasta 1999 (McFarlane *et al.*, 2005). En Canadá, las capturas incrementaron 700% en cuatro años, de 200 t en 1995 a 1500 t en 1999 (McFarlane y Beamish, 2001).

Los desoves de sardina en aguas canadienses han sido considerados como raros y suelen suceder durante periodos inusualmente cálidos (e.g. verano de años El Niño). Por ello la fracción adulta, la fracción juvenil y el éxito del desove en el extremo norte de su distribución (~50N), son particularmente sensibles a la expansión (y contracción) del resto de la población. Es posible que estos cambios poblacionales de la sardina estén relacionados con los cambios físicos que generan periodos de calentamiento/enfriamiento en los distintos hábitats que ocupan estos peces durante su

ciclo de vida (McFarlane y Beamish, 2001; McFarlane *et al.*, 2005). Si bien la relación entre el clima y la dinámica poblacional de la sardina del Pacífico se ha ido clarificando en las décadas recientes, los mecanismos subyacentes aún deben ser elucidados (Zwolinski y Demer, 2014).

## **ANTECEDENTES Y JUSTIFICACIÓN**

Después de la variación circadiana, el ciclo estacional es la oscilación climática más evidente debido a que su corta duración permite observarlo en múltiples repeticiones durante el lapso de vida humana. Por eso el ciclo estacional es una de las escalas de variación mejor descritas, tanto en parámetros físicos como biológicos. Los cambios inducidos por el ciclo estacional en el SCC han sido descritos por diversos autores (Lynn y Simpson, 1987, Schwing *et al.*, 2002, McClatchie, 2014).

La siguiente escala temporal importante en la variabilidad climática del SCC y el Pacífico Norte es la interanual, la cual se encuentra estrechamente ligada a los eventos ENOS. Las consecuencias de la variabilidad interanual sobre el ambiente físico y biológico del SCC son relativamente bien conocidas, ya que el ENOS es un fenómeno recurrente cuyos mecanismos generales están bien descritos. La capacidad para pronosticar el ENOS en el corto y mediano plazo, se encuentra ya en desarrollo y ha podido anticiparse con seis meses a un año de antelación (Lluch-Belda *et al.*, 2003, Ludescher *et al.*, 2014). En adición a lo anterior, en los últimos 30 años se han comenzado a tomar en cuenta escalas de variación más grandes para tratar de entender mejor los cambios en el clima y su efecto en los ecosistemas. Para expandir el conocimiento más allá de las fronteras del ciclo estacional y la variabilidad interanual de corto plazo (e.g. ENOS), se puede hacer referencia a estudios que se enfocan en escalas de tiempo de más de 10 años, las cuales son el objeto de estudio del presente trabajo.



Analizando los mecanismos físicos asociados a las diferentes escalas de variabilidad en la CC, Lluich-Belda *et al.* (2003) mencionan la presencia de fluctuaciones decadales (~10 años), bi-decadales (~20-30 años) y de baja frecuencia (~50-75 años) en series de anomalías de temperatura, altura del mar, el PDO, el AFI y el ALPI. Sugieren que todas las frecuencias de variación interanual se encuentran relacionadas a condiciones climáticas de dos estados opuestos del sistema: 1) el primero, asociado con el relajamiento del flujo de la CC, se caracteriza por la intensificación del centro de baja presión de las Aleutianas, intensificación de la CA y la Contracorriente de California; anomalías positivas de TSM en la costa, aumento del nivel del mar, mayor frecuencia en la formación y persistencia de giros de meso-escala, y un aumento de la advección hacia el norte con intrusión de fauna sureña; 2) el segundo estado del sistema, cuando éste se intensifica, se asocia con condiciones opuestas. Los autores concluyen que la variabilidad climática del SCC muestra cualidades similares en las escalas de tiempo que analizaron ( $\geq 10$  años).

McGowan y colaboradores (1996) destacan la aparición súbita y sincrónica de anomalías térmicas a lo largo de la costa frente a la CC. Con base en el conocimiento de las ondas Kelvin, sugieren que se esperaría la propagación de las anomalías cálidas de sur a norte y que esa señal sería particularmente alta durante episodios de El Niño (ecuatorial). Por ejemplo, el nivel del mar si presenta cambios que se propagan de sur a norte, pero en ese entonces no se contaba con evidencia consistente de un cambio progresivo en la misma dirección (sur-norte) de las anomalías de TSM.

A pesar de esta contradicción, los autores aportan evidencia respecto a la evolución estacional de las anomalías térmicas en aguas del sur de California (La Jolla) en respuesta a eventos ENOS y encuentran que cuando se trata de un evento muy intenso (1957-58 y 1982-83), el efecto del fenómeno (en dirección y amplitud de anomalías de TSM) persiste hasta por dos años. En este caso, la idea de la señal climática en dirección sur-norte tiene soporte, ya que el ENOS se origina en el trópico y se propaga hacia latitudes altas. Adicionalmente, los autores muestran el patrón

espacial de las anomalías de TSM frente a La Jolla y lo describen como una “impresionante coherencia” con la presión al nivel del mar y la variación común de la TSM con la temperatura del aire, tanto a escala del Pacífico Norte como a escala global. Ello habla de la relevancia de los procesos de gran escala sobre los cambios locales de temperatura en la superficie marina (McGowan *et al.*, 1996).

En la CC, los cambios de temperatura, profundidad de la termoclina y estratificación de la columna de agua han sido acompañados por cambios en las poblaciones de sargazo, diatomeas, foraminíferos y radiolarios (Rebstock, 2003). Analizando las escalas de cambio en el clima de la CC, McGowan *et al.*, (1996, 1998) describen la importancia de las variaciones interdecadales sobre el ambiente físico (e.g. TSM, salinidad, oxígeno) y la respuesta que inducen sobre la comunidad zooplanctónica. Señalan que la circulación atmosférica invernal en el Pacífico Norte se intensificó (en su componente zonal) hacia finales de la década de 1970, lo que implicaría un enfriamiento relativo de la CA acompañado del calentamiento de la CC. Estos cambios interdecadales en la temperatura de la capa superficial pudieron haber estado relacionados con el forzamiento del viento a escala cuenca. Estos autores también destacan que si la disminución del zooplancton forma parte de un ciclo natural, su tendencia se revertiría en los años próximos con efectos igualmente transitorios. Su predicción fue acertada, tal como lo muestran las series de tiempo más recientes (Mackas y Baugrand, 2010).

En cuanto al efecto de variaciones ambientales de largo plazo (>10 años) en especies de niveles tróficos superiores, MacCall (1996) describió cambios de baja frecuencia en diferentes poblaciones de peces pelágicos (e.g. atunes, peces espada, pelágicos menores) que parecen estar relacionados con la alternancia de regímenes de TSM fríos / cálidos en un rango aproximado de 50-70 años. Menciona que estos cambios “poco frecuentes” son más notorios en los límites (norte y sur) de los rangos de distribución de cada especie. También destaca que los cambios de distribución y abundancia están correlacionados con las fluctuaciones de peces pelágicos en otras áreas geográficas tales como Perú-Chile y Japón, citando a las teleconexiones como

un mecanismo potencialmente responsable de la sincronía en los cambios. MacCall (1996) llega a dos conclusiones relevantes en el contexto del presente estudio: 1) existe una similitud entre regiones distantes, tanto en las asociaciones de peces como en las condiciones físicas; y 2) es plausible que los cambios en las poblaciones de sardinas y anchovetas pudieron haberse propagado a través de la estructura trófica de cada sistema hacia los pelágicos mayores.

En suma, los cambios decadales y multidecadales del SCC tienen efectos que se multiplican sobre las distintas etapas de vida de las especies y sobre distintos atributos poblacionales y comunitarios de la biota marina. El estudio de los periodos de calentamiento / enfriamiento en la CC ha permitido entender las grandes fluctuaciones de algunas poblaciones marinas de interés para la sociedad (e.g. sardina) y en algunos casos, el uso de señales climáticas de largo plazo han derivado en propuestas de pronósticos (Klyashtorin, 1998).

En virtud de lo anterior, resulta claro que una mínima habilidad para anticipar cambios permitiría reforzar el desarrollo de estrategias dirigidas a mejorar la adaptabilidad de los sistemas de producción pesquera ante las repercusiones de la variabilidad climática (Lluch-Cota *et al.*, 2006). En este contexto, el presente estudio busca avanzar en la generación de pronósticos del clima y de la captura de las especies de importancia comercial más abundantes en el SCC. Para ello se analizaron las señales decadales y multidecadales como componentes relevantes de la variabilidad del ambiente físico, y se discutieron posibles mecanismos entre el forzamiento ambiental y la respuesta biológica.

## **HIPÓTESIS**

Si los procesos decadales y multidecadales de calentamiento y enfriamiento son indicadores de cambios cíclicos en el ambiente físico del SCC, entonces ese tipo de cambio no sólo puede identificarse en diferentes variables ambientales sino que también contiene un componente predictivo tanto de la parte climática como de la biológica.

## **OBJETIVOS**

### ***General***

Analizar las señales decadales y multidecadales del ambiente físico en el SCC, en el contexto de los cambios a gran escala del Pacífico norte y explorar el potencial predictivo de la fracción cíclica del clima tanto en variables físicas como biológicas.

### ***Particulares***

- Detectar patrones de cambio periódicos e identificar periodos consistentes, tanto en el SCC así como también en regiones aledañas (e.g. CA y Pacífico Norte).
- Examinar el poder predictivo de los periodos detectados en las variables ambientales.
- Evaluar la utilidad de los valores proyectados de variables ambientales para construir modelos predictivos basados en la relación del clima oceánico y la captura de sardina del Pacífico.

## ÁREA DE ESTUDIO

La Corriente del Pacífico Norte es un flujo amplio que se desplaza en dirección al este y se origina en la Corriente de Kuroshio (Stewart, 2008). Cuando se aproxima a la costa oeste de Norteamérica, la Corriente del Pacífico Norte se bifurca en un brazo subpolar que gira hacia el norte y se conoce como CA, mientras que el otro brazo gira hacia el ecuador y se conoce como CC. En el modo dominante de variabilidad, ambos giros (subpolar y subtropical) co-varían en sentido opuesto pero simultáneo, en respuesta a fluctuaciones de la velocidad de la Corriente del Pacífico Norte (Cummins y Freeland, 2007), de ahí que la dinámica a escala cuenca tiene un papel primordial sobre el transporte y fuerza de la CA y la CC (Di Lorenzo *et al.*, 2008). Sobre la costa de Norte América, el área de estudio comprende una gran extensión entre las latitudes 21 °N-60 °N, la cual se caracteriza por presentar actividad de surgencias/subsidencias (Macías *et al.*, 2012).

La porción norte del área de estudio (~45 °N-60 °N) se encuentra bajo el dominio de la CA. Esta es una corriente estrecha e intensa que bordea la costa sureña de Alaska y sus valores de salinidad son relativamente bajos debido a la influencia de los regímenes regionales de descargas de agua dulce (Royer, 1981). El sistema de baja presión que se propaga en el Pacífico Norte en dirección este-oeste, frecuentemente se extiende hasta el Golfo de Alaska e induce cambios significativos en la hidrografía de ese lugar (Overland y Hiestler, 1978). En aquella región, el viento impulsa parcelas de agua marina en dirección a la costa, lo que produce subsidencias (hundimientos) que alcanzan sus valores máximos en enero y mínimos hacia el verano. A penas un par de meses del año (entre mayo y octubre) el viento cambia de dirección y genera condiciones de surgencias, aunque su flujo es escaso (Foreman *et al.*, 2011; Schwing *et al.*, 1996).

La CC se extiende unos 3000 km desde el norte de la isla de Vancouver (~42 °N), hasta aproximadamente la punta sur de la península de Baja California (~23 °N; Bograd y Lynn, 2003). En la amplia región de la CC, el esfuerzo del viento provoca que el flujo

se intensifique en superficie y que la corriente alcance profundidades de hasta 500 m (Checkeley y Barth, 2009).

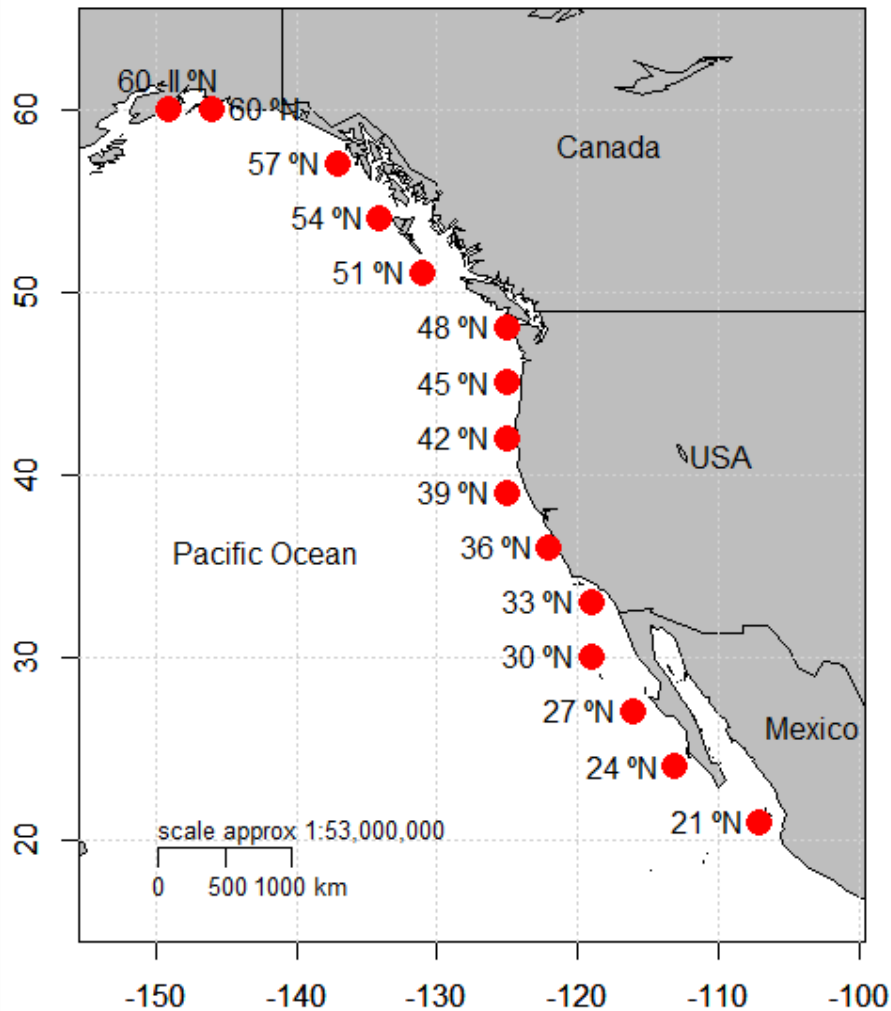


Figura 1. Posición de las estaciones donde se miden los campos de presión atmosférica utilizados por el Laboratorio de Pesca y Ambiente del Pacífico (PFEL-NOAA) para calcular el índice de surgencias (transporte de Ekman). Las series de temperatura superficial del mar que se analizaron en el presente trabajo (1854-2013) fueron extraídas de las mismas posiciones geográficas.

Los vientos dominantes soplan en dirección al ecuador sobre una franja de entre 50-75 km de ancho a una velocidad promedio de  $0.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , y se estima que impulsan hasta la mitad del flujo total de la CC. En algunos casos, estos vientos generan surgencias

costeras que se separan de la costa. La capa superficial de Ekman que fluye hacia fuera de la costa tiene velocidades típicas de  $10\text{-}20 \text{ m}\cdot\text{día}^{-1}$  (Barth *et al.*, 2000; Checkelely y Barth, 2009). Las surgencias costeras provocadas por vientos en el SCC son impulsadas o atenuadas por ondas costeras atrapadas (Kelvin) de origen local o remoto, las cuales se propagan a lo largo de la costa en dirección al polo con velocidades de entre  $30\text{-}90 \text{ km}\cdot\text{día}^{-1}$ . En combinación con los eventos de surgencias/subsidencias, las ondas Kelvin conducen cambios en la estructura de la densidad del océano (Norton *et al.*, 2013).

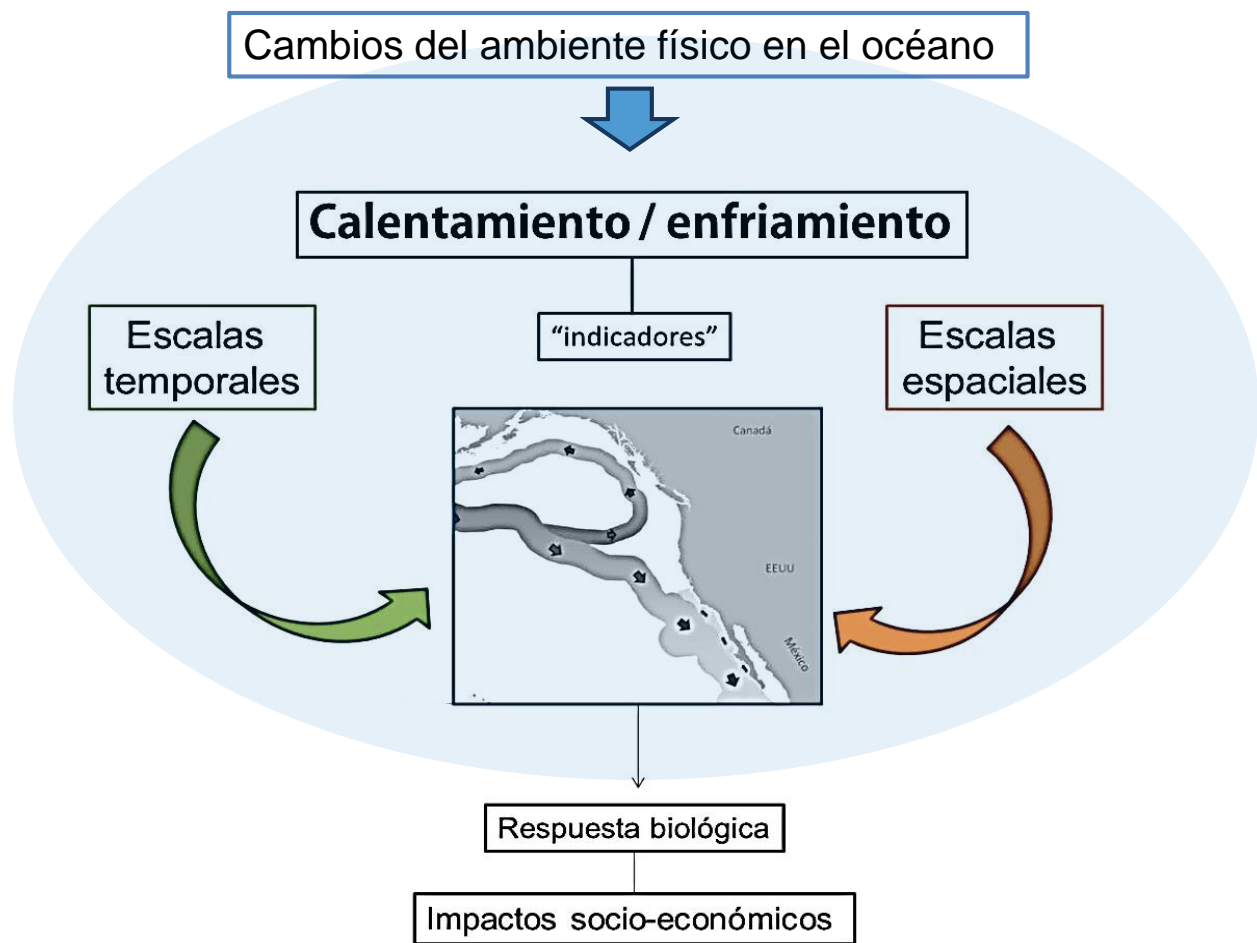


Figura 2. Mapa conceptual de los periodos de calentamiento y enfriamiento como indicadores de cambio en el Sistema de la Corriente de California y sus regiones marinas aledañas.

La estación más sureña del área de estudio se encuentra a los 21 °N. A esa latitud, en invierno y primavera, la región recibe la influencia de la CC principalmente, aunque mezclada con la Contracorriente Ecuatorial y la Corriente Ecuatorial del Norte. Hacia mediados del año, en verano y otoño, la CC se debilita y la región (21 °N) recibe mayor influencia de aguas tropicales provenientes de la Contracorriente Ecuatorial y la Corriente Costera de Costa Rica (Filonov et al., 2000, 2003). Durante eventos El Niño o durante los picos del calentamiento multidecadal, la influencia de agua tropical puede desplazarse tan al norte como California (Salvadeo *et al.*, 2011).

## 2. METODOLOGÍA

Se recopilaron cinco series reconstruidas de índices climáticos y biológicos: 1) temperatura superficial en el Pacífico Norte (PDO\_rec), 2) escamas de sardina (ES), 3) circulación atmosférica (CATM), 4) componente meridional del viento (VM) y 5) flujo de diatomeas (FD). Estas series fueron analizadas mediante tres técnicas numéricas: 1) la rutina *Periods*, 2) el análisis de densidad espectral y 3) el análisis de ondículas. Cada técnica se detalla más adelante.

Con el fin de tener criterios más amplios para definir qué periodos se encuentran presentes en las series de índices climáticos reconstruidos, se modificaron los siguientes aspectos técnicos: en el análisis espectral se trabajó con un intervalo que abarcó cuatro niveles de confianza (80%, 85%, 90% y 95%) al construir la hipótesis nula; y en el análisis de ondículas se aplicaron diferentes grados de suavizado (5 años, 11 años, 16 años y suma acumulada) antes de introducir las series al análisis. En complemento, se hizo una revisión bibliográfica de las señales cíclicas, en la escala de 10 a 100 años, que se han identificado en diversos procesos geofísicos a nivel global y regional (Tabla 4).

Los periodos detectados en cada índice climático, por las tres técnicas de series de tiempo (Fourier, ondículas, *Periods*) se usaron para definir intervalos *ad hoc* (de



periodos). Luego, cada señal periódica fue cuantificada en el intervalo de periodos correspondiente, por ejemplo; valores de 10, 12 y 10 años, correspondió a tres conteos para el intervalo 10-12. Los intervalos con mayor número de conteos (entre técnicas y entre variables) se consideraron las señales más consistentes y se usaron como criterio para aceptar o rechazar la validez de ciertos periodos. Para ello, se ubicaron en los intervalos correspondientes a los periodos reportados en la literatura para variables geofísicas y astrofísicas, es decir; el intervalo 10-12 apunta al periodo de 11 años de la irradiancia solar como el principal responsable de transmitir una señal periódica a esa escala. En otras palabras, los intervalos de señales periódicas con mayor número de conteos se consideraron como evidencia de periodos específicos.

Por la relevancia de las surgencias/subsidencias sobre el estado del ambiente físico y sobre los ecosistemas de la costa oeste de Norteamérica, se analizaron las series de tiempo del índice de surgencias correspondientes a 15 estaciones estándar entre las latitudes 21 °N – 60 °N con una extensión temporal de 67 años (1946-2012). Estas 15 series se introdujeron a un Análisis de Factores de Máxima Autocorrelación (MAFA), el cual permite reducir la cantidad de ruido (variabilidad estocástica) con respecto a los cambios comunes entre las series originales. Cada nueva serie es un Factor de Máxima Autocorrelación (MAF) de la actividad de surgencias: estas nuevas series fueron examinadas mediante análisis espectrales y la rutina *Periods* con el fin de detectar señales periódicas. Por medio del ajuste y evaluación de regresiones periódicas, los periodos identificados como los más consistentes se compararon con señales artificiales obtenidos de números aleatorios y con los periodos arrojados por la rutina *Periods* (ver sección 2.2.3.).

Con el fin de hacer un pronóstico de la variabilidad climática en la región, se exploraron las siguientes estrategias:

- 1) proyecciones al año 2030 de índices climáticos convencionales (e.g. PDO) usando únicamente los componentes cíclicos (y desechando periodos contiguos) obtenidos mediante la rutina *Periods* (Tabla 2).

- 2) Ajuste y validación de regresiones periódicas del *MAF-1* de surgencias. Se construyeron varios modelos independientes de regresión periódica, usando diferentes longitudes de las series originales.
- 3) Pronósticos de la TSM al año 2080 mediante modelos aditivos generalizados (GAM), usando como variables predictivas los índices climáticos de gran escala en el Pacífico Norte (Tabla 2).
- 4) Ajuste y validación de los GAM de capturas de sardina. Las variables predictivas fueron índices climáticos de gran escala combinados con *MAF* de surgencias, mientras que las variables de respuesta fueron las capturas (de sardina) en cinco localidades frente al SCC; Columbia Británica, Washington-Oregon, California, Ensenada y Bahía Magdalena (Tabla 3).

## 2.1. Datos

### *Indicadores climáticos reconstruidos*

**PDO reconstruido (PDO\_rec).** Partiendo de la relación actual entre el PDO y la variabilidad de la distribución espacial de las lluvias de verano en el este de China, Shen *et al.* (2006) extendieron la serie del PDO hacia el año 1470, usando como proxy de las lluvias un índice de sequías/inundaciones que la Administración Meteorológica Nacional de China obtuvo a partir de documentos históricos. Este índice ha sido usado previamente para estudiar patrones climáticos de gran escala como la presión al nivel del mar en el Pacífico Norte y el índice de la Oscilación del Sur (SOI). La relación del PDO\_rec es directamente proporcional con el PDO actual, es decir que los valores del PDO\_rec que son superiores a cero se corresponden con la fase positiva (cálida) del PDO, mientras que cuando el PDO\_rec presenta anomalías negativas, está indicando una fase fría del PDO.

**Circulación atmosférica (CATM).** Cambios en la circulación atmosférica del Pacífico fueron inferidos de los registros (en documentos del Archivo General de Indias) de la duración de viaje de los Galeones españoles que cruzaban del puerto de Acapulco (México) a Manila (Filipinas) entre 1591 y 1720, como parte de los servicios de

transportación que el imperio español estableció en la región durante los siglos XVI y XVII. Los viajes de menor duración (más rápidos) son indicativos de una circulación atmosférica más fuerte y en consecuencia vientos y corrientes de mayor velocidad en el gran giro del Pacífico. Condiciones de vientos y corrientes relajadas corresponden a los registros de travesías de mayor duración.

**Escamas de sardina (ES).** La tasa de depositación de escamas de sardina del Pacífico fue reconstruida por Baumgartner *et al.* (1992), quienes obtuvieron las muestras de sedimentos laminados anóxicos de la cuenca de Santa Bárbara. La serie abarca 1700 años, del 210 a 1970, con una resolución temporal de 10 años. La suposición básica detrás de esta serie de tiempo es que la abundancia de sardinas es proporcional a la tasa de depositación de escamas.

**Viento meridional (VM).** Las serie de datos de 1° X 1° (34 °N-35 °N y 120 °W-121 °W) de la componente meridional del viento provienen de la base Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS; ver Woodruff *et al.*, 1993; Lluch-Cota *et al.*, 2000). En el procesamiento del COADS, los registros observacionales básicos han sido editados mediante un procedimiento que elimina los valores extremos (*outliers*) respecto a límites climatológicos derivados de tres periodos; 1854-1909, 1910-49, 1950-79 (Woodruff *et al.*, 1993). Los vientos meridionales suelen asociarse a condiciones favorables para la generación de surgencias.

**Flujo de diatomeas (FD).** La serie reconstruida del flujo de diatomeas, considerada como un indicador de la productividad primaria en la CC, se obtuvo de un núcleo de sedimento por Martínez-López (2004). La muestra fue extraída con un nucleador de caja tipo Reinek, en el centro de la cuenca de Santa Bárbara (34° 12.9'N, 120° 03.20'W). El periodo que comprende la serie es de 1909 a 1991. La cronología de este núcleo fue desarrollada a partir de una loza de 1 cm de grosor por conteo de varvas y correlacionada con una cronología independiente desarrollada usando la tasa de decaimiento de los isótopos radiactivos de  $^{210}\text{Pb}$  y el cociente de  $^{228}\text{Th} / ^{232}\text{Th}$  (Soutar e Isaacs, 1974). La serie de tiempo de los flujos totales (núm. valvas  $\cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{año}^{-1}$ ) de

diatomeas se construyó siguiendo los procedimientos descritos en Martínez-López, (2004). Los valores altos del FD sugieren ambientes con altas concentraciones de nutrientes, que son las condiciones en las que proliferan las diatomeas. En contraste, las condiciones con escasez de nutrientes y crecimiento poblacional limitado (de diatomeas) son indicados por valores bajos del FD (Martínez-López, 2004).

Tabla 1. Índices climáticos reconstruidos a partir de diferentes proxies, los cuales se asocian con diversos aspectos de la variabilidad climática del Pacífico Norte.

INDICADOR (acrónimo)	DESCRIPCIÓN (unidades)	UNIDADES	EXTENSIÓN (años)	FUENTE
Patrón de temperatura superficial en el Pacífico Norte (PDO_rec)	de PDO reconstruido con base en la relación actual del PDO y las lluvias en el Este de China en verano.	Adimensional	1470-1998	Shen <i>et al.</i> , 2006
Escamas de sardina (ES)	Abundancia de sardina monterrey inferida del flujo de escamas depositadas en sedimentos laminados.	Numero de escamas / cm <sup>2</sup> / año	210-1970	Baumgartner et al., 1992
Circulación atmosférica (CATM)	Días de trayecto de los Galeones españoles Acapulco-Manila-Acapulco.	Días	1591-1720	García et al., 2001
Componente meridional del viento (VM)	Componente meridional del viento.	Anomalías	1909-1991	Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS)
Flujo de diatomeas	Valores			

(FD)	reconstruidos de núcleos de sedimentos laminados en la cuenca de Santa Bárbara, California.	Anomalías de No. de valvas m <sup>2</sup> año <sup>-1</sup>	1909-1991	Dra. Aida Martínez-López CICIMAR-IPN
------	---	---	-----------	---

---

## ***Surgencias***

El Laboratorio de Pesca y Ambiente del Pacífico (PFEL, por sus siglas en inglés) genera un índice de la intensidad de surgencias costeras inducidas por vientos en 15 localidades a lo largo de la costa de Norteamérica, entre los 21° y los 60° de latitud norte (Figura 1). El índice está basado en estimaciones del transporte de Ekman (movimiento de parcelas de agua) que es provocado por estrés geostrofico del viento. Los vientos geostroficos (aproximación física al viento real) son derivados de los promedios mensuales de datos de campos de presión en la superficie atmosférica, cuya frecuencia de registro es cada 6 horas. Esta información es provista por el Centro de Meteorología y Oceanografía Numérica de la Flota Naval de los Estados Unidos (FNMOC, Monterey, CA.). La idea detrás de este índice fue desarrollar una serie que representara las variaciones de las surgencias costeras a lo largo del tiempo.

Los datos mensuales del índice de surgencias para el periodo 1946-2012 fueron descargados del sitio web del PFEL (<http://www.pfeg.noaa.gov/products/pfel/modeled/indices/upwelling/upwelling.html>). Los valores mensuales fueron sumados para obtener el total anual de agua aflorada por estación. Cada serie fue empleada para detectar patrones periódicos y compararlos con periodos reportados en variables geofísicas (e.g. forzantes de gran escala).

### ***Índices climáticos (observacionales)***

Se recopilaron las series de tiempo de índices climáticos basados en mediciones observacionales de la región (Pacífico Norte), los cuales representan procesos oceánicos y atmosféricos que actúan como factores forzantes del clima a gran escala. En la tabla 2 se muestra una descripción detallada de cada índice.

Tabla 2. Índices climáticos del Pacífico americano utilizados en el presente estudio. Los índices están basados en datos observacionales; el acrónimo del índice corresponde a su nombre en inglés.

Índices	Descripción	Cita
Índice de la oscilación del Pacífico Norte (NOI)	Representa una amplia gama de eventos climáticos tropicales y extratropicales sobre el Pacífico Norte.	Schwing et al., 2002
Oscilación Decadal del Pacífico (PDO)	Variabilidad multidecadal de la temperatura superficial del mar en el Pacífico Norte.	Mantua et al., 1997
Índice multivariado del ENSO (MEI)	Variabilidad del ENSO en el Pacífico Ecuatorial.	Wolter, 1987 Wolter & Timlin, 1993
Índice de Baja Presión de las Aleutianas (ALPI)	Representa cambios en la intensidad del sistema de baja presión de las Aleutianas en el Pacífico Norte.	Beamish et al., 1997
Índice de la circulación atmosférica del Pacífico (PCI)	Circulación atmosférica en la costa oeste de Canadá.	King et al., 1998
Oscilación del Gran Giro del Pacífico (NPGO)	Expresión atmosférica de la temperatura superficial y la presión al nivel del mar en el Pacífico Norte	Di Lorenzo, 2008

### **Temperatura superficial del mar**

Se descargaron las series temporales de la base de datos reconstruida y extendida de TSM (<http://lwf.ncdc.noaa.gov/oa/climate/research/sst/sst.php>), también conocida por sus siglas en inglés como ERSST (V3b; Smith *et al.*, 2008). La resolución espacial de la base es de 2° x 2°, con una extensión de 159 años (1855-2013). Las posiciones de las series extraídas se muestran en la figura 1.

### **Capturas de sardina**

Se recopilaron las series históricas de captura de la sardina del Pacífico en cinco localidades del SCC: Columbia Británica, Washington-Oregon, California, Ensenada y Bahía Magdalena. En la tabla 3 se detallan las fuentes de donde se obtuvieron las series y su extensión temporal.

Tabla 3. Localidad, fuente y extensión temporal de las series de captura de sardina monterrey en el Sistema de la Corriente de California.

LOCALIDAD	ACRÓNIMO	EXTENSIÓN TEMPORAL	FUENTE
Columbia Británica (Canadá)	CB	1917-2013	Gordon McFarlane Departamento de Pesca y Océanos, Canadá
Washington-Oregon (EE.UU.)	WO	1990-2013	Gordon McFarlane Departamento de Pesca y Océanos, Canadá
California (EE.UU.)	CA	1976-2012	Departamento de Pesca y Vida Silvestre, California, EEUU.

Ensenada, BC (México)	ENS	1981-2012	Roberto Félix Uruga CICIMAR-IPN
Bahía Magdalena, BCS (México)	BM	1981-2012	Roberto Félix Uruga CICIMAR-IPN

---

## 2.2. *Análisis estadísticos*

### 2.2.1. *Análisis de Factores de Máxima Autocorrelación (MAFA)*

Originalmente propuestos para filtrar señales de satélite provenientes de canales múltiples de transmisión (Switzer y Green, 1984), el análisis *MAFA* fue adaptado al contexto de la variabilidad ambiental y climática por Shapiro y Switzer (1989). Posteriormente, otros autores mostraron su utilidad para el análisis de cambios comunes en datos pesqueros y ecológicos (Solow, 1994; Pearce y Frid, 1999; Erzini *et al.*, 2005).

*MAFA* es una técnica que en cierto sentido es similar a componentes principales (CP), dado que se basa en transformaciones lineales que optimizan ciertas propiedades de las series originales. A diferencia de CP, en el que la varianza es optimizada sucesivamente en variables que se construyen proyectándolas sobre nuevos ejes ortogonales, *MAFA* busca que se maximice la autocorrelación de cada nueva serie. Cada variable de salida es una combinación lineal de todas las series de entrada, y el criterio de autocorrelación es lo que lo hace especialmente pertinente para el contexto de series de tiempo (CP no toma en cuenta que los datos son ordenados en función del tiempo). El objetivo fundamental del procedimiento *MAFA* es que en las nuevas series



que contienen altos valores de autocorrelación, se combine la información contenida en las series originales, permitiendo descomponer e interpretar su señal (Shapiro y Switzer, 1989).

Se define el vector columna de  $p$  series originales al tiempo  $t$  como:

$$Z(t) = (Z_1(t), \dots, Z_p(t))^T$$

El conjunto de factores de máxima autocorrelación (*MAF*) que se obtienen como salidas del MAFA son también  $p$  en número, y pueden ser denotados en forma similar:

$$Y(t) = (Y_1(t), \dots, Y_p(t))^T$$

Los *MAF* son combinaciones lineales contemporáneas a las originales, es decir:

$$Y(t) = A Z(t)$$

donde la matriz  $A$  de dimensión  $p \times p$  es fija (no depende del tiempo). Esta matriz se calcula con técnicas y algoritmos de álgebra lineal, forzando a que se cumplan las siguientes condiciones:

1. Las series de salida  $Y_1(t), \dots, Y_p(t)$ , deben ser independientes entre sí.
2. Los valores de autocorrelación con desfase=1, correspondientes a las series de salida, deben estar ordenados en forma decreciente.
3. Cada serie de salida debe encontrarse correlacionada positivamente con el tiempo.

En virtud de que la autocorrelación con desfase 1 es una medida del grado de suavidad de una serie de tiempo, estas restricciones dotan a las *MAF* de la interpretación siguiente: las series  $Z(t)$  se descomponen como combinaciones lineales de series componentes ortogonales de  $Y(t)$  siendo  $Y_1(t)$  la serie más suave posible y así sucesivamente hasta la serie  $Y_p(t)$  que tiene el menor suavizamiento de todas.

En complemento a la extracción de los *MAF* se realizaron análisis de correlación canónica (Sharma, 1996) con el fin de conocer el grado de dependencia entre las series de actividad de surgencias por estación (series originales) con cada uno de los *MAF*( $n$ ).

### 2.2.2. Densidad espectral

La densidad espectral es la representación matemática de una serie de tiempo en una o varias funciones sinusoidales, lo que brinda información acerca de la forma en que se encuentra distribuida la energía de una señal entre las diferentes frecuencias que la componen (Bloomfield, 2004).

Cada función sinusoidal es una suma de las funciones seno y coseno de cada frecuencia, siendo ponderadas por un coeficiente específico. Dada la ortogonalidad de senos y cosenos, el valor de sus coeficientes puede sintetizarse en una cifra única, la cual equivale a la fracción de la varianza que es explicada por cada frecuencia que compone a la serie original, en otras palabras el valor del periodograma (Bloomfield, 1976, 2000). Ya que los valores del periodograma son una muestra del espectro real de frecuencias, también contienen error. Para disminuir dicho error, se hacen las estimaciones de la densidad espectral ya que eliminan los valores extremos que están aleatoriamente distribuidos y resaltan características de interés del periodograma, como lo son las regiones del espectro con valores consistentemente altos o bajos

(Lluch-Cota et al., 2003). En este trabajo se aplicó el estimador de densidad espectral de Parzen.

En el análisis espectral se aplican transformaciones de Fourier a la serie original, lo que equivale a transformar el producto de dos funciones: una, de extensión finita, es la serie que se pretende transformar, la segunda es una función tipo caja, de extensión infinita, la cual se activa o “enciende” en el intervalo que coincide con la serie finita original, y se desactiva o “apaga” fuera de ese intervalo. El defecto de la función tipo caja consiste en la intrusión (*leakeage*) de frecuencias adyacentes hacia las regiones espectrales con señales energéticas. Para minimizar el problema de frecuencias adyacentes, se aplicó una función de ahusamiento (*taper*) que ayuda a prender y apagar gradualmente la función. Para ello se utilizó una función *ad hoc* (*Split-cosine-bell tapering*) en la que se aplicó el 15% de ahusamiento a los extremos de las series. Tras obtener los periodogramas se aplicó un re-escalamiento de  $1/0.875$ , buscando compensar la porción de la varianza que es eliminada en el proceso de ahusamiento (Jenkins y Watts, 1968; Lluch-Cota, 2001).

Durante el análisis espectral se suele contender con series que no solo son finitas, sino discretas, es decir, sus valores se encuentran separados por un intervalo de tiempo. La implicación de esto es que durante la transformada de Fourier solamente se pueden resolver la mitad de las frecuencias que podrían caber en la extensión de la serie, por lo que la varianza de algunas de las frecuencias no resueltas contamina a las demás (Chatfield, 1976). A este problema se le conoce como *aliasing*, y es común minimizarlo extendiendo la longitud de la serie adicionando ceros, obteniendo así una serie que puede contener el doble de frecuencias que la original y manteniendo la misma información (Chatfield, 1976; Lluch-Cota et al., 2003). De lo anterior se tiene que cada una de las variables introducidas al análisis espectral durante el desarrollo del presente trabajo, fueron extendidas al doble de su longitud agregando ceros.

En complemento a la detección de frecuencias, se evaluó la significancia estadística de cada uno de los picos detectados en el espectro siguiendo el procedimiento utilizado por Meko y Stockton (1985) y Lluch-Cota et al. (2003). De acuerdo con estos autores, la significancia se puede evaluar haciendo una comparación con un “espectro nulo”. El espectro nulo es la hipótesis nula que puede ser teórica o construida a partir de los propios datos. La forma más simple de un espectro nulo es el “ruido blanco”, el cual se caracteriza por carecer de relación estadística entre pares de valores en tiempos diferentes; en otras palabras, carece de autocorrelación y su varianza se encuentra distribuida de manera homogénea entre todas las frecuencias del espectro.

El espectro nulo de ruido rojo permite compensar en cierto grado las soluciones deficientes del análisis espectral hacia las bajas frecuencias, por lo que representa una ventaja en comparación con el uso de ruido blanco como hipótesis nula. Tras elaborar una hipótesis nula específica para cada serie de tiempo (ruido rojo), se procedió a estimar bandas de confianza (95%, 90%, 85% y 80%) para los valores de densidad, utilizando la distribución  $\chi^2$  con los 10 grados de libertad que le corresponden por la ventana de cinco términos que se usó como estimador espectral (Meko y Stockton, 1985). Los límites inferiores de los intervalos de confianza fueron comparados con un espectro nulo de ruido rojo, el cual se obtuvo mediante el mismo estimador de Parzen, pero con una ventana mucho más amplia que varió según la longitud de la serie (Lluch-Cota, 2001).

### *2.2.3. Descenso Cíclico y Regresión Periódica “Periods”*

Esta rutina consiste en la combinación de dos técnicas de análisis de series de tiempo que son el descenso cíclico (Bloomfield, 1976) y la regresión periódica (Bliss, 1958), complementadas con pruebas parciales de F para discriminar las señales cíclicas que se identificaron. González-Rodríguez *et al.* (*datos no publicados*) sistematizaron este análisis acoplado de series de tiempo en una función llamada

*Periods*, escrita tanto en código de Matlab como de R. En este estudio se utilizó la versión escrita en R (v.3.1.0.; R Core Team 2014).

El primer paso en el proceso para aislar el componente cíclico de la serie de tiempo es ajustar una regresión lineal para determinar la tendencia y removerla de la serie original. El primer periodo a evaluar se toma del tercer valor de la serie en las unidades originales mientras que el valor final depende de la longitud de la serie. Se procede a buscar la amplitud y fase correspondientes mediante la ecuación de regresión periódica:

$$Y_t = a_0 + a_1 \cdot \cos(\omega t) + b_1 \cdot \sin(\omega t)$$

donde  $\omega = 2 \cdot p^{-1}$  es la frecuencia angular y  $p$  es el periodo

Los parámetros  $a_1$  y  $b_1$  son desconocidos y pueden ser estimados en una regresión múltiple mediante mínimos cuadrados. Luego, los parámetros  $a_1$  y  $b_1$  se relacionan a la amplitud y el ángulo de la fase por medio de las siguientes ecuaciones:

$$A = \sqrt{a_1^2 + b_1^2}$$

$$\theta = \arctan(b_1/a_1)$$

El desfase gráfico del origen puede ser calculado como:

$$F = \frac{p \cdot \theta}{2\pi}$$

Este método implica la evaluación secuencial de cada valor en un conjunto dado de periodos, estimando los parámetros del modelo ( $a_1$  y  $b_1$ ) mientras se prueba qué modelo (ciclo o grupo de ciclos) es el que mejor ajusta a los datos.

El periodo óptimo ( $p_o$ ) se selecciona evaluando un criterio gráfico y analítico. Dicho criterio es llamado el Recíproco Máximo de la Suma de Cuadrados Residuales (MRRSS). Analíticamente, el objetivo consiste en buscar los parámetros de una función del modelo que mejor ajuste a los datos originales con base en la Suma de Cuadrados Residuales (RSS), gráficamente los valores cercanos a cero son amplificados y representan picos que denotan el periodo óptimo. La representación matemática es como sigue:

$$MRRSS = \max_{ip \leq p \leq fp} \left( \frac{1}{RSS_p} \right)$$

Donde  $ip$  es el periodo inicial,  $fp$  el periodo final y RSS es definido por:

$$RSS_p = \sum_{t=1}^n (Y_t - Y_p)^2$$

$Y_t$  es la serie de tiempo sin tendencia y  $Y_p$  es la serie ajustada correspondiente al periodo  $p$ .

Una vez que el  $p_o$  ha sido encontrado (junto con  $A$  y  $\theta$  correspondientes), la serie ajustada  $Y_p$  se convierte en  $Y_{p_o}$  y es sustraída de  $Y_t$  produciendo una serie de residuales ( $Z_{res}$ ). La regresión periódica será entonces aplicada subsecuentemente a la serie  $Z_{res}$  con el fin de identificar el  $p_o$  con el criterio MRRSS para cada uno de los armónicos  $i$  en la serie de tiempo. Este proceso de descenso cíclico (Bloomfield, 1976) se repite hasta que el último armónico significativo  $m$  es detectado.

Para determinar si la adición de un nuevo periodo es estadísticamente significativa, se estima de acuerdo con una prueba de grados de libertad (Sokal y Rohlf 1995):

$$F = \frac{(R_2^2 - R_1^2)/(k_2 - k_1)}{(1 - R_2^2)/(n - k_2 - 1)}$$

dónde:

$R_2$  es el coeficiente de determinación del modelo que incluye hasta el armónico  $i$ ,  $R_1$  es el coeficiente de determinación del modelo que incluye hasta el armónico  $i - 1$ ,  $K_2$  son el número de parámetros en el modelo que incluye hasta el armónico  $i$ ,  $K_1$  son el número de parámetros en el modelo incluyendo hasta el armónico  $i - 1$  y  $N$  es la longitud de la serie de tiempo.

Conforme se realiza esta prueba de significancia, las series  $Y_{p0i}$  se suman simultáneamente para formar la serie ajustada  $Y_{cum}$ . Es por eso que *Periods* permite evaluar paso a paso el ajuste global sobre la serie original y ello habla del efecto combinado de señales cíclicas ( $PAF = \rho, A$  y  $\theta$ ) y no únicamente de la cantidad de energía concentrada en cada periodo, como suele suceder en técnicas más convencionales como el análisis espectral o el análisis de ondículas (Bloomfield, 2000).

#### 2.2.4. Análisis de Ondículas (Wavelets)

El análisis de ondículas funciona en forma parecida al análisis espectral (Transformada de Fourier) en el sentido que una señal se compone de una serie de funciones sinusoidales. El análisis de ondículas resulta en una representación simultánea de la señal en el dominio del tiempo y la frecuencia (Chui, 1992) mientras que Fourier muestra la estructura de la señal solo en el dominio de la frecuencia, lo cual funciona de manera adecuada para señales estacionarias. El análisis de ondículas permite analizar las series de tiempo con base en diferentes escalas o resoluciones, tratando de evitar que si se observa una señal utilizando una ventana ancha, se pierden los pequeños detalles; en cambio, si la ventana utilizada es angosta, entonces se los puede observar (Nason, 2008).

El procedimiento general del análisis de ondículas inicia determinando el espectro de frecuencias de la serie de tiempo mediante la transformada de Fourier, luego se define una función “prototipo”, llamada “ondícula madre” y un conjunto de escalas a analizar (Cazelles *et al.*, 2008). El análisis continúa aplicando cambios de escala (contracción / dilatación) y cambios de posición (traslaciones) en los que se va comparando la ondícula madre con toda la serie de tiempo con el objetivo de determinar cómo el poder espectral de cada frecuencia (detectada inicialmente) varía en el tiempo (Torrence y Compo, 1998; Nason, 2008). La Transformada Continua de Wavelets (ondículas) de una señal  $f(x)$  está definida por la siguiente ecuación:

$$CWT(a, b) = \frac{1}{\sqrt{|a|}} \int h\left(\frac{x - b}{a}\right) f(x) dx; a, b \in \mathbb{R}, a \neq 0$$

dónde  $a$  es la escala,  $b$  es la traslación y  $f(x)$  es la función a analizar.

Ambos parámetros ( $a$  y  $b$ ) son números reales. La variable de escala ( $a$ ) contiene la información de la dilatación y contracción de la señal; cuando se dilata disminuye la frecuencia y aumenta cuando se contrae. La variable de traslación ( $b$ ) expresa la información de ubicación en el dominio del tiempo, indicando en qué lugar del eje del tiempo se encuentra la ondícula en turno (Torrence y Compo, 1998). Por medio de los procedimientos de  $a$  y  $b$  se complementan los datos en forma de una matriz, donde cada integral resuelta se traduce en un punto del plano traslación-escala (equivalente a tener la información en el plano tiempo-frecuencia). El cono de significancia en el análisis de ondículas se obtiene calculando un intervalo de confianza (e.g. 95%) mediante una prueba Chi-cuadrada para luego comparar el intervalo inferior contra un espectro nulo (ruido blanco) en la posición de cada frecuencia (Torrence y Compo, 1998).



### 2.2.5. Modelos Aditivos Generalizados

En un modelo aditivo generalizado, el predictor lineal es explicado parcialmente por una suma de funciones suavizantes de las variables predictivas (Wood 2006). Estos modelos permiten incorporar la familia de distribución del error más adecuada según la variable de respuesta. El GAM permite considerar una familia de distribución de probabilidades del error y una función (de enlace) que vincula a la variable de respuesta con las variables predictivas (Wood, 2006; Wood y Augustin, 2002). Es precisamente la función de enlace la que permite extender el uso de los modelos de regresión en casos en los que la variable de respuesta no tiene una distribución normal (Guisan y Zimmermann, 2000; Zwolinski *et al.*, 2011).

En los GAM no existe una ecuación que represente la relación entre la variable respuesta y las explicativas de manera constante, sino que tal ecuación varía según el entorno de valores respuesta de interés gracias a las funciones suavizantes, de ahí que la ventaja de esta aproximación analítica es su gran flexibilidad para modelar relaciones complejas entre las variables de respuesta y sus predictores (Hastie & Tibshirani 1990). La representación matemática de los GAM aplicados a la TSM y la captura de sardina se ejemplifica a continuación:

$$g(\mu_i) = \mathbf{X}_i^* \boldsymbol{\theta} + f_1(x_{1i}) + f_2(x_{2i}) + f_3(x_{3i}, x_{4i}) + \dots$$

dónde  $\mu_i \equiv \mathbb{E}(Y_i)$ ,  $Y_i$  es la variable de respuesta a la que se asocia alguna familia de distribución del error,  $X_i$  es una fila de la matriz del modelo para sus componentes estrictamente paramétricos,  $\boldsymbol{\theta}$  es el vector del parámetro correspondiente y  $f_j$  representa las funciones flexibles de las covariables  $x_k$ .

Los valores del coeficiente de determinación y el porcentaje de devianza explicada fueron utilizados para evaluar, uno a uno, el poder explicativo de los índices climáticos sobre la variable de respuesta (TSM). Posteriormente, tomando los modelos con los

ajustes más altos, se intercambiaron variables atmosféricas y oceánicas, usando los valores más bajos del Criterio de Validación Cruzada Generalizada (GCV) como indicador de un modelo con mejor balance entre la bondad de ajuste y su complejidad (e.g. número de parámetros; Wood, 2006). En este trabajo se empleó la familia *Gaussian* para definir la distribución del error y como enlace se usó a la función *identity* (Wood 2006). El parámetro de escala fue fijado en 0, indicando que el parámetro era conocido. La construcción de los GAM se realizó con la ayuda del lenguaje de programación R v3.1.0. (R Development Core Team, 2014) y la librería *mgcv* (Wood, 2006).

### **3. RESULTADOS**

#### *3.1. Indicadores climáticos y biológicos*

La tres técnicas de análisis de series de tiempo (Fourier, Periods y ondículas) aplicadas a las distintas variables que se consideraron en este estudio (representativas de procesos climáticos y biológicos del SCC) mostraron que las periodicidades dentro de los rangos de 10-12, 28-34, 60 y mayores de 80 años, fueron los patrones de cambio más recurrentes (Tabla 5; Figs. 3-18).

Tabla 4. Periodos reportados en la literatura presentes en variables astronómicas y geofísicas de gran escala. Los periodos inferiores a 10 años no se muestran.

Variable	Extensión geográfica	Periodo (años)	Referencia
Temperatura del aire y el océano	Hemisferios norte y sur	10-11, 15, 20, 28-32, 55-80	Kane and Teixeira 1990
Actividad solar	Global	11, 22, 88	Friis-Christensen y Svensmark, 1997
Electromagnetismo	Global	90	Pulkkinen et al. 2001
Ciclo de mareas nodales	Pacífico subártico	18.6	Osafune y Yasuda 2006
Excentricidad, precesión		11.9, 14.7 15.8, 29, 42, 61	
Oblicuidad	Global	11.9, 14.7, 18.6, 29	Loutre et al., 1992
Insolación		11.9, 15.7, 18.6, 29, 40, 61	
Posición del polo y extensión de hielo			
Nivel del mar, temperatura del aire y del mar, poblaciones de peces marinos	Polar	18, 74	Yndestad 2006; Yndestad PhD
Posición del polo	Global	9, 14, 26, 76	Höpfner 2004
Bamboleo	Global	30	Höpfner 2004
Actividad solar, lunar	Global	9.1, 10, 22, 30, 60	Scafetta 2010
Longitud del día, rotación del núcleo	Global	60	Roberts et al. 2007

Los coeficientes de determinación más altos se obtuvieron con la tasa de depositación de escamas de sardina (0.43), seguido por la serie de viento Meridional (0.38; Fig. 6). Todos los ajustes fueron significativos a pesar de que algunos obtuvieron porcentajes bajos de varianza total explicada; como fue el caso del PDO\_rec que tuvo una  $R^2$  de 0.1 ( $p < 0.001$ ). En la tabla 5 se puede distinguir que el análisis de ondículas favorece la detección de periodicidades de mayor frecuencia, siendo la rutina *Periods* y

Fourier relativamente más equitativas entre las frecuencias que detectan, con la reserva de que la evidencia arrojada por Fourier puede referirse exclusivamente al rango de periodicidades (densidad espectral) más que a una frecuencia en específico (e.g. Figs. 10 y 13).

Tabla 5. Comparación de periodicidades (por rangos) detectadas mediante análisis espectrales (estrellas rojas), análisis de ondículas (estrellas azules) y la rutina *Periods* (círculos negros) aplicados a distintas variables climáticas y biológicas asociadas al Sistema de la Corriente de California.

Variable	Extensión (años)	Periodicidades (por rangos)								
		>80	50-60	39-41	28-34	24-26	21-23	17-20	13-16	10_12
PDO reconstruido (PDO_rec)	1470-1998									
Escamas de sardina (ES)	270-1970									
Circulación Atmosférica (CATM)	1591-1750									
Viento Meridional (VM)	1909-1991									
Flujo de diatomeas (FD)	1909-1991									

PDO reconstruido (PDO\_rec)

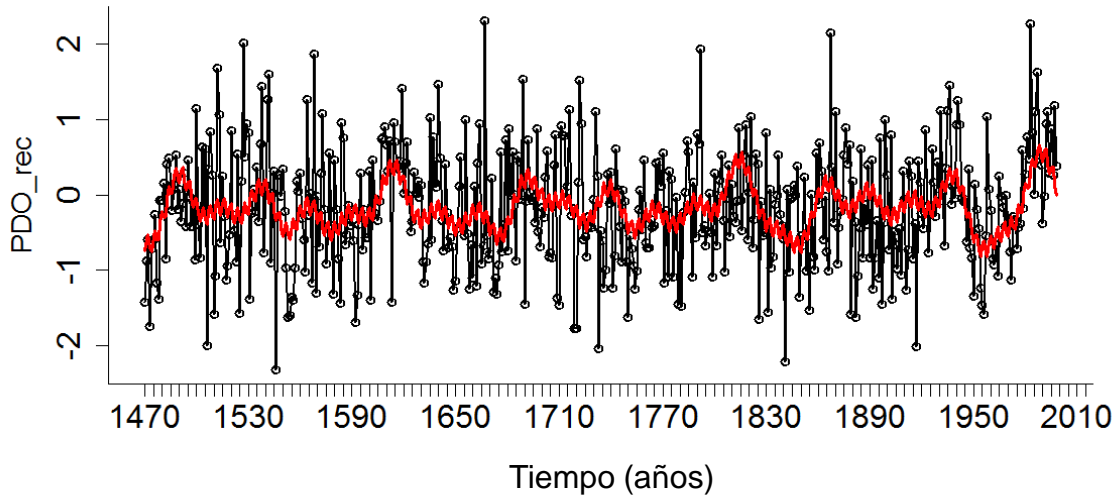


Figura 3. Ajuste de *Periods* (línea roja) a los valores anuales del índice reconstruido de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO\_rec). La línea negra con círculos representa los valores observados del PDO reconstruido.

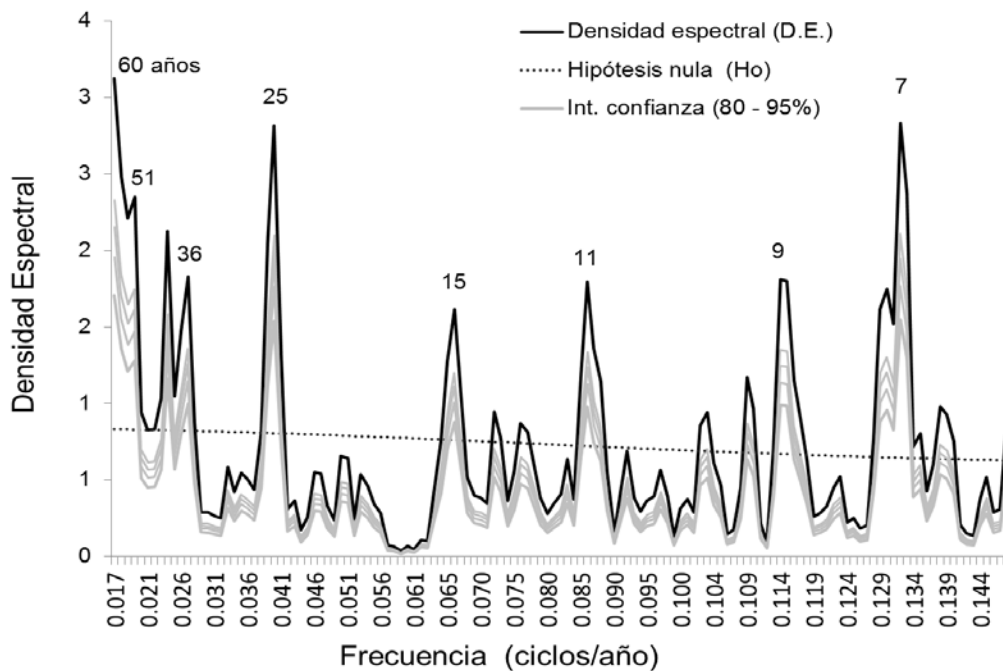


Figura 4. Periodograma del índice reconstruido de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO\_rec). No se muestran los picos espectrales mayores a 60 años. La línea gris

tenue inferior representa el intervalo inferior de confianza de 80% y la línea superior el de 95%.

El análisis de ondículas aplicado al PDO\_rec indica que las fluctuaciones de entre cuatro y 11 años fueron el patrón de variación más recurrente; de hecho estos ciclos se extendieron a lo largo de toda la serie, mientras que el periodo de 30 años registró un poder espectral menor, aunque también consistente (Fig. 5). En cambio, el análisis espectral mostró que los periodos de 60 y 25 años son las señales más energéticas, tras las cuales aparecieron los de 11, 15 y 36 años (Fig. 4). Los periodos en el rango de 80-60 años tuvieron un efecto significativo en la serie entre los años 1600 y 1750 pero luego se desvanecieron aproximadamente 100 años, y volvieron a cobrar fuerza a partir de ~1850 (Fig. 5).

La figura 5 muestra el efecto que tienen distintas intensidades de suavizado en el resultado del análisis de ondículas. En la serie suavizada con una ventana de cinco términos, se distinguen periodos de 11 y 16 años como los patrones predominantes, pues fueron los más energéticos y permanecieron en todo el periodo. En la escala de 30-60 años, se observa un desvanecimiento de la señal entre 1650 y 1780 (Fig. 5). Los suavizados de 11 y 16 términos muestran una atenuación gradual del poder espectral en las altas frecuencias y la suma acumulada induce que la señal predominante salga del cono de significancia (Fig. 5).

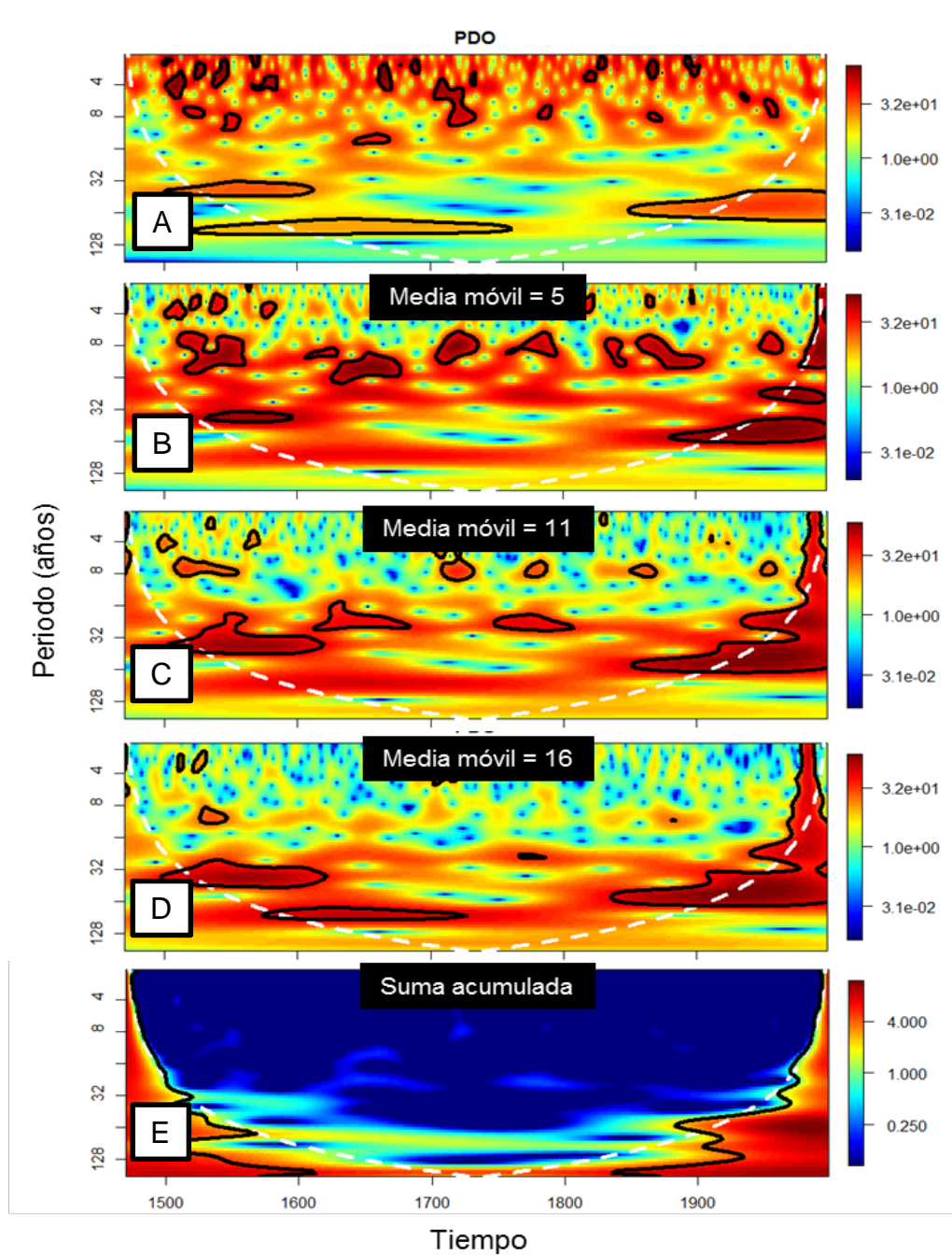


Figura 5. Resultados del análisis de ondículas aplicado al índice reconstruido de la Oscilación Decadal del Pacífico (A; 1470-1998). El desempeño del análisis ante diferentes grados de suavizado fue evaluado con medias móviles de 5 años (B), 11 años (C), 16 años (D) y con la suma acumulada (E). El límite de significancia (95%) es marcado por la línea blanca intermitente.

### Tasa de depositación de escamas de sardina (ES)

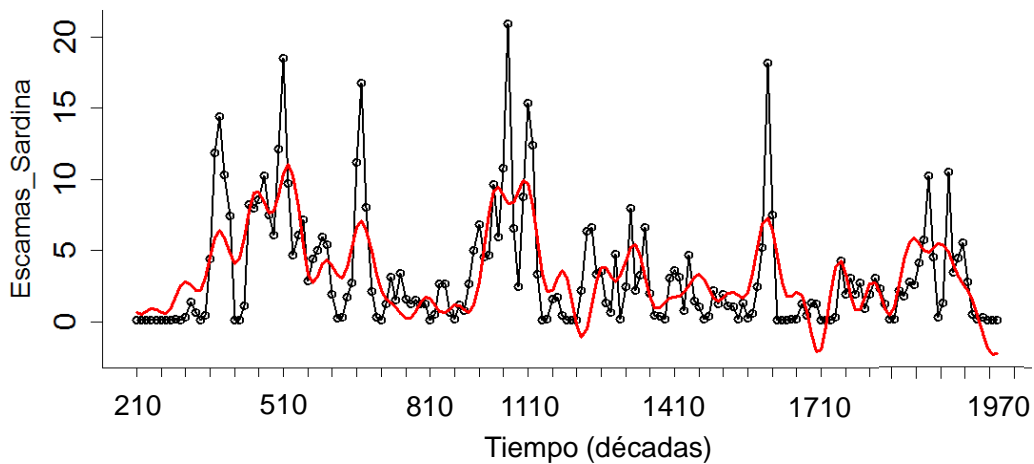


Figura 6. La línea roja muestra el ajuste con la rutina *Periods* de la tasa de depositación de escamas de sardina (ES) en la cuenca de Santa Bárbara entre los años 210 y 1970 (Baumgartner *et al.*, 1992). La línea negra con círculos representa los valores observados de la tasa de depositación de escamas. La resolución en el eje del tiempo es de 10 años.

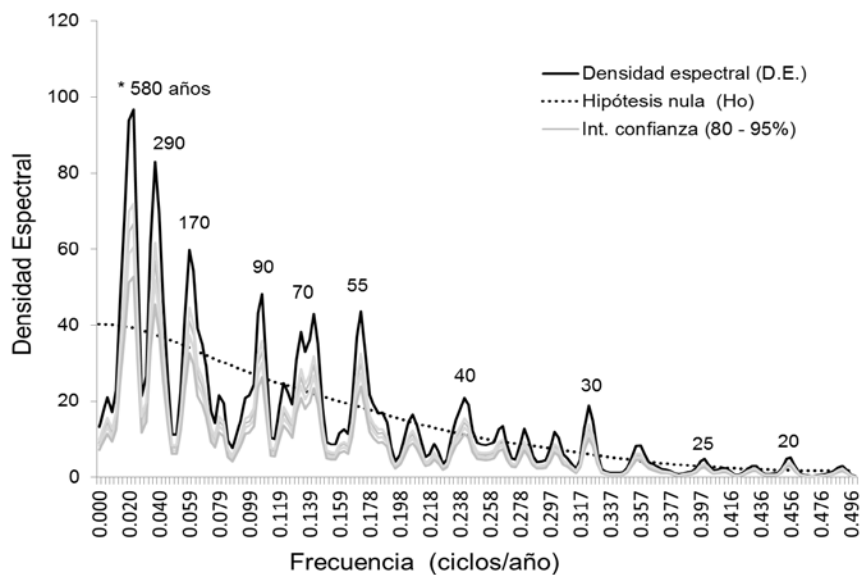


Figura 7. Densidad espectral de la tasa de depositación de escamas de sardina (ES) en la cuenca de Santa Bárbara en el periodo (210-1970). La línea gris tenue inferior representa el intervalo inferior de confianza de 80% y la superior el de 95%. Los números sobre la línea negra muestran los periodos correspondientes.



El resultado de la técnica de ondículas aplicada a la serie de la tasa de depositación de escamas de sardina (ES) mostró que las periodicidades en el rango de 20 a 80 años son las más energéticas (Tabla 5), pero su poder espectral se concentró en tres periodos: 750-1000, 1100-1400 y 1600-1760 (Fig. 8). La serie ES indica que las señales de 20 a 80 años persisten al menos en los últimos 1700 años (Figs. 6-8). Las escalas de 260 y 320 años también mostraron un poder espectral relativamente alto, aunque quedaron fuera del cono de significancia alrededor de los años 500 y 1690 (Fig. 8).

En la figura 8B se muestra el efecto del suavizado de cinco términos (que sólo en la serie ES corresponde a 50 años) e indica una concentración de la energía en el periodo de ~160 años, desvaneciéndose entre los años 1100 y 1300. Los suavizados de 110 y 160 años indican que la señal de ~320 años es significativa en el periodo 600-1500. Finalmente, el efecto de la suma acumulada empuja fuera de los límites de significancia la evidencia de cualquier periodicidad a esta escala (1700), aunque en términos prácticos el número de pasos en el tiempo fue inferior ( $n=170$ ; Fig. 6 y 8) debido a la resolución decadal de los datos. Es decir, la resolución de la serie de escamas de sardina podría estar afectando la identificación de patrones de cambio.

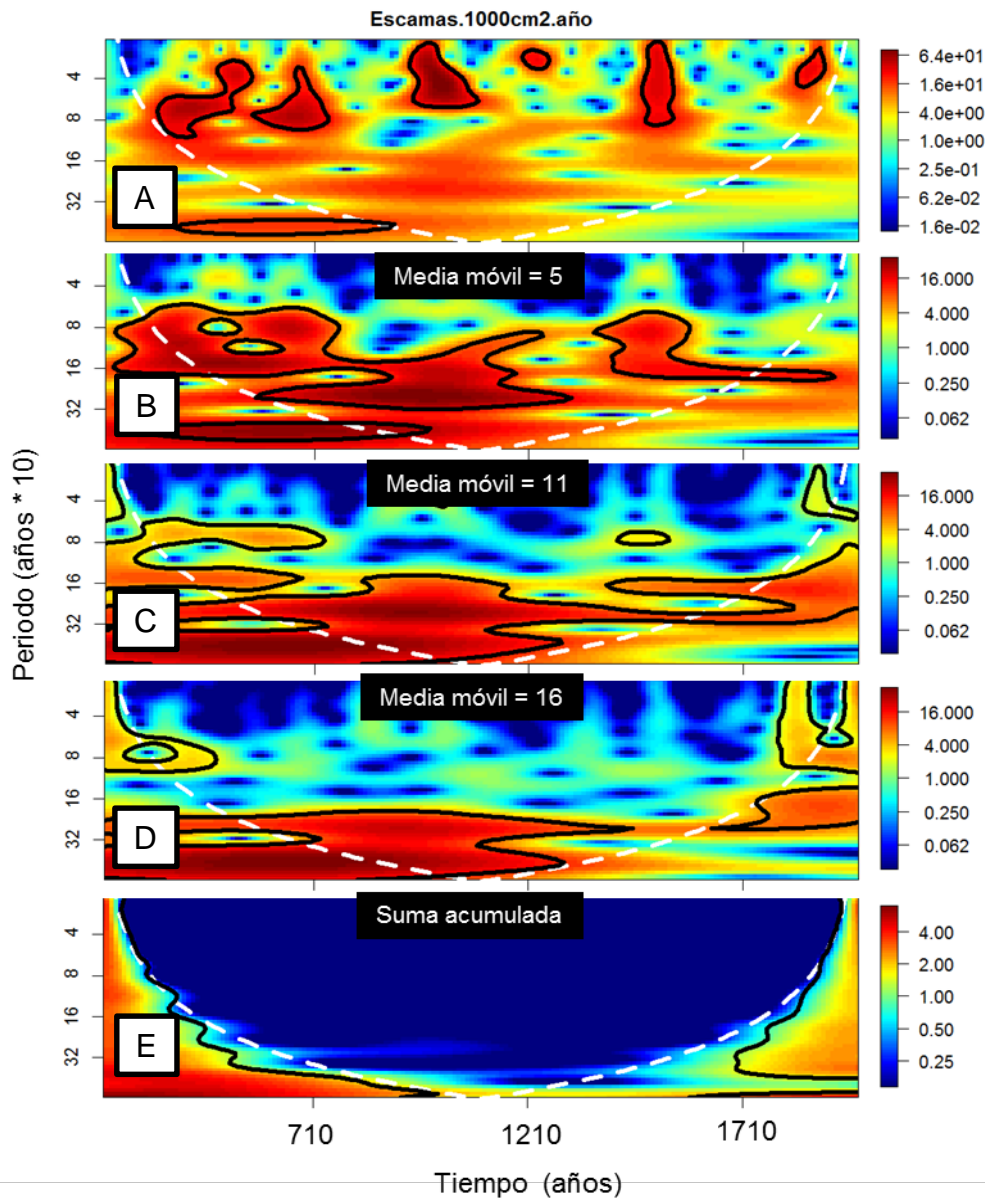


Figura 8. Resultados del análisis de ondículas aplicado a la tasa de depositación de escamas de sardina en la cuenca de Santa Bárbara, del año 210 al 1970 (A). El desempeño del análisis ante diferentes grados de suavizado fue evaluado con medias móviles de 5 años (B), 11 años (C), 16 años (D) y con la suma acumulada (E). El límite de significancia (95%) es marcado por la línea blanca intermitente. La resolución del eje del tiempo es de 10 años.

### Circulación Atmosférica (CATM)

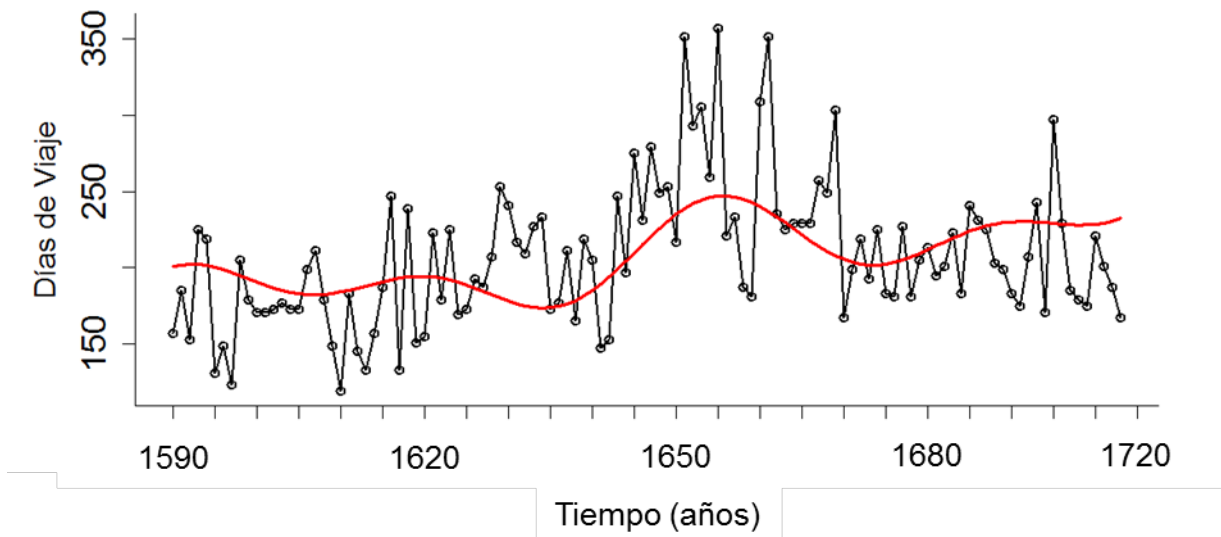


Figura 9. Serie de tiempo (línea negra con círculos) y ajuste con *Periods* (línea roja) de la circulación atmosférica (CATM) en la región del Pacífico Tropical inferidos por la duración (en número de días) de los viajes de los Galeones españoles que navegaron de México (Acapulco) a Filipinas (Manila), entre 1591 y 1720.

La tendencia creciente de la duración del viaje de los galeones españoles entre 1591 y 1650, sugiere que la circulación atmosférica en el Pacífico Norte se volvió gradualmente más lenta (se debilitaban los vientos, disminuía la velocidad de cruce y aumentaba el tiempo de navegación de los barcos), alcanzando sus valores más bajos entre 1650 y 1660, para después acelerarse nuevamente hacia 1660-1720 (Fig. 9). De acuerdo con el análisis espectral, los picos más energéticos se ubicaron en el intervalo 60-80, seguido de varios periodos inferiores a los 10 años (Fig. 10).

En la figura 11A se observa que entre el año 1600 y 1700, la circulación atmosférica (CATM) fluctuó consistentemente en periodos de entre 2 y 8 años, mientras que el rango de 16-30 años rebasó los límites de significancia antes del año 1620 y después de 1660 (Fig. 11). Al aplicar el suavizado con ventana de cinco términos, los periodos de 8-11 años fueron muy importantes entre 1640 y 1670. Los periodos entre 16 y 30

años mostraron un mayor poder espectral entre 1610 y 1680 (Fig. 11). El suavizado de 16 términos relegó la energía restante del espectro de frecuencias hacia una señal de 30 años, mientras que la suma acumulada eliminó cualquier indicio de energía, aunque este hecho no anula la posible existencia de algún patrón dominante a escalas mayores (Fig. 11).

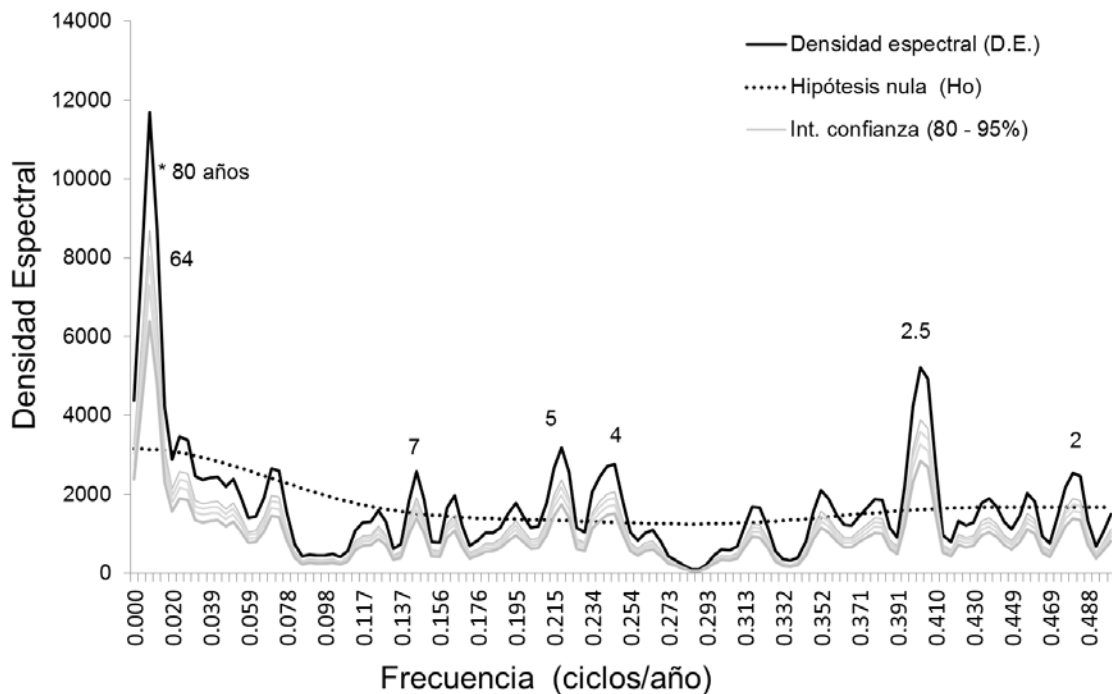


Figura 10. Densidad espectral de la duración (en número de días) de los viajes de los Galeones españoles que navegaron de México (Acapulco) a Filipinas (Manila), entre 1591 y 1720. La línea gris tenue inferior representa el intervalo inferior de confianza de 80% y la superior el de 95%. Los números sobre la línea negra muestran los periodos correspondientes.

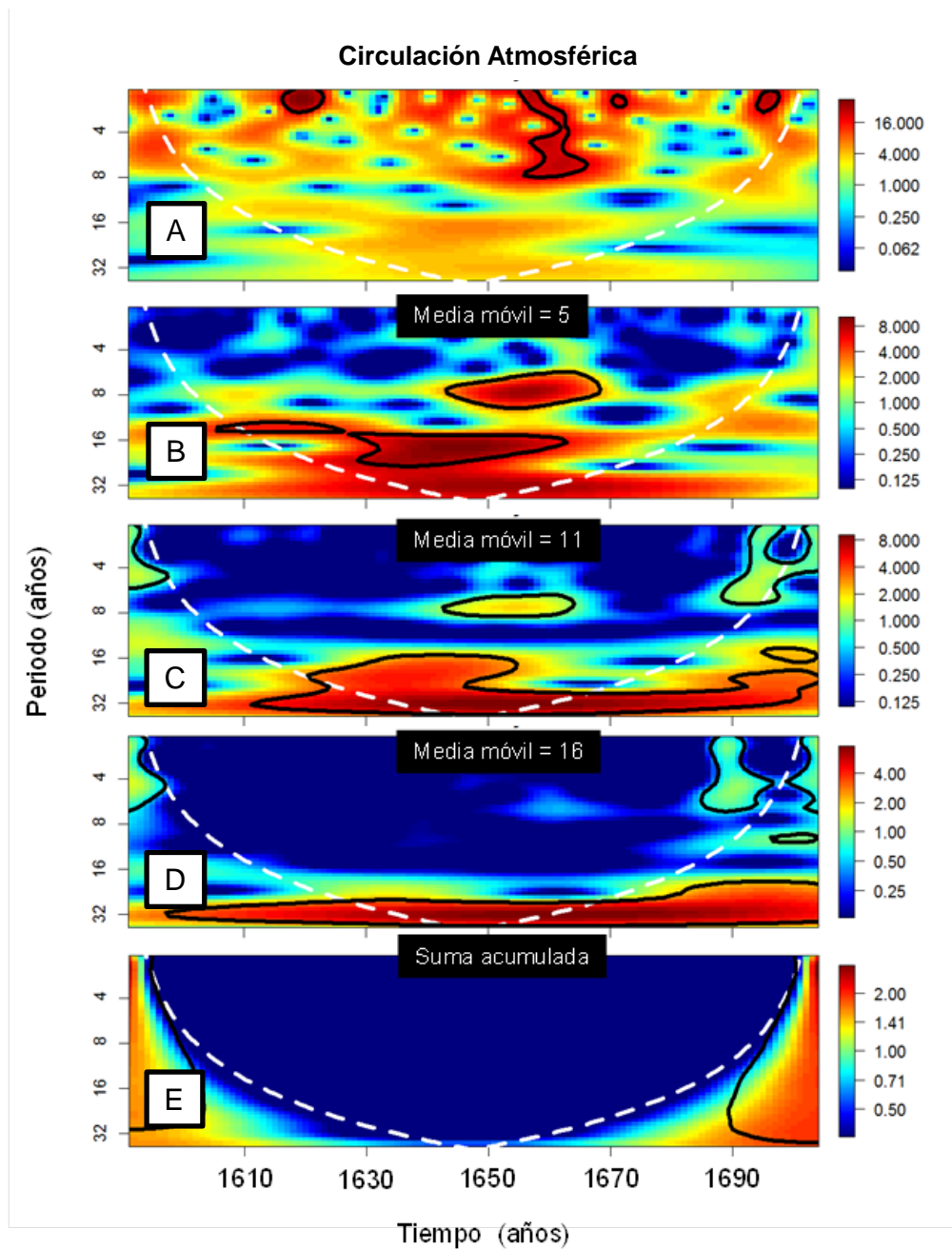


Figura 11. Resultados del análisis de ondículas aplicado a los días de trayecto de los galeones españoles en el periodo (1590-1720), usados como proxy de los cambios de circulación atmosférica en el Pacífico Norte (A). El desempeño del análisis ante diferentes grados de suavizado fue evaluado con medias móviles de 5 años (B), 11 años (C), 16 años (D) y con la suma acumulada (E). El límite de significancia (95%) es marcado por la línea blanca intermitente.

### Componente meridional del viento (VM)

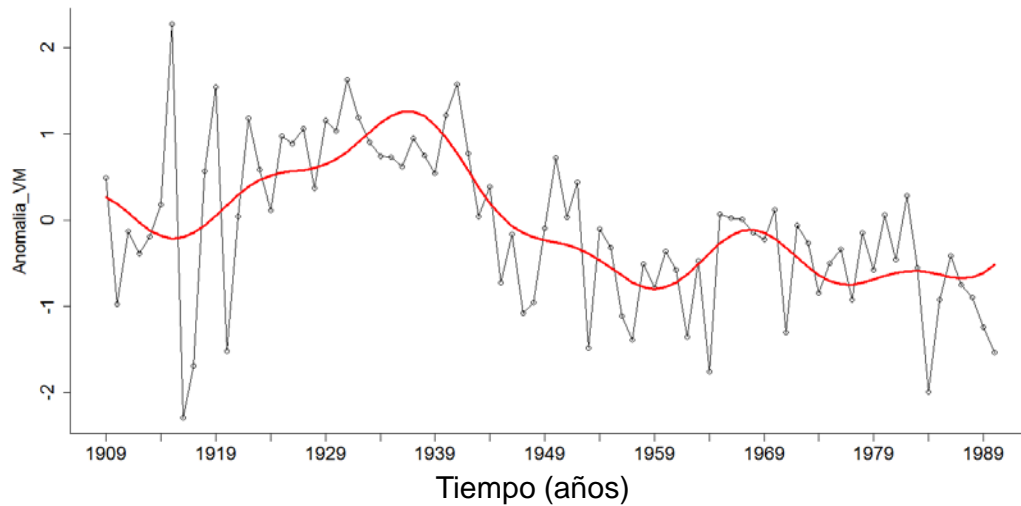


Figura 12. Serie de tiempo (línea negra) y ajuste con *Periods* (línea roja) del componente meridional del viento (VM), en la región de la cuenca de Santa Bárbara (California), entre 1909 y 1991.

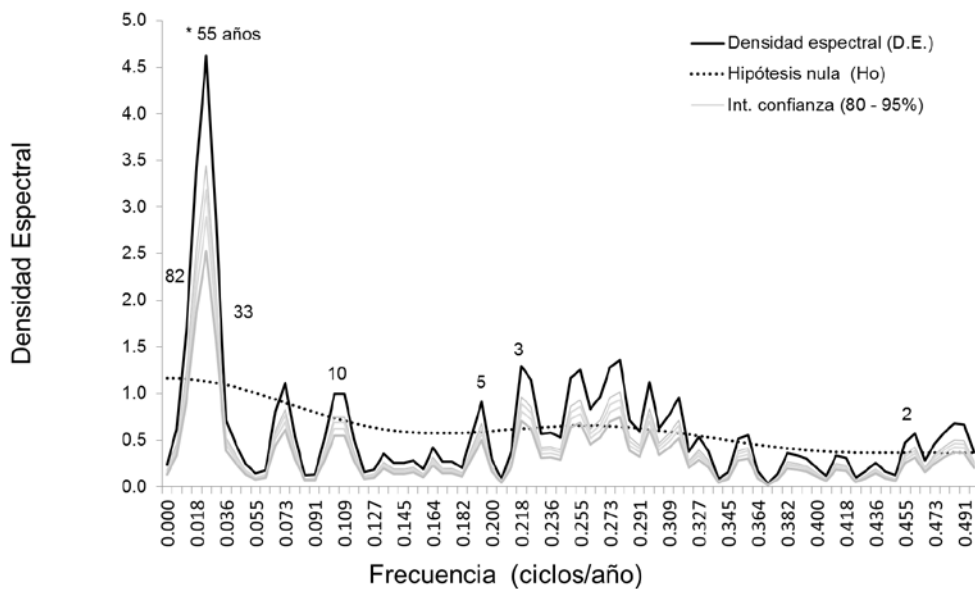


Figura 13. Densidad espectral de las anomalías del componente meridional del viento en la región de la cuenca de Santa Bárbara (California) en el periodo 1909-1991. La línea gris tenue inferior representa el intervalo inferior de confianza de 80% y la superior el de 95%. Los números sobre la línea negra muestran los periodos correspondientes.

Al analizar mediante ondículas las anomalías del componente meridional del viento (VM) en el periodo 1909-1991, se detectó como señal predominante la escala de 3-6 años, la cual se desvanece de manera intermitente hacia los años 1930, 1970 y 1975 (Fig. 14A). Sin embargo, estas señales repuntan nuevamente alrededor de los años 1950, 1965 y 1980. Otra señal, la de 8-11 años fue relativamente energética entre 1935 y 1955 y, aunque permanece en el registro, después reduce su potencia. Con el suavizado de cinco años se puede apreciar más claramente el periodo de 11 años descrito arriba, aunque esta vez acompañado de señales en el rango de 12-17 años, que se extienden de 1930 a 1970 (Fig. 14B). En la figura 14C-D, los suavizados de 11 y 16 términos, muestran únicamente una débil señal de ~4 años en un estrecho periodo que va de 1975 a 1985 en el primer suavizado y de 1975 a 1980 en el segundo. Extrañamente, una leve evidencia de la señal de 3 a 4 años permaneció tras aplicar la suma acumulada, lo que podría tomarse como un indicio de la importancia de la señal a esta escala (n=83).

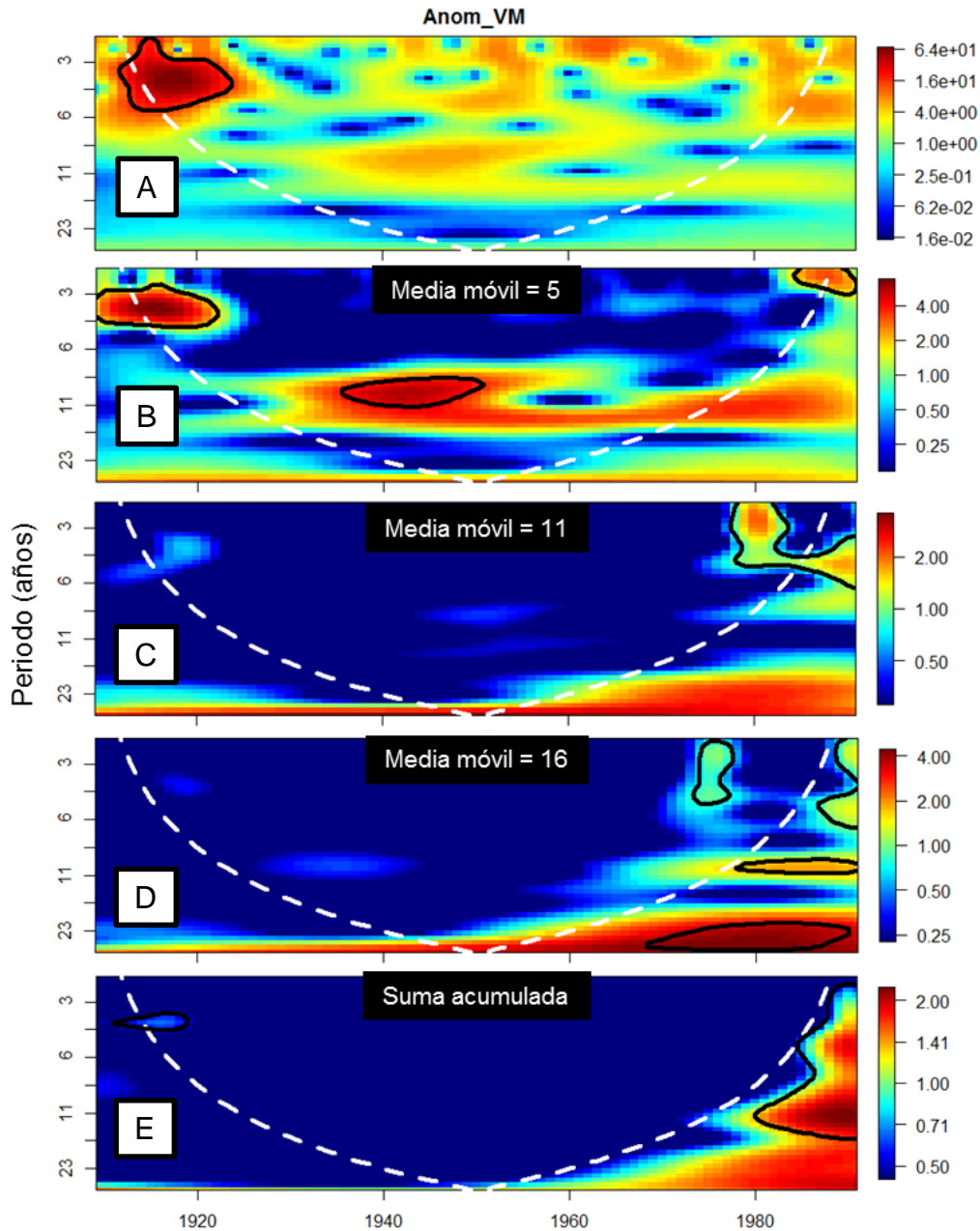


Figura 14. Resultados del análisis de ondículas de las anomalías del componente meridional del viento (1909-1991). El desempeño del análisis ante diferentes grados de suavizado fue evaluado con medias móviles de 5 años (B), 11 años (C), 16 años (D) y con la suma acumulada (E). El límite de significancia (95%) es marcado por la línea blanca.



### Flujo de diatomeas (FD)

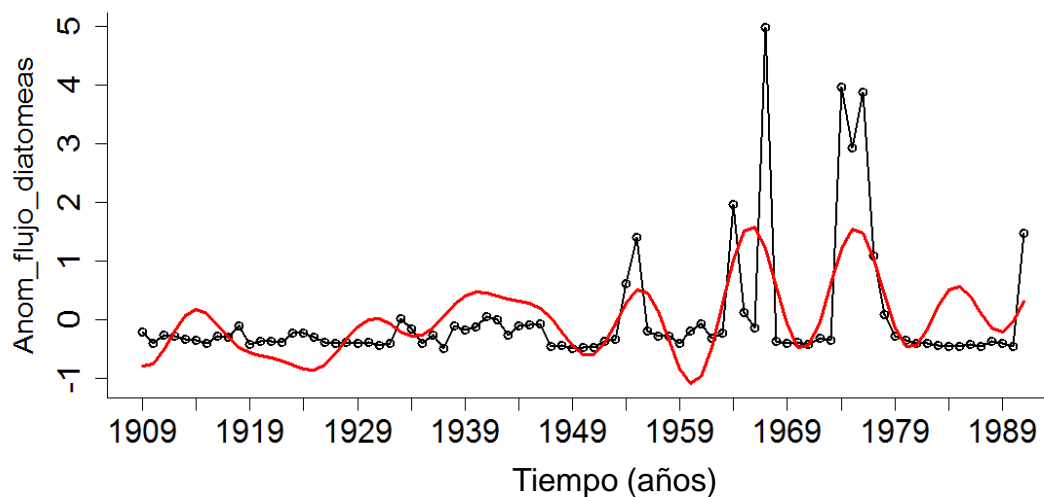


Figura 15. Ajuste con *Periods* (línea roja) a las anomalías de flujos de diatomeas (línea negra con círculos) reconstruidas de un núcleo de sedimentos laminados en la cuenca de Santa Bárbara, California en el periodo (1909-1991).

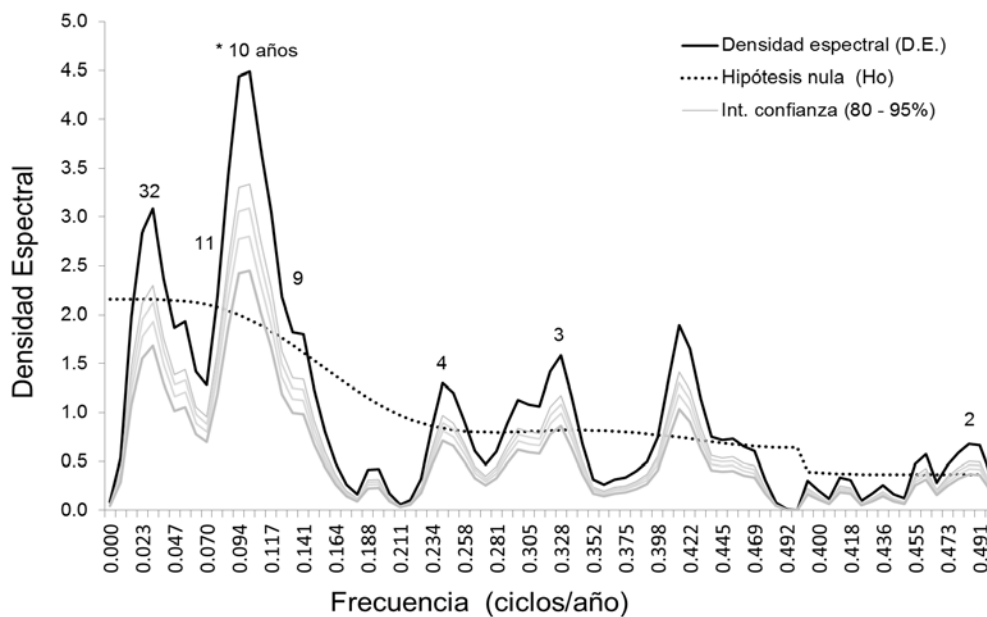


Figura 16. Densidad espectral detectada de una serie de tiempo de flujo de diatomeas (línea negra; indicador de productividad primaria en la Corriente de California), reconstruida de un núcleo de sedimentos laminados en la cuenca de Santa Bárbara,

California (1909-1991). La línea gris tenue inferior representa el intervalo inferior de confianza de 80% y la superior el de 95%. Los números sobre la línea negra muestran los periodos correspondientes.

El análisis de ondículas aplicado a la serie de flujo de diatomeas, muestra una señal de 11 años que va apareciendo gradualmente a partir del año 1935, gana energía y alcanza su máximo en el periodo de 1958-1980 y, aunque la señal permanece, sale de los límites del cono de significancia después del año 1980 (Fig. 17A). Aunque esta señal tiene un mayor poder espectral que la señal de 11 años, otras señales en la escala 2 a 5 años sobresalen en el lapso de 1960 a 1975. No obstante, la evidencia de estas señales de alta frecuencia es más evidente a partir de 1935.

Los suavizados sucesivos de la serie en ventanas de cinco, 11 y 16 años, desvanecen progresivamente la señal de 2-5 años y posteriormente la de 11 (Fig. 17B-D). La media móvil de 11 términos permite distinguir con mayor claridad la presencia de señales menos energéticas que se ubican en el rango de 16-23 años. La suma acumulada de las anomalías deja ver a las periodicidades de 2-5 y principalmente a la de 11 años como los patrones de cambio predominantes del flujo de diatomeas en la escala analizada (Fig. 17E).

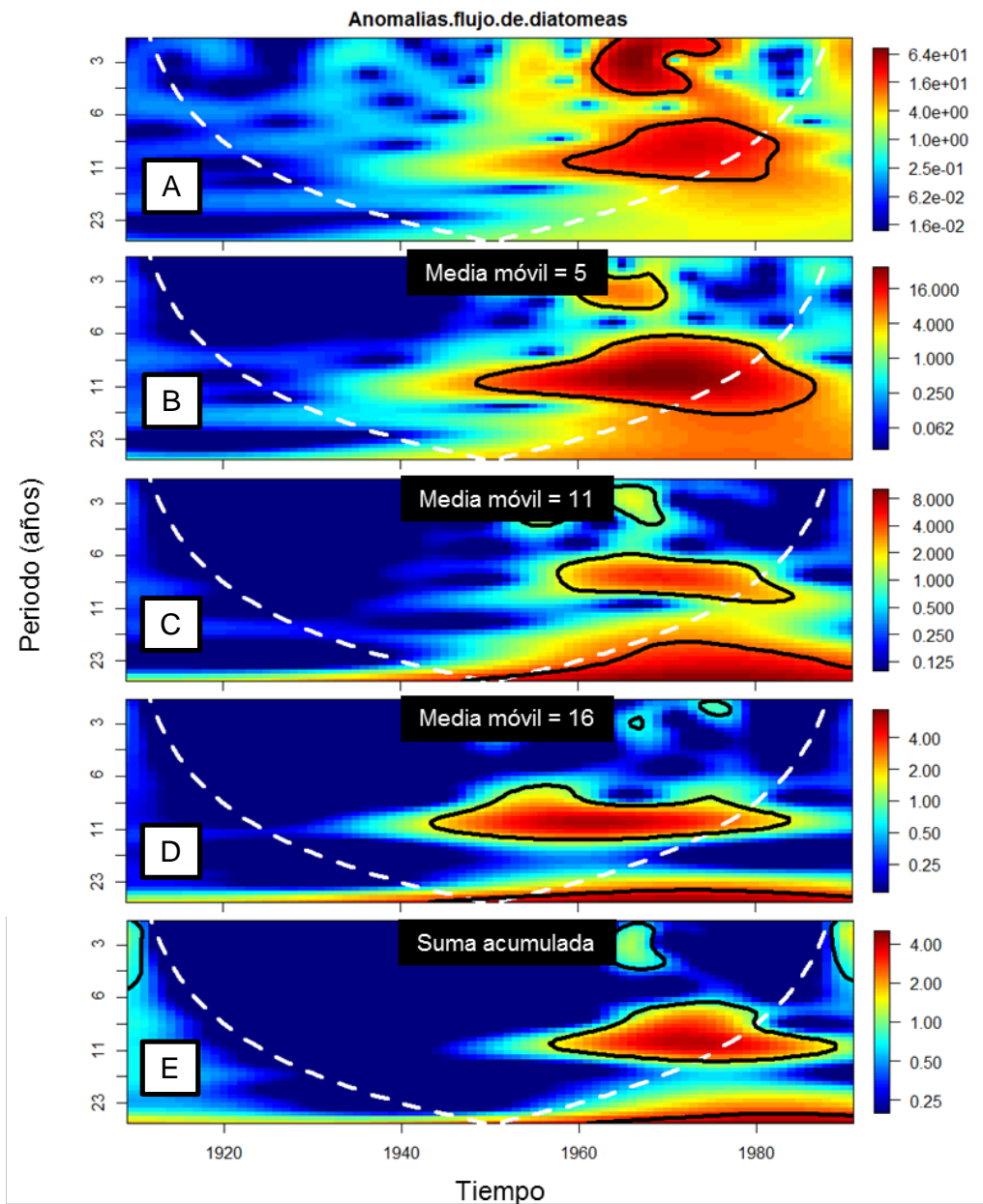


Figura 17. Poder espectral de las anomalías del flujo de diatomeas (1909-1991; como indicador de productividad primaria en la Corriente de California) de valores reconstruidos a partir de un núcleo de sedimentos laminados en la cuenca de Santa Bárbara, California (A). El desempeño del análisis ante diferentes grados de suavizado fue evaluado con medias móviles de 5 años (B), 11 años (C), 16 años (D) y con la suma acumulada (E). El límite de significancia (95%) es marcado por la línea blanca intermitente.

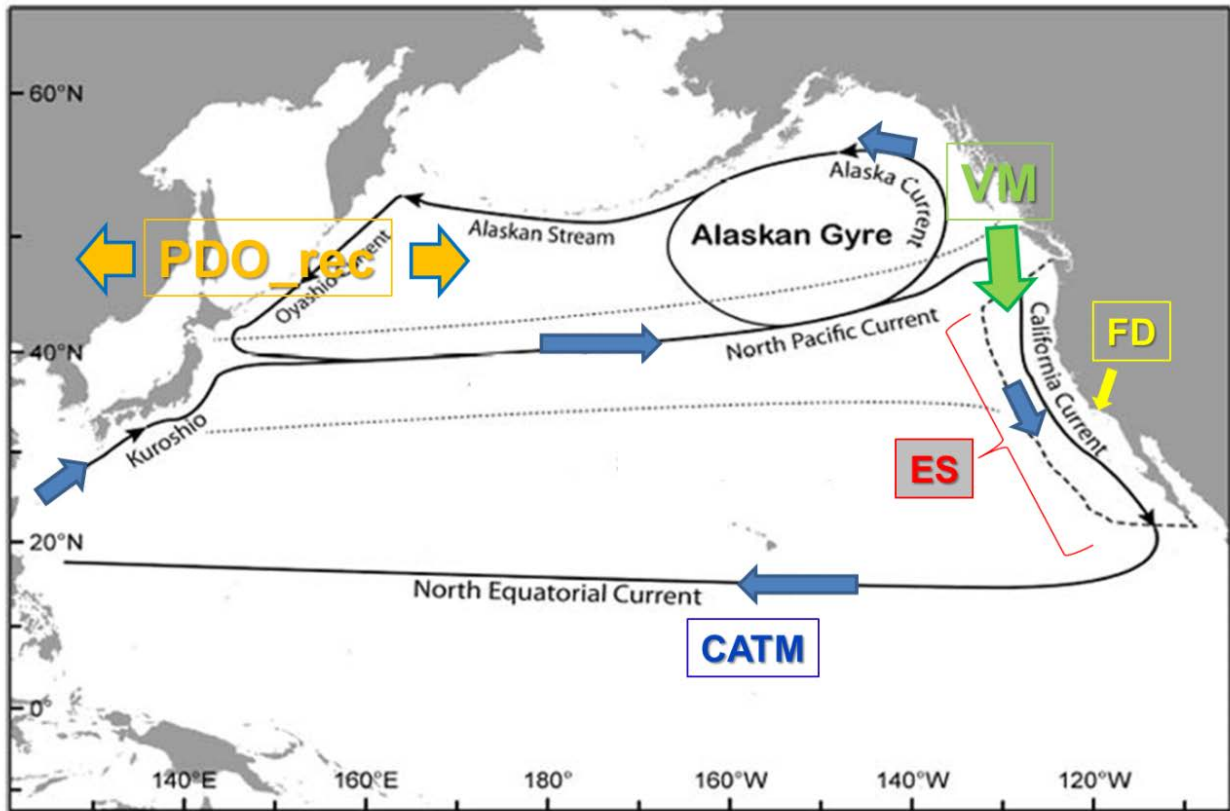


Figura 18. Esquema de la relación entre índices climáticos reconstruidos y el Sistema de la Corriente de California. Oscilación Decadal del Pacífico (PDO\_rec; naranja), circulación atmosférica (CATM; azul), componente meridional del viento (VM; verde), tasa de deposición de escamas (ES; rojo) y el flujo de diatomeas (FD; amarillo).

### 3.2. Surgencias

Las autocorrelaciones de los primeros seis *MAF* tuvieron valores significativos de  $r$  entre 0.43 y 0.71 ( $p < 0.001$ ; Tabla 7). El orden de los *MAF* (1 a 6) es indicativo de su grado de autocorrelación, es decir, los primeros *MAFs* representan las señales de menor frecuencia. Los cambios de cada *MAF* denotan transiciones simultáneas entre estaciones de muestreo y pueden indicar la intensificación/disminución del transporte de Ekman.

Tabla 6. Estadísticos descriptivos del índice de surgencias (trasporte de Ekman) por estación en la costa Pacífico de Norteamérica, en el periodo (1946-2012).

Latitud (°N)	Longitud (°W)	Flujo promedio ( $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot 100\text{m}$ )	Mínimo	Máximo	Desviación estándar	Error estándar
21	107	724	-2003	2659	678	83
24	113	970	161	1542	313	38
27	116	1388	626	2034	286	35
30	119	1473	807	2026	254	31
33	119	1665	916	2610	329	40
36	122	1292	824	1947	287	35
39	125	996	309	1614	315	38
42	125	322	-457	847	240	29
45	125	-116	-597	231	160	20
48	125	-268	-592	-9	156	19
51	131	-243	-702	26	143	18
54	134	-552	-954	-265	162	20
57	137	-851	-1273	-446	193	24
60	146	-563	-920	-214	168	21
60	149	-445	-771	-151	139	17

Un cambio en el *MAF* puede significar el cambio simultáneo en varias áreas de surgencias (e.g. en dos estaciones aumenta el flujo) o bien en correlación inversa (e.g. el flujo disminuye en una estación y aumenta en otra). De ahí que la magnitud del cambio en la intensidad de las surgencias/subsidencias se puede analizar con base en la fuerza y sentido de las relaciones ( $r$ ) entre la señal de baja frecuencia capturada por cada  $MAF_{(n)}$  y las series originales (Tabla 6, 8; Fig. 21 y 22).

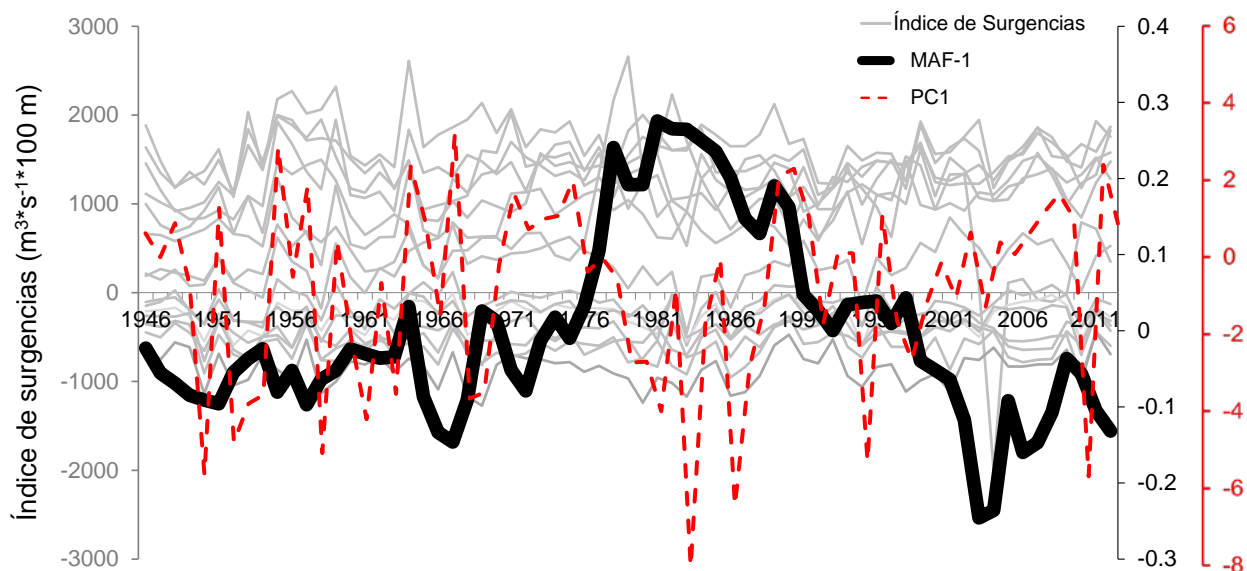


Figura 20. Series de tiempo (1946-2012) del índice de surgencias ( $m^3 \cdot s^{-1} / 100 m$  de costa de línea de costa) en 15 estaciones de muestreo del Pacífico americano, 21 °N – 60 °N (Fig.1; líneas grises delgadas) y la señal de baja frecuencia capturada por el factor de máxima autocorrelación *MAF-1* (línea negra). Con fines de comparación se muestra el primer componente principal calculado también con las series de las 15 estaciones de muestreo (línea roja).

El *MAF-1* se correlacionó positivamente con la estación 21 °N ( $r=0.78$ ) y negativamente con la 42 °N (Tabla 8). Entre 1975 y 1985 se incrementaron las diferencias de la actividad de surgencias entre la estación 21 °N y la 42 °N, lo que corresponde a un periodo de valores altos en el *MAF-1*. Después, de 1985 a 2004 el *MAF-1* tuvo una

tendencia decreciente que significó el incremento del transporte de Ekman en la estación norteña (42 °N) y un periodo de disminución en la estación 21 °N (Tabla 8, Fig. 21).

La correlación negativa de la estación 42 °N con el *MAF*-1 ( $r=-0.44$ ; Tabla 6) se hizo evidente en el periodo de 1975 al 2000 con valores mínimos de surgencias, por debajo de los  $-457 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} / 100_{\text{m de costa}}$  en la estación norteña (predominancia de subsidencias), y máximos en el *MAF*-1 (Tabla 8; Fig. 21). Los cambios de magnitud en el transporte de Ekman a los 42 °N tuvieron un rango de  $\sim 1200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} / 100_{\text{m de costa}}$  (Tabla 8).

Tabla 7. Resultados del Análisis de Factores de Máxima Autocorrelación (MAFA) aplicado a las series del índice de surgencias, donde se muestra el coeficiente de autocorrelación ( $r$ ) y la significancia ( $p$ ).

MAF (Factor de Máxima Autocorrelación)	Autocorrelación ( $r$ )	$p$
1	0.907	< 0001
2	0.824	< 0001
3	0.761	< 0001
4	0.723	< 0001
5	0.626	< 0001
6	0.509	0.011

Tabla 8. Coeficientes de correlación entre cada Factor de Máxima Autocorrelación (MAF) de surgencias y las series originales del transporte de Ekman por latitud en el Pacífico americano. En negritas se muestran los valores de r significativos ( $p=0.05$ ) y mayores a 0.30.

Latitud (°N)	MAF-1	MAF-2	MAF-3	MAF-4	MAF-5	MAF-6
21	<b>0.78</b>	0.07	0.06	0.33	0.05	0.19
24	<b>-0.36</b>	<b>0.53</b>	<b>0.48</b>	-0.05	<b>-0.38</b>	-0.05
27	<b>-0.34</b>	<b>0.40</b>	0.12	-0.18	<b>-0.34</b>	-0.15
30	0.19	0.34	0.11	<b>-0.40</b>	<b>-0.46</b>	0.11
33	0.12	<b>-0.46</b>	0.21	0.07	<b>-0.37</b>	0.34
36	-0.11	-0.14	<b>0.30</b>	<b>0.38</b>	-0.21	<b>0.35</b>
39	0.01	0.01	<b>0.67</b>	0.31	0.23	0.02
42	<b>-0.44</b>	-0.24	<b>0.33</b>	0.25	0.21	0.06
45	-0.19	<b>-0.35</b>	0.16	-0.11	-0.03	-0.10
48	-0.06	-0.35	0.28	-0.22	-0.06	-0.24
51	-0.11	-0.11	-0.01	-0.20	0.16	-0.05
54	-0.24	-0.11	0.02	-0.24	0.04	0.14
57	-0.28	-0.02	0.02	-0.14	-0.08	<b>-0.39</b>
60	-0.12	0.10	-0.19	<b>0.49</b>	-0.06	<b>-0.40</b>
60_II	-0.06	0.13	-0.23	<b>0.39</b>	0.10	<b>-0.37</b>



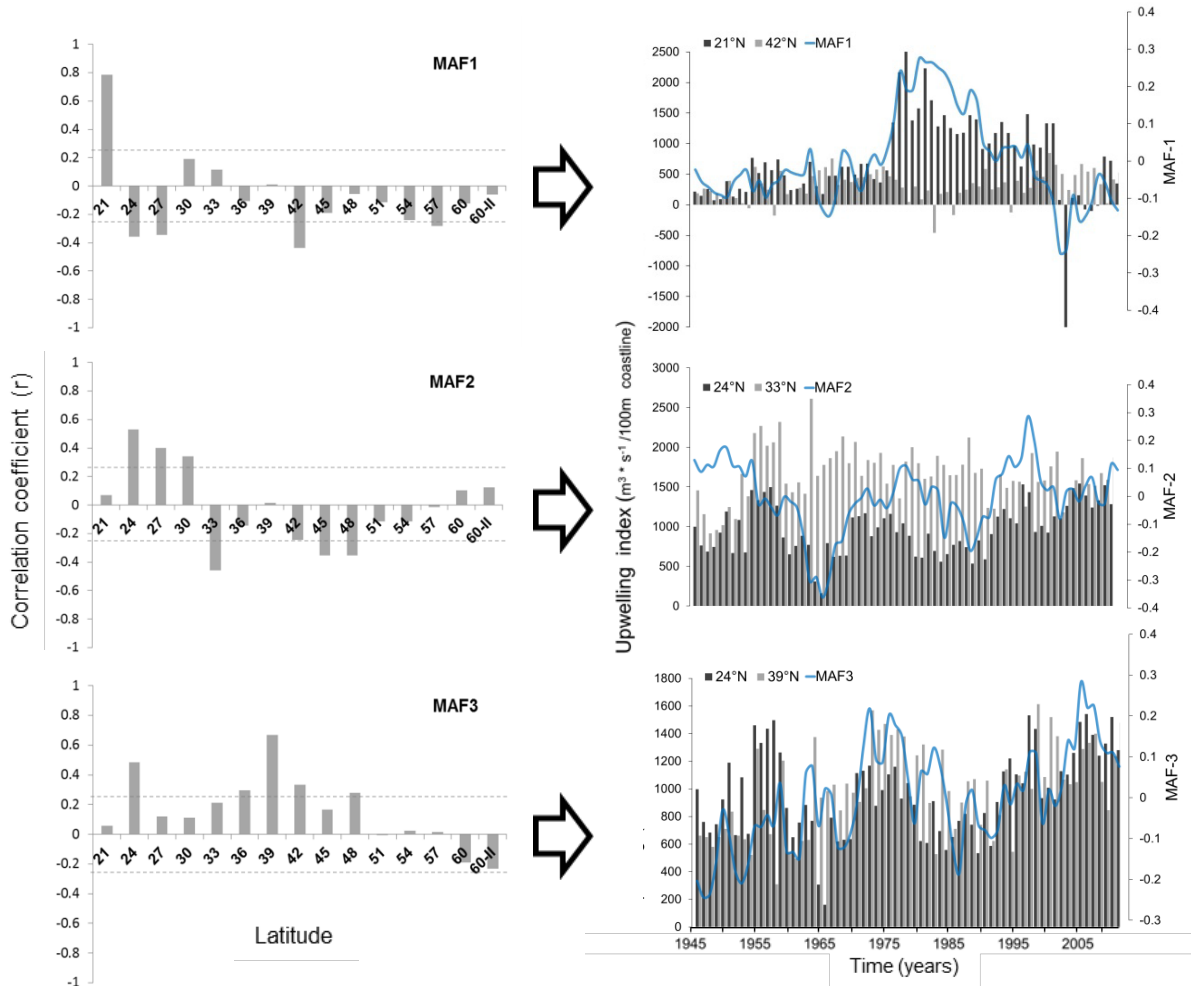


Figura 21. (izquierda) Coeficientes de correlación (barras oscuras) entre las 15 estaciones del índice de surgencias en el Pacífico americano y los Factores de Máxima Autocorrelación  $MAF(1-3)$ . (derecha) Series de tiempo del transporte de Ekman ( $m^3 \cdot s^{-1} / 100m$  de costa) en estaciones donde fue mayor el peso relativo ( $r$ ) del Factor de Máxima Autocorrelación  $MAF(n)$  correspondiente (línea azul).

Las correlaciones entre el  $MAF-2$  y las surgencias fueron positivas y significativas en las estaciones que corresponden a las latitudes 24, 27 y 30 °N ( $r=0.53$ , 0.40 y 0.34, respectivamente; Tabla 6; Fig. 21). Mientras tanto, para las latitudes 33, 45 y 48 °N las relaciones significativas con el  $MAF-2$  resultaron negativas ( $r=-0.46$ , -0.35 y -0.35, respectivamente). Hacia los años 1998 y 1999, el total anual de agua aflorada en la estación 24 °N fue superior a los  $1400 m^3 \cdot s^{-1} / 100m$  de costa, condición que también se

presentó en 1955-1958 y 2005-2011; los tres periodos de flujos verticales altos corresponden a valores relativamente altos del *MAF-2*. De manera paralela pero en sentido opuesto, los valores altos en el *MAF-2* (1946-58; 1971-88; 1991-2003) corresponden a periodos en los que disminuyó el transporte anual de Ekman a los 33 °N, con cambios de amplitud de  $\sim 800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} / 100 \text{ m}$  de costa (Tabla 6; Fig. 21).

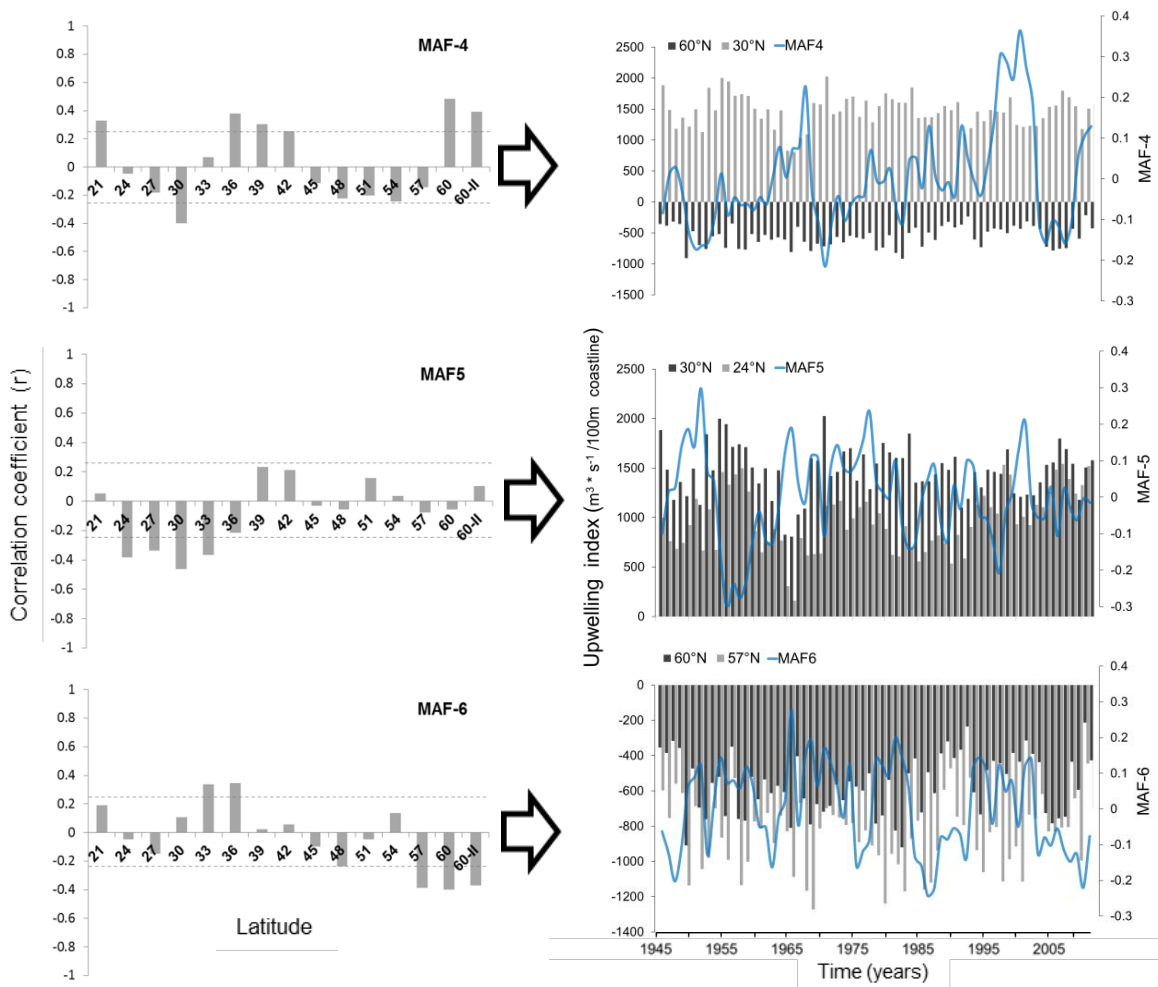


Figure 22. (izquierda) Coeficientes de correlación (barras oscuras) entre las 15 estaciones del índice de surgencias en el Pacífico americano y los Factores de Máxima Autocorrelación *MAF*(1-3). (derecha) Series de tiempo del transporte de Ekman ( $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} / 100 \text{ m}$  de costa) en estaciones donde fue mayor el peso relativo (*r*) del Factor de Máxima Autocorrelación *MAF*(*n*) correspondiente (línea azul).

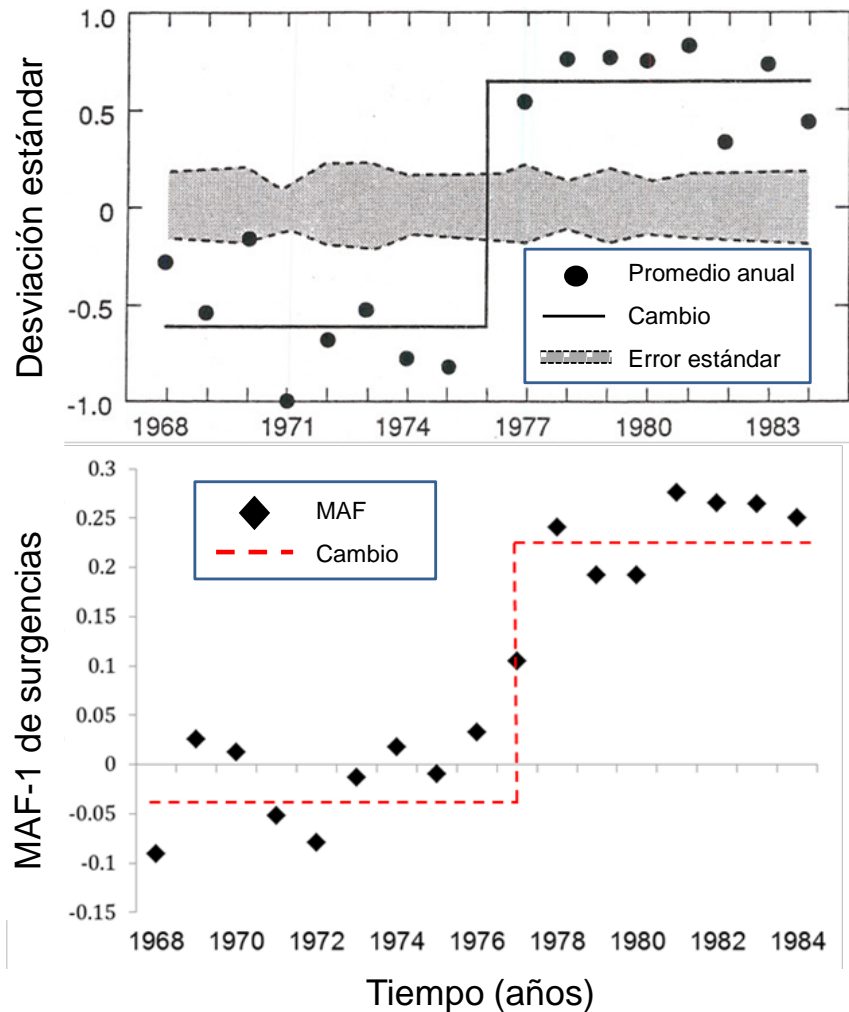


Figura 23. Comparación entre la señal del cambio de régimen en el Pacífico Norte (línea negra continua) reportada por Ebbesmeyer *et al.* (1990) y el cambio detectado por el  $MAF_1$  (línea roja discontinua) en las series de tiempo del índice de surgencias entre los 21°N y 60°N.

La mayoría de las estaciones se correlacionaron positivamente con la señal capturada por el  $MAF_3$ , siendo más alta en las estaciones 39°N ( $r=0.67$ ) y 24°N ( $r=0.48$ ; Tabla 8). Los periodos de aumento y disminución del índice de surgencias son similares entre ambas estaciones, aunque de manera puntual los valores mínimos y máximos se presentan fuera de sincronía (Fig. 21). Por ejemplo, entre 1986 y 2007 se observó una

tendencia positiva que implicó cambios de amplitud del orden de  $\sim 1000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} / 100_{\text{m de costa}}$  en ambas estaciones. En la localidad norteña ( $39^\circ \text{N}$ ), el transporte de Ekman alcanzó su valor más alto en el año de 1999 con  $1614 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} / 100_{\text{m de costa}}$ , mientras que en el sur ( $24^\circ \text{N}$ ) el flujo mayor se alcanzó en 2007 (8 años después) con  $1542 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} / 100_{\text{m de costa}}$  (Fig. 21; *MAF-3*).

El *MAF-4* se distribuye de manera más homogénea entre las estaciones del Pacífico norte. El mayor peso relativo del *MAF-4* se observó en las latitudes  $60^\circ \text{N}$  ( $r=0.49$ ) y  $30^\circ \text{N}$  ( $-0.40$ ), pero tuvo también efecto en la porción sur a los  $21^\circ \text{N}$  ( $r=0.33$ ) y en el centro entre los  $36^\circ \text{N}$  y  $42^\circ \text{N}$  ( $r>0.31$ ; Tabla 8). Los cambios en el *MAF-4* están relacionados con cambios simultáneos de subsidencias en los  $60^\circ \text{N}$  y surgencias a los  $30^\circ \text{N}$ , en donde las variaciones del índice fueron del orden de  $\sim 300 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} / 100_{\text{m de costa}}$  y  $\sim 600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} / 100_{\text{m de costa}}$  respectivamente (Tabla 6; Fig. 22).

Los cambios representados por el *MAF-5* se concentran en la porción sureña entre los  $24^\circ \text{N}$  y los  $33^\circ \text{N}$  ( $r > -0.34$ ), el coeficiente de correlación fue mayor con la estación  $30^\circ \text{N}$  ( $r=-0.46$ ; Tabla 8). En la figura 22 (panel intermedio) se observa que los cambios positivos del *MAF-5* indican una disminución simultánea del transporte de Ekman en los  $24^\circ \text{N}$  y  $30^\circ \text{N}$ , con cambios de amplitud de  $\sim 700 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} / 100_{\text{m de costa}}$  y  $\sim 600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} / 100_{\text{m de costa}}$ , respectivamente. Se observó una ligera tendencia de disminución en la amplitud del *MAF-5* en los últimos 30 años, al parecer asociada con el aumento de las surgencias a los  $24^\circ \text{N}$  y la disminución en los  $30^\circ \text{N}$  (Fig. 5).

En el *MAF-6* se observó la influencia de las estaciones  $33^\circ \text{N}$  ( $r=0.34$ ) y  $36^\circ \text{N}$  ( $r=0.35$ ) pero principalmente de las más norteñas ( $57^\circ \text{N}$  -  $60^\circ \text{N}$ ;  $r > -0.37$ ; Fig. 8). Los cambios en los valores del *MAF* indican cambios en el transporte de Ekman en el orden de los  $\pm 300 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} / 100_{\text{m de costa}}$  en la estación  $60^\circ \text{N}$  y de  $\pm 400 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} / 100_{\text{m de costa}}$  a los  $57^\circ \text{N}$  (Tabla 6). Cuando los valores del *MAF-6* son altos y positivos, la actividad de subsidencias se intensifica en ambas latitudes, pero si esta actividad aumenta en una localidad (mientras disminuye en la otra) entonces los valores del *MAF* se vuelven negativos, es decir, el cambio es simultáneo pero opuesto (Fig. 22).

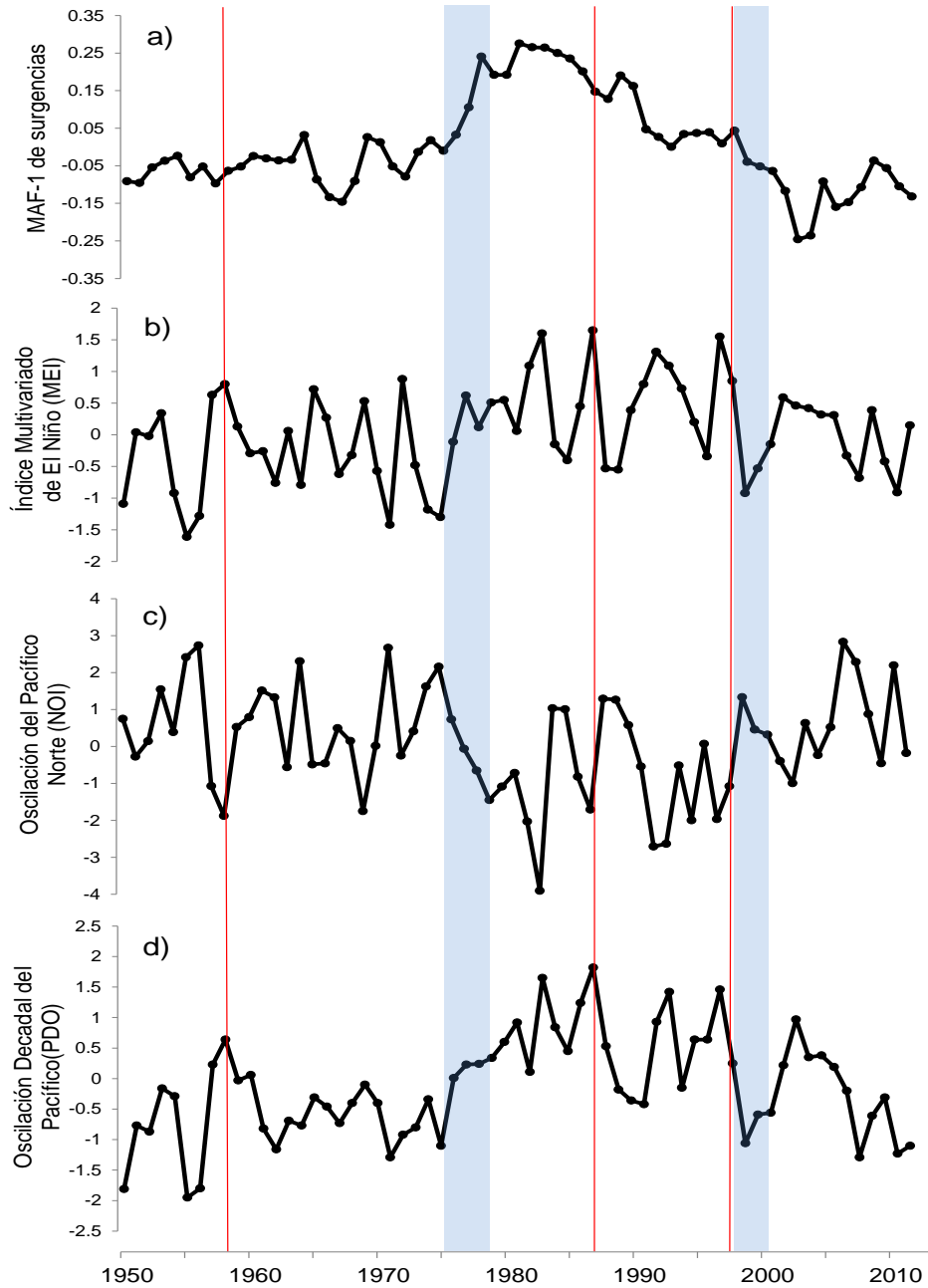


Figura 24. Comparación entre las series de tiempo (1950-2012) de la señal de baja frecuencia de la actividad de surgencias del primer Factor de Máxima Autocorrelación *MAF-1* (panel superior), el índice multivariado del El Niño-Oscilación del Sur MEI (b); el índice de la Oscilación del Pacífico Norte NOI (c) y la Oscilación Decadal del Pacífico PDO (d). El sombreado con las barras azules indica cambios de régimen ampliamente aceptados para el Pacífico Noreste. Las líneas rojas delgadas indican tres de los principales eventos El Niño; 1958-59, 1987-88 y 1997-98.

Tabla 9. Coeficientes de correlación por rangos entre los  $MAF(n)$  de surgencias y las series de índices climáticos relevantes para el Pacífico Norte. En negritas se destacan las correlaciones significativas ( $p < 0.05$ ).

	<b>PDO</b>	<b>MEI</b>	<b>NPGO</b>	<b>NOI</b>	<b>ALPI</b>	<b>PCIwinter</b>
MAF1	<b>0.46</b>	0.20	-0.09	<b>-0.28</b>	0.23	<b>-0.63</b>
MAF2	-0.01	-0.01	0.04	-0.05	0.06	0.18
MAF3	-0.01	-0.04	<b>0.29</b>	0.14	0.06	-0.19
MAF4	0.23	0.12	0.12	<b>-0.26</b>	<b>0.30</b>	-0.19
MAF5	-0.11	0.08	0.00	-0.16	-0.05	-0.17
MAF6	-0.08	0.04	<b>-0.33</b>	-0.22	<b>-0.25</b>	<b>-0.25</b>

### 3.3. *Temperatura Superficial del Mar*

Los valores de TSM mostraron un gradiente latitudinal, con temperaturas decrecientes de sur a norte. Demarcando el límite sureño del área de estudio, el valor promedio más alto de temperatura ( $26.2 \text{ }^\circ\text{C} \pm 0.04 \text{ }^\circ\text{C}$ ) y máximas de hasta  $27.5 \text{ }^\circ\text{C}$ : en el extremo norte, el promedio fue de  $7.6 \text{ }^\circ\text{C} \pm 0.04 \text{ }^\circ\text{C}$  con mínimas de  $6.4 \text{ }^\circ\text{C}$  (Tabla 10). En el dominio de la CC, las temperaturas más altas superaron los  $20^\circ\text{C}$  en la porción sureña ( $21 \text{ }^\circ\text{N}$ - $24 \text{ }^\circ\text{N}$ ), mientras que en la región de los  $42 \text{ }^\circ\text{N}$ - $45 \text{ }^\circ\text{N}$  rondó los  $12 \text{ }^\circ\text{C}$ . En lo que corresponde a las localidades dentro de la CA, las temperaturas promedio se ubicaron preferentemente por debajo de los  $10 \text{ }^\circ\text{C}$ , con valores mínimos de hasta  $6.4 \text{ }^\circ\text{C}$  (Tabla 10). Los cambios anuales en la amplitud de la TSM en la CC fueron mayores en las latitudes  $27 \text{ }^\circ\text{N}$  ( $\pm 0.64 \text{ }^\circ\text{C}$ ) y  $36 \text{ }^\circ\text{N}$  ( $\pm 0.58 \text{ }^\circ\text{C}$ ; Tabla 10, Fig. 25).

Tabla 10. Descripción estadística de la temperatura superficial del mar en la costa Pacífico de Norteamérica para el periodo 1854-2013. Los datos fueron obtenidos de la base ERSST (Extended Reconstructed Sea Surface Temperature; Smith *et al.*, 2008).

Latitud (°N)	Longitud (°W)	TSM promedio	Mínimo	Máximo	Desviación estándar
21	107	26.2	24.8	27.5	0.48
24	113	22.7	20.7	24.5	0.63
27	116	18.1	16.3	20.0	0.64
30	119	17.2	15.8	18.7	0.52
33	119	16.0	14.5	17.5	0.52
36	122	13.7	12.3	15.4	0.58
39	125	12.4	11.2	14.2	0.56
42	125	12.1	10.9	13.9	0.54
45	125	11.8	10.7	13.4	0.49
48	125	11.2	10.0	12.8	0.48
51	131	9.9	8.8	11.1	0.47
54	134	9.1	8.0	10.4	0.51
57	137	8.4	6.8	9.7	0.59
60	146	8.1	6.9	9.1	0.48
60	149	7.6	6.4	8.5	0.45

Tras correr el análisis MAFA a los promedios anuales de TSM (1854-2013), se detectaron valores relativamente altos de autocorrelación, ( $r=0.51$  y  $r=0.8$ ; Tabla 11). Los seis primeros *MAF* fueron altamente significativos ( $p<0.001$ ), al igual que los ajustes obtenidos con los análisis de componentes armónicos (Tabla 12). Los coeficientes de determinación arrojados por la rutina *Periods* fueron más altos en los  $MAF_{TSM}$  3 y 4, en los que se superó el 60% de la varianza total explicada (Tabla 12). El  $MAF_{TSM\_1}$  obtuvo el ajuste más bajo con  $R^2=0.46$ , seguido por el  $MAF_{TSM\_6}$  cuya proporción de varianza explicada alcanzó el 48% a pesar de representar una serie con mayor contenido de ruido (Tabla 11, 12; Fig. 27).

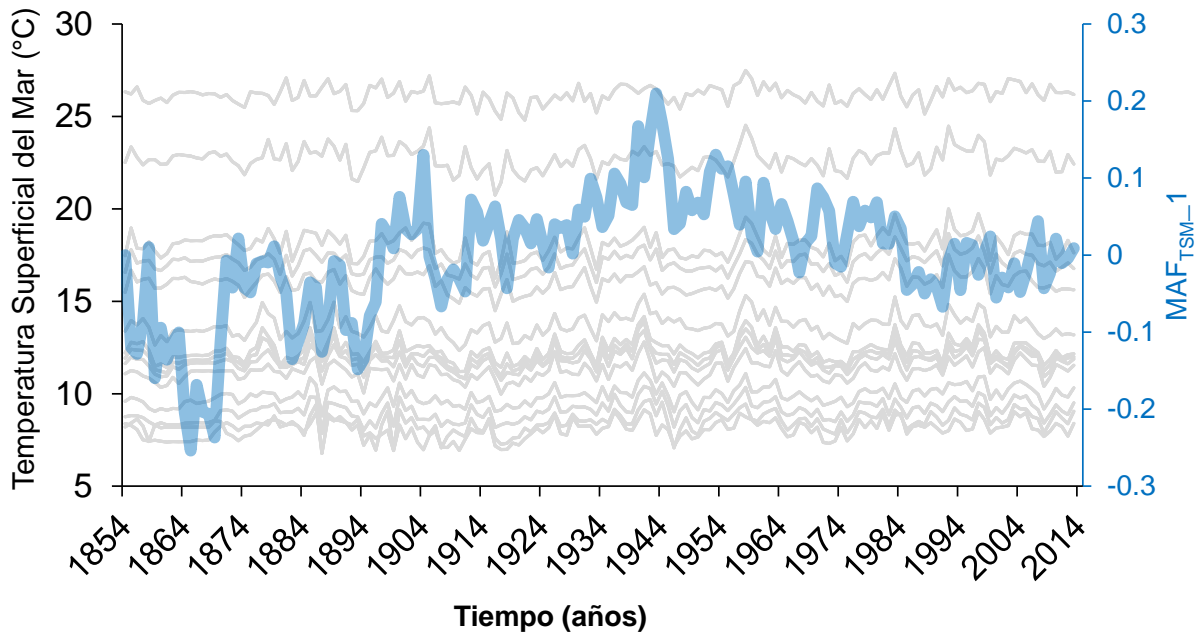


Figura 25. Series de temperatura superficial del mar (ERSST; Extended Reconstructed Sea Surface Temperature; Smith *et al.*, 2008) en 15 localidades del Pacífico americano entre los 21 °N y los 60 °N (mapa, Fig. 1; líneas grises) y el Factor de Máxima Autocorrelación ( $MAF_{TSM-1}$ ; línea azul) que fue calculado a partir de las 15 series.

Tabla 11. Resultados del Análisis de Factores de Máxima Autocorrelación (MAFA) aplicado a las series de temperatura superficial del mar (Extended Reconstructed Sea Surface Temperature; Smith *et al.*, 2008) en 15 estaciones del Pacífico americano entre los 21 °N y los 60 °N.

Factor de Máxima Autocorrelación ( $MAF_{TSM}$ )	Autocorrelación (r)	$p$
1	0.80	<0.001
2	0.77	<0.001
3	0.71	<0.001
4	0.69	<0.001
5	0.57	<0.001
6	0.51	<0.001



El  $MAF_{TSM\_1}$  presentó una larga oscilación compuesta por una tendencia de incremento entre 1860 y 1940, relacionada con el aumento de TSM en las estaciones ubicadas entre los 36°N y los 57°N (Fig. 25,27). Posteriormente, de 1945 a 1995, se observa una tendencia negativa. De acuerdo con los resultados de la rutina *Periods*, la variabilidad del  $MAF_{TSM\_1}$  no solo estuvo compuesta por una oscilación de periodo largo (~80 años), sino también por ciclos decadales (~13 años) y multidecadales (>30 años; Tabla 12). El ajuste que resultó del efecto combinado de todos los periodos fue significativo y tuvo un valor de  $R^2=0.46$  (Tabla 12).

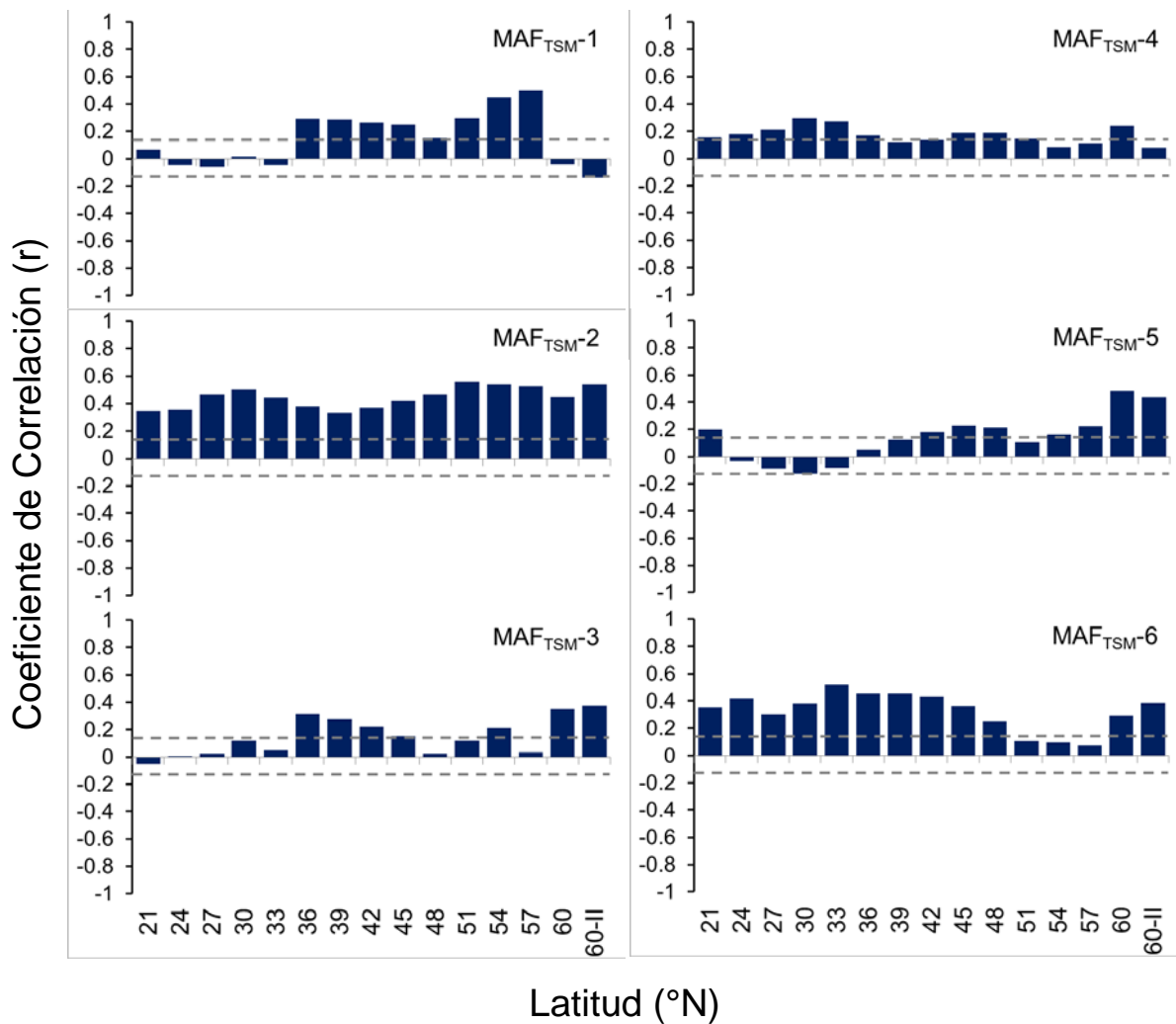


Figura 26. Coeficientes de correlación (r) que denotan la relación entre cada una de las series de Factores de Máxima Autocorrelación (*MAF*) y las series originales por sitio de

muestreo ( $^{\circ}$ N) de la temperatura superficial del mar (ERSST; Extended Reconstructed Sea Surface Temperature; Smith *et al.*, 2008).

El  $MAF_{TSM\_2}$  destaca porque presentó una relación positiva y significativa con las series de TSM en todas las latitudes (Fig. 26), por lo que sus cambios pueden ser interpretados de manera directa (Fig. 27). En este contexto se puede hacer referencia a tres periodos de aumento sostenido de la TSM en toda la región: 1854-1885, 1915-1940 y 1970-1990. También pueden reconocerse tres periodos de enfriamiento sostenido en la serie: 1985-1910, 1940-1970 y 1995-2013. Tras aplicar la rutina *Periods* al  $MAF_{TSM\_2}$ , se detectaron periodos de 80, 55, 29 y 11 años que explicaron el 51% de la varianza total ( $MAF_{TSM\_2}$ ; Fig. 25, 27; Tabla 12).

El  $MAF_{TSM\_3}$  capturó los cambios de las regiones que están en el extremo norte de la CA ( $60^{\circ}$ N) y el centro de la CC ( $36^{\circ}$ N; Fig. 26). Aunque los valores de  $r$  son bajos (38% de la varianza explicada), este tercer *MAF* muestra fases de ascenso y descenso de la TSM que son comunes a ambas regiones, mostrando correspondencia tanto en las tendencias de aumento y decremento, como años con extremos de variación (episodio de calentamiento en el año de 1945; Fig. 27). No obstante tal coincidencia, al observar los años específicos en los que se presentan los eventos extremos (e.g. TSM altas o bajas), parece existir un ligero desfase en dos sentidos: en el primero, los periodos de enfriamiento en el norte anteceden a los de la estación sureña ( $36^{\circ}$ N) y en el segundo los años en que aumenta la TSM en el sur se presenta un par de años después hacia el polo ( $MAF_{TSM\_3}$ , Fig. 27).

Las señales cíclicas explicaron el 61% de la varianza total explicada en el  $MAF_{TSM\_3}$ , proporción que se mantuvo por encima del 45% en los  $MAF_{TSM}$  4, 5 y 6. Los tres últimos *MAF* de TSM (4-6) presentaron un comportamiento general parecido al tercero, con ligeros desfases y tendencias de aumento/decremento de la TSM que se corresponden de manera gruesa entre regiones distantes (Fig. 26), aunque con un contenido creciente de señales de alta frecuencia y/o ruido hacia los últimos *MAF* (Fig.

27), lo cual es evidenciado también por sus valores bajos de autocorrelación (Tabla 11).

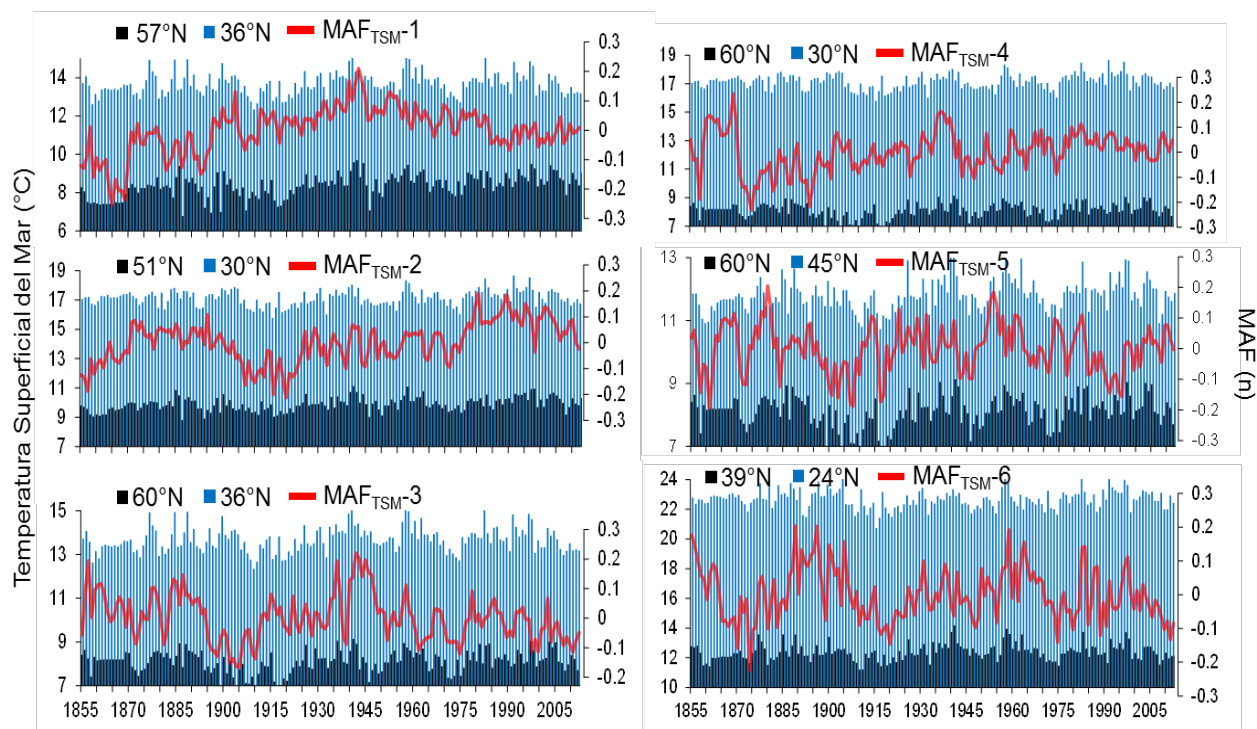


Figura 27. Series de temperatura superficial del mar (ERSST; Extended Reconstructed Sea Surface Temperature; Smith *et al.*, 2008) entre diferentes regiones del Pacífico norte (barras negras y azules) que comparten los patrones de cambio capturados por cada Factor de Máxima Autocorrelación  $MAF_{(n)}$  (líneas rojas).

Tabla 12. Periodos detectados mediante descenso cíclico y regresión periódica en los Factores de Máxima Autocorrelación (*MAF*) de 15 series de temperatura superficial del mar (ERSST; Extended Reconstructed Sea Surface Temperature; Smith *et al.*, 2008 en sitios de muestreo a lo largo del Pacífico americano (ver Figura 1). Se muestran los coeficientes de determinación ( $R^2$ ) y la significancia ( $p$ ).

Eje	Periodos	$R^2$	$p$
$MAF_{TSM}^1$	65, 20, 35, 13, 80, 46, 24, 29, 60, 79	0.46	$2.6 \cdot e^{-10}$
$MAF_{TSM}^2$	55, 80, 11, 29	0.51	$2.2 \cdot e^{-16}$
$MAF_{TSM}^3$	80, 49, 28, 34, 24, 9, 11	0.61	$2.2 \cdot e^{-16}$
$MAF_{TSM}^4$	64, 18, 38, 25, 17, 19, 10, 80, 33	0.64	$2.2 \cdot e^{-16}$
$MAF_{TSM}^5$	12, 76, 23, 44, 15, 26, 33, 14	0.53	$1.44 \cdot e^{-15}$
$MAF_{TSM}^6$	35, 46, 65, 26, 18	0.48	$1.39 \cdot e^{-15}$

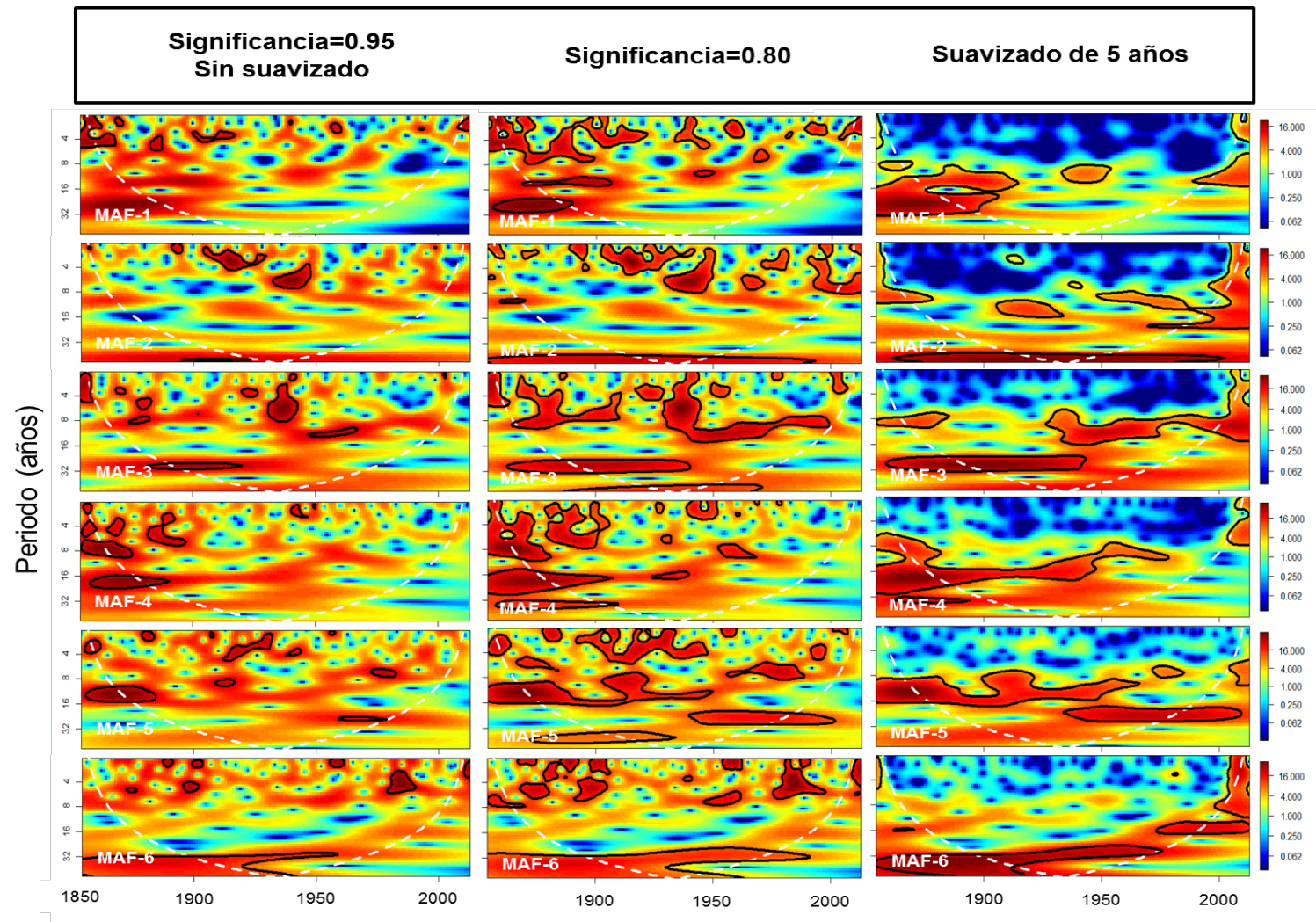


Figura 28. Resultados del análisis de ondículas aplicado a los Factores de Máxima Autocorrelación (*MAF1...6*) de la temperatura superficial del mar (ERSST; Extended Reconstructed Sea Surface Temperature; Smith *et al.*, 2008), en distintas estaciones a lo largo del Pacífico norte (Baja California Sur-Alaska). Se muestran los resultados para niveles de significancia del 95% y 80%, así como un suavizado de 5 años, aplicado previamente a la serie.

### 3.4. Pronósticos

#### 3.4.1. Índices climáticos

Los análisis de series de tiempo reprodujeron razonablemente bien la mitad de los índices climáticos basados en mediciones instrumentales (Fig. 29). En la tabla 13 se muestran los periodos identificados en cada índice climático, además de los periodos por intervalo y los reportados en la literatura. Los ajustes más altos se presentaron en el  $PDO_{SumCum}$  y en el PCI, con valores de  $R^2$  de 0.96 y 0.79 respectivamente. Enseguida, para la serie del NPGO se obtuvo un ajuste de  $R^2=0.6$ , mientras que para el PDO fue de 0.36. A excepción del PCI, los ajustes más bajos se registraron en los índices de procesos atmosféricos (NOI, MEI y ALPI; Fig. 29).

La tabla 13 muestra que las señales cíclicas identificadas entre los índices climáticos convencionales son relativamente más importantes en los rangos de 50-60 años y 17-20 años, seguidos (por frecuencia de aparición) de los de 24-26 años, 13-16 años y 10-12 años. En el contexto de las periodicidades reportadas en la literatura, los rangos detectados apuntan a los periodos de 60, 51, 18.6, 25, 15 y 11 años.

En los coeficientes de determinación (Tabla 13) y en los ajustes (línea azul) de la figura 29, se puede observar que el efecto conjunto de los periodos detectados tiene un mayor poder explicativo sobre los índices oceánicos (e.g. NPGO) respecto a los atmosféricos (e.g. ALPI), excepto en el PCI, que es un índice atmosférico construido para destacar el componente de largo plazo. En el PCI, el ajuste con armónicos fue el segundo más alto ( $R^2= 0.79$ ) después del  $PDO_{SumCum}$  ( $R^2=0.96$ ). Cabe mencionar que la consistencia entre los periodos encontrados y los reportados, sugiere que no se trata de señales artificiales.

Tabla 13. Periodos detectados en las series de índices climáticos de la región del Pacífico norte basados en registros instrumentales. Se muestran los intervalos de los periodos más consistentes identificados en las series reconstruidas y los periodos de variables climáticas (regionales y globales) y geofísicas reportados en la literatura (Tabla 4). La última fila contiene el coeficiente de determinación ( $R^2$ ) de cada ajuste. En todos los casos  $p < 0.005$ .

Periodos detectados en índices climáticos								
Periodos (por rangos)	$PDO_{SumCum}$	$PCI_{winter}$	PDO	MEI	NPGO	ALPI	NOI	Periodo reportado
>80								80
50-60	56	52	52	51		54		51, 60
39-41	41	40						40
28-34	31	29						30
24-26	25		25		24			25
21-23		23						22
17-20	19	19	19			20		18.6
13-16				13	14		16	15
10_12			10		12		11	11
<b><math>R^2 =</math></b>	<b>0.96</b>	<b>0.79</b>	<b>0.36</b>	<b>0.12</b>	<b>0.6</b>	<b>0.18</b>	<b>0.21</b>	

De acuerdo con la proyección de los componentes armónicos del  $PDO_{SumCum}$  (color rojo, Fig. 29), ocurriría una fase fría en los márgenes del Pacífico norte (incluyendo la CC), cuya duración sería hasta el año 2030 (Fig. 29). El PCI indica una tendencia similar, aunque con una pendiente más pronunciada, por lo que sus valores mínimos podrían aparecer poco después del año 2020 (Fig. 29). Los valores crudos del PDO muestran oscilaciones de entre 3 y 5 años y una ligera pendiente decreciente hacia el fin de la proyección (línea negra, Fig. 29). En sentido opuesto, el componente periódico

del MEI indica una posible pendiente positiva hacia el 2030, incluyendo periodos de calentamiento y enfriamiento de corta duración (~5 años; Fig. 29).

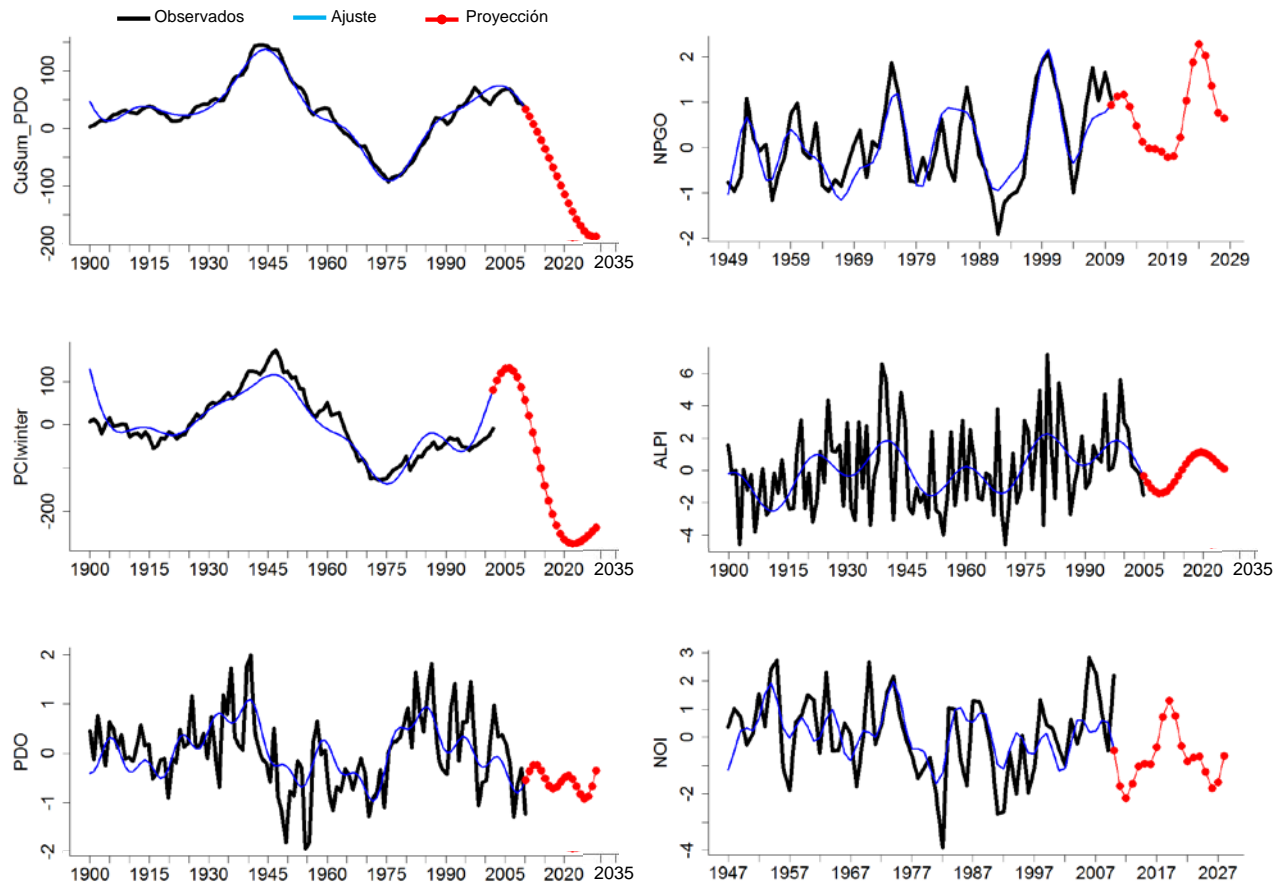


Figura 29. Ajuste y predicciones de índices climáticos basados en mediciones instrumentales usando los periodos dentro de los rangos más consistentes que fueron identificados en la sección anterior (indicadores climáticos reconstruidos). ( $PDO_{SumCum}$ ) suma acumulada de la oscilación decadal del Pacífico; (PCI) índice de circulación atmosférica del Pacífico; (PDO) oscilación decadal del Pacífico; (NPGO) oscilación del gran giro del Pacífico; (ALPI) baja presión de las Aleutianas; (NOI) oscilación del Pacífico norte.



### 3.4.2. Pronósticos de la actividad de surgencias/subsidencias

La mayor proporción de varianza explicada en los modelos de regresión periódica, fue del 70% en los *MAF* 3 y 4, reduciéndose ligeramente en los *MAF* 2 y 5 (66% y 0.63%; Tabla 14). El patrón de variación en la escala de ~30 años se presentó en todos los *MAF* de surgencias, seguido de señales con periodicidades entre 17-20 y 11-13 años (Tabla 14). La similitud de los patrones de cambio entre *MAFs* sugiere que existe una causa común que tiene influencia en la actividad de surgencias, en el dominio del espacio y del tiempo.

Tabla 14. Periodos detectados mediante el procedimiento automatizado de la rutina *Periods* en los Factores de Máxima Autocorrelación *MAF*(n) de las series del índices de surgencias (1946-2012) en 15 estaciones del Pacífico norte. Se muestran los valores del coeficiente de determinación ( $R^2$ ) y la significancia ( $p$ ) del ajuste.

MAF (Factor de Máxima Autocorrelación)	Periodos (años)	$R^2$	$p$
1	34 , 19	0.39	9.72E-07
2	24, 34, 12	0.66	3.83E-13
3	34, 8, 19, 11	0.7	1.22E-13
4	17, 11, 33, 13	0.7	1.13E-13
5	13, 32, 23, 7, 15	0.63	1.76E-10
6	15, 12, 20, 32	0.46	7.07E-07

Las densidades espectrales detectadas en los primeros *MAFs* se concentraron en las bajas frecuencias (e.g. 32 años), mientras que las señales de alta frecuencia (<9 años) fueron escasamente identificadas (e.g. *MAFs* 1 y 2; Fig. 30). Aunque el poder espectral se mantuvo relativamente constante, los periodos de 11 a 32 años se observaron con mayor claridad entre los *MAFs* 4, 5 y 6 debido al aumento de escala de la densidad espectral (Fig. 30). De acuerdo con la Tabla 14, los intervalos de densidades espectrales que fueron detectados consistentemente fueron 28-34, 17-20 y 9-11 años (Tabla 14, 15).

Los coeficientes de correlación en los primeros *MAFs* indican un mayor peso de las señales de baja frecuencia hacia el límite norte (~45 °N) y sur (~24 °N -21 °N) de la CC (Fig. 21, 22). El *MAF-4* capturó las fluctuaciones de las surgencias/subsidencias tanto en la CC y en la CA, indicando el efecto de las mismas señales periódicas de baja frecuencia en ambos sistemas (Fig. 22, 30). Adicionalmente, el *MAF-4* presentó el mayor coeficiente de determinación obtenido a resolución anual ( $R^2=0.71$ ) y el segundo mejor en resolución mensual ( $R^2=0.64$ ).

En el dominio de la CA, entre las estaciones con mayor actividad de subsidencias (57 °N-60 °N), el espectro de frecuencias es más homogéneo, lo cual significa que el componente interanual de corto plazo tiene un mayor peso relativo en el extremo norte del área de estudio (*MAF-6*; Fig. 30). El *MAF-6* aporta evidencia de que existe una conexión entre las regiones que presentan los valores más altos de transporte de Ekman, aunque el sentido del flujo es hacia fuera de la costa (surgencias) de los 33 °N a los 36 °N ( $\bar{x}=1479 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}/100_{\text{m de costa}}$ ) y en dirección a la costa (subsidencias) de los 57 °N a los 60 °N ( $\bar{x}=-648 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}/100_{\text{m de costa}}$ ; Fig. 22, 30).

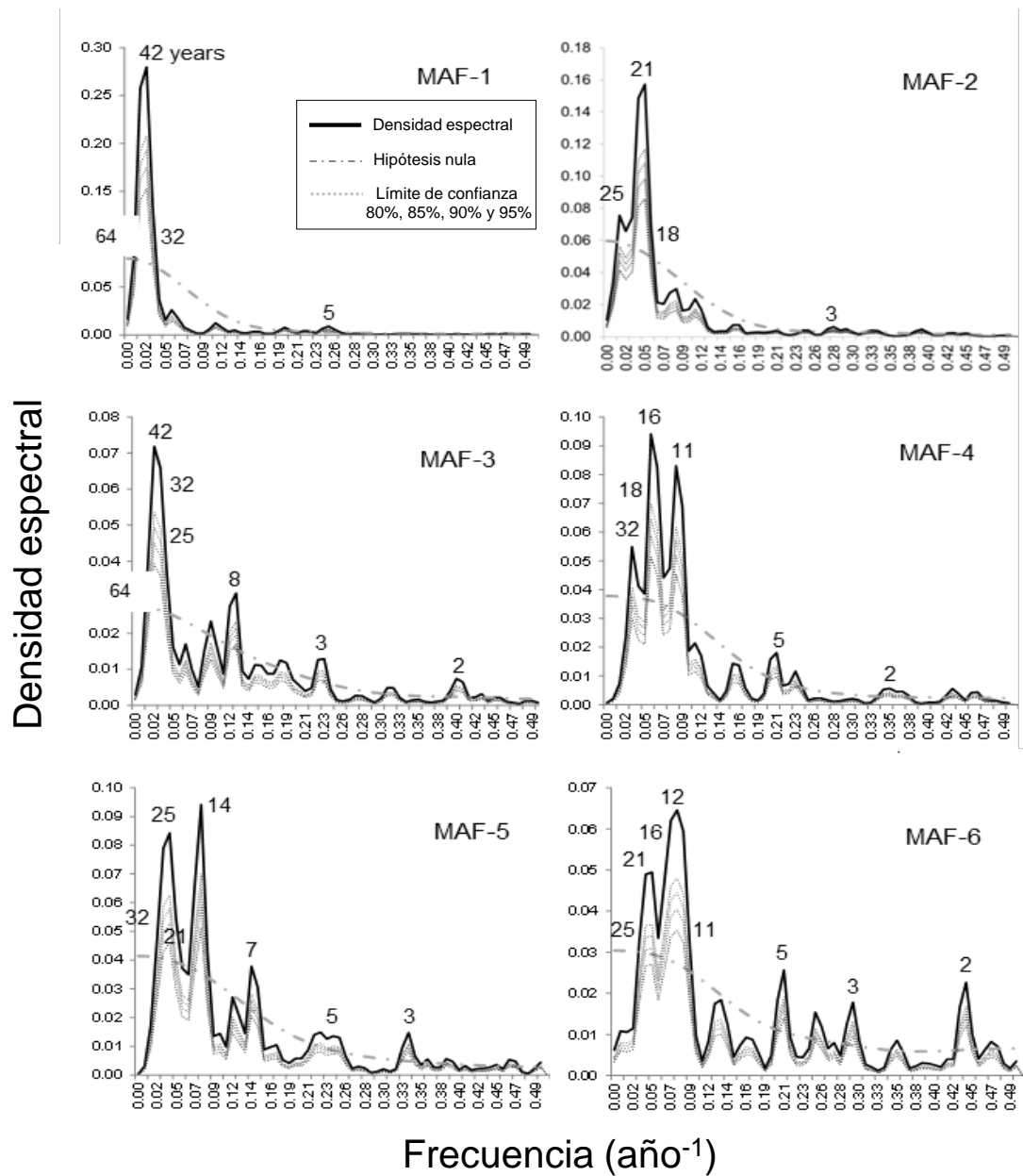
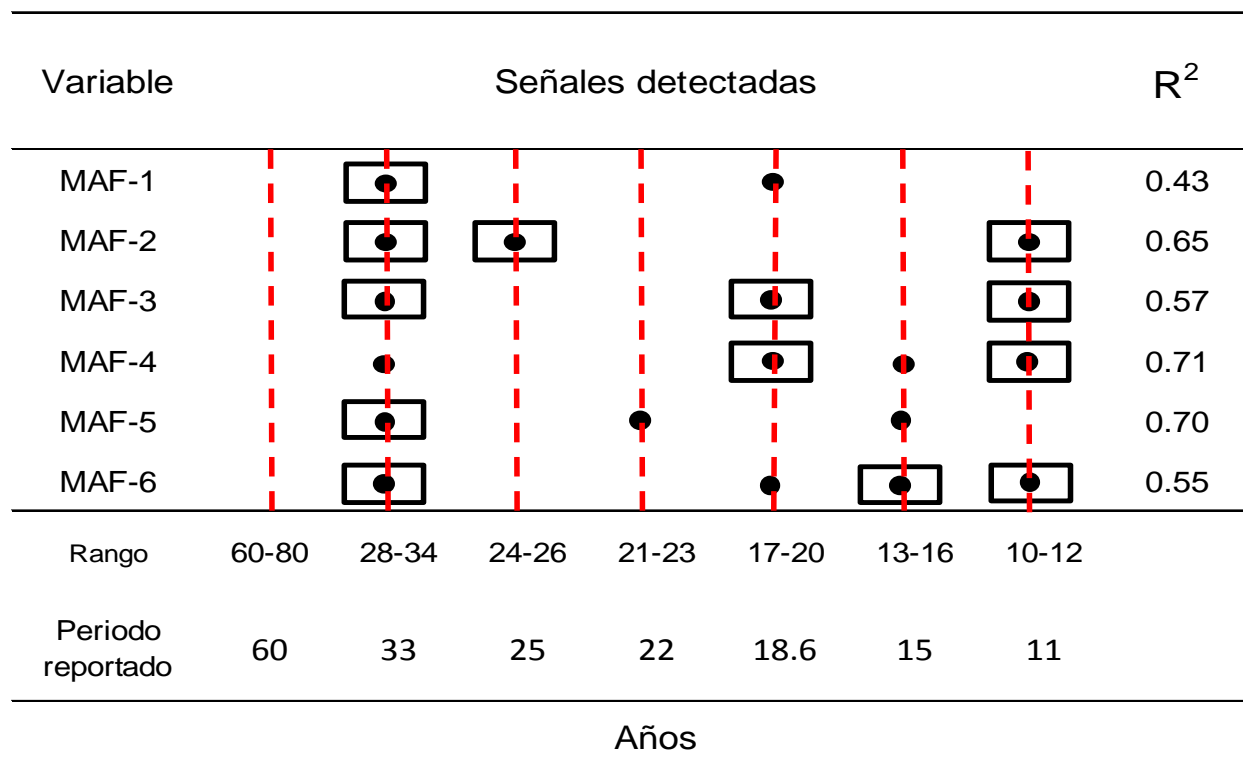


Figura 30. Densidades espectrales de los Factores de Máxima Autocorrelación ( $MAF_{(n)}$ ) extraídos de series de tiempo de índices de surgencias (1946-2012) correspondientes a 15 estaciones del Pacífico norte (21 °N-60 °N). Los números junto a la línea negra (densidad espectral) indican periodos (en años) estadísticamente significativos en un rango de confianza de entre 80%-95% (líneas grises inferiores). La línea punteada representa la hipótesis nula (ruido rojo) contra la que se comparó la densidad espectral y sus límites de confianza. Los números encima de la línea negra indican el periodo correspondiente en años.

Tabla 15. Espectro de señales periódicas de baja frecuencia detectadas en los Factores de Máxima Autocorrelación ( $MAF_{1...6}$ ) extraídos de las series del índice de surgencias (1946-2012) en 15 estaciones del Pacífico norte ( $21^{\circ}N-60^{\circ}N$ ). Las líneas rojas punteadas indican regiones espectrales según el análisis de Fourier. Los puntos negros muestran las señales detectadas mediante la rutina *Periods*. Se muestran los valores del coeficiente de determinación ( $R^2$ ). En los rangos de periodos se indican debajo periodos reportados en variables climáticas (regionales y globales) y geofísicas. La significancia  $p$  fue  $<0.001$  en todos los casos.



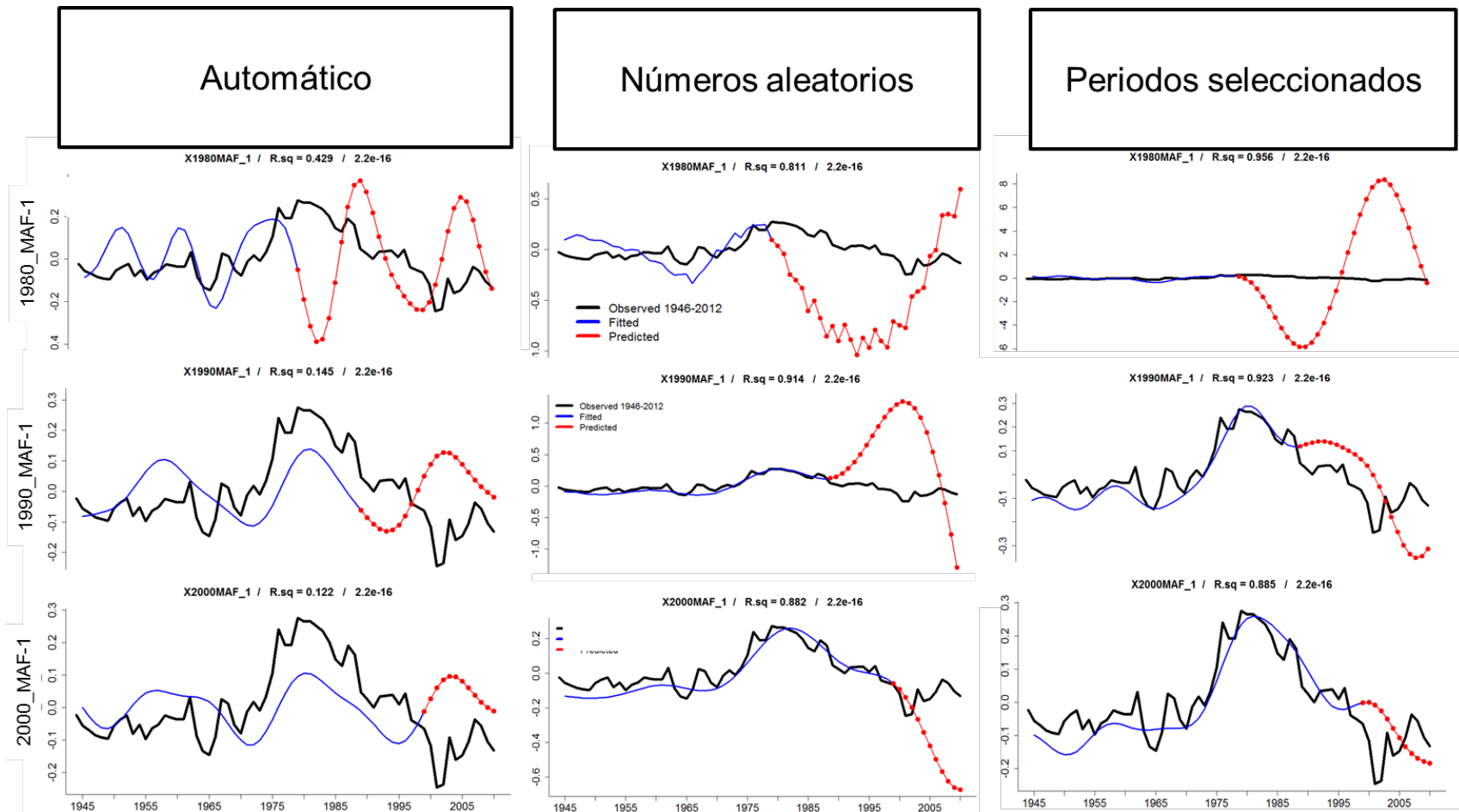
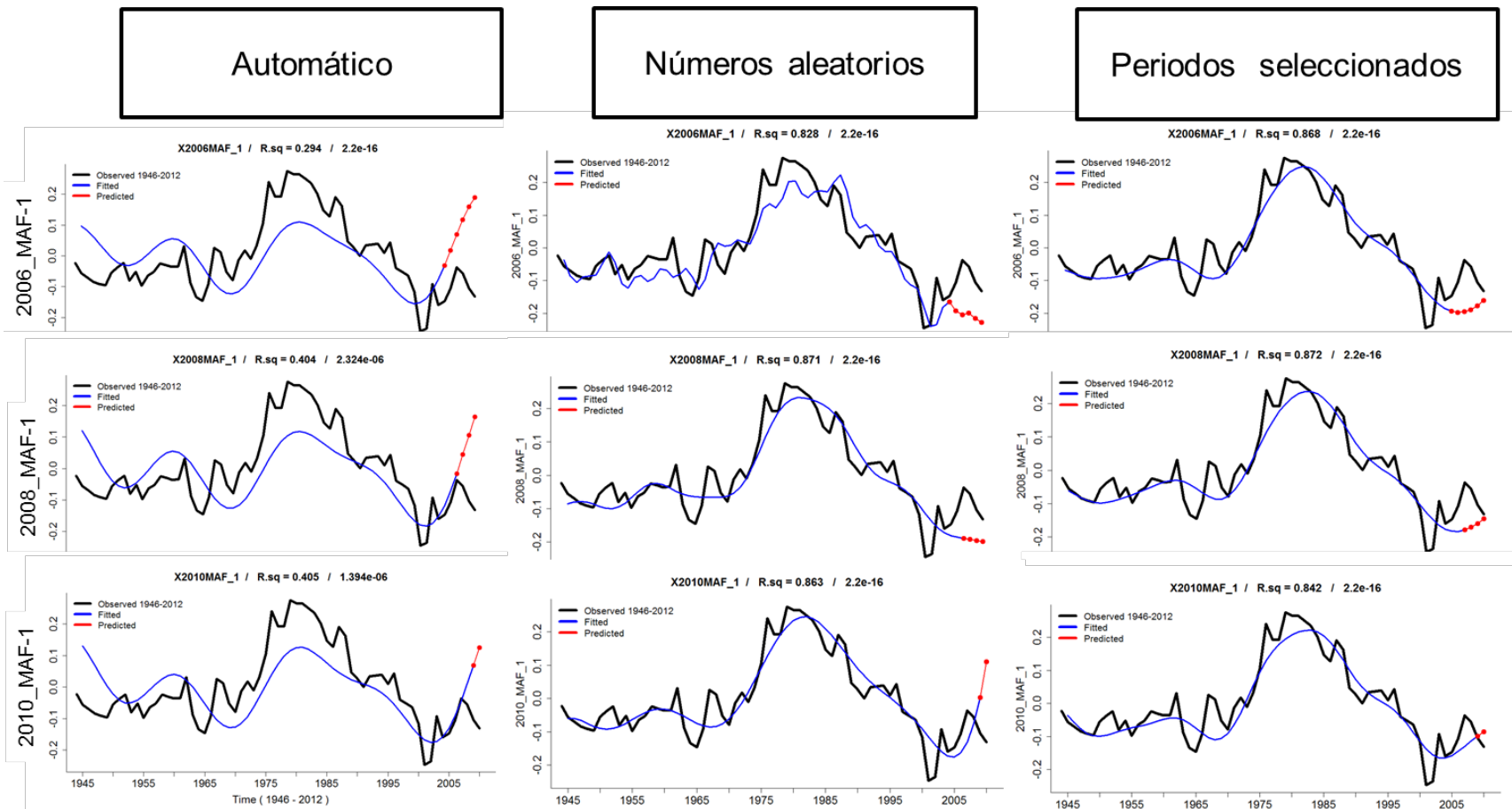


Figura 31. Resultados de la evaluación del desempeño predictivo de la regresión periódica usando tres conjuntos de armónicos diferentes: 1) los armónicos obtenidos del procedimiento automatizado de la rutina *Periods*; 2) los armónicos (artificiales) obtenidos de números aleatorios; y 3) los armónicos seleccionados por su persistencia y consistencia entre series de tiempo de variables climáticas y geofísicas (ver Tabla 5 y15). Se muestra el ajuste (línea azul) con diferentes longitudes de las series y la respectiva predicción hacia el año 2012 (línea roja con puntos).



...continuación. Resultados de la evaluación del desempeño predictivo de la regresión periódica usando tres conjuntos de armónicos diferentes: 1) los armónicos obtenidos del procedimiento automatizado de la rutina *Periods*; 2) los armónicos (artificiales) obtenidos de números aleatorios; y 3) los armónicos seleccionados por su consistencia entre series de tiempo de variables climáticas y geofísicas (ver Tabla 5 y15). Se muestra el ajuste (línea azul) con diferentes longitudes de las series y la respectiva predicción hacia el año 2012 (línea roja con puntos).

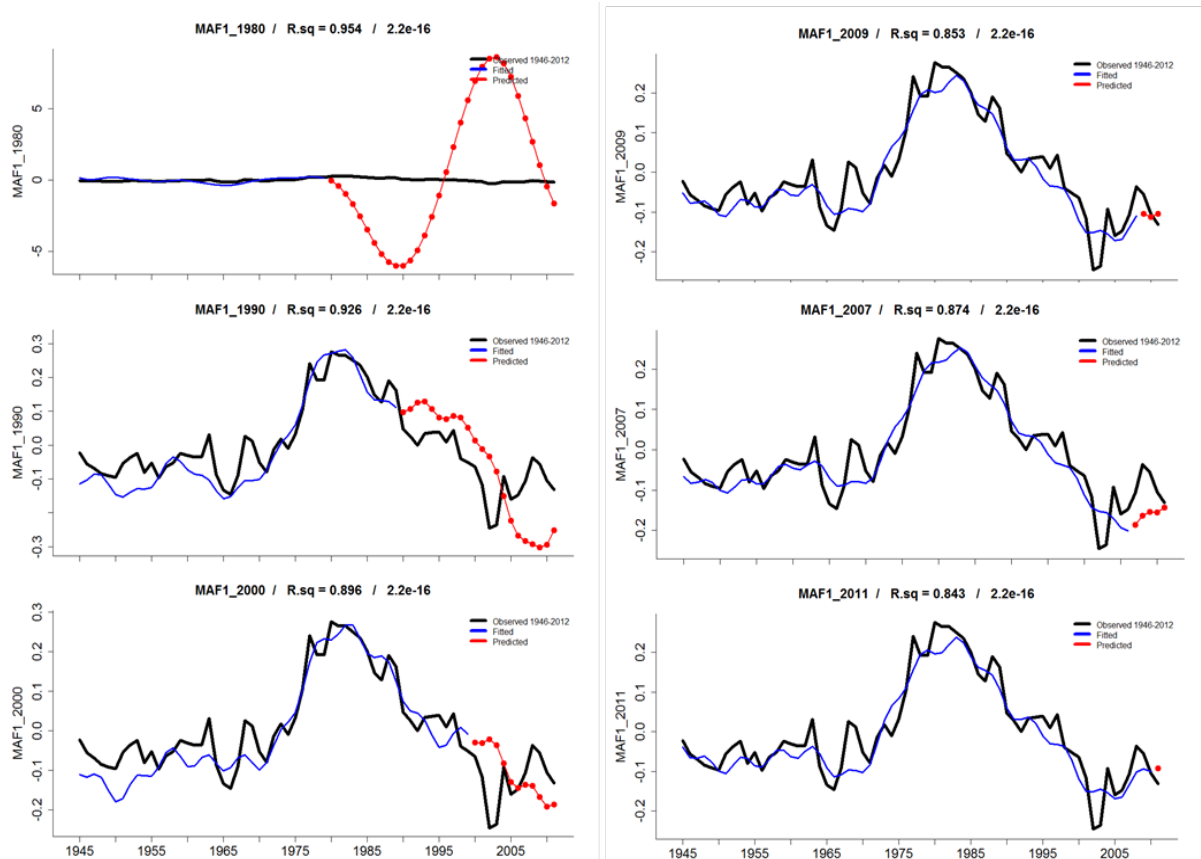


Figura 32. Evaluación del desempeño predictivo de los periodos seleccionados por su consistencia entre series de tiempo de variables climáticas y geofísicas (Tabla 5 y 15), sobre el Factor de Máxima Autocorrelación *MAF1* que fue construido con diferentes longitudes de las series originales del índice de surgencias en 15 estaciones de la costa de Norteamérica. Los valores observados del *MAF1* están representados por la línea negra, la línea azul indica los valores ajustados y la línea roja con puntos muestra los resultados de la proyección.

La señal capturada por el MAF-1 no fue alterada por la longitud de las series (Fig. 33). Mediante el ajuste y validación de los modelos de regresión periódica, se determinó que el poder predictivo del patrón predominante de la actividad de surgencias (MAF-1), es de entre tres y cuatro años, lo cual revela la utilidad potencial del presente enfoque (Fig. 32). Cabe mencionar que cuando las predicciones fueron de cinco años o

mayores, se presentaron errores en el cálculo de la fase, la amplitud y la dirección del cambio (Fig. 31, 32).

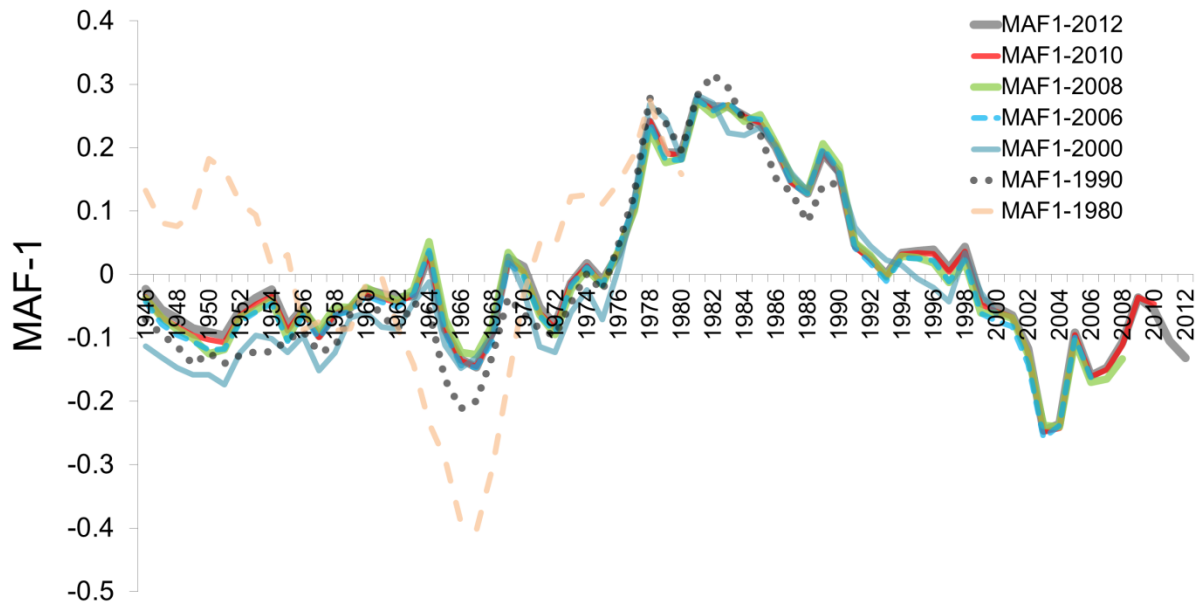


Figura 33. Factores de Máxima Autocorrelación (*MAFs*-1) considerando diferentes longitudes de las series originales. En todos los casos se inició con el año 1946, mientras que los años finales fueron; 1980, 1990, 2000, 2006, 2008, 2010 y 2012.

### 3.4.3. *Pronósticos de TSM con Modelos Aditivos Generalizados*

Los modelos GAM fueron buenos predictores de la TSM en términos generales. En las regiones de Ensenada, Punta Eugenia y Bahía Magdalena se obtuvieron ajustes con más del 70% de devianza explicada y los valores de  $R^2$  fueron superiores a 0.6. Para realizar las predicciones por región, además de la temperatura superficial del aire, se adicionó el PDO para representar al componente oceánico y el PCI para el atmosférico (Tabla 15). En la región de Bahía Magdalena (~24 °N), el NOI emuló mejor los patrones de variabilidad en la atmósfera (Tabla 15; Fig. 35-37).



Tabla 15. Resultados de Modelos Aditivos Generalizados usados para ajustar las series de temperatura superficial del mar (ERSST; Extended Reconstructed Sea Surface Temperature; Smith *et al.*, 2008) en tres localidades del Pacífico peninsular mexicano (1900-2000).

<b>Región Marina</b>	<b>VARIABLES explicativas</b>	<b>R<sup>2</sup></b>	<b>Devianza explicada (%)</b>
Ensenada	~ BBSS, PDO, PCI	0,62	74
Punta Eugenia	~ BBSS, PDO, PCI	0,64	76
Bahía Magdalena	~ BBSS, PDO, NOI	0,7	85

El comportamiento histórico y proyecciones de la TSM en Ensenada (Fig. 3 y 4) y Punta Eugenia (Figs. 35 y 36) fueron similares; fase de calentamiento entre 1910 y 1940, seguida de un proceso de enfriamiento que se extendió hasta 1975, aunque interrumpido por un calentamiento a finales de la década de 1950 (Fig. 34, 35). El cambio de régimen en 1975 implicó el inicio de un periodo de calentamiento que se extendió hasta 1998. El pronóstico indica que un segundo periodo de enfriamiento multidecadal se extendería del año 1999 al 2025. Al observar los valores proyectados hasta el año 2080, los resultados sugieren que habrá un incremento promedio de la TSM entre los años 2025 y 2055, seguido por un descenso relativamente rápido los 10 años posteriores, retornando finalmente a una fase de calentamiento (aproximadamente del orden de 1.5°C) hacia el año 2080 (Fig. 34, 35).

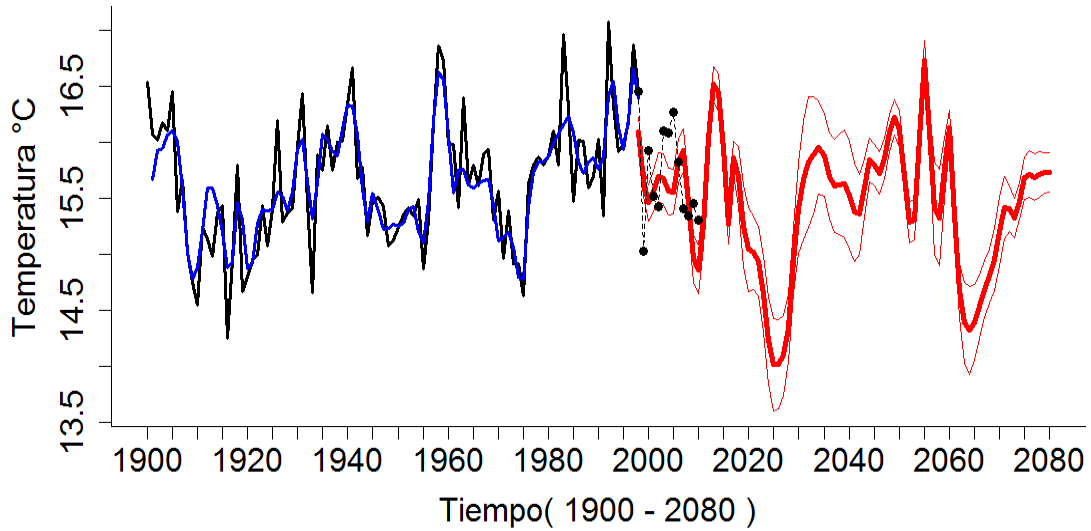


Figura 34. Temperatura superficial del mar observada (línea negra) frente a Ensenada, BCS, México. La línea azul muestra la temperatura estimada mediante modelos aditivos. La línea roja es la proyección del modelo entre 2010 y el año 2080. Los puntos negros muestran valores observados de temperatura como periodo de validación (2000-2010) del modelo. Las líneas rojas delgadas indican el error estándar de la proyección.

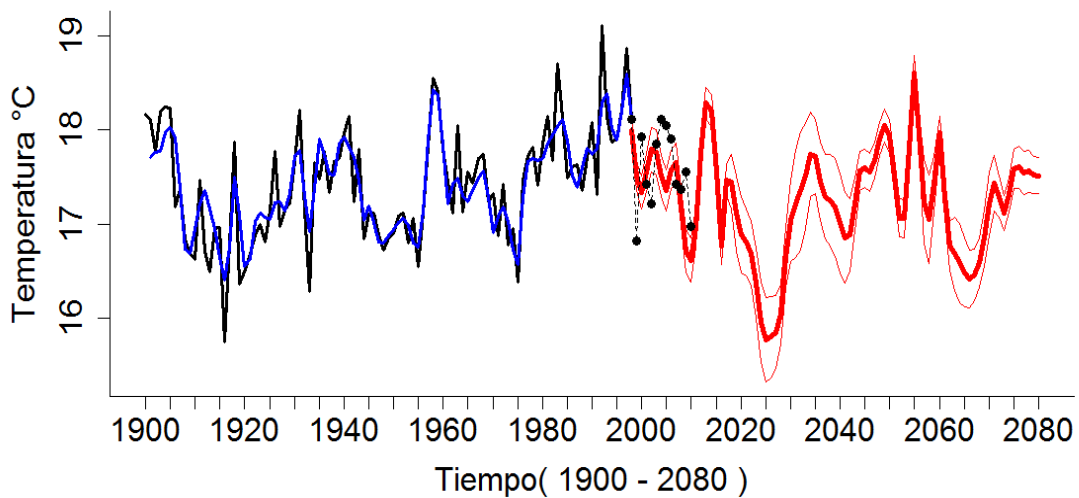


Figura 35. Temperatura superficial del mar observada (línea negra) frente a Punta Eugenia, BCS, México. La línea azul muestra la temperatura estimada mediante modelos aditivos. La línea roja es la proyección del modelo entre 2010 y el año 2080.

Los puntos negros muestran valores observados de temperatura como periodo de validación (2000-2010) del modelo. Las líneas rojas delgadas indican el error estándar de la proyección.

Las fluctuaciones históricas de largo plazo en Bahía Magdalena son similares a las dos localidades más norteñas (Ensenada y Punta Eugenia), aunque con cambios de menor magnitud (Fig. 36), excepto por algunos años con cambios abruptos (e.g. 2014, 2020 y 2032; Fig. 36).

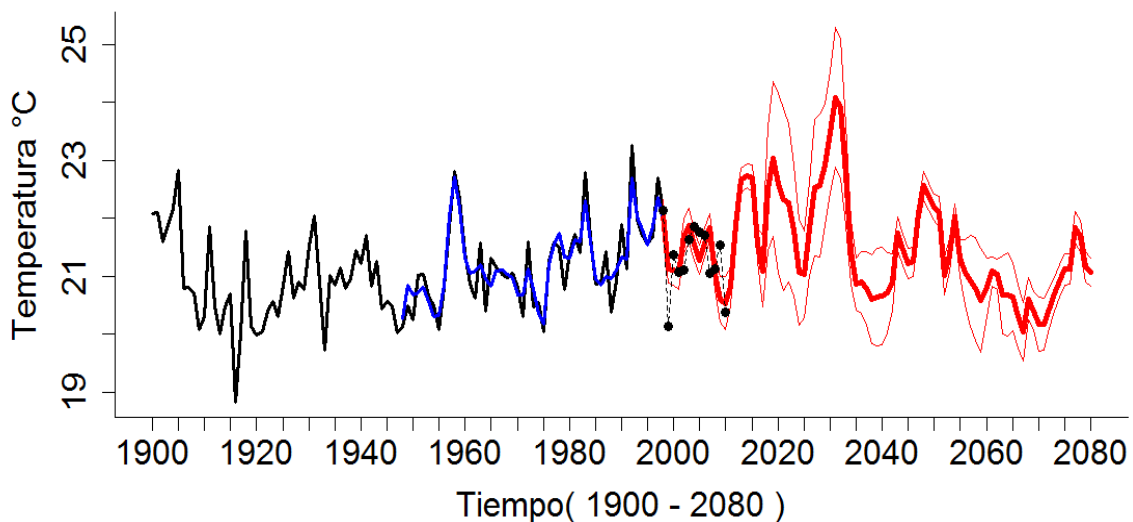


Figura 36. Temperatura superficial del mar observada (línea negra) frente a Bahía Magdalena, BCS, México. La línea azul muestra la temperatura estimada mediante modelos aditivos. La línea roja es la proyección del modelo entre 2010 y el año 2080. Los puntos negros muestran valores observados de temperatura como periodo de validación (2000-2010) del modelo. Las líneas rojas delgadas indican el error estándar de la proyección.

### 3.4.4. Pronósticos de captura de sardinas (Regresión periódica + GAM)

El desempeño global de los GAM fue razonablemente bueno para las cinco localidades analizadas (Figs. 37-41). Los modelos fueron capaces de predecir correctamente el sentido del cambio en las capturas de sardina (Figs. 37-41), aunque con algunas fallas en cuanto a la magnitud. Los ajustes presentaron ciertos picos con desfases respecto a las series de captura originales de Washington-Oregon y California (línea azul; Figs. 38-39). Los mejores ajustes se presentaron en las series de captura de sardina desembarcada en Ensenada ( $R^2=0.88$ ) y en Washington-Oregon ( $R^2=0.77$ ), con porcentajes de devianza explicada del 97 y 81% respectivamente (Tabla 16). En Columbia Británica, el valor de  $R^2$  fue de 0.73 y la devianza explicada fue del 83% (Tabla 16). Se destaca que los MAF de surgencias tuvieron poder explicativo sobre las capturas de las cinco localidades analizadas, entre California y aguas canadienses (BC) también tuvieron relevancia los índices PCI y PDO<sub>SumCum</sub> (Tabla 16).

Tabla 16. Resultados del ajuste de los Modelos Aditivos Generalizados a los datos de captura de sardina por localidad usando índices climáticos. Las variables explicativas fueron el índice de circulación atmosférica del Pacífico (PCI), Factor de Máxima Autocorrelación (MAF), índice de baja presión de las Aleutianas (ALPI) y la suma acumulada del índice de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO<sub>SumCum</sub>).

Latitud	Localidad	Fórmula	$R^2$	D.E.	n
~48°N	British Columbia	PCI + s(MAF1+MAF2) + s(MAF3+MAF4)	0.73	83	93
~37-45°N	Washington-Oregon	PCI + te(ALPI) + MAF1	0.77	81	20
~33°N	California	CuSumPDO + s(MAF1+ MAF2) + s(MAF3 + MAF4)	0.73	89	34
~31°N	Ensenada	s(MAF1) + s(MAF2)	0.88	97	29
~24°N	Bahía Magdalena	s(MAF1) + s(MAF2)	0.63	87	29

En la figura 37 se observa que la proyección de captura de sardina para la Columbia Británica tiene un desempeño adecuado en cuanto al sentido del cambio y a primera vista parece no tener grandes fallas en cuanto a magnitud. En el año 2012, la diferencia entre el valor observado y la predicción es del orden del 50% (~10,000 t), mientras que para el año 2010 la diferencia fue del 22% que equivalió a unas 5,000 t. En la porción del registro histórico, se observó que a mediados de la década de 1930, el modelo tuvo una falla notable, con una diferencia entre la captura observada y estimada de 119% (~50,000 t), seguida por una de 37% en 1927 (Fig. 37). Los siguientes errores que destacan se ubican en los años 1948-52 y 1987-1992, para los que el modelo predice modestas capturas (5,000-8000 t), cuando en realidad fueron años caracterizados por la ausencia de sardina en aguas canadienses (Fig. 37).

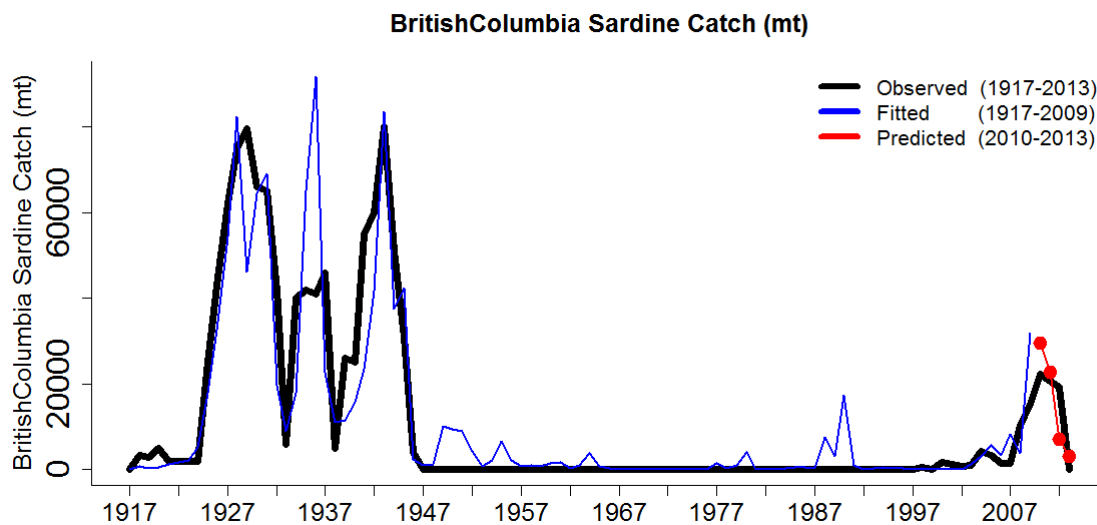


Figura 37. Valores observados (línea negra), ajustados (azul) y predicción (rojo) de la captura (t) de sardina del Pacífico en la Columbia Británica, Canadá. La serie de capturas observadas se extiende del año 1917 al 2013.

El modelo de Washington-Oregon produjo un ajuste de calidad intermedia en comparación a los demás. El modelo logró captar los cambios decadales entre 1990 y 2009. El error más notorio fue ligeramente superior al 60% (~25,000 t) en el año 2006,

mientras que en el tramo de validación fue del orden del 27% para el año 2012 (Fig. 38). En el caso de Washington-Oregon (Fig. 38) no se observó la caída de la captura hacia el 2013, que si es evidente en la serie de Columbia Británica (Fig. 37).

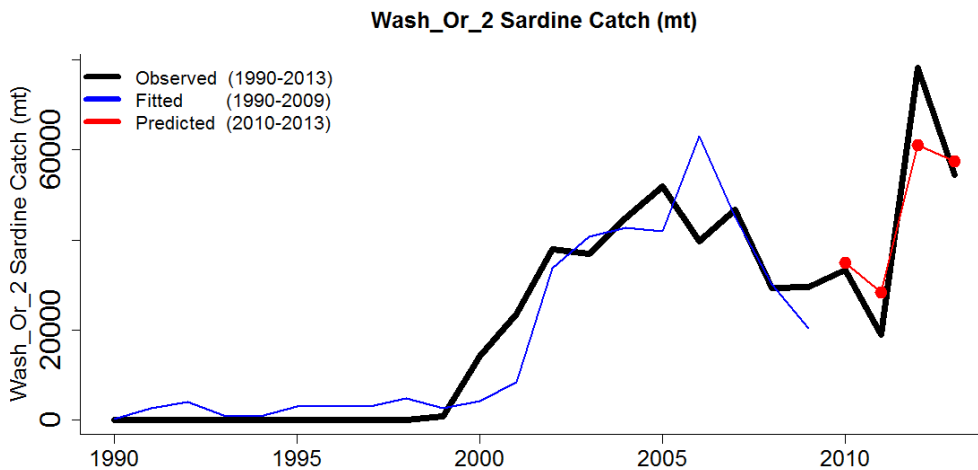


Figura 38. Valores observados (línea negra), ajustados (azul) y predicción (rojo) de la captura (t) de sardina del Pacífico en en los estados de Washington y Oregon, EEUU. La serie de capturas observadas se extiende del año 1990 al 2013.

En cuanto a la captura de sardina en California, se observó que el modelo reprodujo correctamente el periodo de capturas bajas de 1976 a 1990. Posteriormente, de 1990 en adelante, las capturas se mantuvieron por encima de las 20,000 t y las predicciones se aproximaron relativamente bien a los valores observados (Fig. 39). Algunos años particulares muestran desfases en la comparación observados/calculados, pero aun así la mayoría de las diferencias se mantuvieron por debajo del 19% (~10,000 t). En el periodo de validación (línea roja), la serie estimada con el modelo siguió el sentido descendente de la captura observada, pero predice un aumento en 2012 cuando la observación indica que la captura continuó a la baja (Fig. 39).

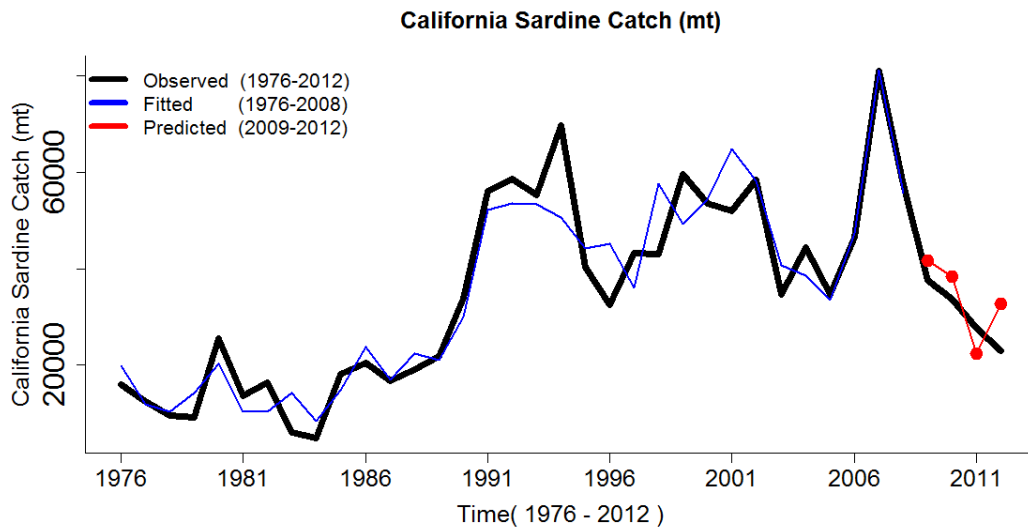


Figura 39. Valores observados (línea negra), ajustados (azul) y predicción (rojo) de la captura (t) de sardina del Pacífico en California, EEUU. La serie de capturas observadas se extiende del año 1990 al 2013.

El GAM de las capturas de sardina en Ensenada mostró un buen desempeño a pesar de haber sido aplicado a una serie relativamente corta (1981-2010; Fig. 40). En el tramo del ajuste, las diferencias entre lo observado y lo calculado se mantuvieron por debajo del 40% (~9,000 t). En el periodo de evaluación (denotado en rojo) las predicciones de 2011 y 2012 tuvieron diferencias de hasta 20% (13,000 t). En términos de la tendencia, el modelo reprodujo adecuadamente el sentido del cambio en el grupo de cuatro años sobre el que se extiende la evaluación (puntos rojos, Fig. 41).

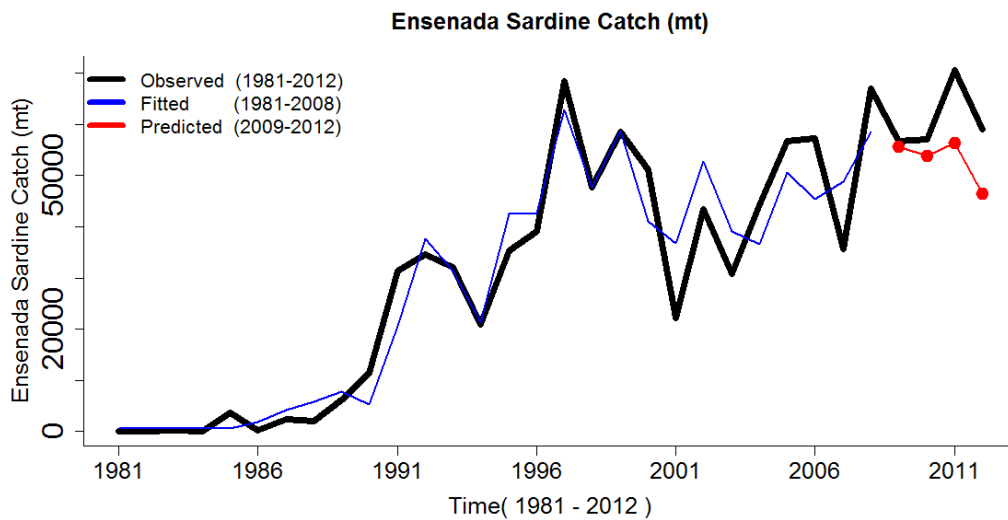


Figura 40. Valores observados (línea negra), ajustados (azul) y predicción (rojo) de la captura (t) de sardina del Pacífico en Ensenada, México. La serie de capturas observadas se extiende del año 1981 al 2012.

A pesar de haber obtenido el coeficiente de determinación más bajo ( $R^2=0.63$ ; D.E.=87%) de las cinco localidades, el modelo ajustado a las capturas de Bahía Magdalena, mostró valores muy cercanos a los observados en el periodo 1981-2006, manteniéndose una diferencia siempre por debajo del 8% (~5,000 t). En el periodo de evaluación, las predicciones de los años 2007 y 2010 son las únicas con fallas notorias; en ambos años las diferencias rondan las 15,000 toneladas, lo que en términos relativos equivale al 27% y 64% respectivamente de la captura observada (Fig. 41).



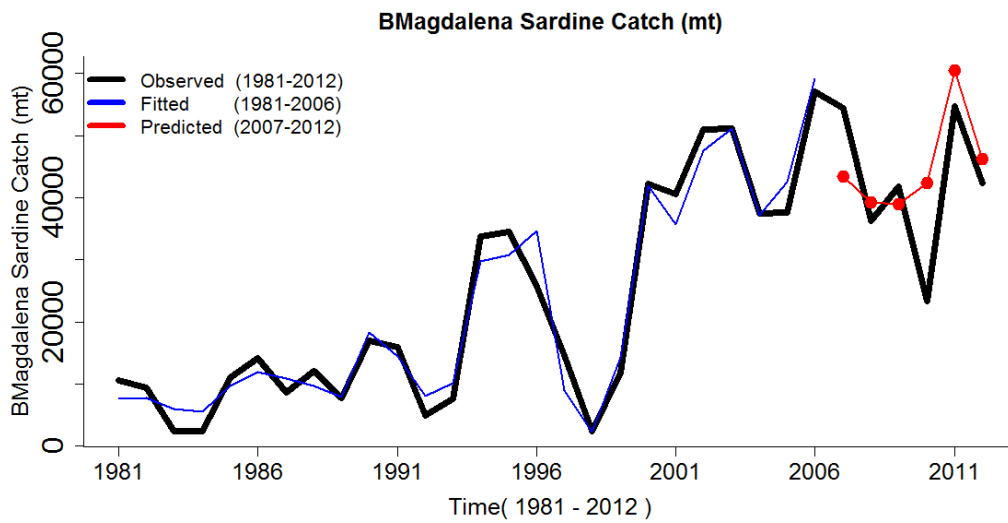


Figura 41. Valores observados (línea negra), ajustados (azul) y predicción (rojo) de la captura (t) de sardina del Pacífico en Bahía Magdalena, México. La serie de capturas observadas se extiende del año 1981 al 2012.

## 4. DISCUSIÓN

### 4.1. Autocorrelación

La autocorrelación es un concepto que tiene que ver con la ciclicidad de variables representativas del clima oceánico y por lo tanto con la detección de patrones en una serie de tiempo. A continuación se detallan algunas de las propiedades e implicaciones de este tipo particular de correlación. Técnicamente, la autocorrelación se define como la correlación cruzada de una serie de tiempo consigo misma y se le puede considerar una medida de dependencia entre los valores de la serie (Bloomfield, 2000). En una serie de tiempo de números al azar el valor del coeficiente “r” es cercano a cero debido a que la principal característica de ese tipo de series es la ausencia de estructura en el dominio del tiempo (e.g. periodicidad; Chatfield, 1976). Cuanto más se aproxima a 1 el valor de una autocorrelación, mayor será el grado de dependencia de cualquier valor en la serie respecto al valor en el tiempo anterior, esto indica que los datos están estructurados en función del tiempo (Chatfield, 1976; Bloomfield, 2000).

Algunas veces es deseable eliminar la autocorrelación de una serie, particularmente cuando se pretende remover señales de baja frecuencia, pues éstas pueden inducir correlaciones espurias (Bakun, 1990). Por ejemplo, puede aumentar artificialmente la autocorrelación de una señal interanual, digamos cada 30 años, sólo porque dicha señal está sumada en un ciclo de 60 años. Por otro lado, la autocorrelación es utilizada frecuentemente como herramienta de análisis en el procesamiento de señales, debido a que permite detectar patrones repetitivos en una serie de tiempo (e.g. señales cíclicas), aun cuando dichos patrones se encuentren sumados a variabilidad aleatoria. La identificación de patrones mediante la autocorrelación, ha tenido un uso amplio en campos de conocimiento como la economía, la astrofísica y la ecología (Pollock et al., 1999; Bloomfield, 2000, Burroughs, 2007).

La suma acumulada es una operación aritmética que permite resaltar la autocorrelación de una serie de tiempo de anomalías ( $X_t - \bar{X}$ ), siendo  $X_t$  el valor de una variable en el

tiempo  $t$  en una serie de tiempo y  $\bar{X}$  la media de esa variable a lo largo de toda la serie. La suma acumulada actúa como un filtro de paso bajo (*low-pass filter*), eliminando el ruido de alta frecuencia (Chatfield, 1976). En el campo de la ingeniería de audio, la suma acumulada se aplica para identificar la frecuencia elemental de una onda de sonido, aun cuando su contenido de ruido sea alto (Pollock et al., 1999). Esta sencilla operación permite aumentar la proporción señal/ruido.

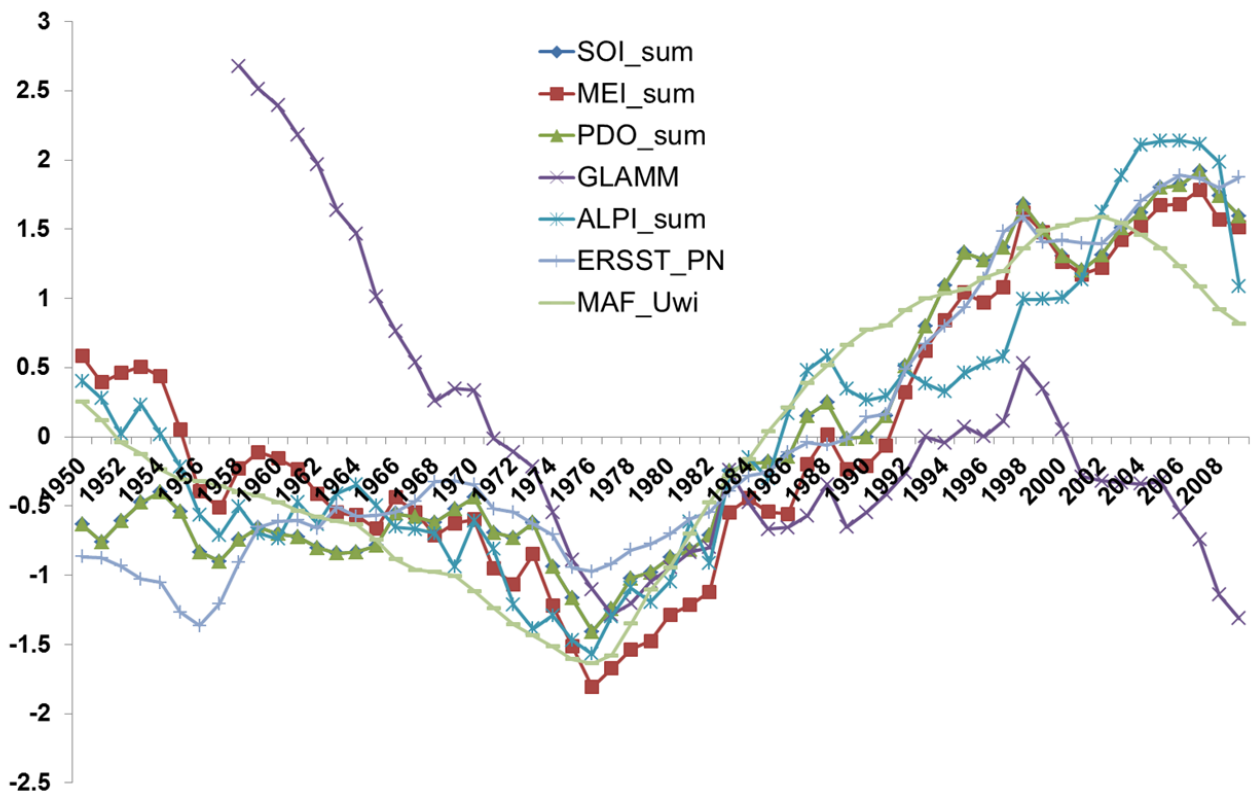


Figura 42. Suma acumulada de las series anuales de algunos índices climáticos: Índice de la Oscilación del Sur (SOI), índice Multivariado del ENSO (MEI), Oscilación Decadal del Pacífico (PDO), índice Atmosférico de Momento Angular Globalmente Integrado (GLAMM), índice del Centro de Baja Presión de las Aleutianas (ALPI), primer modo de variación de la temperatura superficial del mar en el Pacífico Norte (ERSST\_PN) y el primer factor de máxima autocorrelación de las surgencias en el Pacífico noroccidental (MAF\_Uwi).

Es oportuno comentar que al aplicar una suma acumulada a una serie de números aleatorios (negativos y positivos), es posible obtener patrones de cambio aparentes, pero que carecen de significado y por ende de interpretación. En contraste, son varios los ejemplos que se pueden citar respecto al uso exitoso de sumas acumuladas (o procedimientos equivalentes) en series de anomalías de variables climáticas: el índice de circulación atmosférica del Atlántico (ACI) y el  $PDO_{SumCum}$  (King *et al.*, 1998; Klyashtorin y Lyubushin, 2007; Noakes y Beamish, 2009). Por ejemplo, la suma acumulada del ALPI revela un patrón muy parecido al PCI. Dicho índice climático (PCI) describe cambios en intensidad y dirección predominantes del viento y se calcula con la integral de las anomalías negativas de circulación meridional (King *et al.*, 1998). Tanto en el PCI como en la suma acumulada del ALPI destaca el componente de baja frecuencia en escala de 50-60 años.

Las técnicas de filtrado (e.g. haming, media móvil, etc.) que se usan para destacar ciertos rasgos de interés en las series de tiempo, generalmente funcionan de manera similar a la suma acumulada en el sentido que optimizan la autocorrelación de la serie al incrementar el grado de dependencia entre valores vecinos, con la ventaja de que se puede controlar a conveniencia la ventana de tiempo con la que funciona el filtro. Este tipo de técnicas fueron una pieza importante en la identificación de patrones de cambio en diferentes escalas de TSM en la CC (Lluch-Belda *et al.*, 2002).

La suma acumulada de diferentes índices oceánicos y atmosféricos ha sido empleada para estudiar los patrones de baja frecuencia, su sincronía entre cuencas oceánicas y las relaciones que pudiera tener esta variable modificada en otras variables representativas de procesos biológicos y ecológicos, por ejemplo con la captura de algunas especies pelágicas (e.g. saurio del Pacífico; Tian *et al.*, 2004). Usando la suma acumulada de índices climáticos, Alheit y Bakun (2010) hicieron comparaciones entre grandes ecosistemas marinos, argumentando que la propagación de las señales a través de la atmósfera, actúan sincronizando teleconexiones entre ecosistemas marinos distantes y en consecuencia entre poblaciones.

La autocorrelación contenida en las señales climáticas de largo plazo se transmite a los atributos poblacionales y comunitarios de los organismos marinos. Una de las rutas posibles es a través del reclutamiento, ya que tiene influencia en el tamaño del stock adulto y puede alterar procesos bióticos tales como la depredación, el canibalismo y la competencia (Samorodnitsky, 2006; Navrotsky, 2013; Mendes *et al.*, 2014). Como se mencionó anteriormente, una vía para explotar las propiedades de autocorrelación de una serie es aplicando filtros (e.g. media móvil) o la suma acumulada, entre otros. Cuando se trata de múltiples series de tiempo, el MAFA empleado en este trabajo mostró ser una herramienta útil para destacar la estructura de los datos (optimizando la autocorrelación) de surgencias y TSM en el dominio del tiempo (Switzer y Green, 1984; Shapiro y Switzer, 1989; Vargas-Guzman y Dimitrakopoulos, 2003).

No obstante a su utilidad, la autocorrelación influye de distinta forma en la detección de periodos según la herramienta de análisis que se utilice. Las técnicas aquí empleadas para el análisis de series de tiempo mostraron diferentes resultados en los periodos específicos que resuelven (e.g. periodos adyacentes, intervalos de periodos). Al tratar de identificar cambios cíclicos en la naturaleza se depende de la capacidad limitada de las herramientas de análisis para lidiar con la presencia de ruido, la mezcla de señales o la corta extensión de las variables de interés. En suma, se identificó la necesidad de tomar en cuenta los efectos de la autocorrelación, el criterio del investigador y el control de criterios estadísticos y tratamientos numéricos (e.g. nivel de significancia, grado de suavizado), como parte del proceso en el que se decide si una señal es o no válida. En definitiva, la autocorrelación es una propiedad matemática que permite representar procesos decadales y multidecadales del clima oceánico que (generalmente) se encuentran vinculados al componente cíclico del clima.

#### *4.2. Detección de periodos y predictibilidad*

La autocorrelación también puede entenderse como una propiedad matemática que es útil para representar cambios de la naturaleza (e.g. astrofísicos y geofísicos) que se manifiestan en algún tipo de señal periódica, por ejemplo; la propagación de una onda Kelvin en el océano, las variaciones de baja frecuencia en el clima oceánico o la representación en el tiempo del recorrido de un cuerpo celeste en su órbita (Bliss, 1958; Stewart, 2008; Scafetta, 2010). El grado de relación entre pares de valores (autocorrelación) es un atributo numérico que forma parte de las señales periódicas decadales y multidecadales del SCC.

La detección de patrones de cambio (e.g. periodos) en una serie de tiempo, es un proceso que se ve afectado de distintas formas por la autocorrelación según la técnica de análisis que se aplique (e.g. *Periods*, Fourier, ondículas, etc.). Esto se debe a que cada técnica resuelve los parámetros que caracterizan a una serie de tiempo mediante rutas metodológicamente diferentes.

Una manera en la que interfiere la autocorrelación en la detección de patrones de cambio, se puede ejemplificar con los periodos detectados en los  $MAF_{TSM}$  (Tabla 12) mediante la rutina *Periods*. El objetivo de la rutina es optimizar el ajuste global del modelo ( $R^2$ ), usando una prueba de F como criterio para evaluar si cada nuevo periodo, tiene un aporte significativo a la minimización de los residuales (González-Rodríguez *et al.*, *datos no publicados*).

En *Periods*, una serie con alta autocorrelación (e.g.  $MAF_{TSM-1}$ ), y que no tiene solo un periodo perfecto (e.g. periodo de 60 años), se interpreta como si la serie estuviera compuesta por un conjunto de periodos que se siguen uno detrás de otro y con el fin de mejorar el ajuste, la rutina introduce periodos contiguos (Tabla 12). En otras palabras, el criterio de *Periods* para discriminar señales da pie a que un conjunto de periodos contiguos, y no uno en particular, reduzcan en mayor magnitud los residuales. En este contexto, los periodos contiguos se pueden considerar como periodos artificiales. Este aspecto del funcionamiento de la rutina trasciende a la predictibilidad ya que no solo afecta la gama de periodos detectados, sino también el proceso de decisión del usuario

respecto a cuál es el periodo real y cuál de ellos sería el adecuado incluir al extender en el tiempo la serie (e.g. Fig. 31).

El efecto de los periodos vecinos sobre la predictibilidad se puede explicar con ayuda de la figura 31. En las proyecciones hechas sobre la base de los armónicos del procedimiento automático y de los números aleatorios, se presentaron errores notorios respecto a los valores observados (línea negra) en la amplitud, la dirección de la pendiente y la fase proyectadas (línea con puntos rojos). En contraste, cuando los periodos fueron seleccionados por el usuario (eliminando periodos contiguos) la amplitud, la dirección de la pendiente y la fase produjeron ajustes y proyecciones razonablemente buenos (Fig. 31, 32). La única excepción de un buen desempeño con periodos seleccionados, se presentó en el modelo con la proyección más extensa, la cual corrió a partir del año 1981 (MAF1; Fig. 31), lo que sugiere que la longitud de las proyecciones tiene un efecto sobre el cálculo de la amplitud y la fase.

Por otro lado, el coeficiente de determinación que es calculado en la rutina *Periods*, se puede concebir como una medida de la importancia (varianza explicada) del componente cíclico (con uno o varios armónicos) en la variable que se analiza. Dicha medida de importancia relativa ( $R^2$ ) representa una ventaja respecto al análisis espectral y de ondículas, ya que ambos se centran en dar información de la cantidad de energía (poder espectral) contenida en cada frecuencia detectada (Bloomfield, 2000; Nason, 2008). Una ventaja adicional de aplicar *Periods* es que la capacidad de detección de patrones de cambio, en diferentes escalas de variabilidad, no se ve alterada por la presencia de señales dominantes (energéticas), como podría suceder en el análisis espectral con señales de alta frecuencia (e.g. ENOS, ciclo estacional; Chatfield, 1976, 2000).

En el análisis espectral, las señales más energéticas son representadas con los picos más altos del periodograma (poder espectral; Chatfield, 1976). Cuando la autocorrelación de la serie es alta, el número de picos disminuye, aumenta el número de periodos agrupados en la región espectral que resuelve el análisis y la energía se

carga hacia la baja frecuencia (izquierda del periodograma). Este efecto se puede apreciar comparando los periodogramas de los *MAF* de surgencias (Fig. 30). No se debe olvidar que el grado de autocorrelación disminuye hacia los últimos *MAF* (e.g. *MAF*<sub>4...6</sub>), por lo que el efecto descrito sería poco perceptible en ellos (e.g. Fig. 30). En el análisis de ondículas, el efecto de la autocorrelación también promueve la acumulación de poder espectral hacia las bajas frecuencias, lo que produce conglomerados de zonas (espectrales) con mayor número de valores (periodos) y, en consecuencia con mayor cantidad de energía respecto a las zonas de señales de alta frecuencia (Fig. 28). En suma, la eficiencia de la técnica de análisis para detectar patrones de cambio, el grado de autocorrelación de las series que se analizan, el rigor de los criterios estadísticos de cada prueba (Figs. 3-17) y el criterio del investigador, son aspectos fundamentales en el proceso de decisión para seleccionar periodos y en conjunto resultan ser más eficientes que cuando se aplica cualquiera de ellos por separado (Schwartz, 2007; Ghil, 2012). La selección de periodos es un paso clave que antecede la generación de pronósticos basados en el comportamiento cíclico.

La gama de periodos seleccionados se convierten en el insumo teórico de las hipótesis que sustentan los pronósticos del componente cíclico del clima oceánico. Para explicar en algún grado los mecanismos a través de los cuales se manifiestan e interactúan los diferentes periodos que fueron identificados como los más consistentes (Lluch-Belda *et al.*, 2002), es necesario establecer su posible relación con procesos climáticos de gran escala (e.g. cuenca y globales) y estos a su vez con los patrones de variación (*MAF*) de la TSM y las surgencias en el SCC.

#### 4.3. *Forzamiento de baja frecuencia y gran escala*

El forzamiento físico de gran escala y baja frecuencia es el marco sobre el cual se sobreponen las variaciones climáticas locales del SCC. Por ejemplo, en escalas interanuales y decadales, el SCC responde a dos patrones de variabilidad climática de gran escala, el PDO (Mantua *et al.*, 1997) y el NPGO (Di Lorenzo *et al.*, 2008). La fase



positiva del PDO se caracteriza por el relajamiento y desplazamiento al sur del centro de (baja) presión de las Aleutianas, lo que fortalece los vientos generadores de subsidencias en el norte del SCC y las anomalías positivas de TSM que se extienden al sur de los 38 °N (King *et al.*, 1998). Por otra parte, el NPGO explica las anomalías del esfuerzo del viento que produce surgencias a lo largo de la costa (SCC), así como las fluctuaciones decadales dominantes de la salinidad, la clorofila-*a* y los nutrientes, en el dominio geográfico del SCC y la CA (Di Lorenzo *et al.*, 2008; 2009).

El componente cíclico del clima oceánico de gran escala mostró relación con los *MAF* de TSM y de surgencias en cuanto a la presencia de señales periódicas similares (Tabla 12 y 14). Este hecho podría considerarse como la expresión local del forzante(s) cíclico(s) de gran escala. Algunos de los periodos detectados en los *MAF* también fueron consistentes con los detectados en los índices climáticos observacionales y reconstruidos (Tabla 4, 5, 13 y 15). Los periodos identificados entre los  $MAF_{(1...n)}$  son coherentes con las escalas decadales y multidecadales de variación reportadas en indicadores físicos y biológicos en la región: altura del nivel medio del mar en la costa Pacífico de Norteamérica (Lluch-Belda *et al.*, 2003; Lluch-Cota *et al.*, 2003), fluctuaciones de la captura pesquera de anchoveta (*Engraulis mordax*) y sardina (Lluch-Belda *et al.*, 2003; Lindegren *et al.*, 2013), cambios de distribución y abundancia de las poblaciones del salmón (Hare *et al.*, 1999), el PDO (Mantua *et al.*, 1997), el ALPI y el PCI (King *et al.*, 1998).

Macías *et al.*, 2012 aplicaron un análisis singular espectral a las series de tiempo del índice de surgencias y encontraron que el componente de baja frecuencia explicó la mayor parte de la variabilidad de las surgencias en las estaciones del sur (~21 °N) y que la importancia de este componente decreció hacia el norte. Este gradiente sur-norte coincide con los resultados de este trabajo respecto al mayor peso relativo ( $r^2$ ) de la variabilidad decadal y multidecadal en las surgencias de las estaciones ubicadas entre las latitudes 21 °N-33 °N (sur;  $MAF_{1-3}$ ; Fig. 21; Tabla 6). El PDO mostró un coeficiente de correlación de -0.44 con el componente de baja frecuencia identificado por Macías *et al.* (2012), mostrando similitud en magnitud pero de sentido opuesto

(correlación positiva) respecto a la relación *MAF*-PDO del presente estudio ( $r=0.46$ ; Tabla 9).

El cambio rápido y sincrónico capturado por el *MAF*-1 de surgencias a mediados de la década de 1970, se asemeja notoriamente al comportamiento de los cambios físicos que se presentaron de manera súbita en el clima del Pacífico Norte durante el cambio de régimen de los años 1975-77 (Ebbesmeyer *et al.*, 1990; Fig. 23) y coinciden también con cambios documentados en otras regiones de surgencias alrededor del planeta (Lluch-Belda *et al.* 1989; Tourre *et al.* 2007; Vargas *et al.* 2007). El cambio abrupto del clima oceánico en 1975-77, también significó el fin de un periodo de enfriamiento en el SCC y marcó el inicio de un nuevo periodo de calentamiento (~30 años; Lluch-Belda *et al.*, 2001).

La señal del cambio de régimen, la sincronía con el *MAF*-1 de surgencias y el forzamiento que inducen ambos sobre la dinámica de largo plazo de la TSM en el SCC, sugieren la existencia de un forzamiento común que promueve cambios de macro escala y que podría estar relacionado con los periodos que fueron identificados en el presente estudio como los más consistentes, entre variables y entre herramientas de análisis: 60, 30, 18.6 y 11 años (Tabla 4, 5, 15; Fig. 18).

El periodo de 60 años fue identificado como uno de los periodos más consistentes (entre técnicas de análisis y entre series de tiempo) en las variables representativas de la variabilidad climática del SCC (Tabla 4, 5 y 15). Las variables geofísicas que contienen una señal cíclica en la escala de ~60 años son la velocidad de rotación de La Tierra, la actividad geomagnética, la circulación atmosférica zonal, la temperatura global del aire (Scafetta, 2010; Mazzarella, 2007). En una escala espacial menor, la señal también se identificó en el PCI (King *et al.*, 1998), el  $PDO_{SumCum}$  y la suma acumulada del ALPI (Beamish *et al.*, 2009).

La evidencia sugiere que las variaciones en la tasa de rotación de la Tierra inducen cambios en la distribución de masas de aire y agua con cierta regularidad (Pugh, 1987;

Wahr, 1988; Munk y Bills, 2007). Los periodos de aceleración, por ejemplo, ocasionan que las masas de agua con mayor contenido de calor se acumulen gradualmente en la porción oeste de la cuenca del Pacífico Norte, siendo tal patrón, similar a la distribución espacial de las anomalías de TSM durante la fase cálida del PDO (Mantua *et al.*, 1997).

El aumento (disminución) de la velocidad del giro terrestre genera días ligeramente más cortos (largos), promueve el desplazamiento de los grandes centros de presión atmosférica al norte (al sur), se intensifica (debilita) el gran giro del Pacífico Norte y aumentan (disminuye) la velocidad y cantidad de agua subpolar que gira hacia el ecuador, produciendo el enfriamiento interdecadal del SCC (Hollowed *et al.*, 2001; Mazzarella, 2007). El escenario de aceleración (desaceleración) del giro terrestre coincide también con las condiciones que favorecen la contracción (expansión) multidecadal de la sardina del Pacífico hacia aguas canadienses (Lluch-Belda *et al.*, 2001, 2003) y el aumento (disminución) de la producción del salmón del Pacífico en el sur de Canadá y Norte de EE.UU. (Beamish *et al.*, 1999, 2009).

Los cambios de velocidad del giro terrestre coinciden (en la escala de 60 años) con los cambios de intensidad en la circulación de la atmósfera alta (Mazzarella, 2007), proceso que modifica los patrones de vientos predominantes en la superficie: transitan de meridionales a zonales en un periodo de ~30 años y se completa el ciclo de 60 años con la transición opuesta (King *et al.* 1998; Klyashtorin y Lyubushin 2007). El periodo de 30 años también fue identificado como uno de los más consistentes tanto en los índices climáticos del Pacífico Norte, como en la TSM y surgencias del SCC (Tabla 5, 13 y 15). El patrón de alternancia de vientos predominantes (meridional-zonal) fue originalmente descrito para el Atlántico (Klyashtorin y Lyubushin 2007); en el Pacífico Norte la circulación atmosférica de gran escala sigue un patrón de transición similar que interactúa con las fases fría y cálida de la cuenca, cuya duración es de ~30 años cada una (King *et al.* 1998; Beamish *et al.* 1999; Xue *et al.* 2003).

Al intensificarse (debilitarse) la circulación en la atmósfera alta, en un lapso de ~30 años se incrementa (reduce) la componente meridional del viento en superficie, generando una mayor (menor) fricción sobre las primeras capas del océano y, por lo

tanto, una mayor (menor) actividad de surgencias/subsidencias en el SCC y la CA (King *et al.*, 1998; Chhak y Di Lorenzo 2007; Macías *et al.* 2012). De manera simultánea, en el océano fluctúan los aportes de agua fría desde el fondo, en respuesta a un efecto interdecadal acumulado de la profundidad de la termoclina que se transmite en la propagación (sur-norte) de ondas Kelvin costeras atrapadas (Pizarro y Montecinos, 2004; Norton, 1985, 2013). La combinación del forzamiento de largo plazo a través del océano y la atmósfera acercan (alejan) a la superficie parcelas de agua fría del fondo, favoreciendo (limitando) la transferencia de calor entre capas y eventualmente genera anomalías cálidas (frías) de TSM que oscilan en fase opuesta entre el Pacífico central y el SCC (Levitus *et al.*, 2005; Miller *et al.*, 1998).

Otro patrón de cambio que fue identificado consistentemente, entre los índices climáticos y los *MAFs* de TSM y las surgencias del SCC, fue el periodo de 19 años (Tabla 5), claramente en proximidad al periodo de 18.6 años que se presenta en el ciclo de mareas nodales lunares (Pugh 1987). Diversos autores han aportado evidencia de la presencia de una señal de escala bidecadal (17-20 años) en la TSM del Pacífico norte (Royer, 1993; Ware 1995; Lluch-Belda *et al.*, 2001; Lluch-Cota *et al.*, 2003). Durante este lapso (~18.6 años), el plano sobre el cual la luna orbita a la Tierra, se inclina gradualmente y provoca diferencias regionales en la atracción gravitacional del satélite sobre las masas de agua y aire de la Tierra (Baart *et al.* 2012). Por lo tanto, en añadidura a los procesos de breve escala temporal que modulan las mareas oceánicas (e.g. ciclo sinódico ~30 días), la fuerza de atracción del ciclo nodal lunar conduce respuestas regionales que incluyen el aumento (disminución) del nivel del mar, una termoclina más profunda (somera) y un mayor (menor) volumen de agua superficial (relativamente más cálida) que finalmente intercambia calor con parcelas de agua aledañas (Pugh 1987; Rebert *et al.*, 1985; Pizarro and Montecinos 2004, Munk y Bills, 2007).

Tanto el nivel medio del mar como la profundidad de la termoclina, son determinantes en la magnitud del transporte de Ekman (e.g. cantidad de agua desplazada mediante bombeo de Ekman; Trenary y Han 2012; Pineda 1995; Rebert *et al.* 1985). Miller *et al.*

(1998) apuntan que los cambios decadales de la profundidad de la termoclina son forzados por perturbaciones en la rotacional del estrés del viento a escala del Pacífico Norte y son acompañados por el reforzamiento (debilitamiento) de los giros subpolar (CA) y subtropical (CC). Los mismos autores sugieren que a escala de cada giro oceánico (e.g. subtropical), los cambios en los gradientes de presión (baja de las Aleutianas y alta de Hawaii) se correlacionan con la intensificación (debilitamiento) del viento que controla la magnitud de las surgencias/subsidencias y las anomalías frías (cálidas) de temperatura.

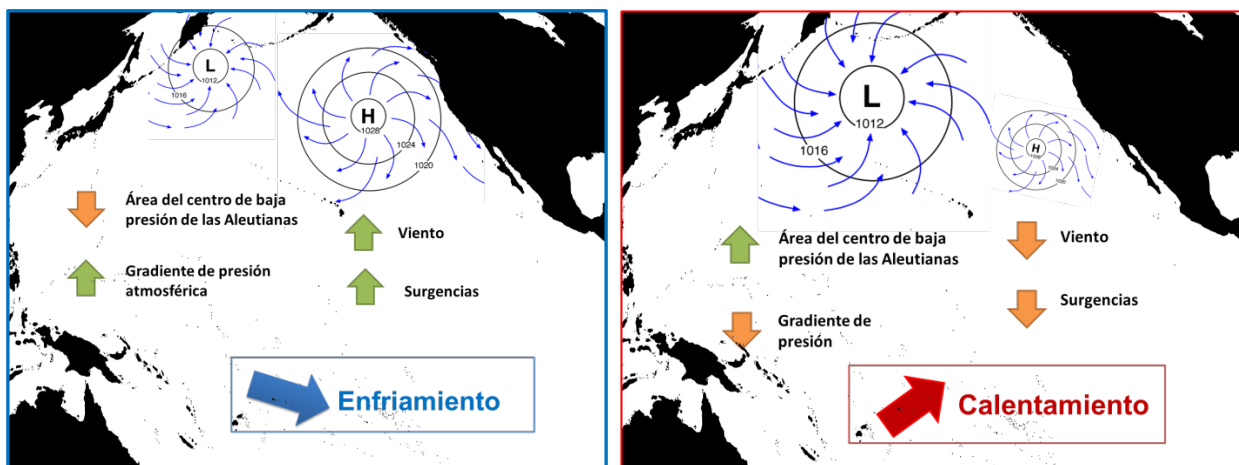


Figura 43. Esquema en el que se muestra una comparación de dos estados alternos en el clima del Pacífico Norte y la conexión entre los cambios de gran escala, el viento y las surgencias en la Corriente California.

Al parecer la variabilidad decadal en el SCC se relaciona con el periodo de 11 años, que fue detectado consistentemente en los diferentes conjuntos de datos analizados: índices climáticos (Tabla 5, 13; Fig. 18), *MAFs* de TSM (Tabla 12) y *MAFs* de surgencias (Tabla 15). Este periodo (11 años) es un patrón bien conocido de las variaciones en la actividad solar. La energía del sol (radiación electromagnética) es el factor fundamental del sistema climático de La Tierra (Burroughs, 2007; Haigh 2011). Cuando la radiación solar entra al planeta e interactúa con diversos factores (e.g.,

nubes, cobertura de hielo, mareas, estacionalidad), su señal se transforma en otras formas de energía (e.g. intensidad del viento) por lo que sus efectos no necesariamente son directos (Benestad 2006).

El periodo de 11 años podría estar relacionado con los cambios físicos en el área de estudio dado que el sol es el propulsor de las diferencias térmicas que modifican los gradientes de presión y la respectiva respuesta de las masas de aire (Bakun and Nelson 1991; Chen *et al.* 2002; Beer *et al.* 2000; García-Reyes y Largier 2012). De manera esquemática, una mayor (menor) incidencia de radiación solar acelera (disminuye) los flujos (ascendentes y descendentes) que circundan a las celdas atmosféricas (Hadley, Ferrel y polar) y refuerza (debilita) los gradientes de presión que empujan con mayor (menor) fuerza a las masas de aire (Wang, 2002).

Aproximadamente a los 30 °N se presenta una zona de divergencia inferior formada por los bordes de flujos descendentes de las celdas Hadley y Ferrel, lo que produce que el desplazamiento del viento vaya en dirección tanto del polo como del ecuador y, al interactuar con la fuerza de Coriolis y la topografía local, promueve la intensificación (debilitamiento) del transporte de Ekman hacia fuera (dentro) de la costa a lo largo de la costa de Norteamérica (Bakun, 1990; Schwing *et al.* 2002).

La región ecuatorial actúa como el principal receptor terrestre de la irradiación solar. El contenido de calor que resulta se redistribuye al resto del planeta por medio de la circulación atmosférica y oceánica (Cornejo-Garrido y Stone 1977; Lohmann *et al.* 2004). Este proceso de captación / distribución de energía subyace a interacciones tropicales-extratropicales (Chhak and Di Lorenzo 2007; Schwing *et al.* 2002; Bates 1974). Un ejemplo de tales interacciones es la teleconexión entre el ENOS y las variaciones de intensidad de la CC: en el ecuador los vientos alisios se debilitan, se hunde la termoclina, se relajan los gradientes de presión, disminuye el esfuerzo del viento, se produce menor transporte de Ekman y el transporte de agua hacia el giro subtropical es reducido, disminuyendo la velocidad de la CC (Ware, 1995; Clarke y Lebedev, 1999; Liu *et al.*, 2014).

Recientemente se ha descrito que la actividad solar interactúa con factores externos a La Tierra (e.g. rayos cósmicos) y en conjunto determinan la disponibilidad de núcleos de condensación necesarios para la formación de nubes bajas (Svensmark, 2007). Los cambios en la cantidad de nubes bajas actúan como el modulador interno más importante de la cantidad de energía (térmica) que recibe la superficie oceánica y la terrestre; una gran (escasa) cantidad de nubes produce un mayor (menor) efecto reflejante de los rayos del sol (alto / bajo Albedo) que conduce al posterior enfriamiento (calentamiento) de la superficie del planeta (Svensmark y Christensen, 1997; Svensmark, 2007). Aunque más allá del ciclo de 60 años existe escasa información de la variación de largo plazo de la cobertura de nubes, resulta razonable suponer que sus componentes cíclicos responden a las variaciones de la actividad solar.

El contexto teórico y la persistencia de los periodos de 60, 30, 18.6 y 11 años, sugieren que los principales mecanismos que conectan a la dinámica de gran-escala del Pacífico Norte con el comportamiento cíclico del ambiente físico en el SCC son: 1) la radiación solar (modulada por la cobertura de nubes bajas) y transformaciones subsecuentes en otras formas de energía (e.g. viento; Benestad 2006; Christensen y Svensmark *et al.*, 1997) y; 2) el efecto de las mareas oceánicas y atmosféricas sobre la distribución de masas de agua y aire (Munk y Bills 2007; Ray y Cartwright, 2007) causadas por las inclinaciones de la órbita lunar y los cambios en la velocidad de rotación de la Tierra.

#### 4.4. *Modelos predictivos de TSM*

En la mayor parte de los ambientes terrestres, la naturaleza cíclica de la variabilidad del ambiente se manifiesta de manera evidente en la variación diurna y estacional y es consecuencia de los movimientos de nuestro planeta respecto a su eje de rotación y respecto de su desplazamiento al rededor del sol (traslación); estos movimientos se caracterizan por ser regulares y predecibles (Bliss 1958, Morner, 2013, Clilverd *et al.* 2006). La cualidad de predecible de cualquier fenómeno cíclico motiva la

exploración del poder predictivo en los ciclos identificables en las series de tiempo de los diferentes índices climáticos de gran escala (Pacífico Norte) y en las fluctuaciones de TSM en localidades específicas (Tabla 15). El componente cíclico de los agentes forzantes a escala cuenca podría explicar los componentes de variación (semi) periódica de corto y largo plazo en la TSM de los sitios seleccionados a lo largo del SCC (Lluch-Cota et al. 2003; Lluch-Belda et al. 2009).

El PCI representa una forma de medir la transferencia de energía de la atmósfera al océano y eventualmente a la productividad oceánica; captura los cambios de largo plazo (50-60 años) en intensidad y dirección predominante de los vientos, por lo que representa también los cambios de largo plazo en los centros de presión atmosférica del Pacífico Norte (King et al, 1998), tal como lo evidenció la suma acumulada del ALPI (Fig. 42). El aumento (disminución) en los valores del PCI implican un proceso de cambio dinámico de aproximadamente 30 años, que determina el debilitamiento (fortalecimiento) gradual del centro de baja presión de las Aleutianas, induciendo la disminución (aumento) del esfuerzo del viento y la atenuación (incremento) del bombeo de Ekman, lo que genera anomalías positivas (negativas) de TSM en la porción norte y centro del SCC. El efecto del PCI sobre el ambiente físico de la SCC explica por qué el índice mostró poder predictivo sobre la TSM de Ensenada y Punta Eugenia (Tabla 15; Figs. 4a-d).

La señal multidecadal representada en el PCI disminuyó su poder predictivo sobre la TSM de Bahía Magdalena (Fig. 36), lo que coincide con el hecho de que las señales interanuales de alta frecuencia que se originan en el trópico tienen un mayor peso relativo en la porción sur del área de estudio (Lluch-Cota et al., 2003). En este sentido, el NOI es un índice atmosférico que captura la interacción de procesos climáticos tropicales-extratropicales.

El NOI mostró un mejor poder explicativo sobre la TSM de Bahía Magdalena (Tabla 15; Fig. 36). De acuerdo con Schwing y colaboradores (2002), los valores negativos del NOI en escalas interanuales y decenales se han asociado con el aumento de



temperatura en la superficie del océano en el SCC, la disminución de vientos favorables para la generación de surgencias y un decremento en la biomasa del zooplancton (frente al sur de California). Se ha reportado que el NOI presenta un periodo (~14 años), similar al tiempo que tarda un régimen de vientos zonales en cambiar a meridionales (y viceversa) en el Atlántico (Klyashtorin y Lyubushin 2007). Por ello, el NOI parece representar un proceso de cambio en el régimen de vientos en el Pacífico, aunque no necesariamente sincrónico al del Atlántico.

El PDO también tuvo un efecto significativo en los modelos construidos para Ensenada (Fig. 34), Punta Eugenia (Fig. 35) y Bahía Magdalena (Fig. 36). Las fases cálidas/frías del PDO son opuestas a las anomalías de TSM del Pacífico Central, pero se corresponden directamente con el estado de las anomalías en el SCC (Mantua *et al.*, 1997): en la fase cálida del índice, la baja presión de las Aleutianas se intensifica y el centro se desplaza al sur, aumenta el flujo de agua hacia la CA, al tiempo que disminuye la velocidad y aumenta la TSM en la CC (Lluch-Belda *et al.*, 2001). El escenario opuesto se presenta durante la fase fría del PDO e implica el aumento de transporte hacia el giro subtropical (CC), lo que genera el predominio de anomalías negativas de TSM (Mantua *et al.*, 1997). De acuerdo con Schneider y Cornuelle (2005), la variación paralela de procesos oceánicos y atmosféricos en el Pacífico puede deberse a que el PDO actúa como forzante de la atmósfera o bien, a que un forzamiento común actúa sobre el PDO y las anomalías atmosféricas que le acompañan (Fig. 44).

Las anomalías de TSM en Bahía Magdalena se distinguen de las localidades norteñas (Ensenada y Punta Eugenia) debido a que responden a la convergencia de agua fría de la CC proveniente del norte y el agua cálida de la Contra Corriente de California que se aproxima por el sur (Funes-Rodríguez, *et al.*, 2007). El encuentro de ambas corrientes determina la cualidad transitoria de la zona, fuertemente dominada por los eventos cálidos/fríos de los eventos ENOS que oscilan en dos rangos de frecuencias de 3.3 - 3.8 años y de 5 - 6.3 años (Lluch-Cota *et al.*, 2003). Por lo tanto, las señales decadales y multidecadales tienen poco peso específico para explicar la variación total del

ambiente físico en la región de Bahía Magdalena, debido a la influencia del trópico (Tabla 15; Fig. 36).

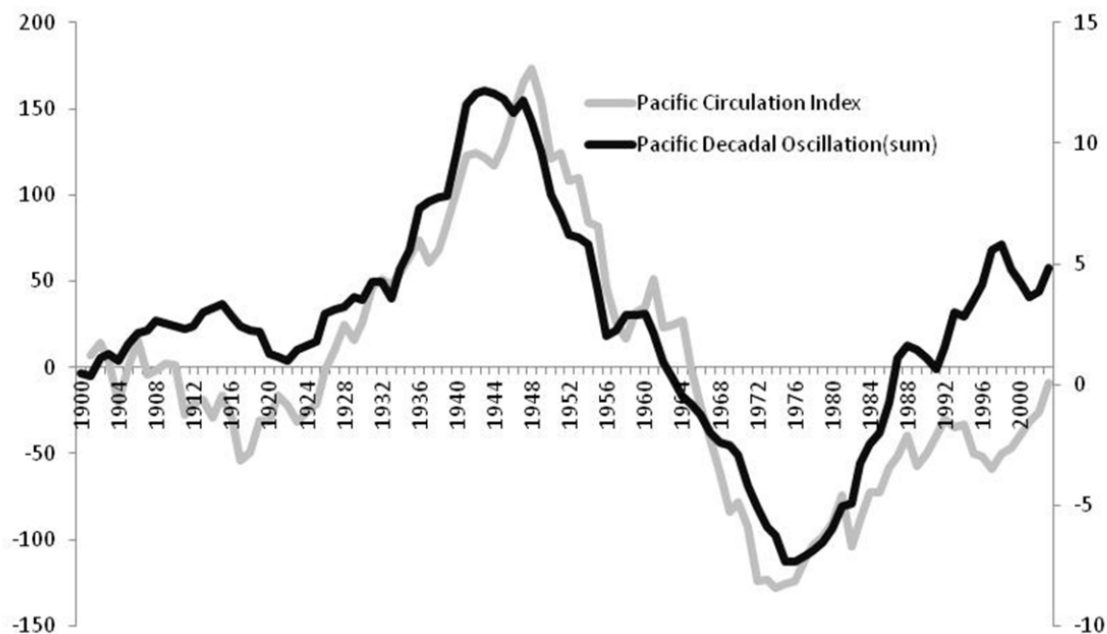


Figura 44. Comparación de los patrones de largo plazo de dos índices climáticos de gran escala en el Pacífico Norte; el índice de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) y el índice de circulación atmosférica del Pacífico (PCI).

En resumen, se observó que los patrones históricos de los indicadores climáticos (Tabla 13; Figura 29), tuvieron utilidad predictiva sobre la TSM en las tres regiones mexicanas seleccionadas dentro del SCC (Figs. 34-36), lo que sugiere que a la variabilidad climática regional subyacen procesos comunes de macro escala. Esto brindaría la posibilidad de evaluar diversos escenarios climáticos, complementarios a los del Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC), utilizando datos de la dinámica regional del océano y de la atmósfera. Por otro lado, las fluctuaciones históricas de la TSM son un referente fundamental a partir del cual se podrían generar pronósticos (e hipótesis) con respecto a lo que pudiera suceder en los ecosistemas del SCC, debido a que se trata de una variable de fácil acceso que además de ser un indicador del estado del ambiente físico, también se correlaciona con diversos atributos

biológicos (e.g. abundancia, diversidad) de especies ecológicamente relevantes como los pelágicos menores.

#### 4.5. Modelos predictivos de captura de sardina del Pacífico

El poder predictivo de entre tres y cuatro años encontrado en los GAM aplicados a las series de captura de sardina (de Bahía Magdalena a Columbia Británica) fue consistente con el desempeño de los modelos predictivos basados en los componentes armónicos de los  $MAF_{(n)}$  de surgencias (~3-4 años; Fig. 33). Tales resultados indican que sería posible hacer proyecciones de variables ambientales extendiendo las series de tres a cuatro años hacia el futuro (e.g. surgencias; Fig. 31, 32) y con ello hacer pronósticos de captura de sardina (Figs. 37-41).

La habilidad relativa de los modelos GAM para reproducir en cada localidad los niveles de captura de la sardina del Pacífico en cada localidad, tiene sustento en los procesos de contracción y expansión latitudinal que han sido descritos previamente para la especie (Rodríguez-Sánchez *et al.*, 2009). Tales desplazamientos geográficos se corresponden (en periodo y fase) con las fluctuaciones decadales y multidecadales de las condiciones oceánicas y atmosféricas de la CC (Lluch-Belda *et al.*, 1991; Baumgartner *et al.*, 1992; Chavez *et al.*, 2003).

Con base en la influencia del ambiente sobre la sardina del Pacífico, se han modelado diferentes aspectos de las etapas de vida de la especie: el transporte de huevos y larvas fuera de la costa, la extensión y distribución de áreas de desove, la magnitud del reclutamiento, la supervivencia de juveniles y el factor de condición de los adultos (Zwolinski y Demer, 2012; Lindegren *et al.*, 2013; Nieto *et al.*, 2014). Por ejemplo, Lindegren *et al.* (2013) mediante simulaciones del clima y modelos estructurados por edad complementados con modelos stock-reclutamiento sensibles al ambiente, mostraron que tanto el clima como la pesca alteran la variabilidad de la dinámica

poblacional de sardinas y anchovetas en el SCC. Los autores distinguen que el clima induce variabilidad de largo plazo pero también puede inducir cambios de corto plazo, incrementando procesos de retroalimentación denso-dependiente a elevados tamaños del stock durante condiciones favorables de temperatura.

La estrategia de modelación de Lindegren *et al.* (2013) para predecir los cambios en las poblaciones de sardinas y anchovetas en dos escalas de tiempo diferentes y en experimentos independientes, integra conocimientos generados al inicio de la era moderna en investigación de pelágicos menores 30 años atrás, cuando la influencia del clima sobre las capturas comenzó a reconocerse (Lluch-Cota, 2013). En aquellos tiempos, se describió la sincronía de grandes cambios en las capturas comerciales de sardinas y anchovetas entre sistemas de corrientes distantes; California, Humboldt y Japón (Lluch-Belda *et al.*, 1989; Schwartzlose *et al.*, 1999). Derivada de aquellos estudios, una de las hipótesis para describir los cambios sincrónicos fue la del componente cíclico del clima oceánico a escala global, particularmente el periodo de 60 años, como factor determinante de cambios abruptos (e.g. cambio de régimen 1975-77).

De manera semejante a los grandes cambios sincrónicos entre sistemas de corrientes alrededor del planeta, es posible que la variación común de las surgencias entre áreas separadas geográficamente dentro del SCC, se deba a la propagación de cambios cíclicos (decadales y multidecadales) de la atmósfera (e.g. vientos) y del océano (e.g. ondas kelvin). Un indicio de tales propagaciones podría ser la extensión de los efectos del ENOS desde el trópico hacia latitudes altas (Sheinbaum, 2003; Magaña-Rueda, 2004). La propagación de señales periódicas explicaría la contribución consistente y significativa de los *MAF* de surgencias en el ajuste de los GAM de capturas en Columbia Británica, Washington-Oregon, California, Ensenada y Bahía Magdalena (Tabla 14, 15). Los GAM tienen la ventaja de que permiten utilizar los componentes cíclicos del clima oceánico para reproducir la captura, de manera análoga a un conjunto de ajustes locales de las series (Hastie y Tibshirani, 1990; Wood, 2006). Es por eso que la estructura del GAM (e.g. fórmula) y no sólo las variables explicativas, es

determinante en el desempeño del ajuste y la predicción de la variable de respuesta (e.g. Figs. 37-41).

Con base en ajustes preliminares de los GAM de capturas, se detectó que un mismo modelo no es capaz de hacer buenas predicciones de corto (~3-4 años) y largo plazo (decadales y multidecadales) de forma simultánea. La incertidumbre asociada a la representación estadística de relaciones no-lineales en los GAM (e.g. ambiente-captura) provoca que un buen ajuste no garantice una buena predicción, lo que conduce a tres ideas principales; 1) los cambios de corto y largo plazo tienen un origen cualitativamente diferente (e.g. relaciones físicas determinísticas *versus* cambios cíclicos de distribución de calor), por lo que 2) el solo ajuste de un GAM (registro histórico) es poco confiable para establecer relaciones causales; y 3) el poder explicativo de una variable debe evaluarse en las fases de ajuste y validación. La debilidad de los GAM para predecir en el corto y largo plazo con las mismas variables y la misma fórmula, señalan la necesidad de construir estrategias de modelación independientes que permitan capturar los procesos de cambio relevantes en ambas escalas de variación.

A pesar de sus limitaciones, los modelos GAM fueron relativamente exitosos al predecir las capturas de sardina en el corto plazo (4 años) mediante variables ambientales en las cinco localidades consideradas en este estudio (Figs. 37-41). Los efectos del forzamiento físico remoto han sido descritos para especies de clupeidos en otros sistemas de corrientes, lo que permite comparar y hacer ciertas generalizaciones respecto a la comprensión de los mecanismos que conectan las señales físicas con atributos biológicos (Alehit y Ñiquen, 2004).

En la CC, los cambios de biomasa de la sardina a lo largo del tiempo, han sido correlacionados con cambios en la fuerza y posición del centro de baja presión de las Aleutianas, el PDO y las surgencias (Lluch-Belda *et al.*, 2003; Lindegren *et al.*, 2013). La evidencia sugiere que las interacciones oceánico-atmosféricas tienen patrones de variación específicos: 11, 18.6, 30 y 60 años (Tabla 13, 15), los cuales conforman una

porción significativa del componente cíclico del clima oceánico en el Pacífico Norte y por lo tanto en la CA y el SCC.

La relación entre el componente cíclico y los cambios físicos en el SCC fueron detallados en la sección 4.2. (*Forzamiento de gran escala y largo plazo*), donde se destacaron dos mecanismos como los principales factores forzantes: 1) la radiación solar y sus transformaciones subsecuentes en otras formas de energía (e.g. intensidad del viento) y, 2) el efecto del cambio en la inclinación de la órbita lunar y su efecto en las mareas oceánicas y atmosféricas de la Tierra y, a su vez, sobre la distribución de masas de agua y aire (Benestad 2006; Munk y Bills 2007; Ray y Cartwright, 2007). Estos mecanismos transmiten el comportamiento cíclico del clima terrestre (escala global) a escalas de decenas a miles de metros (Bakun, 1990; McClatchie et al., 2007), por lo que alteran procesos (e.g. retención, concentración y transporte) que determinan la dinámica poblacional de la sardina (e.g. reclutamiento, sobrevivencia, abundancia) y en última instancia, influyen sobre las capturas pesqueras en cada localidad (Figs. 37-41).

La importancia que tiene la variabilidad climática en los volúmenes de captura de sardina en el SCC, ha sido aceptada desde hace más de tres décadas y, a pesar de que las pesquerías de gran escala de los pelágicos menores han operado incluso por siglos, aun se dificulta su evaluación y manejo. Esto representa retos considerables dado que los atributos biológicos de ese tipo de especies no cumplen con las suposiciones de los modelos tradicionales de dinámica poblacional como, por ejemplo un nivel estable del stock no explotado o que la influencia del clima es despreciable comparada con la mortalidad por pesca. Partiendo de estos argumentos, es claro que las herramientas de análisis y manejo pesquero tradicionales, no son aplicables para este tipo de pesquerías masivas (Lluch-Cota, 2013).

En el ámbito pesquero, tampoco es clara la manera en la que el pronóstico de distintos estados climáticos se traduciría en decisiones y acciones concretas de manejo, por lo que parte de los esfuerzos dedicados a la construcción de nuevos paradigmas de

administración (e.g. de pelágicos menores) tienen que evidenciar los mecanismos por los que el eje de conocimiento clima-manejo pudiera ser útil a nivel local (Lluch-Cota y Hernández-Vázquez, 2006; WMO, 2014). En este sentido, el componente cíclico del clima oceánico puede ser aprovechado para desarrollar estrategias de pronósticos climáticos y pesqueros (e.g. Tabla 15, 16) y como herramientas para incorporar parte de la información ambiental al proceso de toma de decisiones en la gestión de recursos vivos. Finalmente, el conocimiento de las relaciones ambiente-especie en los mares mexicanos, tiene un amplio sentido práctico, ya que encuentra aplicación directa en disciplinas como la bioeconomía pesquera, el manejo de recursos marinos y la propia biología pesquera (FAO, 1997; Beamish et al., 2009).

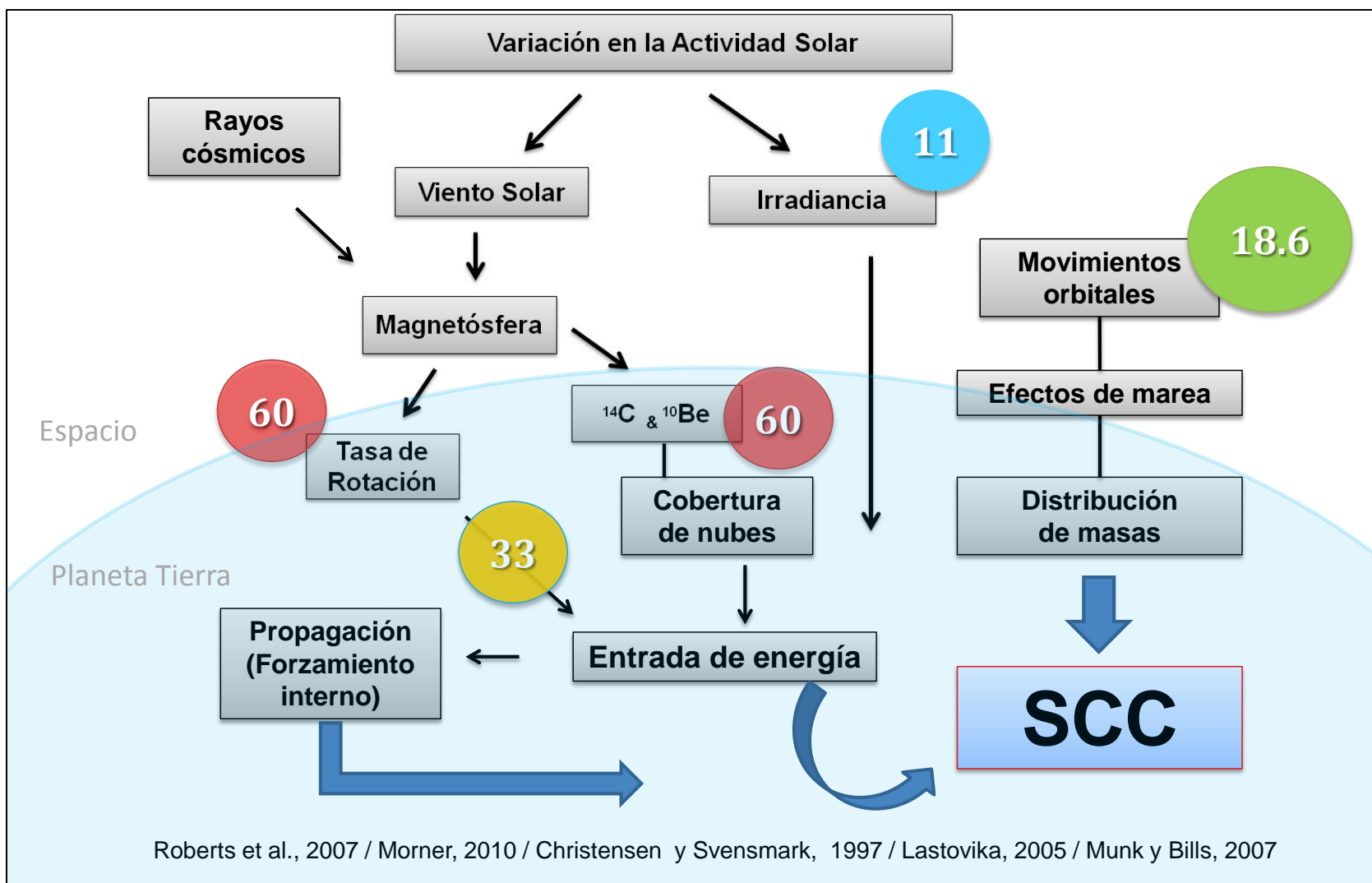


Figura 45. Esquema de los forzante externos del clima oceánico en el Sistema de la Corriente de California (SCC).



## 5. CONCLUSIONES

***Los periodos multianuales de calentamiento y enfriamiento en el SCC son indicadores de cambios físicos profundos que fluctúan entre estados alternos.***

Las señales de escala decadal y multidecadal de TSM y surgencias en el SCC y la CA, fluctúan en sincronía entre localidades y en respuesta al forzamiento del Pacífico norte, por lo tanto las señales representativas de las diferentes localidades del SCC (MAF1...6), pueden considerarse una expresión geográfica particular del forzamiento de gran escala.

***Los ciclos detectados en el SCC, la CA y el Pacífico norte oscilan en proximidad a fenómenos naturales con periodos específicos; 11, 18.6, 33 y 60 años.***

Los periodos más consistentes sugieren que los principales periodos responsables del comportamiento cíclico del SCC son: el ciclo de irradiancia solar (~11 años), el ciclo de mareas nodales lunares (~18.6 años), la circulación atmosférica de gran escala (~33 años) y la velocidad de rotación de La Tierra (~60 años). Se sugiere que los mecanismos responsables de transmitir el comportamiento cíclico del clima hacia el ambiente físico del SCC son; 1) el efecto de marea (arrastre) sobre la distribución de masas de agua y aire y 2) la irradiancia solar (modulada por la cobertura de nubes bajas), incluyendo sus transformaciones subsecuentes en diferentes formas de energía (e.g. eólica).

***La extrapolación al futuro de los componentes cíclicos del clima oceánico en el SCC mostró potencial para desarrollar pronósticos clima-captura.***

Los modelos construidos exhibieron un potencial predictivo de 3-4 años tanto en la actividad de surgencias (MAF-1) como en las capturas de sardina en las cinco localidades analizadas a lo largo del SCC. Las predicciones de TSM en las localidades mexicanas, tuvieron un desempeño razonablemente bueno en el intervalo de validación (10 años). La sensibilidad de las predicciones descritas a cambios interanuales abruptos (e.g. eventos El Niño) no fue evaluada en el presente estudio.

## 6. BIBLIOGRAFÍA

- Alheit, J. y Niquen, M. 2004. Regime shift in the Humboldt current ecosystem. *Prog. Oceanogr.* 60: 201–222p.
- Alheit, J., y Bakun, A. 2010. Population synchronies within and between ocean basins: Apparent teleconnections and implications as to physical–biological linkage mechanisms. *J. Mar. Syst.* 79(3-4): 267-285p.
- Baart, F., P. H. A. J. M. van Gelder, J. De Ronde, M. van Koningsveld, y B. Wouters. 2012. The effect of the 18.6-year lunar nodal cycle on regional sea-level rise estimates. *J. Coast. Res.* 28(2): 511–516p.
- Bakun, A. 1990. Global climate change and intensification of coastal ocean upwelling. *Science*, 247: 198-201p.
- Bakun, A. y R.H. Parrish. 1990. Comparative studies of coastal pelagic fish reproductive habitats: the Brazilian sardine (*Sardinella aunta*). *J. Cons. Explor. Mer.* 46: 269-283p.
- Bakun, A. y C.S. Nelson. 1991. Wind stress curl in subtropical eastern boundary current regions. *Journal of Physical Oceanography* 21: 1815-1834p.
- Bakun, A. 1996. Patterns in the ocean: Ocean processes and marine population dynamics. California Sea Grant / CIB. California, USA. 323p.
- Barth, J.A., S.D. Pierce y R.L. Smith. 2000. A separating coastal upwelling jet at Cape Blanco, Oregon and its connection to the California Current System. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography.* 47(5): 783-810p.
- Bates, J. R. (Ed). 1974. The general circulation of the tropical atmosphere and interactions with extratropical latitudes. MIT Press. Cambridge, Mass., and London. 2: 371p.
- Baumgartner, T.R., Soutar A., y Ferreira-Bartrina V. 1992. Reconstruction of the history of Pacific sardine and Northern Pacific anchovy populations over the past two millennia from sediments of the Santa Barbara basin. *CalCOFI Rep.*, Vol. 33, 24–40p.

- Beamish R.J., Noakes D., McFarlane G.A., Klyashtorin L., Ivanov V.V. and V. Kurashov. 1999. The regime concept and natural trends in the production of Pacific salmon. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 56: 516-526p.
- Beamish, R. J., G. A. MacFarlane, D. Noakes, M. Folkes, V. V. Ivanov and V. Kurashov. 1997. A comparison of the Aleutian Low Pressure Index and the Atmospheric Circulation Index as indices of Pacific salmon abundance trends. (NPAFC Doc. 289). 24 p. Department of Fisheries and Oceans, Pacific Biological Station, Nanaimo, B.C. Canada. V9R 5K6.
- Beamish R. J., D. Noakes, G. A. McFarlane, L. Klyashtorin, V. V. Ivanov, and V. Kurashov. 1999. The regime concept and natural trends in the production of Pacific salmon. *Can. J. Fish. Aquat. Sci.* 56: 516-526p.
- Beer J., W. Mende, and R. Stellmacher. 2000. The role of the sun in climate forcing. *Quaternary Sci. Rev.* 19: 403-415p.
- Benestad, R.E. 2006. Solar activity and Earth's climate. 2<sup>nd</sup> edition. Praxis Publishing. Berlin, Germany. 298p.
- Blanchette CA, Wieters EA, Briotman BR, Kinlan BP, Schiel DR. 2009. Trophic structure and diversity in rocky intertidal upwelling ecosystems: a comparison of community patterns across California, Chile, South Africa, and New Zealand. *Progress in Oceanography*. 83:107-116p.
- Bliss C.I. 1958. *Periodic Regression in Biology and Climatology*. New Haven, Connecticut Agricultural Experiment Station. Bulletin, (615), 55p.
- Bloomfield P. 1976. *Fourier Analysis of Time Series: An Introduction*. Wiley Series in Probability and Mathematical Statistics. John Wiley & Sons, 1st edition.
- Bloomfield P. 2000. *Fourier Analysis of Time Series: An Introduction*. Wiley Series in Probability and Statistics. John Wiley & Sons, 2nd edition.
- Bloomfield, P. 2004. *Fourier analysis of time series: an introduction*. 2nd Edition. John Wiley & Sons. USA. 288p.
- Bograd, S. J., y R.J. Lynn. 2003. Long-term variability in the Southern California Current System. *Deep-Sea Research II* 50. 2355–2370p.

- Bograd, S.J., Sydeman, W.J., Barlow, J., Booth, A., Brodeur, R.D., Calambokidis, J., Chavez, F., Crawford, W.R., Di Lorenzo, E., Durazo, R., Emmett, R., Field, J., Gaxiola-Castro, G., Gilly, W., Goericke, R., Hildebrand, J., Irvine, J.E., Kahru, M., Koslow, J.A., Lavaniegos, B., Lowry, M., Mackas, D.L., Manzano-Sarabia, M., McKinnell, S.M., Mitchell, B.G., Munger, L., Perry, R.I., Peterson, W.T., Ralston, S., Schweigert, J., Suntsov, A., Tanasichuk, R., Thomas, A.C., Whitney, F. 2010. Status and trends of the California Current region, 2003-2008, pp. 106-141 In S.M. McKinnell and M.J. Dagg. [Eds.] Marine Ecosystems of the North Pacific Ocean, 2003-2008. PICES Special Publication 4: 393p.
- Burroughs, W. J. 2007. Climate Change: a multidisciplinary approach. 2nd edition. Cambridge University Press. New York, USA. 378p.
- Carr, M.E., 2002. Estimation of potential productivity in eastern boundary currents using remote sensing. Deep-Sea Research Part II-Topical Studies in Oceanography 49, 59–p.
- Cazelles B., M. Chavez, D. Berteaux, F. Ménard, J.O. Vik, S. Jenouvrier y N.C. Stenseth. 2008. Wavelet analysis of ecological timeseries. *Oecologia*. 156:287-304p.
- Chatfield, C. 1976. The Analysis of Time Series: An Introduction. Chapman & Hall, New York, USA. 286p.
- Chatfield, C. 2000. Time-Series Forecasting. Chapman & Hall. London. U.K. 269p.
- Chavez, F.P., J. Ryan, S.E. Lluch-Cota y M. Niquen. 2003. From anchovies to sardines and back: Multidecadal change in the Pacific Ocean. *Science*. 299: 217 – 221 p.
- Checkley, D.M. y J.A. Barth. 2009. Patterns and processes in the California Current System. *Prog. Oceanogr.* 83:49-64p.
- Chen, J., B.E. Carlson, A.D. Del Genio. 2002. Evidence of strengthening of the Tropical General Circulation in the 1990s. *Science*. 295: 838-841p.
- Chhak K. y E. Di Lorenzo. 2007. Decadal variations in the California Current upwelling cells. *Geophysical Research Letters*. 34: 1-6p.
- Chui, C.K. 1992. An introduction to wavelets. Academic Press, San Diego, CA, USA.

- Clarke, A.J. y A. Lebedev. 1999. Remotely driven decadal and longer changes in the coastal Pacific waters of the Americas. *J. Phys. Oceanogr.* 29: 828–835p.
- Cornejo-Garrido, A.G., y P.H. Stone. 1977. On the heat balance of the Walker circulation. *J. Atmos. Sci.* 34(8): 1155-1161p.
- Cummings P.F. y H.J. Freeland. 2007. Variability of the North Pacific current and its bifurcation. *Prog. Oceanogr.* 75(2): 253-265p.
- Di Lorenzo, E. 2003. Seasonal dynamics of the surface circulation in the Southern California Current System. *Deep-Sea Research Part II - Topical Studies in Oceanography.* 50(14-16): 2371-238p.
- Di Lorenzo E., N. Schneider, K.M. Cobb, P.J.S. Franks, K. Chhak, A.J. Miller, J. C. McWilliams, S. J. Bograd, H. Arango, E. Curchitser, T. M. Powell y P. Rivière. 2008. North Pacific Gyre Oscillation links ocean climate and ecosystem change. *Geophysical Research Letters.* 35: 1-6p.
- Di Lorenzo, E., J. Fiechter, N. Schneider, A. Bracco, A.J. Miller, P.J.S. Franks, S.J. Bograd, A.M. Moore, A.C. Thomas, W. Crawford, A. Pena y A.J. Hermann, 2009. Nutrient and salinity decadal variations in the central and eastern North Pacific. *Geoph. Res. Lett.*, 36(L14601): 1-6p.
- Ebbesmeyer, C. C., D. R. Cayan, D. R. McLain, F. H. Nichols, D. H. Peterson y K. T. Redmond. 1990. 1976 Step in the Pacific climate: forty environmental changes between 1968-1975 and 1977-1984 *In* J. L. Betancourt and V. L. Tharp [eds.] *Proceedings of the Seventh Annual Pacific Climate Workshop, April 1990.* California Department of Water Resources Interagency Ecological Studies Program Technical Report No. 26.
- Erzini K., A. Cheikh, O. Inejih y K.A. Stobberrup. 2005. An application of two techniques for the analysis of short, multivariate non-stationary time-series of Mauritanian trawl survey data. *ICES Journal of Marine Science.* 62: 353 – 359p.
- Félix-Uraga, R., V.M. Gómez-Muñoz, W. García-Franco, F.C. Quiñonez-Velazquez y F.N. Melo-Barrera. 2004. On the existence of Pacific sardine groups off the West coast of Baja California and southern California. *CalCOFI Reports* 45: 146-151p.

- Filonov, A.E., Tereshchenko, Y.E., Monzón, C.O., González- Ruelas, M.E. and Godínez-Domínguez, E. (2000) Variabilidad estacional de los campos de temperatura y salinidad en la zona costera de los estados de Jalisco y Colima. *Cienc. Mar.* 25:303–321p.
- Filonov, A.E., Tereshchenko, Y.E. and C.O. Monzón. 2003. Hydrographic monitoring of El Niño 97–98 off the coast of southwest Mexico. *Geofís. Int.* 42: 307–312p.
- Foreman, M.G.G., B. Pal y W.J. Merryfield. 2011. Trends in upwelling and downwelling winds along the British Columbia shelf. *J. Geophys. Res.* 116(C10023): 1-11p.
- Francis, R.C. y S.R. Hare. 1994. Decadal-scale regime shifts in the large marine ecosystems of the Northeast Pacific: a case for historical science. *Fish. Oceanogr.* 3: 279-291p.
- Funes-Rodríguez, R., J. Gómez-Gutiérrez y R. Palomares-García (Eds). 2007. Estudios ecológicos en Bahía Magdalena. Instituto Politécnico Nacional. D.F., México. 311p.
- García, R.R., H.F. Díaz, R. García-Herrera, J. Eischeid, M. R. Prieto, E. Hernández, L. Gimeno, F. Rubio-Durán and A.M. Bascary, 2001: “Atmospheric Circulation Changes in the Tropical Pacific Inferred from the Voyages of the Manila Galleons in the Sixteenth–Eighteenth Centuries” *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* Vol. 82, No. 11, 2435-2455p.
- García-Reyes, M. y J.L. Largier. 2012. Seasonality of coastal upwelling off central and northern California: New insights, including temporal and spatial variability. *Journal of Geophysical Research.* 117(C03028): 1-17p.
- González-Rodríguez, E., H. Villalobos, Gómez-Munoz V.M. y D. Lluch-Belda. *In prep.* A Function for Extracting Periodicities in Regular Time Series.
- Guisan, A., and Zimmermann, N. E. 2000. Predictive habitat distribution models in ecology. *Ecological Modelling*, 135: 147–186.
- Hare, S.R., N.J. Mantua y R.C. Francis. 1999. Inverse production regimes: Alaskan and west coast Pacific salmon. *Fisheries.* 24: 6-14p.
- Hastie, T. J., Tibshirani, R. J. 1990. *Generalized Additive Models.* Chapman & Hall, London.

- Lluch-Cota, D.B., S. Hernández-Vázquez, E.F. Balart-Páez, L.F. Beltrán-Morales, P. del Monte-Luna, A. González-Becerril, S.E. Lluch-Cota, A.F. Navarrete del Proó, G. Ponce-Díaz, C.A. Salinas-Zavala, J. López-Martínez, S. Ortega-García. 2006. Desarrollo sustentable de la pesca en México: Orientaciones estratégicas. Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste / Senado de la República. México. 436p.
- Hickey, B.M. 1998. Coastal oceanography of western North America from the tip of Baja to Vancouver Island, pp. 345- 393, In Robinson, A.R. and Brink, K.H. (eds.), *The Sea: The Global Coastal Ocean: Regional Studies and Syntheses*, vol.11, Wiley, New York, U.S.
- Jenkins, G.M. y D.G. Watts. 1968. *Spectral Analysis and its application*. Holden-Day Press, San Francisco, CA, USA. 525p.
- Kawasaki, T. 1983. Why do some pelagic fishes have wide fluctuations in their numbers?-biological basis of fluctuation from the view point of evolutionary ecology. In: *Reports of the expert consultation to examine changes in abundance and species composition of neritic fish resources*, G.D. Sharp y J. Csirke (Eds). FAO Fish. Rep. 291:1065 – 1080 p.
- King J.R., Ivanov V.V., Kurashov V., Beamish R. J. and G. A. McFarlane. 1998. General circulation of the atmosphere over the North Pacific and its relationship to the Aleutian Low. *North Pacific Anadromous Fish Commission Doc. No. 318*. 18 p.
- Klyashtorin, L. B. 1998. Long-term climate change and main comercial fish production in the Atlantic and Pacific. *Fish. Res.* 37:115–125.
- Klyashtorin, L.B. y A.A. Lyubushin. 2007. *Cyclic Climate Changes and Fish Productivity*. VNIRO publishing. Moscow, Russian Federation. 223 p.
- Lluch-Belda, D., Magallon, F. J., y Schwartzlose, R. A. 1986. Large fluctuations in the sardine fishery in the Gulf of California: possible causes. *CalCOFI Report*, 27, 136–140.
- Lluch-Belda, D., R.J.M. Crawford, T. Kawasaky, A.D. MacCall, R.A. Parrish, R.A. Schwartzlose y P.E. Smith. 1989. World-wide fluctuations of sardine and anchovy stocks: the regime problem. *South African Journal of Marine Science*. 8: 195 – 205 p.

- Lluch-Belda, D., S. Hernández-Vázquez, D.B. Lluch-Cota, C.A. Salinas-Zavala y R.A. Schwartzlose. 1992. The recovery of the California sardine as related to global change. *CalCOFI Rep.* 33: 50-59p.
- Lluch-Belda, D., M.M. Laurs, Lluch-Cota, D. y S.E. Lluch-Cota. 2001. Long term trends of interannual variability in the California Current System. *CalCOFI Rep.* 42: 129–144p.
- Lluch-Belda, D., D.B. Lluch-Cota y S.E. Lluch-Cota. 2002. Is interannual change predictable at the California Current System? *Ocean. East. Pac. II*: 74-85p.
- Lluch-Belda, D., D.B. Lluch-Cota y S.E. Lluch-Cota. 2003. Baja California's biological transition zones: Refuges for the California Sardine. *J. Oceanogr.* 59: 503–513p.
- Lluch-Cota, S.E., Pacheco-Ayub, C.A., Bautista-Romero, J.J., Hernández-Vázquez, S. y Lluch-Cota, D.B., 2000. Colección de información ambiental para el Pacífico mexicano CD-ROM. CIBNOR, S.C./CONACYT.
- Lluch-Cota, D.B., W.S. Warren y S.R. Hare. 2001. Sea surface temperature variability in coastal areas of the Northeastern Pacific related to the El Niño-Southern Oscillation and the Pacific Decadal Oscillation. *Geophysical Research Letters.* 28(10): 2029-2032 p.
- Ludescher, J., Gozolchiani, A., Bogachev, M. I., Bunde, A., Havlin, S., y Schellnhuber, H. J. 2014. Very early warning of next El Niño. *Proc. Nat. Aca. Sci.* 111(6): 2064–2066p.
- Lynn, R.J. y J.J. Simpson. 1987. The California Current System: the seasonal variability of its physical characteristics. *J. Geophys. Res.* 92:12947–12966p.
- MacCall, A.D. 1996. Patterns of low-frequency variability in fish populations of the California Current. *Calif. Coop. Oceanic. Fish. Invest. Rep.* 37: 100 – 110 p.
- Macias D., M.R. Landry, A. Gershunov, A.J. Mille y P.J.S. Franks. 2012. Climatic control of upwelling variability along the Western North-American Coast. *PLoS ONE* 7(1): e30436. doi:10.1371/journal.pone.0030436.
- Mackas, D.L. y G. Beaugrand. 2010. Comparisons of zooplankton time series. *J. Mar. Syst.* 79: 286-304p.



- Magaña Rueda Víctor (Editor) 2004. *Los impactos del niño en México*. Centro de Ciencias de la Atmósfera, Universidad Nacional Autónoma de México, Secretaría de Gobernación. México, 229 p.
- Mantua N.J., Hare S.R., Zhang Y., Wallace J.M., and R.C. Francis, 1997: A Pacific decadal climate oscillation with impacts on salmon. *Bulletin of the American Meteorological Society* 78: 1069-1079 p.
- Martínez-López A. 2004. Flujos de diatomeas y silicoflagelados en dos cuencas oceánicas del Sistema de la Corriente de California. Tesis de Doctorado. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Ensenada, Baja California, México. 149 pp.
- Martínez-Porchas, M. 2012. Estudios de la distribución de la sardina del Pacífico (*Sardinops sagax caeruleus* Clupeidae): Historia, estado actual y perspectivas. *Universidad y Ciencia*. 28(3): 285-300p.
- Mazzarella, A. 2007. The 60-year solar modulation of global air temperature: the Earth's rotation and atmospheric circulation connection. *Theor. Appl. Climatol.* 88: 193–199p.
- McClatchie, S., P. Rogers, L. McLeay. 2007. Importance of scale to the relationship between abundance of sardine larvae, stability and food. *Limnol. Oceanogr.* 52, 1570–1579p.
- McClatchie, S. 2014. Regional Fisheries oceanography in the California Current System. The CalCOFI program. Springer (e-book). 253p.
- McFarlane, G.A. y R.J. Beamish. 2001. The re-occurrence of sardines off British Columbia characterises the dynamic nature of regimes. *Prog. Oceanogr.* 49: 151–165p.
- McFarlane, G.A., J. Schweigert, L. MacDougall y C. Hrabok. 2005. Distribution and biology of Pacific sardines (*Sardinops sagax*) off British Columbia, Canada. *CalCOFI Rep.* 46: 144-160p.
- McGowan, J.A., D.B. Chelton y A. Conversi. 1996. Plankton patterns, climate, and change in the California Current. *Calif. Coop. Ocean. Fish. Invest. Rep.* 37: 45-68p.
- McGowan, J.A., D.R. Cayan, L.M. Dorman. 1998. Climate-ocean variability and ecosystem response in the Northeast Pacific. *Science*. 281: 210-217p.

- McGregor H. V., M. Dima, H.W. Fischer y S. Mulitza. 2007. Rapid 20th-century increase in coastal upwelling off Northwest Africa. *Science*. 315: 637-639 p.
- Meko, D. M., C. W. Stockton and T. J. Blasing. 1985. Periodicity in Tree Rings from the Corn Belt. *Science*. 229: 381–384p.
- Mendes, H.C., A. Murta, R. Vilela-Mendes. 2014. Long range dependence and the dynamics of exploited fish populations. *Advances in Complex Systems* (in press). arXiv:1406.1028v1
- Miller, A.J., D.R. Cayan y W.B. White. 1998. A westward-intensified decadal change in the North Pacific thermocline and gyre-scale circulation. *J. Climate*. 11: 3112–3127p.
- Minobe, S. 1999. Resonance in bidecadal and pentadecadal climate oscillations over the North Pacific: Role in climatic regime shifts, *Geophysical Research Letters*. 26: 855 – 858 p.
- Mörner, N.A. 2010. Solar minima, Earth's rotation and Little Ice Ages in the past and in the future. The North Atlantic-European case. *Global and Planetary Change* 72: 282-293p.
- Mörner NA. 2013. Solar wind, earth's rotation and changes in terrestrial climate. *Physical Review & Research International* 3(2): 117-136p.
- Munk, W. y B. Bills. 2007. Tides and the climate: some speculations. *Journal of Physical Oceanography*. 37: 135 – 147 p.
- Nason, G.P. 2008. *Wavelet methods in statistics with R*. Springer-Verlag. New York, USA. 257p.
- Navrotsky, V.V. 2013. Effects of the World's Oceans on Global Climate Change. *Am. J. Clim. Chan.* 2(3): 183-190p.
- Nieto, K., S. McClatchie, E.D. Weber, C.E. Lennert-Cody. 2014. Effect of mesoscale eddies and streamers on sardine spawning habitat and recruitment success off Southern and central California. *J. Geophys. Res. Oceans*. 119: 6330-6339p.

- Noakes, D., and R.J. Beamish. 2009. Synchrony of marine fish catches and climate and ocean regime shifts in the North Pacific Ocean. *Marine and Coastal Fisheries* 1: 155-168.
- Norton, J.G., D.R. McLain, R.E. Brainard, D.M. Husby. 1985. El Niño event off Baja and Alta California and its ocean climate context. In: Wooster, W.S., Fluharty, D.L. (Eds.), *Niño Effects in the Eastern Subarctic Pacific Ocean*. University of Washington, Seattle. 44-72p.
- Norton, J.G., J.E. Mason, C. Bessey, S.F. Herrick. 2013. Physical, biological and economic interconnections in the ecosystems and fisheries off California, 1877-2004. *Quater. Int.* 310: 1-19p.
- Osafune, S. y Yasuda, I. 2006. Bidecadal variability in the intermediate waters of the northwestern subarctic Pacific and the Okhotsk Sea in relation to 18.6 -year period nodal tidal cycle. *J. Geophys. Res.* 111: 0148-0227.
- Overland J.E. y T.R. Hiester. 1978. A synoptic climatology for surface winds along the southern coast of Alaska. NOAA/ERL. PMEL (Draft Tech Report).
- Pearce K.F. y C.L.J. Frid. 1999. Coincident changes in four components of the North Sea ecosystem. *Journal of Marine Biological Association of the United Kingdom.* 79: 183-185 p.
- Pineda, J. 1995. An internal tidal bore regime at nearshore stations along western U.S.A.: Predictable upwelling within the lunar cycle. 15(8): 1023 – 1041 p.
- Pizarro, O. y A. Montecinos. 2004. Interdecadal variability of the thermocline along the west coast of South America. *Geophysical Research Letters.* 31(L20307): 1 - 5 p.
- Pollock D.S.G., R.C.Green, T. Nguyen. 1999. Time-series analysis, signal processing and dynamics. Academic Press. Reino Unido. 733p.
- Pugh, D.T. 1987. *Tides, Surges and Mean Sea-Level*. John Wiley and Sons. Wiltshire, U.K. 472 p.
- R Core Team. 2014. R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna. <http://www.R-project.org/>
- Ray, R.D. y Cartwright, D.E. 2007. Times of peak astronomical tides. *Geophys. J. Int.*, 168: 999–1004p.

- Rebert, J. P., J. R. Donguy, G. Eldin y K. Wyrki. 1985. Relations between sea level, thermocline depth, heat content, and dynamic height in the tropical Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research*. 90(C6): 11,719-11,725 p.
- Rebstock, G.A. 2003. Long-term change and stability in the California Current System: Lessons from CalCOFI and other long-term data sets. *Deep-Sea Res.* 50: 2583-2594p.
- Relvas, P., E.D. Barton, J. Dubert, P.B. Oliveira, A.J. Peliz, J.C. da Silva y A.M.P. Santos. 2007. Physical oceanography of the Western Iberia Ecosystem: latest views and challenges. *Progress in Oceanography*. 74: 149–173p.
- Roberts, P.H., Z.J. YU, C.T. Russell. 2007. On the 60-year signal from the core. *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.* 101(1): 11-35p.
- Rodríguez-Sánchez, R., H. Villalobos-Ortíz, D. Lluch-Belda, S. Ortega-García. 2002. Spatial dynamics of small pelagic fish populations in the California Current System on seasonal and interannual scales. Report of a GLOBEC-SPACC/IDYLE/ENVIFISH Workshop on Spatial Approaches to the dynamics of coastal pelagic resources and their environment in upwelling areas. GLOBEC Report. 97(16): 71-73p.
- Royer, T.C. 1981. Baroclinic transport in the Gulf of Alaska. Part II. A freshwater-driven coastal current. *J. Mar. Res* 39: 251-266p.
- Royer, T.C. 1993. High-latitude oceanic variability associated with the 18.6 year nodal tide. *J. Geophys. Res.* 98: 4639-4644p.
- Rykaczewski, R.R. y Checkley, D.M. Jr. 2008. Influence of ocean winds on the pelagic ecosystem in upwelling regions. *Proc. Nat. Acad. Sci.* 105:1965-1970p.
- Salvadeo Christian, Daniel Lluch-Belda, Salvador Lluch-Cota y Milena Mercuri. 2011. Review of Long term macro-fauna movement by multi-decadal warming trends in the Northeastern Pacific. *Climate Change - Geophysical Foundations and Ecological Effects*, 217-230p.
- Samorodnitsky, G. 2006. Long memory and self-similar processes. *Annales de la Faculté des Sciences de Toulouse* 15:107–123p.

- Scafetta, N. 2010. Empirical evidence for a celestial origin of the climate oscillations and its implications. *J. Atmos. Sol.-Terr Phys.* 72: 951-970p.
- Schneider, N. y B.D. Cornuelle. 2005. The forcing of the Pacific Decadal Oscillation. *J. Climate.* 18(21): 4355–4373p.
- Schwartz, S.E. 2007. Heat capacity, time constant, and sensitivity of Earth's climate system. *J. Geophys. Res.* 112: D24S05.
- Schwartzlose, R.A., J. Alheit, A. Bakun, T.R. Baumgartner, R. Cloete, R.J.M. Crawford, W.J. Fletcher, Y. Green-Ruiz, E. Hagen, T. Kawasaki, D. Lluch-Belda, S.E. Lluch-Cota, A.D. MacCall, Y. Matsuura, M.O. Nevarez-Martinez, R.H. Parrish, C. Roy, R. Serrai, K.V. Shust, M.N. Ward y J.Z. Zuzunaga. 1999. Worldwide Large-Scale Fluctuations of Sardine and Anchovy Populations. *South African Journal of Marine Science.* Vol. 21: 289-347 p.
- Schwing F. B., Murphree T. y P. M. Green. 2002. The Northern Oscillation Index (NOI): A New Climate Index for the Northeast Pacific. *Progr. Oceanogr.* 53(4):115-139p.
- Switzer, P. y Green, A.A. 1984. Min/max autocorrelation factors for multivariate spatial imagery. Dept. of Statistics SIMS Technical Report No. 6, Stanford University. 19p.
- Shapiro, D.E. y Switzer, P., 1989. Minimum/maximum auto-correlation factor analysis. Technical Report 132. Department of Statistics, Stanford University, USA. 26 p.
- Sherman K., L. M. Alexander y B.D. Gold, (Eds.). 1993. Large Marine Ecosystems; Stress, mitigation and sustainability. AAAS Publication. Washington, USA. 376p.
- Sharma, S. 1996. *Applied Multivariate Techniques.* John Wiley & Sons. Nueva York, EE.UU. 493p.
- Sheinbaum J. 2003. Current theories on El Niño-Southern Oscillation: A review. *Geofísica Internacional*, 42: 291-305p.
- Shen, C., W.C. Wang, W. Gong, and Z. Hao. 2006. A Pacific Decadal Oscillation record since 1470 AD reconstructed from proxy data of summer rainfall over eastern China. *Geophysical Research Letters*, 33, L03702, February 2006. doi:10.1029/2005GL024804.

- Smith, T.M., R.W. Reynolds, T.C. Peterson, and J. Lawrimore, 2008: Improvements NOAAs Historical Merged Land–Ocean Temp Analysis (1880–2006). *Journal of Climate*, 21, 2283–2296.
- Sokal, R.R. y F.J. Rohlf. 1995. *Biometry*. 3<sup>rd</sup> ed., W.H. Freeman & Co., New York. 887p.
- Solow, A.R., 1994. Detecting change in the composition of a multispecies community. *Biometrics*. 50: 56-565 p.
- Soutar, A. e J.D. Isaacs. 1969. History of fish populations inferred from fish scales in anaerobic sediments off California. *Rep. Calif. Coop. ocean. Fish. Invest.* 13: 63-70p.
- Soutar, A. e Issacs, J. D., 1974. Abudance of pelagic fish during the 19th and 20th centuries as recorded in anaerobic sediment off the Californias. *Fish. Bull.* 72(2): 257-273.
- Stewart, R.H. 2008. *Introduction to Physical Oceanography*. Texas A&M University. 345p.
- Sugimoto T. y K. Tadokoro. 1998. Interdecadal variations of plankton biomass and physical environment in the North Pacific. *Fish. Oceanogr.* 7(3/4): 289-299p.
- Svensmark H and Friis-Christensen E 1997 *J. Atmos. & Solar-Terrest. Phys.* 59: 1225–1232p.
- Svensmark, H. 2007. Cosmoclimatology a new theory emerges. *A&G.* 48(1): 1.18-1.24p.
- Switzer, P. y A.A. Green. 1984. Min/max autocorrelation factors for multivariate spatial imagery. Department of Statistics SIMS Technical Report No. 6, Stanford University.
- Tian, Y., Ueno, J., Suda, M., Akamine, T., 2004. Decadal variability in the abundance of Pacific saury and its response to climatic/oceanic regime shifts in the northwestern subtropical Pacific during the last half century. *J. Mar. Syst.* 52, 235–257.
- Torrence C, Compo GP (1998) A practical guide to wavelet analysis. *Bull Am Meteorol Soc* 79:61–78 p.

- Tourre, Y.M., S.E. Lluch-Cota and W.B. White. 2007. Environ. Res. Lett.. 2: 1 – 9 p.
- Trenary L.L. y W. Han. 2012. Intraseasonal-to-Interannual Variability of South Indian Ocean Sea Level and Thermocline: Remote versus Local Forcing. Journal of Physical Oceanography. 42(4): 602-627 p.
- Vargas, G., S. Pantoja, J.A. Rutllant, C.B. Lange, L. Ortlieb. 2007. Enhancement of coastal upwelling and interdecadal ENSO-like variability in the Peru-Chile Current since late 19th century. Geophys. Res. Lett. 34: (L13607) 1-6p.
- Vargas-Guzman, J.A. y R. Dimitrakopoulos. 2003. Computational properties of min/max autocorrelation factors. Comp. Geosc. 29(6): 715-723p.
- Wahr, J.M. 1988. The Earth´s rotation. Ann. Rev. Earth. Planet. Sci. 16: 231 – 249 p.
- Wang, C. 2002. Atmospheric Circulation Cells Associated with the El Niño-Southern-Oscillation. J. Climate. 15: 399-419p.
- Ware, D.M. 1995. A century and a half of change in the climate of the NE Pacific. Fish. Oceanogr., 4: 267-277p.
- WCRP, 2014. Conference for Latin America and the Caribbean: Developing, linking and applying climate knowledge. World Climate Research Programme (WCRP). Marzo 17 – 21. Montevideo, Uruguay.
- Webster, P.J. y S. Yang. 1992. Monsoon and Enso: Selectively interactive systems. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 118(507): 877 – 926 p.
- Wolter, K. 1987. The Southern Oscillation in surface circulation and climate over the tropical Atlantic, Eastern Pacific, and Indian Oceans as captured by cluster analysis. J. Climate Appl. Meteor. 26: 540-558p.
- Wolter K. y M.S. Timlin. 1993. Monitoring ENSO in COADS with a seasonally adjusted principal component index. Proc. of the 17th Climate Diagnostics Workshop, Norman, OK, NOAA/NMC/CAC, NSSL, Oklahoma Clim. Survey, CIMMS and the School of Meteor., Univ. of Oklahoma. 52-57 p.

- Wood, S. N., y Augustin, N. H. 2002. GAMS with integrated model selection using penalized regression splines and applications to environmental modeling. *Ecological Modeling*, 157: 157–177p.
- Wood, S. 2006. *Generalized Additive Models: an Introduction with R*. Texts in Statistical Sciences. Chapman and Hall/CRC, Boca Raton, FL. 391 pp.
- Woodruff, S.D., Lubker, S.J., Wolter, K., Worley, S.J., y Elms, J.D., 1993. Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS) Release 1a: 1980-92. *Earth System Monitor*, 4, No. 1, 1-8. (Available on-line at: <http://www.cdc.noaa.gov/coads/coads1a.html>).
- Xue, Y., T.M. Smith y R.W. Reynolds. 2003. Interdecadal Changes of 30-Yr SST Normals during 1871-2000. *Journal of Climate*. 16: 1601-1611 p.
- Yndestad, H. 2006. The influence of the lunar nodal cycle on Arctic climate. *ICES J. Mar. Sci.* 63(3): 401-420p.
- Zwolinski, J.P., R.L. Emmet y D.A. Demer. 2011. Predicting habitat to optimize sampling of Pacific sardine (*Sardinops sagax*). *ICES-Journal of Marine Science* 68(5): 867-879.
- Zwolinski J.P. y D.A. Demer. 2012. A cold oceanographic regime with high exploitation rates in the Northeast Pacific forecasts a collapse of the sardine stock PNAS. 109 (11) 4175-4180p.
- Zwolinski, J.P. y D.A. Demer. 2014. Environmental and parental control of Pacific sardine (*Sardinops sagax*) recruitment. *ICES Journal of Marine Science* 71:2,198–2,207p.



## 7. GLOSARIO

**Actividad Solar:** El Sol exhibe períodos de gran actividad, que se observan en el número de manchas solares, así como en la emisión de energía radiactiva, la actividad magnética y la emisión de partículas de alta energía. Estas variaciones ocurren en muy diversas escalas temporales.

**Balance Energético.** La acumulación energética del clima debe estar en equilibrio. Toda la energía del sistema climático deriva del Sol, así que el balance implica que el promedio de la radiación entrante debe ser igual a la suma de la radiación saliente reflejada.

**Baja presión de las Aleutianas:** Es un centro de baja presión semi-permanente ubicado cerca de las Islas Aleutianas durante el invierno. Es reconocido como uno de los principales centros de acción de la circulación atmosférica en el Hemisferio Norte. El índice de baja presión de las Aleutianas mide la intensidad relativa del sistema entre diciembre y marzo y se calcula como el área promedio en la que la presión al nivel del mar es menor o igual a 1005 Pascales (Pa), expresada como anomalía respecto al promedio del periodo 1950 – 1997.

**Cambio Climático.** Se refiere a cualquier cambio en el clima a largo plazo, ya sea por causas naturales o como resultado de la actividad humana.

**Campo de vientos:** Datos combinados sobre velocidad y la dirección del viento para una región y tiempo específicos.

**Circulación atmosférica:** La circulación atmosférica es un fenómeno complejo que puede entenderse en forma simple como el movimiento de aire a gran escala que forma parte crucial en la distribución de calor sobre la superficie de La Tierra. El componente latitudinal de esta circulación se origina por el efecto de la radiación solar, cuya incidencia por unidad de área es más alta cerca del ecuador y disminuye según la latitud disminuye, alcanzando sus valores mínimos en los polos. Por su parte, la circulación longitudinal se debe a las propiedades diatérmicas del aire, es decir, que

éste se calienta y se enfría más rápido que el océano, lo que propicia el desarrollo de gradientes de presión.

**El Niño.** Corriente de agua cálida que fluye periódicamente a lo largo de la costa del Ecuador y el Perú perturbando la pesca local, se asocia con una fluctuación de las características de la presión en superficie y la circulación en la región intertropical de los océanos Índico y Pacífico, denominada Oscilación Austral.

**No-Lineal.** Un proceso es no-lineal cuando no hay una simple relación proporcional entre causa y efecto

**Ondas Kelvin:** Es un tipo de onda que se forma en la porción superficial de un líquido fijo que se encuentra sobre un sistema rotante y que se propaga a lo largo de la frontera del fluido. En el océano real estas ondas se generan en las inmediaciones de Indonesia y se desplazan con rumbo a Sudamérica y no pueden extenderse mucho más allá del ecuador debido a la rotación de la tierra. La amplitud de las ondas Kelvin puede ondular decenas de metros de la termoclina, mientras que su longitud alcanza hasta miles de kilómetros. El Fenómeno del Niño se detona por la condición perdurable de vientos alisios débiles o ausentes, en respuesta fuertes ondas Kelvin logran cruzar el Pacífico para depositar sus aguas calientes cerca de Sudamérica, provocando simultáneamente el hundimiento de la termoclina.

**Predicción Climática.** Resultado del intento de producir una descripción o estimación de la evolución climática en el futuro.

**Proyección.** Posible evolución futura de una cantidad o serie de cantidades, a menudo calculadas con ayuda de un modelo. Las proyecciones se distinguen de las predicciones porque las proyecciones se basan en hipótesis que pueden o no ocurrir.

**Radiación Solar.** Radiación emitida por el Sol. Se le llama también radiación de onda corta. La radiación solar tiene una gama de longitudes de onda ("espectro") distintiva, determinada por la temperatura del Sol.

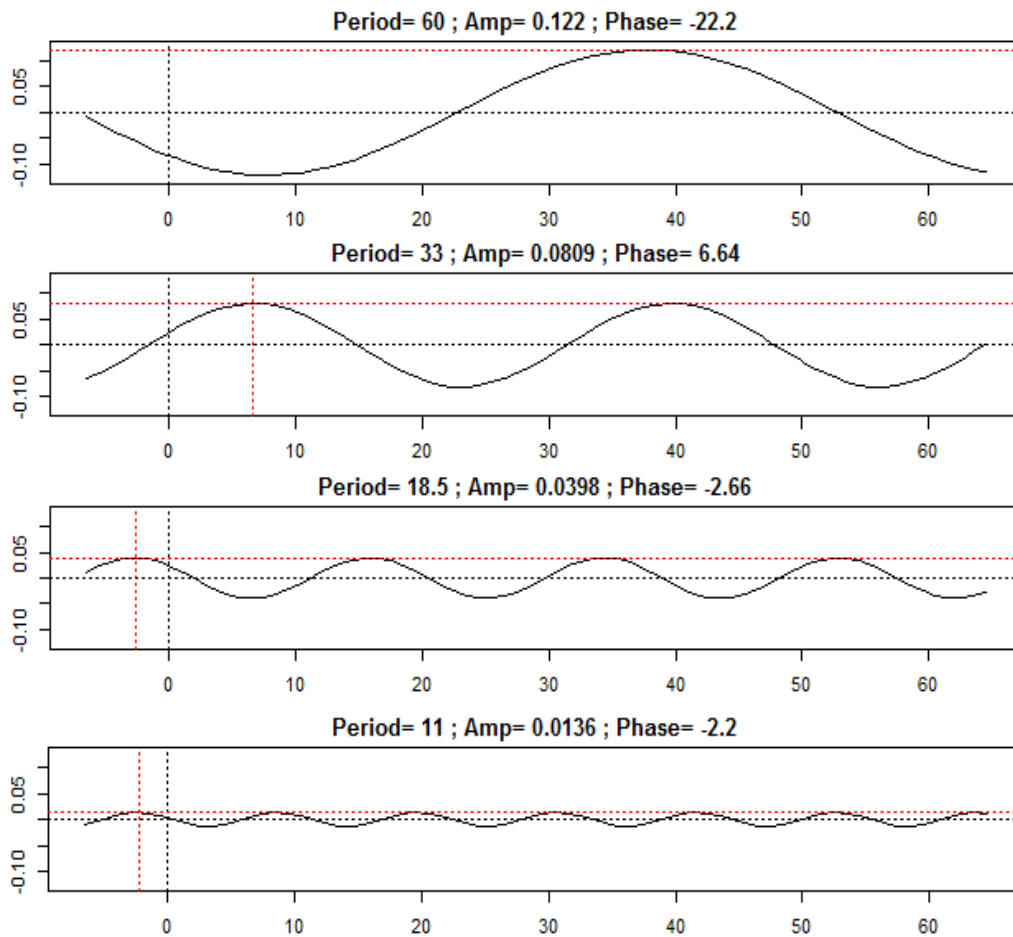
**Rotacional:** Es un operador vectorial que muestra la tendencia de un campo vectorial a inducir rotación alrededor de un punto.

**Transporte de Ekman:** Es el movimiento de parcelas de agua oceánica con un cierto ángulo con respecto a la dirección del viento que actúa en la capa superficial. La superficie del océano se desvía a la derecha en el hemisferio norte y a la izquierda en el hemisferio sur. El transporte de Ekman se calcula mediante la integración vertical de la espiral de Ekman. La profundidad a la que se transmite el efecto del transporte de Ekman se encuentra directamente asociado con la viscosidad y la magnitud del efecto Coriolis.

**Variación Climática.** Una fluctuación climática o componente de la misma, indica las variaciones naturales comunes de un año al siguiente o cambios de una década a la siguiente.

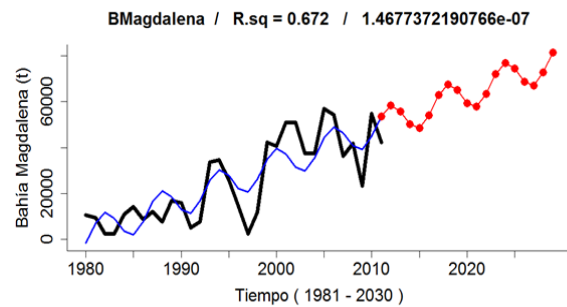
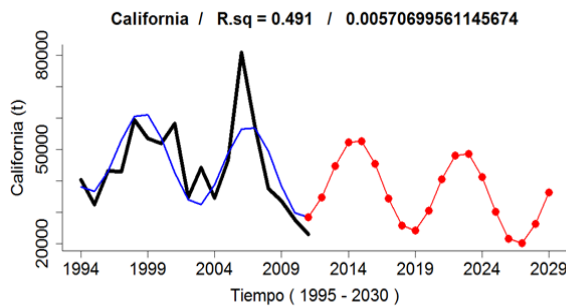
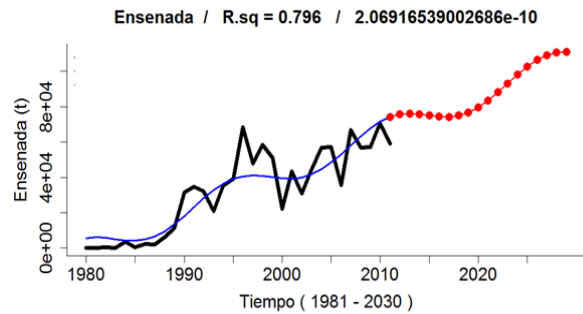
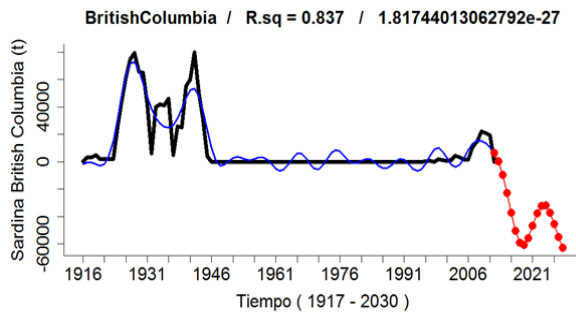
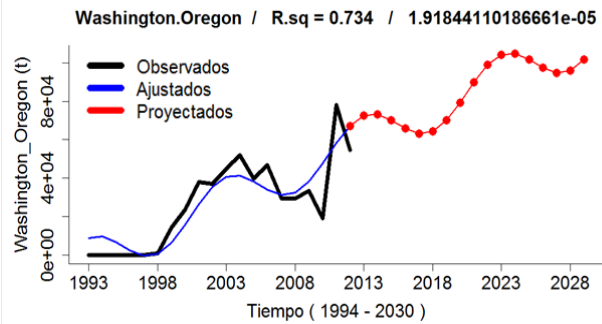
## 8. ANEXOS

ANEXOS I. Armónicos seleccionados para la proyección del *MAF-1* de surgencias.

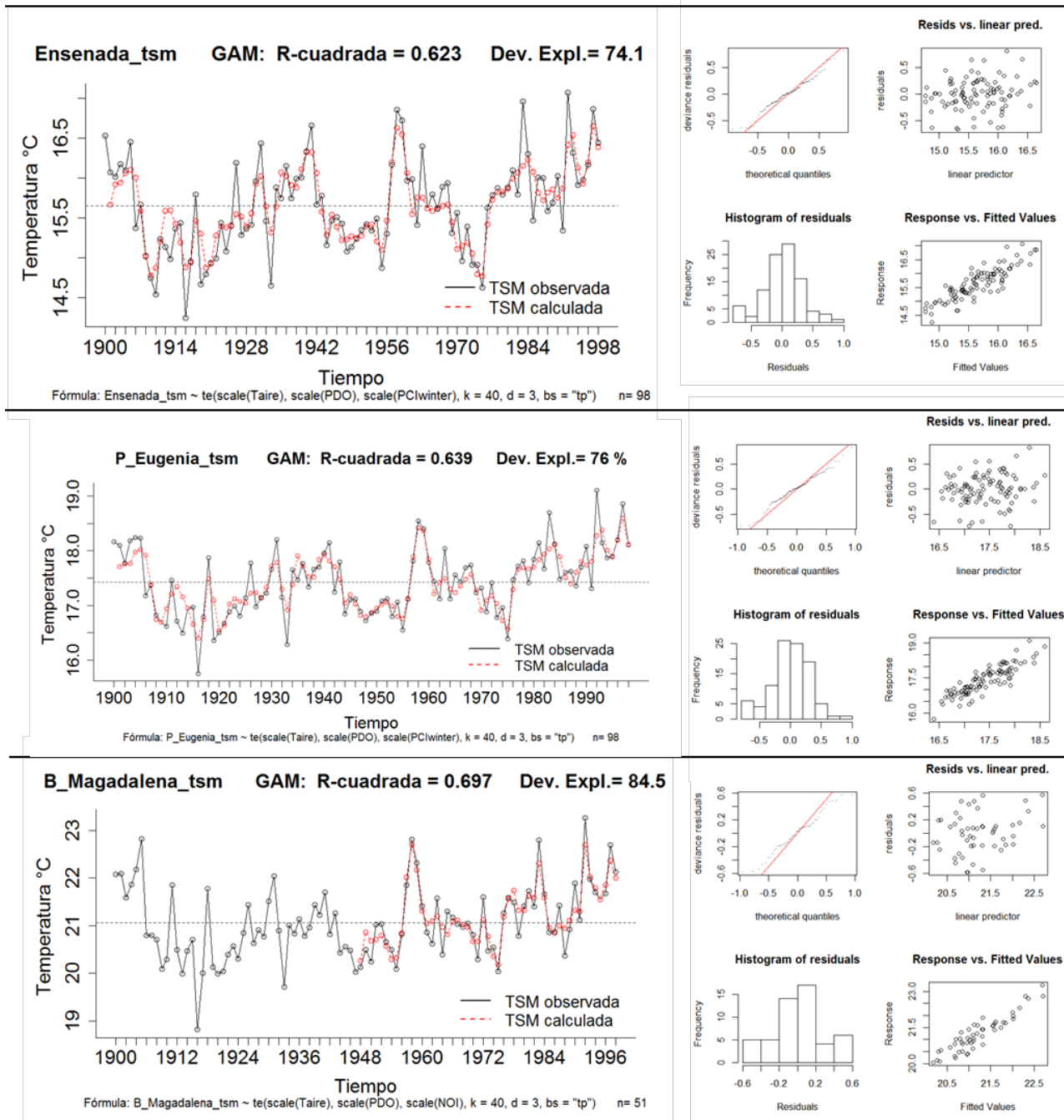


Anexo II. Pronóstico experimental de las capturas de sardina del Pacífico en cinco localidades del Sistema de la Corriente de California, usando únicamente los periodos detectados por el procedimiento automatizado de la rutina *Periods*.

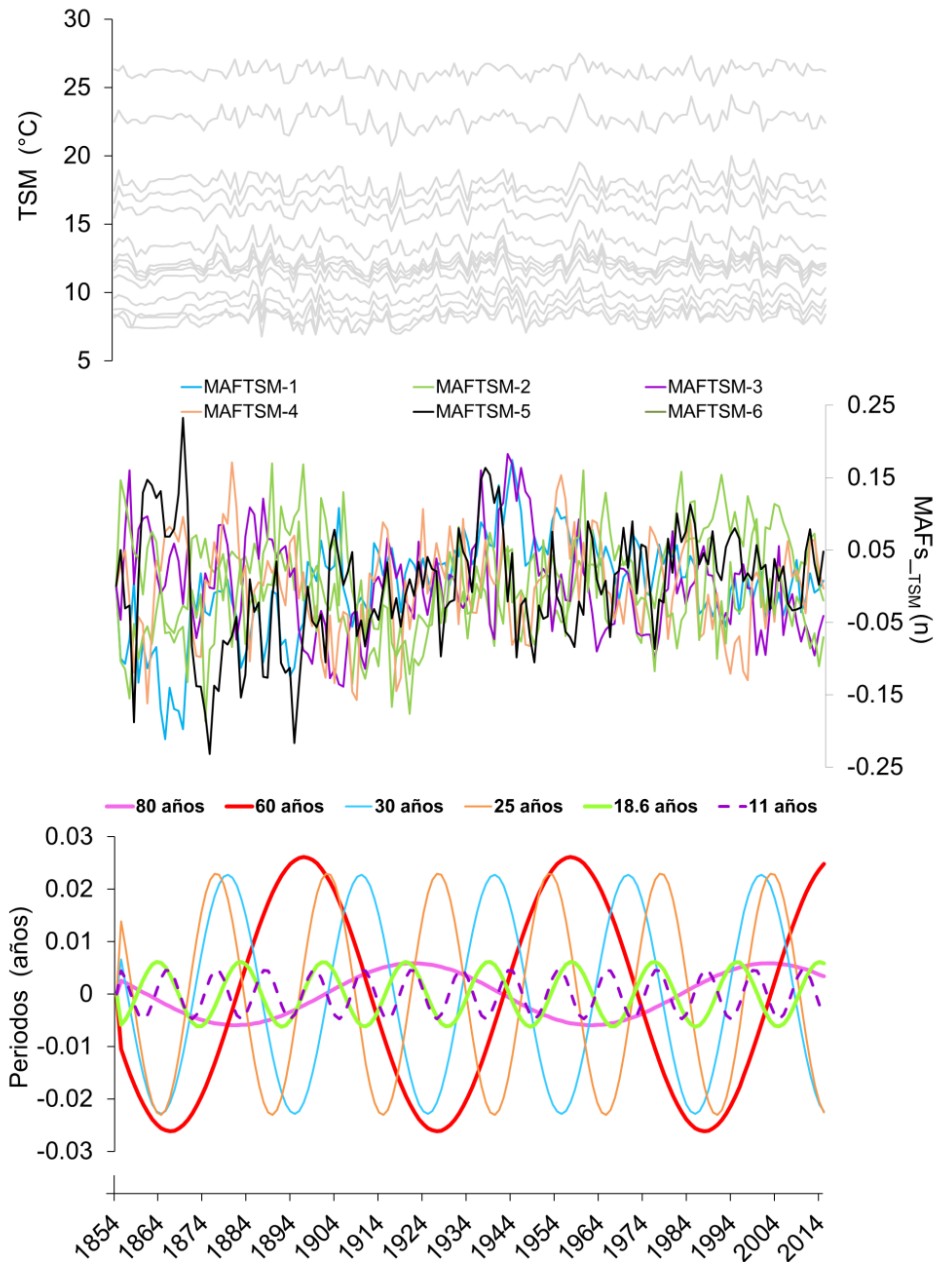
Periodos (por rangos)	Periodo reportado	Bahía Magdalena (1981-2012)	Ensenada (1981-2012)	California (1995-2012)	Washington-Oregon (1994-2013)	Columbia Británica (1917-2013)
>80	80					
50-60	51, 60					49
39-41	40					38
28-34	30					36
24-26	25					
21-23	22					
17-20	18,6		16			20
13-16	15			8	10	14, 16
10_12	11					12
<10	3,7	6				8



Anexo IV. Ajuste y análisis de residuales de los modelos GAM construidos para predecir la temperatura superficial del mar en tres localidades mexicanas frente al Sistema de la Corriente de California: Ensenada, Punta Eugenia y Bahía Magdalena.



ANEXO V. (panel superior) Promedios anuales de temperatura superficial del mar (ERSST; Extended Reconstructed Sea Surface Temperature; Smith *et al.*, 2008) en 15 localidades del Pacífico norte (21°N-60°N) entre 1854 y 2013. En el panel intermedio se muestran los Factores de Máxima Autocorrelación (*MAF*<sub>1...6</sub>) que fueron extraídos a los ERSST. El panel inferior muestra los periodos (más consistentes) identificados en el *MAF*-1.



## Listado de publicaciones e informes técnicos

**Saldívar-Lucio R**, C. Salvadeo, P. Del Monte-Luna, F. Arreguín-Sánchez, H. Villalobos, D. Lluch-Belda, G. Ponce-Díaz, J.L. Castro-Ortíz, J.A. Zepeda-Domínguez, F. Aanceta-Garza y L.C. Almendarez-Hernández. 2015. Patrones históricos y escenarios térmicos futuros en mares mexicanos. *Aceptado para su publicación en: Revista de Biología Marina y Oceanografía. Agosto 2015 50(2).*

**Saldívar-Lucio, R**, C.J. Salvadeo, D. Lluch-Belda y H. Villalobos. Proyecciones de la captura de sardina monterrey en la costa Occidental de Baja California y el Golfo de California. Documento académico extenso del Segundo Congreso Nacional de Investigación en Cambio Climático, Mazatlán, Sinaloa, 2012. Publicado en línea: [www.pincc.unam.mx %2FDOCUMENTOS%2FmemoriaPincc2012.pdf](http://www.pincc.unam.mx/%2FDOCUMENTOS%2FmemoriaPincc2012.pdf)

**Saldívar-Lucio, R**, D. Lluch-Belda, M. Nakamura, P. Del Monte-Luna, H. Villalobos y D. Lluch-Cota. *In prep.* Macro-scale patterns in upwelling/downwelling activity at North American Coast.

Almendárez-Hernández L.C., G. Ponce-Díaz, D. Lluch.Belda, P. Del Monte-Luna y **R. Saldívar-Lucio**. Evaluación de riesgo e incertidumbre para la pesquería de camarón de alta mar del Golfo de California considerando la variabilidad ambiental. 2015. *Aceptado para su publicación en: Latin American Journal of Aquatic Research. Septiembre 2015 43(4).*

Salvadeo, C., **R. Saldívar-Lucio**, H. Villalobos y D. Lluch-Belda. 2012. Variabilidad de media y baja frecuencia en el Pacífico mexicano, sus efectos ecológicos y su importancia en los pronósticos climáticos de largo plazo. Documento académico extenso del Segundo Congreso Nacional de Investigación en Cambio Climático,



Mazatlán, Sinaloa, 2012. Publicado en línea: [www.pincc.unam.mx  
%2FDOCUMENTOS%2FmemoriaPincc2012.pdf](http://www.pincc.unam.mx/%2FDOCUMENTOS%2FmemoriaPincc2012.pdf)

Lluch-Belda, D., G. Ponce-Díaz, J.L. Castro-Ortíz, V. Gómez-Muñoz, H. Villalobos, S. Ortega-García, P. del Monte-Luna, R. Rodríguez-Sánchez, V. Hernández-Trejo, **R. Saldívar-Lucio**, C. Salvadeo, J.A. Zepeda-Domínguez, L.C. Almendarez-Hernández, I.D. Gómez-Cabrera. La Pesca en Baja California Sur Ante el Cambio Climático 207-245p. En: Baja California Sur Ante el Cambio Climático: vulnerabilidad, adaptación y mitigación. Ivanova A. y A. Gámez (Eds). 2013. Universidad Autónoma de Baja California Sur. ISBN: 978607777328.

**Saldívar-Lucio R**, Lluch-Belda B, Salvadeo C y Zepeda-Domínguez JA. Exploración de modelos estadísticos para la predicción de los niveles de captura en 11 pesquerías seleccionadas en Baja California Sur. Abril, 2012. Informe Técnico.

**Saldívar-Lucio R**, Christian Salvadeo y Fernando Aranceta. Ajuste y proyección de las capturas de camarón en el Golfo de California. Octubre 2012. Informe Técnico

**Saldívar-Lucio R**, Pablo del Monte-Luna, Francisco Arreguín-Sánchez, José Luis Castro Ortiz, Hugo Herrera, Héctor Villalobos, Christian Salvadeo y Germán Ponce Díaz. Comparación de predicciones presentes y futuras de la temperatura superficial del mar entre el modelo Japonés y los patrones históricos de variación. Noviembre 2014. Informe Técnico.

Salvadeo, C., **R. Saldívar-Lucio**, H. Villalobos, J.L. Castro-Ortiz, F. Aranceta-Garza. Identificación de señales climáticas que dominan la variabilidad regional. Noviembre 2014. Informe Técnico.