



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA
INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGÍA
OCEANOGRAFÍA FÍSICA

DETECCIÓN DE LA VARIABILIDAD DE LA SALINIDAD SUPERFICIAL DEL SISTEMA DE LA
CORRIENTE DE CALIFORNIA MEDIANTE DATOS DEL SENSOR AQUARIUS Y SU
RELACIÓN CON FENÓMENOS DE MACROESCALA (2011 A 2015).

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DEL MAR

PRESENTA:

RICARDO EFRAÍN HERNÁNDEZ CONTRERAS

TUTOR PRINCIPAL:

Dr. MIGUEL ÁNGEL ALATORRE MENDIETA
INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGIA, UNAM

COMITÉ TUTOR:

Dr. RAÚL AGUIRRE GÓMEZ
INSTITUTO DE GEOGRAFÍA, UNAM
Dr. CARLOS ROBINSON MENDOZA
INSTITUTO DE CIENCIAS DEL MAR Y LIMNOLOGIA, UNAM
Dra. LIGIA PÉREZ CRUZ
INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM
Dr. JOAQUÍN RODRIGO GARZA PÉREZ
UNIDAD ACADÉMICA SISAL, UNAM

CIUDAD UNIVERSITARIA, CD. MX. NOVIEMBRE 2016



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



Posgrado en Ciencias del Mar y Limnología

Universidad Nacional Autónoma De México



DETECCIÓN DE LA VARIABILIDAD DE LA SALINIDAD SUPERFICIAL DEL SISTEMA DE LA CORRIENTE DE CALIFORNIA MEDIANTE DATOS DEL SENSOR AQUARIUS Y SU RELACIÓN CON FENÓMENOS DE MACROESCALA (2011 A 2015).

T E S I S

que para obtener el grado académico de

MAESTRO EN CIENCIAS DEL MAR
(ESPECIALIDAD EN OCEANOGRAFÍA FÍSICA)

presenta

RICARDO EFRAÍN HERNÁNDEZ CONTRERAS

Director de Tesis: DR. MIGUEL ÁNGEL ALATORRE MENDIETA

Comité Tutorial: DR. RAÚL AGUIRRE GÓMEZ
DR. CARLOS ROBINSON MENDOZA
DR. LIGIA PÉREZ CRUZ
DR. JOAQUÍN RODRIGO GARZA PÉREZ

Ciudad Universitaria, CD MX. 2016

Agradecimientos:

Al Dr. Miguel Ángel Alatorre que con mucha paciencia y esmero dirigió mi tesis, confió y me animó cuando mi fe decaía y por todo el apoyo que me ha brindado, el agradecerle con palabras sería muy poco, mejor sería que lo aprendido en este proceso me ayude a labrarme un buen camino, claro está si de Dios es merced pasar a “mejor vida”, no olvidaré todos los consejos y acciones que con su buen carácter hicieron que conservara la serenidad.

Al Dr. Bernardo Shirasago Germán, porque sin su tutela aún no tendría pies ni cabeza éste proyecto, ni yo idea y bendita sea la Providencia que el Posgrado le pusiera en mi camino y me permitiera gracias a su invitación hacer mi estancia en La Paz con usted y el Dr. Leonardo Pérez Lezama en el Departamento de Oceanología del CICIMAR, IPN, donde todas sus enseñanzas, generosidad y empatía conmigo, me hacen valorar esos dos meses como unos de los mejores de mi vida y aunque me dejara como aquel con Teresa, le aprecio muchísimo.

Al Dr. Joaquín Rodrigo Garza Pérez, porque al notar en el 3er tutorial que sus opiniones eran favorables al tema de mi tesis, me resurgió el aliento y ¡cómo olvidar decir que me maravilló su cuidado y detenimiento a la revisión de mi tesis!, tanto que se me caía la cara de vergüenza de mirar mi redacción, sé que para usted no fue fácil, pero tuvo mucha paciencia y por alguna extraña causa me ayudó de buen corazón siempre.

Al Dr. Raúl Aguirre Gómez porque a pesar de que entendía que para mí iba a ser complicado llevar a cabo algo tan alejado de mi formación y que para el segundo semestre estaba perdido, aún así después usted nos continuó apoyando y sus observaciones repercutieron en que al buscar mejorar el trabajo, ese esfuerzo me despertó nuevas inquietudes y muchas cosas positivas más allá del proyecto aparecieran que hasta entonces no había vivido.

A la Dra. Ligia Pérez Cruz, que aunque el Dr. Alatorre es un pan de Dios, mi gratitud, cariño y amistad que guardo a usted está intacta desde que fue mi tutora, me apena no poder mostrarle que puedo volar y aún parezco buscar en nidos de antaño, ya que aún no encuentro cómo enfocar mi vida, pero he aprendido a saber lo que no quiero o no deseo ser y ese consejo suyo ha sido mi brújula todos éstos años tratando de ser al menos un buen ser humano.

Al M. en C. del Mar e Investigador del CIEC (Cuba), Handy Rodríguez Cueto porque sin su enseñanza en los programas de ArcGIS, Matlab y en cuanto cosa no entendía, a pesar de mi Comité tutorial, difícilmente hubiera logrado llevar a cabo mi proyecto, ¡qué buena persona has sido conmigo! porque a pesar de que siempre andabas atareado, nunca te negaste a ayudarme, aunque dejaras a un lado tus labores y eso es invaluable, ese altruismo tuyo espero en Dios y María te lo compensen a ti, a Yudy y a María Fernanda le traiga una buena estrella.

A la Dra. Gloria Vilaclara Fatjó por todo el apoyo que me obsequió durante su jefatura en el Posgrado del Ciencias del Mar y Limnología y como mi profesora por sus bonitas palabras para que me espabilara a pesar de todos mis tropiezos. Y obvio a Chantal, Gaby, Lupita y Diana que en todo mi proceso como estudiante del Posgrado me apoyaron siendo siempre tan lindas y amables conmigo, hubiera deseado ser un alumno ejemplar para no causarles tormentos.

Al CONACYT por la beca que me otorgó para realizar mi maestría en el PCMyL, al ICMyL donde tomé mis clases así mismo al Laboratorio Taller de Energías del Océano del ICMyL y al CICIMAR, IPN que me brindaron un 2do hogar.

A mi mamá, María Luisa Contreras García, que has sido mi mecenas y mi apoyo incondicional todos éstos años, te quiero mucho y espero pronto te pueda compensar todo lo que haces por mantener la familia unida y a flote el barco, que tu temple y fortaleza nunca se quebranten y Dios quiera conservar tu salud y la de mi abuela por muchos, muchos años ya que ustedes son nuestro pilar, en verdad gracias por hacer mi vida tan bonita y feliz mom.

A mi hermanita Itzel, te adoro mi Caín, aunque seamos tan diferentes ideas y de fines, eres la luz de mamá y mía y aunque sigamos caminos diferentes tú eres mi ejemplo y conciencia, gracias por todo tu apoyo en este proceso, sentí que hice para ustedes mi versión de Ed Wood, ojalá yo tuviera su optimismo y esa pasión por lo que él hacía.

A todos mis compañeros del Laboratorio Taller de Energía Oceánica a los que no miré sólo como personas con las que compartí un espacio de trabajo, sino que para mí han sido mis amigos; Víc has sido bien buena onda siempre y qué padre ha sido compartir con ustedes; y Alex gracias por esa vez que nos encontramos los datos de Aquarius.

Y a todas esas personas que me han brindado su amistad, empatía, palabras, apoyo, consejos, consuelo, distracción, hospedaje y esos pequeños instantes que alegraron todos mis días para continuar, estar feliz para no perder la fe y en ella agradezco a Dios por su misericordia y sus mejores regalos: el amor y la vida, que aún nos pueda sorprender.

Y aquel mirar, de nuestro amor al fuego, irse tiñendo de color las rosas (José Martí, Versos libres, 1881).

Contenido

Resumen	vii
Abstract	viii
1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 La salinidad en los océanos	1
1.2 Conocer la variabilidad de la salinidad en los océanos	3
1.3 El estudio del SCC, la salinidad y percepción remota	4
2. ANTECEDENTES	6
2.1 Bases teóricas de la percepción remota marina	6
2.2 Bases teóricas de la detección de la salinidad	8
2.3 El sensor de salinidad SMOS.....	10
2.4 El sensor de salinidad Aquarius	12
2.5 La calibración de los sensores	12
3. HIPÓTESIS	14
4. OBJETIVOS	15
4.1 Objetivo General:.....	15
4.2 Objetivos Particulares:	15
5. ÁREA DE ESTUDIO.....	16
5.1 El Sistema de la Corriente de California (SCC)	16
5.2 Masas de agua en el SCC	18
5.3 Climatología en el Pacífico Oriental y el SCC.....	19
5.4 Los fenómenos de macroescala climática y oceánica del Pacífico	21
6. METODOLOGÍA.....	28
6.1 Obtención y procesamiento de datos	28
6.2 Área de estudio con Aquarius	29
6.3 Comparación de la variabilidad de la salinidad entre regiones del SCC	30
6.4 Correlación de la variabilidad de salinidad en SCC respecto a los índices de macroescala ...	30
6.5 Transformación de los datos a imágenes para análisis espacial de la variabilidad	31
6.6 Regionalización del Sistema de California.....	32
7. RESULTADOS	34
7.1 Variabilidad mensual de la salinidad superficial en el SCC.....	34
7.2 Variabilidad estacional del SCC	35
7.3 Comportamiento de la variabilidad de la salinidad en las diferentes regiones del SCC.	35
7.4 Variación de la salinidad en las diferentes regiones del SCC respecto a la media.....	36
7.5 Diferencia entre la variabilidad de la región de influencia subártica y la subtropical	38
7.6 Variabilidad latitudinal de la salinidad	39
7.7 Variabilidad Interanual de la salinidad en el SCC	40
7.8 Variación de la salinidad latitudinal respecto al tiempo en el SCC	41
7.9 Relación de los índices de fenómenos de macroescala y salinidad del SCC	41
7.10 Contorno del área de mínima y máxima expansión de la variación del SCC.....	47
7.11 Relación entre la oscilación de la salinidad y la temperatura en el SCC.	48
8. DISCUSIÓN.....	49
8.1 Respecto a la variabilidad mensual de la salinidad en las regiones del SCC	49
8.2 Sobre el comportamiento y distribución espacial de la salinidad a través de los datos	50
8.3 Distribución y extensión mensual de la salinidad en el Pacífico Central Oriental	52
8.4 Los límites de la salinidad propia del SCC y el comportamiento de la temperatura.....	54

8.5 La relación de la variación de la salinidad respecto a los valores de los índices de los fenómenos de macroescala	55
8.6 Retraso de la señal en la variación espacial de la salinidad en el SCC	56
9. CONCLUSIONES.....	57
10. LITERATURA CITADA.....	59
ANEXO 1	64
Mapas de salinidad del SCC creados a partir de datos del sensor Aquarius	64
ANEXO 2.....	72
Mapas de temperatura creados a partir de datos con resolución espacial 1 grado del sensor MODIS Aqua utilizados para respaldar resultados de salinidad en el SCC.	72
ANEXO 3.....	80
Relación de los valores mensuales de índices de macroescala respecto a la salinidad mensual del SCC.....	80
ANEXO 4.....	82
Las características del satélite SAC-D/ Aquarius.....	82
El sensor Aquarius (NASA).....	83

Lista de figuras

Figura 1. Variación latitudinal de la salinidad superficial y la variabilidad de la salinidad en la profundidad, comparando el Pacífico y el Atlántico (Modificado de Ingmanson y Wallace, 1989).	3
Figura 2. Representa la relación entre la TSM, la salinidad y la Tb a una frecuencia de 1.43 GHz (Klein y Swift, 1977).....	9
Figura 3. Representación del SCC y sus componentes: (Modificado de Checkley y Barth 2009, y de Dodimead et al, 1963).	16
Figura 4. Fase positiva (izquierda) y fase negativa del PDO (derecha) (imagen modificada de Mantua et al., 1997).....	23
Figura 5. Anomalías de TSM (escala) para diferenciar el PDO (arriba) y NPGO (abajo) y serie de tiempo de anomalías de índices asociados a eventos de PDO y NPGO (modificado de Bond et al., 2003, en Di Lorenzo et al., 2008).	24
Figura 6. Representación de las condiciones oceánicas y climáticas en el Pacífico ecuatorial normales y las reinantes	26
Figura 7. a) Fase positiva del patrón PNA y b) Fase negativa del patrón PNA (modificado de NACP, 2013).	27
Figura 8. Área de estudio delimitada para el análisis de la salinidad por medio de Aquarius, en los puntos negros se representa la ubicación de las coordenadas consideradas para el análisis de la variabilidad en el Sistema de la Corriente de California y su comparación respecto a los fenómenos de macroescala.	29
Figura 9. Diagrama de la metodología para analizar variabilidad SSM en el SCC.	32
Figura 10. Regiones latitudinales en que se separó para su análisis el Sistema de la Corriente de California.	33
Figura 11. Serie de tiempo de la variabilidad entre regiones latitudinales de la salinidad superficial marina en las distintas regiones en que se separó al SCC.	34
Figura 12. Variabilidad mensual de la salinidad en las distintas regiones del Sistema de la Corriente de California (SCC), respecto al promedio conjunto (línea azul, región 1).....	37
Figura 13. Magnitud de la variabilidad SSM entre la región norte del SCC respecto a la región 6 (de BCS la porción más austral de la misma) a lo largo de los meses que duró el estudio.	38
Figura 14. Comparación de la variabilidad latitudinal interanual en el SCC. La silueta de la costa es sólo para figurar lo que latitudinalmente ocurre y no en la longitud del sistema.	39
Figura 15. Esquematización de la variabilidad interanual de la salinidad superficial del SCC en el periodo de estudio para los diferentes años y subdivido en la manifestación estacional y mensual que se tiene de la información.....	40
Figura 16. Comportamiento latitudinal de la salinidad respecto a tiempo, creada con Surfer 8.0 en modo de average range, las líneas blancas representan lo que año con año se manifestó.	41
Figura 17. Comparación del índice de la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP ó PDO) con salinidad durante el intervalo de estudio en las latitudes de BCS.	44
Figura 18. Señal del fenómeno de la Oscilación Decadal del Pacífico en relación de la variabilidad de la salinidad con un retraso en la señal de cuatro meses.	45
Figura 19. Comparación del índice de la Oscilación del Giro del Pacífico Norte (NPGO) respecto a la salinidad durante el intervalo de estudio previo y posterior en la región 6 del SCC (BCS). ..	46
Figura 20. Señal del fenómeno de El Niño 3.4 en relación de la variabilidad de la temperatura de la región 6 del SCC con un retraso en la señal de cuatro meses.....	46
Figura 21. Contorno de la extensión mínima del SCC representada como una línea roja, que ocurrió considerando los meses más cálidos y la extensión máxima representada como una	

línea azul, que ocurrió durante los meses más fríos considerando el límite superior de los valores de salinidad superficial del ASA (33.9 ups).	47
Figura 22. Contorno del SCC considerando las coordenadas en que los datos se encuentran en los límites de (a) salinidad y (b) temperatura considerados para el SCC, en febrero de 2015 y c) la unión de ambos parámetros.....	48
Figura 23. Distribución espacial de la salinidad durante: 1) agosto de 2011, 2) septiembre de 2011, 3) octubre de 2011, 4) noviembre de 2011.	64
Figura 24. Distribución espacial de la salinidad durante: 5) diciembre de 2011 6) enero de 2012. 7) febrero de 2012, 8) marzo de 2012, 9) abril de 2012, 10) mayo de 2012.	65
Figura 25. Distribución espacial de la salinidad durante: 11) junio de 2012, 12) julio de 2012. 13) agosto de 2012, 14) septiembre de 2012, 15) octubre de 2012, 16) noviembre de 2012.	66
Figura 26. Distribución espacial de la salinidad durante: 17) diciembre de 2012, 18) enero de 2013, 19) febrero de 2013, 20) marzo de 2013, 21) abril de 2013, 22) mayo de 2013.	67
Figura 27. Distribución espacial de la salinidad durante: 23) junio de 2013, 24) julio de 2013, 25) agosto de 2013, 26) septiembre de 2013, 27) octubre de 2013, 28) noviembre de 2013.	68
Figura 28. Distribución espacial de la salinidad durante: 29) diciembre de 2013, 30) enero de 2014, 31) febrero de 2014, 32) marzo de 2014, 33) abril de 2014, 34) mayo de 2014.	69
Figura 29. Distribución espacial de la salinidad durante: 35) junio de 2014, 36) julio de 2014, 37) agosto de 2014, 38) septiembre de 2014, 39) octubre de 2014, 40) noviembre de 2014.	70
Figura 30. Distribución espacial de la salinidad durante: 41) diciembre de 2014, 42) enero de 2015, 43) febrero de 2015, 44) marzo de 2015, 45) abril de 2015, 46) mayo de 2015.	71
Figura 31. Distribución espacial de temperatura durante: 1) agosto de 2011, 2) septiembre de 2011, 3) octubre de 2011, 4 d) noviembre de 2011.	72
Figura 32. Distribución espacial de temperatura durante: 5) diciembre de 2011 6) enero de 2012. 7) febrero de 2012, 8) marzo de 2012, 9) abril de 2012, 10) mayo de 2012.	73
Figura 33. Distribución espacial de temperatura durante: 11) junio de 2012, 12) julio de 2012. 13) agosto de 2012, 14) septiembre de 2012, 15) octubre de 2012, 16) noviembre de 2012.	74
Figura 34. Distribución espacial de temperatura durante: 17) diciembre de 2012, 18) enero de 2013, 19) febrero de 2013, 20) marzo de 2013, 21) abril de 2013, 22) mayo de 2013.	75
Figura 35. Distribución espacial de temperatura durante: 23) junio de 2013, 24) julio de 2013, 25) agosto de 2013, 26) septiembre de 2013, 27) octubre de 2013, 28) noviembre de 2013.	76
Figura 36. Distribución espacial de temperatura durante: 29) diciembre de 2013, 30) enero de 2014, 31) febrero de 2014, 32) marzo de 2014, 33) abril de 2014, 34) mayo de 2014.	77
Figura 37. Distribución espacial de temperatura durante: 35) junio de 2014, 36) julio de 2014, 37) agosto de 2014, 38) septiembre de 2014, 39) octubre de 2014, 40) noviembre de 2014.	78
Figura 38. Distribución espacial de temperatura durante: 41) diciembre de 2014, 42) enero de 2015, 43) febrero de 2015, 44) marzo de 2015, 45) abril de 2015, 46) mayo de 2015.	79
Figura 39 Lanzamiento del satélite SAC-D Aquarius (10 junio 2011), a la izquierda cohete Delta II en VAFB, derecha arriba, el satélite SAC-D Aquarius y abajo a la derecha, el sensor Aquarius (tomado de AQUARIUS.NASA, 2013 y NASA.GOV, 2016).	84

Lista de tablas

Tabla 1. Bandas de frecuencia en el espectro electromagnético de la región de las microondas. Se resalta la frecuencia que se utiliza para la medición de la salinidad y sus valores.	11
Tabla 2. Masas de agua vecinas y presentes en el Sistema de la Corriente de California (De acuerdo a: Hickey, 1979, Simpson <i>et al.</i> , 1984, Lynn y Simpson, 1987, Emery, 2001, Durazo y Baumgartner, 2002, Lavín <i>et al.</i> , 2009).....	18
Tabla 3. Condiciones y características de la variación estacional del clima en el SCC (modificada de Hernández-Contreras, 2010).....	20
Tabla 4. Índices climáticos de los fenómenos de macroescala con posible influencia en la región de estudio tomado de la PSD, Climate Indices (ESRL.NOAA (2015).	22
Tabla 5. Regiones latitudinales elegidas para el estudio de la distribución de la salinidad en el SCC con sus valores máximos, mínimos y promedios anuales.	36
Tabla 6. Correlación de los índices de macroescala con la salinidad interanual de las distintas regiones de estudio.	43
Tabla 7. Correlación de índices oceánicos atmosféricos con la variabilidad de salinidad en las distintas regiones en que se fraccionó el SCC, en la serie de tiempo mensual.	44
Tabla 8. Valor de los índices de macroescala frente a los valores de salinidad de las distintas regiones del SCC, provenientes de las medias latitudinales de los valores mensuales de Aquarius.	80
Tabla 9. Las principales características del satélite SAC-D/ Aquarius y su lanzamiento.	82
Tabla 10. Las principales características del sensor Aquarius para la detección de la salinidad superficial marina.	83

Lista de abreviaturas

ASA	Agua Subártica. La masa de agua superficial que distingue al SCC y define la CC.
ASsSt	Agua Subsuperficial Subtropical.
ATS	Agua Tropical Superficial.
<i>c</i>	Velocidad de la luz
CC	Corriente de California.
Chl-a	Clorofila A, pigmento fotosintético de muchas algas.
CNES	Centre National d'Études Spatiales, Centro Nacional de Estudios Espaciales, la agencia espacial francesa.
CONAE	Comisión Nacional de Actividades Espaciales, agencia espacial de Argentina.
E	Emisividad.
EN	El Niño, fase positiva del ENSO, denominado así por el niño Jesús y la Navidad.
ENSO	El Niño Oscilación del Sur fenómeno de macroescala con influencia global.
FEOs	Funciones Empíricas Ortogonales.
<i>h</i>	Constante de Plank y su valor es de $6.62606957 \times 10^{-34}$ Js.
Hz	Hercios o Hertz, definen la frecuencia de una onda, igual a ciclos/segundo.
<i>I(v)</i>	Intensidad de radiación o radiancia espectral
J	Julio o Joule, es la unidad para medir energía, trabajo y calor en el SI.
<i>k</i>	Constante de Boltzmann cuyo valor es $1.3806488 \times 10^{-23}$ J/K
K	Kelvin, unidad de temperatura absoluta en el SI.
LN	La Niña fase negativa de las condiciones de la manifestación del ENSO.
m	metros.
MWR	MicroWave Radiometer: Radiómetro de Microondas, instrumento auxiliar al sensor Aquarius, de fabricación argentina.
NASA	National Aeronautics and Space Administration, agencia espacial de los EEUU.
Niño 3.4	Uno de los índices del ENSO que sirve para identificar si ocurre fase LN o EN.
NOI	Se refiere a uno de los índices o indicadores del ENSO, la N refiere al Norte.
NPGO	North Pacific Gyre Oscillation acrónimo en inglés de la Oscilación del Giro del Pacífico Norte, uno de los fenómenos de macroescala del Océano Pacífico y cuyo índice se denomina igual.
ODP o PDO	Pacific Decadal Oscillation u Oscilación Decadal del Pacífico uno de los fenómenos de macroescala del Océano Pacífico, cuyo índice se denomina igual.
PNA	Patrón del Pacífico Norte- América uno de los fenómenos de macroescala del Océano Pacífico y cuyo índice se denomina igual.
PO.DAAC	Physical Oceanography. Distributed Active Archive Center, oficina de los Estados Unidos donde se almacena y distribuye la información oceanográfica, libre y gratuita con fines científicos.
SAC/D	Satélite de Aplicaciones Científicas y D, que fue el cuarto diseñado por CONAE.
SI	Sistema Internacional de Unidades, a partir de 1960 define el estándar.
SMOS	Soil Moisture and Ocean Salinity, siglas o acrónimo del satélite francés diseñado para medir Humedad del Suelo y Salinidad del Océano.
SOI	Se refiere a uno de los índices o indicadores del ENSO, la S refiere a región Sur.
SSC	Sistema de la Corriente de California.
SSM	Salinidad superficial marina.
Tb	Temperatura de brillo, es la temperatura en relación a la frecuencia.
TS	Temperatura/Salinidad, hace referencia a los diagramas que se construyen a partir de temperatura y salinidad para definir masas de agua.
TSM	Temperatura Superficial del Mar.
UNESCO	Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura.
<i>v</i>	Frecuencia expresada como 1/segundo.
VAFB	Vandenberg Air Force Base. Acrónimo en inglés de la Base Vandenberg de la Fuerza Aérea de los EEUU.
ups	Unidades prácticas de salinidad.
W	Vatio o watt, unidad de potencia, equivale a 1 Julio por segundo.

Resumen

En el 2011 se lanzó al espacio el sensor Aquarius de la NASA (EUA), que constituyó una novedosa herramienta oceanográfica de percepción remota para conocer la salinidad superficial oceánica montado a bordo del satélite Aquarius SAC-D, de la NASA (EUA) y CONAE (Argentina), la clave es que salinidad tiene una correspondencia con la frecuencia de 1.413 GHz (una longitud de onda de ~21 cm). Se realiza una corrección relacionada con la rugosidad del mar producida por el viento por medio de un difusómetro a 1.26 GHz. La resolución espacial es de ~1° geográfico (60 millas náuticas). Con un periodo de revisita cada 7 días describiendo el satélite una órbita heliosíncrona.

La información obtenida a través de los datos del sensor Aquarius se utilizaron para describir la variación mensual e interanual de la salinidad superficial en el Sistema de la Corriente de California (SCC) de agosto de 2011 a mayo de 2015 y relacionarla respecto a índices de fenómenos de macroescala. El objetivo es establecer si la variabilidad de la salinidad en el SCC tiene interacción con fenómenos oceánicos y climáticos globales.

Los resultados de las observaciones mostraron una oscilación distinta año con año en el SCC muy relacionada a las condiciones habituales reinantes y a la estacionalidad; reflejando que la variación en salinidad es menor al incrementar la latitud y que en la región sur del SCC sus valores son mayores y más variables.

Se observó una posible influencia de fenómenos de macroescala en las condiciones del SCC por parte de la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP) en el sur del SCC de ~77% de correlación al comparar mensualmente; los índices de los fenómenos de El Niño y La Niña fueron quienes arrojaron altos valores de correlación interanual en su señal para algunas regiones en que se fraccionó el SCC para este trabajo, llegando hasta valores cercanos al 80% y la Oscilación del Giro del Pacífico Norte (NPGO) mostró una relación directa inversa en su oscilación al comparar gráficamente su variación con respecto a la variación de la salinidad en el SCC; lo que puede sugerir que la salinidad por sí misma puede utilizarse como índice de la NPGO para analizar su evolución.

Se encontró que el rango de variación de la salinidad es muy discreto y difiere latitudinalmente, siendo en el norte del sistema cercano a 0.5 ups de salinidad y en el sur del SCC cercano a 1.5 ups; destacando que en el SCC por sus características de temperatura y salinidad (TS), la salinidad es el parámetro que mejor refleja y dibuja el contorno de la Corriente de California (CC) y así en este estudio se delimitó su mayor extensión hacia el sur cercana a 22°N y su menor extensión a los 28°N cerca de las costas de Baja California.

Abstract

In 2011 the NASA (USA) Aquarius sensor was launched into space. This was a novel oceanographic remote sensing tool used to explore ocean surface salinity, mounted onboard the Aquarius SAC-D satellite belonging to NASA and CONAE (Argentina). It was able to sense seawater emission in the microwave spectrum, at a frequency of 1.413 GHz (a wavelength of ~ 21 cm). Corrections were made using a scatterometer that measured wind speed at 1.26 GHz and its effect upon sea surface roughness, thus providing salinity values calibrated through complex algorithms that ultimately became valid data with spatial resolution of ~ 60 nautical miles. The region was revisited every 7 days, following a heliosynchronous orbit.

Information obtained through the Aquarius sensor was used to describe monthly and yearly variations of surface salinity within the California Current System (CCS) from August, 2011 to May, 2015, and to in turn relate them to indices of macroscale phenomena. The goal is to establish whether interaction exists between SCC salinity variability and global oceanic and climatic phenomena.

Observational results revealed varying yearly oscillations in the SCC, which were closely related to the usual prevailing conditions and seasonal variations. There is less variation in salinity at greater latitudes, and in the southern SCC region salinity values are higher and more variable.

It was observed that macroscale phenomena such as the Pacific Decadal Oscillation (PDO) possibly influence southern SCC conditions at a correlation of $\sim 77\%$ when compared monthly; the phenomena indices of El Niño and La Niña showed high values of annual correlation for several regions in which the CCS was divided for this work, reaching values of nearly 80%. North Pacific Gyre Oscillation (NPGO) was inversely related to direct CCS salinity oscillation upon graphically comparing the two variations. This may suggest that salinity itself, as an oceanic parameter, can be used as an ocean index of NPGO for analyzing its own evolution.

The range of variation is very discreet and differs latitudinally: close to 0.5 psu of salinity in northern CCS, while in southern CCS it is close to 1.5 psu. It is noteworthy that, of characteristic CCS temperature and salinity (TS), salinity is the parameter that best represents and outlines the contour of the Current of California (CC). Thereby, this study sets the southernmost CC boundary between 22°N and 28°N , near coast of Baja California.

1. INTRODUCCIÓN

1.1 La salinidad en los océanos

En el estudio de la Oceanografía la salinidad es un parámetro muy importante porque entre otros propósitos, se utiliza para poder definir: masas de agua, corrientes marinas, frentes oceánicos e identifica regiones de intensa evaporación y precipitación sobre los océanos (Ingmanson y Wallace, 1989, Pinet, 2013).

La salinidad es una propiedad fundamental del agua marina y constituye la fracción de material disuelto en el agua; y químicamente es la fracción de masa de todos los iones presentes en relación a la masa total de una muestra (iones más disolvente) entre los que destacan: Na^+ , Cl^- , SO_4^{-2} , Mg^{+2} , Ca^{+2} y K^+ (Periáñez, 2010) pero no es práctico ni directo expresar esta fracción al estudiar las condiciones oceánicas.

La UNESCO, en 1981 formuló un patrón reproducible estándar de medición de conductividad eléctrica al que se denominó salinidad práctica (S): la cual se define como la relación entre la conductividad de una muestra de agua de mar y la de una solución estándar de cloruro potásico.

Se eligió una solución exactamente definida de cloruro potásico formada por 32.4356 gramos de sal de (KCl) disuelta en 1 kg de solución, a 15°C y una atmósfera de presión (Dauphinee, 1980) que diera una razón igual a la unidad de conductividad eléctrica con respecto al agua de mar del Atlántico Norte de una salinidad de 35 ‰ (partes por mil) que era el estándar en la antigua escala de salinidades (UNESCO, 1981).

Así de esta manera, todas las aguas del mar que tienen la misma razón de conductividad tienen la misma salinidad práctica y en lugar de expresarse en partes por mil se utilizan cifras adimensionales o que se expresan como unidades prácticas de salinidad (ups o psu en inglés) o expresarse como gramos por Kg.

En los océanos es un parámetro conservativo que presenta muy ligeros cambios, siendo su rango estándar de variabilidad de 33 a 38 ups (unidades prácticas de salinidad) y muestra cambios que ocurren en su componente horizontal, vertical y en tiempo (Thurman y Trujillo, 2004).

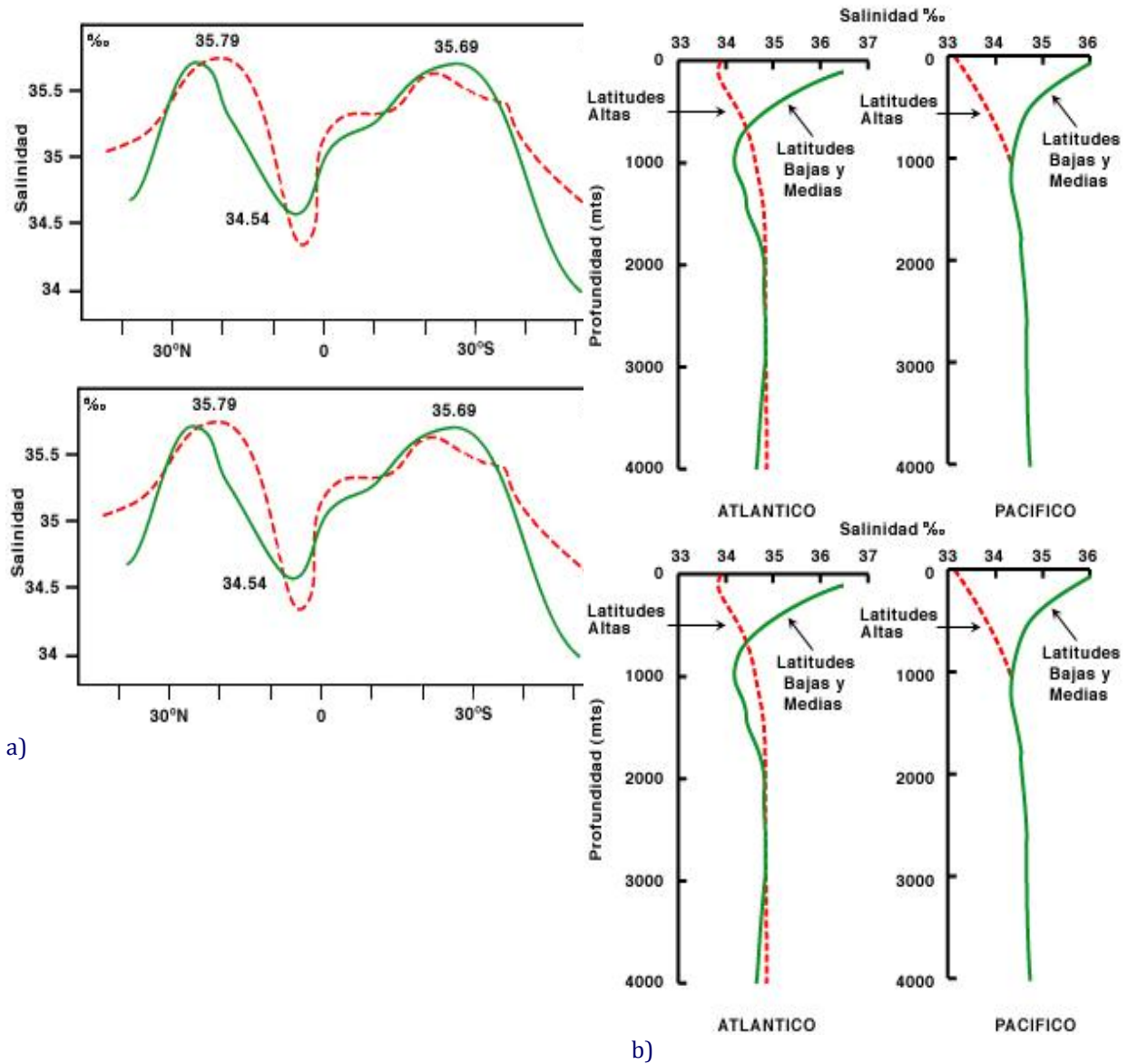
La variación en salinidad, temperatura y presión en el agua de los océanos le confiere una particularidad a cada una de las diferentes capas que se crean y a su vez con esa estratificación se forman masas de agua

(Sverdrup, *et al.*, 2006), que se definen como un volumen de la misma agua que puede reconocerse en el océano, pues posee una combinación particular de propiedades conservativas, siendo temperatura y salinidad quienes las identifican (Periáñez, 2010).

Los cambios de salinidad (ver fig. 1 en a y b), temperatura y profundidad de las masas de agua provocan un cambio en la densidad, que es un parámetro que controla la estructura vertical y es el principio que desencadena la circulación oceánica profunda (Dinwiddie *et al.*, 2011, Pinet, 2013), ya que cuando la salinidad aumenta también lo hace la densidad, aunque disminuye al incrementar la temperatura debido a la dilatación térmica (Libes, 2009).

La variación de la salinidad superficial que ocurre en los océanos se atribuye a dos tipos de factores; unos son los que aportan agua y reducen la salinidad como pueden ser la lluvia, el aporte fluvial y la fusión de los hielo; o los que incrementan la salinidad porque se pierde agua, lo que sucede por alta evaporación y por la formación de hielo marino (que expulsa la sal de su estructura) pero que por densidad la sal se precipita hacia el fondo, aunque al contacto ocurre dilución (Libes, 2009, Ingmanson y Wallace, 1989), siendo éstos ejemplos lo que en otras palabras se debe atribuir al clima por la influencia que ejerce sobre el océano (Pinet, 2013).

En los océanos se presenta una frontera llamada haloclina, que se presenta entre el agua que tiene influencia de la superficie y el agua de mayor profundidad, en la cual la salinidad aumenta o disminuye de forma notoria así conforme incrementa la profundidad, la densidad aumenta y también la salinidad de manera muy sutil (Ingmanson y Wallace, 1989, Thurman y Trujillo, 2004). La densidad del agua superficial la controlan los patrones de calentamiento y de precipitación/evaporación desiguales que modifican la salinidad superficial (Sverdrup *et al.*, 2006).



a)

b)

Figura 1. Variación latitudinal de la salinidad superficial y la variabilidad de la salinidad en la profundidad, comparando el Pacífico y el Atlántico (Modificado de Ingmanson y Wallace, 1989).

a) Se observa la variación de la salinidad superficial y evaporación respecto a la latitud. En b) Se observa la variación de la salinidad conforme incrementa la profundidad oceánica. La línea punteada representa lo que sucede a latitudes altas y la continua a bajas y medias.

1.2 Conocer la variabilidad de la salinidad en los océanos

Caracterizar la distribución global de la salinidad en los océanos de manera sinóptica fue muy difícil en el pasado (Le Vine *et al.*, 2000), porque requería efectuarse *in situ*, lo que implicaba disponer de muestreos tomados por buques oceanográficos y más reciente con boyas, lo que al incrementar la lejanía o el tamaño del área de estudio, se traducía en un mayor esfuerzo y costo de navegación, a su vez condicionado a la

autonomía de buques y resistencia a las condiciones del mar, por lo que en muchas regiones se desconocían sus valores o interpolaban grandes regiones y se limitó a ser más detallada en áreas más pequeñas, cercanas a las costas y en periodos muy breves (Sverdrup *et al.*, 2006).

La aplicación de los sensores remotos de salinidad en el estudio oceanográfico, sugiere que ayudará a comprender mejor la distribución y la variación que tiene la salinidad en la superficie de los océanos para entender su interacción con el clima (Lagerloef, en Halpern, 2000, Lagerloef *et al.*, 1995, Robinson, 1985).

En la interacción con el clima resaltarían los fenómenos de macroescala, que son sucesos del clima y del océano que por su gran extensión (miles de kilómetros) y periodo de duración (de años a décadas) generan variabilidad de las condiciones más allá de lo habitual e incluso aún después de su fin, debido a la memoria que guarda el océano (Orlansky, 1975),

Los fenómenos de macroescala influyen al sistema océano-atmósfera en procesos como: patrones de circulación oceánica, vientos, temperatura y comportamiento de las celdas convectivas (Guevara-Guillén *et al.*, 2015, Jaques y Le Treut, 2005, Voituriez, 2003, Orlansky, 1975).

Conocer la variabilidad de la salinidad en el SCC es importante para definir las condiciones ambientales de los componentes biológicos, porque es una región considerada de alta productividad primaria debido a su ubicación y las condiciones del agua.

Dónde además la ocurrencia de surgencias induce el florecimiento de organismos fotosintéticos que aprovechan los nutrientes que han aflorado y eso a vez se refleja en lo económico, ya que se favorece la reproducción y proliferación de peces, como sardinas y de otras especies, formando grandes bancos (García-Morales *et al.*, 2012, Kahru *et al.*, 2009, Checkley y Barth, 2009, Lynn y Simpson, 1987).

1.3 El estudio del SCC, la salinidad y percepción remota

Para el desarrollo del proyecto se eligió como caso de estudio el SCC para aplicar esta novedosa herramienta de percepción remota que es el sensor de salinidad de Aquarius para describir su variabilidad y adicionalmente observar si los fenómenos de macroescala la influyen.

Han sido diversos autores que con intereses diferentes, a distintas escalas de resolución temporal, alcance y en diferentes épocas, los que han buscado conocer y entender la dinámica del SCC como: Lynn y Simpson

(1987), Simpson *et al.* (1984), Hickey (1979) y otros estudios más antiguos como Reid *et al.* (1958) o Sverdrup (1947).

Importante es resaltar que muchas de estas expediciones han sido realizadas a partir de los programas de CALCOFI (California Cooperative Oceanic Fisheries Investigations), IMECOCAL (Investigaciones Mexicanas de la Corriente de California) o de UNESCO, que han hecho posibles las campañas oceanográficas en el SCC, para recabar datos por los que aparecieron muchos de los trabajos que describen las características y propiedades del SCC (Gaxiola *et al.*, 2010).

Varios han utilizado la medición de alguna variable física, química o biológica de los océanos detectable por percepción remota, para estudios globales o regionales; como por ejemplo de clorofila de fitoplancton (Kahru, *et al.*, 2009) o utilizando además TSM (Legaard y Thomas, 2006). Hay otros como Delcroix y Henin, (1991) con salinidad e incluso del sensor Aquarius (Klemas, 2011) pero hasta ahora no hay reportado un artículo que refiera a la utilización del sensor de salinidad de Aquarius aplicado al estudio del SCC, lo que puede ser uno de los aporte al campo de la oceanografía física que se trabaja en nuestro país.

Un trabajo reciente a resaltar en el SCC, especialmente enfocado a la región sur del SCC es el de Robinson (2016), quien analiza un calentamiento extraordinario en la región oeste de la costa de Baja California, a través de series de tiempo de los años 1988 a 2015, mediante datos de sensores satelitales de temperatura superficial del mar, velocidad del viento y nivel de presión del mar, en los que encontró anomalías negativas de vientos para un periodo de 15 meses, que asoció a una condición local y un segundo evento relacionado al fenómeno de macroescala de El Niño de septiembre a diciembre de 2015.

2. ANTECEDENTES

2.1 Bases teóricas de la percepción remota marina

La percepción remota de los océanos se sustenta en captar radiancia en longitudes de onda del espectro electromagnético relacionadas a la emisión de la superficie del mar (Ulaby *et al.*, 1981), considerando que todo cuerpo a una temperatura diferente de cero Kelvin genera una emisión espontánea en su superficie (Chuvienco, 1995, Robinson, 1985).

Se dice que la energía radiada por un objeto es su temperatura de brillo (T_b) que depende de la frecuencia, dado que la intensidad de la radiación está estrechamente relacionada con la temperatura física del objeto siguiendo la Ley de Planck; esta ley establece la intensidad de energía radiada por un cuerpo negro a una determinada frecuencia y temperatura (Robinson, 2004).

Un cuerpo negro es un absorbente perfecto, es decir, un objeto que absorbe toda la energía incidente sin reflejarla (por lo que aparece como negro para el observador) y también es un emisor perfecto, porque emite a la máxima energía que puede emitir a la temperatura física a la que se encuentra, por lo que se dice que el cuerpo negro tiene un 100% de emisividad; esta energía es la que se conoce como radiación del cuerpo negro (Robinson, 1985).

La intensidad de la radiación $I(\nu)$ o radiancia espectral emitida por un cuerpo negro con temperatura T y frecuencia ν viene dada por la Ley de Planck:

$$I(\nu) = \frac{2h\nu^3}{c^2} \frac{1}{\exp(h\nu/kT) - 1}$$

Donde h es la constante de Planck y su valor es de $6.62606957 \times 10^{-34}$ Js; ν es la frecuencia expresada como 1/s, k es la constante de Boltzmann cuyo valor es $1.3806488 \times 10^{-23}$ J/K y c es la velocidad de la luz y su valor $299,792,458$ m/s.

$$I(\nu) = \frac{2h\nu^3}{c^2} \frac{1}{\exp(h\nu/kT) - 1}$$

En el caso de la superficie de los océanos, la emisión de cuerpo negro de sus aguas estaría cercana a los 300 K, siendo menor hacia los polos (Ulaby *et al.*, 1981), y de acuerdo a la Ley de Stephan-Boltzmann, la cual establece que un cuerpo negro emite radiación térmica con una potencia emisiva hemisférica total (W/m^2) proporcional a la cuarta potencia de su temperatura, cuya fórmula es:

$$E = \sigma \cdot T_e^4$$

Donde T_e es la temperatura efectiva, es decir, la temperatura absoluta de la superficie y sigma es la constante de Stefan-Boltzmann: $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \frac{\text{W}}{\text{m}^2 \cdot \text{K}^4}$

Esta potencia emisiva de un cuerpo negro (o radiador ideal) supone un límite superior para la potencia emitida por los cuerpos reales.

La potencia emisiva superficial de una superficie real es menor que el de un cuerpo negro a la misma temperatura y está dada por:

$$E = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T_e^4$$

Donde épsilon (ε) es una propiedad radiativa de la superficie denominada emisividad. Con valores en el rango $0 \leq \varepsilon \leq 1$, el coeficiente de emisividad es la relación entre la radiación emitida por una superficie real y la emitida por el cuerpo negro a la misma temperatura.

Esto depende marcadamente del material de la superficie, de su textura, de la longitud de onda, de la temperatura de la superficie y del ángulo en que se observe al objeto (Labanda, 2011, Yueh *et al.*, 2014)

Si consideramos las condiciones de la superficie del océano, donde la cantidad de calor que irradia como cuerpo, presenta una temperatura de ~ 300 K, que consideramos como absoluta y aplicando la de desplazamiento de Ley de Wien, la cual establece que hay una relación inversa entre la longitud de onda en la que se produce el pico de emisión de un cuerpo negro y su temperatura. Matemáticamente, la ley es:

$$\lambda_{\max} = \frac{0,0028976 \text{ m} \cdot \text{K}}{T}$$

Donde T es la temperatura del cuerpo negro en Kelvin (K) y λ_{\max} es la longitud de onda del pico de emisión en metros. La constante de Wien está dada en Kelvin por metro. Las consecuencias de la Ley de Wien es que cuánta mayor sea la temperatura de un cuerpo negro menor es la longitud de onda en la cual emite.

La emisión del mar depende de la rugosidad que ocasiona el viento sobre la superficie del mar, lo que genera ondas capilares, que intensifican la dispersión de la radiación (Labanda, 2011, Robinson, 2004). Si el ángulo de incidencia es $>20^\circ$ conjugado a la resonancia de Braga se incrementa y multiplica la señal de

la emisión de la temperatura de brillo que el satélite recibirá, debido a la longitud de onda de la onda capilar que se genera sobre la superficie del mar (Valenzuela, 1978).

2.2 Bases teóricas de la detección de la salinidad

La salinidad oceánica por percepción remota se determina a través de medición en frecuencias de microondas y basa su detección en los principios antes expresados, pero el punto central que permite su detección remota es la emisividad y la permitividad que la sal disuelta en el agua produce (Robinson, 2004, Le Vine *et al.*, 2000).

La permitividad o constante dieléctrica describe cómo un campo eléctrico afecta y es afectado por un medio. El agua es una molécula polar por lo que su permitividad es elevada y el valor de su constante dieléctrica es igual a 78.3 para una frecuencia aproximada a 1 GHz (Avilés *et al.*, 2015, Biswas, 2012).

La permitividad está determinada por la tendencia de un material a polarizarse ante la aplicación de un campo eléctrico y de esa forma anular parcialmente el campo interno del material pero generalmente no es una constante, ya que puede variar con la posición en el medio, la frecuencia del campo aplicado, la humedad o la temperatura, entre otros (Ho *et al.*, 1974).

La emisividad del agua de mar es una función compleja de su constante dieléctrica, debido a que la conductividad se modifica por la salinidad, pero la emisividad captada por los satélites es afectada por el ángulo de visión, la polarización y la rugosidad del mar, que afectan el coeficiente de emisividad que los radiómetros captan y es por ello que la determinación de la salinidad se relaciona a la normalización de los valores de T_b (Klemas, 2011, Le Vine *et al.*, 2000, Klein y Swift, 1977, Yueh *et al.*, 2012).

Klein y Swift (1977) utilizando frecuencias de 1.43 GHz (figura 2) y 2.65 GHz (al igual que Ho y Hall en 1973), observaron que la dependencia de la emisividad de la frecuencia de medición es un factor importante para la teledetección de la salinidad, describiendo su variación respecto a la T_b en escala Kelvin, observando que a diferentes frecuencias es distinta la dependencia que existe entre la temperatura, la salinidad y la rugosidad de la superficie, lo que hace que se muestren de manera diferente y considerando esos resultados empíricos sugieren la posibilidad de utilizar radiómetros para la detección de salinidad de los océanos.

Swift (1980) estudió a detalle lo que Klein y Swift (1977) determinaron, haciendo pruebas sobre la superficie del mar liso a diferentes frecuencias (11, 6 y 2.65 GHz) llegando a la conclusión de que con una frecuencia aún más baja: 1.43 GHz se hacía más fuerte la relación entre la temperatura de brillo (Tb) y la salinidad.

Para los valores típicos de salinidad marina que ronda los 35.0 ups el efecto de la temperatura superficial del mar se anulaba, mostrando que la Tb se vincula más a la salinidad que al cambio de temperatura (Lagerloef, en Halpern, 2000) y que lo hace mejor a una frecuencia un poco por debajo de 1.43 GHz (Font *et al.*, 2004), siendo el rango más adecuado para determinar salinidad el que se encuentra entre los 1400 y 1427 MHz (Dicke, 1982).

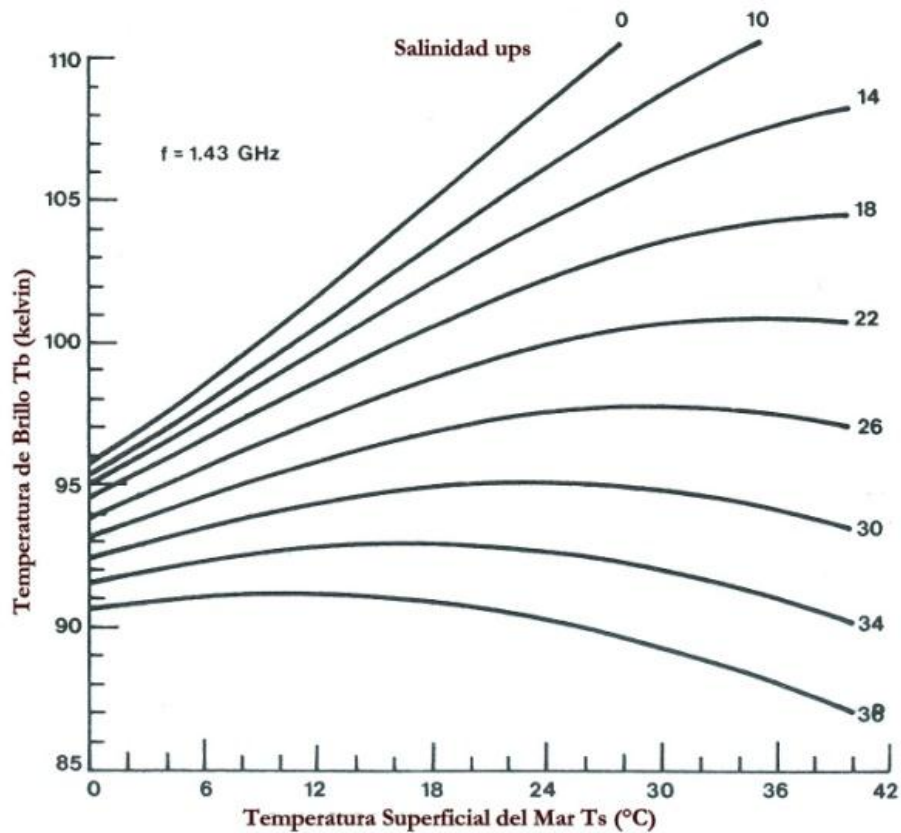


Figura 2. Representa la relación entre la TSM, la salinidad y la Tb a una frecuencia de 1.43 GHz (Klein y Swift, 1977).

El trabajo de Swift y McIntosh (1983), mostró que las microondas podían detectar variaciones de salinidad en el agua, considerando que la salinidad modificaba la Tb y la constante dieléctrica del agua,

además que propusieron especificaciones sobre el ancho de barrido y de resolución que debería tener un satélite para estimar adecuadamente la salinidad superficial de los mares.

Meissner y Wentz, (2004) trabajando sobre la comparación de la constante dieléctrica entre aguas con distinta salinidad y temperatura, utilizaron el modelo matemático que años antes emplearon Swift y McIntosh (1983) para medir a diferentes frecuencias T_b , considerando un rango más amplio en los parámetros en sus pruebas; demostrando así que sólo había una sobre estimación en aguas frías, primero probaron con soluciones de agua pura y posteriormente pasaron a soluciones con diferente concentración de salinidad y con diferentes valores de temperatura para ambas pruebas.

Ellos (Meissner y Wentz, 2004) observaron relaciones en las que el ΔT_b (la diferencia máxima entre los valores de T_b) permitía la formulación de un modelo matemático de la respuesta de los valores de la salinidad frente al valor de T_b (lo que se ilustra en la fig. 2) en las muestras a las diferentes frecuencias estableciendo así fórmulas empíricas que sentaron las bases físicas para que al mejorar la tecnología y la instrumentación de los satélites fuera factible poner en órbita un sensor que leyera la salinidad sobre los océanos y rompiera con el enigma de la distribución y comportamiento de la misma en su superficie (Wilson *et al.*, 2004, Camps *et al.*, 2004).

Así entonces el ΔT_b que se produce al utilizar dos frecuencias distintas (Aquarius con su radiómetro y difusómetro integrados, ver anexo 4, tabla 10 o múltiples antenas en el caso de SMOS) al tomar muchos valores de T_b de un mismo punto en la superficie del mar, después ajustando los datos al modelo matemático del comportamiento del ΔT_b y posteriormente aplicando cálculos para la calibración del coeficiente de emisividad para finalmente deducir un valor preciso de salinidad y así contrarrestar el efecto que otras variables (como y condiciones pueden ocasionar (Wilson, *et al.*, 2004, Lavanda, 2011, Meissner y Wentz, 2004).

2.3 El sensor de salinidad SMOS.

La salinidad se consideraba como un parámetro no medible a través de sensores satelitales hasta que en el 2002, se planteó dentro del *Earth Explorer Opportunity Missions* de la ESA (*European Space Agency*) el programa SMOS (*Soil Moisture and Ocean Salinity*) para demostrar por primera vez que esto era posible (Robinson, 2004). El principio de funcionamiento de SMOS deriva de los trabajos (antes descritos) llevados a cabo en la década de 1970 y 1980 (Font *et al.*, 2010).

El funcionamiento de los sensor de salinidad SMOS se basa de la capacidad de un radiómetro pasivo de microondas en la banda L (Ver Tabla 1), en una frecuencia de 1.4 GHz (Wilson *et al*, 2004, Font *et al.*, 2010) para medir la conductividad eléctrica del agua de mar en la superficie de los océanos y la humedad de los suelos, con una pisada de resolución espacial de ~50X50 Km (SMOS.CNES, 2015).

Ésta tecnología previamente sólo se había probado desde un avión para costas y bahías (Blume *et al.*, 1978, Miller *et al.*, 1998, Le Vine *et al.*, 1998) y como propuesta hipotética aplicable al espacio sobre un satélite desde los 70's (Klein y Swift, 1977, Swift y McIntosh, 1983).

Tabla 1. Bandas de frecuencia en el espectro electromagnético de la región de las microondas. Se resalta la frecuencia que se utiliza para la medición de la salinidad y sus valores.

Banda	Frecuencia mínima	Frecuencia máxima	λ máxima	λ mínima
L	1 GHz (1.4)	2 GHz	30cm (21.4 cm)	15 cm
S	2 GHz	4 GHz	15 cm	7.5 cm
C	4 GHz	8 GHz	7.5 cm	3.75 cm
X	8 GHz	12.4 GHz	3.75 cm	2.42 cm
Ku	12.4 GHz	18 GHz	2.42 cm	1.66 cm
K	18 GHz	26.5 GHz	1.66 cm	1.11 cm
Ka	26.5 GHz	40 GHz	11.1 mm	7.5 mm
Mm	40 GHz	300 GHz	7.5 mm	1 mm

SMOS con su sensor pasivo de microondas MIRAS (*Microwave Imaging Radiometer with Aperture Synthesis*) que se compone de 69 LICEFs que son pequeñas antenas (radiómetros) repartidas en un arreglo en forma de Y en un satélite de casi 8 metros de longitud con sus brazos extendidos, que les permite captar como si se tratara de una sola antena de mucho mayor tamaño la pequeña señal de la emisión del mar, por lo que a éste tipo de tecnología también se le denomina interferometría (ESA.INT, 2014).

SMOS fue lanzado el 2 de noviembre de 2009 del Cosmódromo de Plesetsk, en Siberia, Rusia, utilizando un Rockot, un SS-19 que es un antiguo misil balístico intercontinental (iCBM) soviético, modificado (WIKI/SMOS, 2012, SMOS.CNES, 2015).

2.4 El sensor de salinidad Aquarius

Posteriormente en el año 2009, la NASA (EEUU) desarrolló un sensor para determinar la salinidad llamado Aquarius (Klemas, 2011) que montaron en un satélite diseñado y construido por CONAE (Argentina), que fue lanzado al espacio el 10 de junio de 2011 por el cohete Delta II, de la base Vandenberg en Lompock, California, entregó datos libres a partir del 21 de agosto de 2011 (Caruso, 2011) y operó por casi 4 años, cuando se había planteado inicialmente para 2, terminando su misión debido a una falla en un componente del sistema de control y energía, que ocasionó un cortocircuito el 8 de junio de 2015 (AQUARIUS.NASA, 2015).

El sensor Aquarius integró en un mismo instrumento un sensor pasivo-activo. El sensor pasivo para determinar la salinidad del mar es su radiómetro, que capta la emisión de T_b del mar en una frecuencia de 1.413 GHz compuesto por tres antenas-bocinas en que cada una lleva un radiómetro y tienen ángulos de incidencia de 28.7° , 37.8° y 45.6° para medir los tres primeros parámetros de Stokes para radiación de microondas (la intensidad total de la onda y de polarización Horizontal y Vertical) (Labanda, 2011, AQUARIUS, 2013).

El sensor activo es un difusómetro que trabaja en banda L a frecuencias de 1.26 GHz (Yueh *et al.*, 2014) para medir la velocidad y dirección del viento, basado en la medición de la señal de retorno de un pulso de energía de microondas que se infiere por las condiciones de la rugosidad de la superficie del mar (Biswas, 2012) y con ángulos de incidencia de 25.8° , 33.8° y 40.3° (EOPORTAL, 2015).

Aquarius realizaba un muestreo global de salinidad de los océanos, volviendo a pasar por un mismo punto cada 7 días con una resolución espacial de 1 grado y con una precisión en la estimación del parámetro de salinidad con sesgo máximo de 0.3 ups, que podía ocurrir a altas latitudes o bajo condiciones de vientos intensos, aunque menor de 0.2 ups en promedio como máximo sesgo operativo permitido (Yueh *et al.*, 2014).

2.5 La calibración de los sensores

La rugosidad del mar que es ocasionada principalmente por el viento afecta la medición de la T_b que a 1.413 GHz (banda L) del radiómetro que Aquarius utiliza para determinar la salinidad, por eso requiere del difusómetro para estimar la rugosidad de la superficie del mar, para así calibrar el grado de influencia de la rugosidad sobre el valor de salinidad que se obtiene (Labanda, 2011, Miller y Goodberlet, 2004)

estimando un error en la precisión cercana 0.1 K por metro/segundo de velocidad del viento (Lagerloef, en Halpern, 2000, Yueh *et al.*, 2012 y 2014).

La señal del difusómetro radar puede ser afectado por la reflexión galáctica y la radiación atmosférica y éstas últimas tienen un tipo de calibración diferente así que se planteó un algoritmo en la determinación correcta de salinidad de Aquarius que se expone a continuación para determinar el exceso de emisión superficial $\Delta\epsilon_p$, en que:

$$\Delta\epsilon_p = (TB_p - TB_{pflat}(T_s, SSS, \theta)) / T_s$$

dónde TB_{pflat} se refiere a la temperatura de brillo de la película de agua superficial analizada usando una medición promedio de modelos de la constante dieléctrica que Klein y Swift, (1977) y Meissner y Wentz (2004) desarrollaron y T_s corresponde a datos reales de temperatura Reynolds (datos válidos interpolados NOAA), así como de salinidad superficial marina de HYCOM (Hybrid Coordinate Ocean Model) (de la National Ocean Partnership Program (NOPP)) y la p hace referencia al tipo de polarización de la onda (Horizontal o Vertical) (Yueh *et al.*, 2014).

Para la calibración de la estimación de salinidad del sensor Aquarius se utilizó el sensor argentino MWR que acompaña a bordo del satélite a Aquarius, integrado por 2 radiómetros (Banda K y Ka) (ver tabla 1) uno a 23.8 GHz, polarización Horizontal y otro a 36.5 GHz con polarización Vertical y Horizontal, que determinan temperatura de la superficie del mar (TSM), humedad y concentración de agua en las nubes (Biswas, 2012, Caruso, 2011, AQUARIUS, 2013).

La determinación de SSM a través de microondas no tiene la limitación de la nubosidad como ocurre con estimaciones de TSM a través del Infrarrojo térmico, pero su inconveniente es la resolución espacial ($\sim 50 \times 50$ Km) y únicamente la señal se atenúa bajo condiciones de lluvia intensa, porque se dificulta la medición de vientos y por ende determinar la rugosidad (Robinson, 2004).

3. HIPÓTESIS

Se espera que los datos del sensor satelital Aquarius permitan caracterizar la variabilidad espacial y temporal de la salinidad superficial del Sistema de la Corriente de California en escala mensual, estacional e interanual y relacionar si la variabilidad se asemeja o difiere con la que presentan los índices de fenómenos de macroescala que ocurren en el Océano Pacífico.

4. OBJETIVOS

4.1 Objetivo General:

Caracterizar mediante datos del sensor satelital Aquarius la variabilidad de la salinidad superficial marina en el Sistema de la Corriente de California y describir su relación con fenómenos de macroescala entre los años 2011 y 2015.

4.2 Objetivos Particulares:

- 1 Determinar la variabilidad espacial de la salinidad a escala temporal mensual, estacional e interanual de la salinidad superficial del SCC de agosto de 2011 a mayo de 2015.
- 2 Relacionar la variación superficial de la salinidad respecto a la de los índices de los fenómenos de macroescala del Océano Pacífico, que pudiesen influir al SCC.

5. ÁREA DE ESTUDIO

5.1 El Sistema de la Corriente de California (SCC)

El Sistema de la Corriente de California (SCC) es el extremo oriental del giro anticiclónico que domina el Pacífico Norte (Hellerman, 1967, Mantua *et al.*, 1997, Lynn y Simpson, 1987 que se define como de frontera Este (Gaxiola *et al.*, 2010, Hickey, 1998).

El SCC y en particular la Corriente de California (ver fig. 3) se caracteriza por transportar una masa de agua fría superficial con una temperatura de los 12 a 15°C, que recorre desde los ~45°N hasta los ~27°N de longitud, que llega a alcanzar hasta los 300 m de profundidad y unos 500 km de ancho en su núcleo y de entre 700 y 900 km su influencia alejada de la costa norteamericana a lo largo de su recorrido (Lynn y Simpson, 1987, Hickey, 1979) y posee una salinidad en el rango de 32 a 34 ups (Simpson *et al.*, 1984).

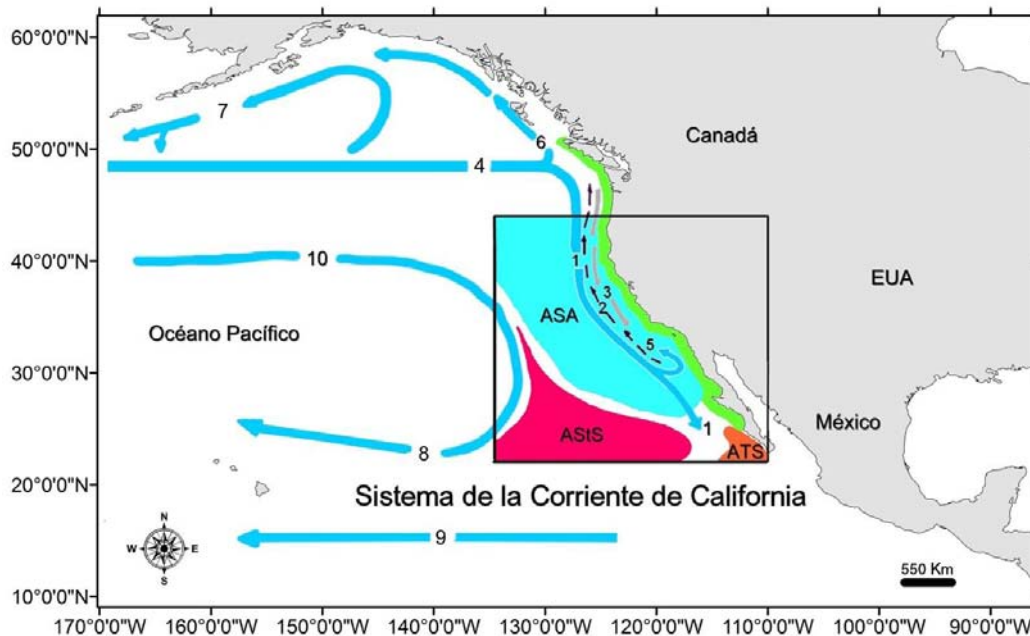


Figura 3. Representación del SCC y sus componentes: (Modificado de Checkley y Barth 2009, y de Dodimead *et al.*, 1963).

1: Corriente de California, 2: Contracorriente de California (subsuperficial) y Corriente de Davidson (superficial), 3: Chorro Costero, 4: Corriente del Pacífico Norte, 5: Giro (Eddy) del sur de California, 6: Corriente de Alaska, 7: Giro de Alaska, 8: Giro del Pacífico Central, 9: Corriente Norecuatorial, 10: Forzamiento de vientos del Oeste. Las masas de agua superficial; en verde agua la extensión del ASA: Agua Subártica; en rosa la extensión del Agua Subtropical Superficial y en naranja el ATS: Agua Tropical Superficial. En el marco negro interno se delimita el área de estudio para datos obtenidos del sensor Aquarius (NASA) y en verde se muestra el área de surgencias costeras.

Un fenómeno que ocurre dentro de éste sistema, en la cercanía de las costas es la ocurrencia de surgencias eólicas, las cuáles inyectan a la superficie agua subsuperficial con salinidad mayor de 34 ups y cargadas de nutrientes que ocasiona una gran fertilidad (Lavín *et al.*, 1997, Pérez-Brunius *et al.*, 2007, Checkley y Barth, 2009).

La variación estacional en la intensidad de los vientos y la ubicación de las celdas de presión atmosféricas que controlan el giro del Pacífico Norte son las que gobiernan la variación del SCC, siendo su extensión latitudinal en condiciones normales de los 25° a 40° N (Hickey, 1979, Cummins y Lagerloef, 2004).

El SCC se ubica en el Pacífico Nor-oriental, tiene influencia Tropical y Subártica y es un complejo sistema de circulación de corrientes y estructuras con variabilidad estacional (ver figura 3). El flujo de la Corriente de California va de los 25 a los 50 cm/s, una salinidad en el rango de 33.0 a 34.0 ups, una temperatura de 8 a 21°C y una profundidad variable ~200 (300) m siendo máxima en su núcleo de (Lynn y Simpson, 1987, Trasviña *et al.*, 1999, Durazo y Baumgartner, 2002, Checkley y Barth, 2009).

El SCC se extiende dentro de la región conocida como la Zona de Transición, que separa la región Subártica de la Subtropical y resulta de la mezcla de: masas de agua, dilución al avanzar y por la precipitación (Dodimead *et al.*, 1963), en la que Hickey (1979, 1998) delimita latitudinalmente el SCC entre los 25° N (Cabo San Lázaro) y es a los 40°N (Cabo Mendocino) donde vira la corriente por acción de campos de viento para desplazarse hacia el sur (fig. 3). El límite al Oeste del SCC es la masa de agua del Pacífico Central Norte, cuyas características son ~12.0 a 20.0 °C y 34.2–35.0 ups (Emery, 2001) y su límite al sur son las aguas subtropicales frente al extremo sur de la península de Baja California (Checkley y Barth, 2009).

El Sistema se compone de la Corriente de California cuya variación se caracteriza por la aparición estacional de la Corriente de Davidson que es una contracorriente que fluye hacia el polo, superficial, costera, estrecha (~100 km de extensión mar adentro), impulsada por el viento, domina cerca de la costa sobre el talud con una profundidad de 0 a 100 m durante el invierno; y el giro Eddy del Sur de California ligado a la variación que presente la contracorriente superficial y subsuperficial (Simpson *et al.* 1984).

La Contracorriente de California es una corriente costera subsuperficial, cuya profundidad va de los -200 a -400 m y su velocidad de flujo entre 2 y 10 cm/s, que sólo se aleja de la costa unos 200 km al intensificarse al final del verano y el otoño, cuando la Corriente de California, que está sobre ella, es menos intensa y se anula cuando la Corriente de California es más intensa y se aproxima a la costa, lo que ocurre durante la primavera (Hickey, 1979, Simpson *et al.*, 1984, Lynn y Simpson, 1987).

5.2 Masas de agua en el SCC

Las masas de agua del Sistema de la Corriente de California se caracterizan de la siguiente manera (Hickey, 1979, Simpson *et al.*, 1984, Lynn y Simpson, 1987, Durazo y Baumgartner, 2002, Lavín *et al.*, 2009). Al observar la figura 2; en el recuadro de área de estudio se delimita el máximo alcance o extensión de dichas masa de agua superficiales y el espacio en blanco, en la frontera entre ellas corresponde a lo que Durazo y Baumgartner (2002) definen como Agua de Transición, que es la mezcla entre las características que cada una de ellas posee y es representativa de frentes.

Tabla 2. Masas de agua vecinas y presentes en el Sistema de la Corriente de California (De acuerdo a: Hickey, 1979, Simpson *et al.*, 1984, Lynn y Simpson, 1987, Emery, 2001, Durazo y Baumgartner, 2002, Lavín *et al.*, 2009).

Masa de Agua	Abreviatura	Rango de salinidad	Rango de temperatura	Profundidad
Agua Subártica	ASA	33.0 a 34.0 ups	8 a 21°C	0-200 (300) m
Agua Subtropical Superficial	AStS	34.4 a 35.0 ups	21 a 28° C	0 a 200 m
Agua del Pacífico Central Norte del Este	APCNE (ENPCW)	34.2 a 35.0 ups	12 a 20° C	0 a 500 m
Agua Tropical Superficial	ATS	33.0 a 34.0 ups	25 a 30°C	0 a 300 m
Agua de Transición	ATr	34.0 a 34.4 ups	~15 a 25°C	0 a 200 m
Agua Ecuatorial Subsuperficial	AESs	34.4 a 35 ups	8 a 15°C	200 a 500 m
Agua Intermedia del Pacífico	AIP	34.5 a 34.8 ups	4 a 9°C	400 a 1200 m
Agua Profunda del Pacífico	APP	34.5 a 34.7 ups	<4°C	>1200

El agua superficial propia de la Corriente de California es el Agua Subártica del Pacífico que en un principio lejano proviene de la Extensión de la Corriente de Kuroshio y Oyashio, junto con la Corriente del Pacífico Norte y el Forzamiento de Vientos del Oeste (Auaud *et al.* 2011), conserva características como baja temperatura, baja salinidad, alto oxígeno disuelto y altos fosfatos (Simpson *et al.* 1983) y se diferencian de dicha corriente que alcanza los 500 m de profundidad y la Corriente de California es más somera ~200 m y tiene una heterogeneidad en nutrientes: los cuales se elevan en las surgencias o los que durante su recorrido va perdiendo (Auaud *et al.*, 2011, Durazo y Baumgartner, 2002).

5.3 Climatología en el Pacífico Oriental y el SCC

En los meses de invierno y primavera los vientos dominantes son del noroeste, provenientes del anticiclón del Pacífico Nororiental y se caracterizan por ser vientos secos. (Mosiño, 1964).

El monzón mexicano explica la precipitación a lo largo de la costa del Pacífico durante los meses de verano; ya que los monzones son sistemas regionales comunes en la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), donde la interacción entre la masa continental y la oceánica es muy importante, haciendo que la circulación de los vientos sea distinta estacionalmente.

Durante el verano los vientos húmedos del monzón soplan del mar al continente y en dirección contraria durante el invierno, siendo vientos secos (Douglas *et al.*, 1993; Higgins *et al.*, 1999), en otras palabras: es resultado de la interacción entre la altiplanicie mexicana y el océano Pacífico (Krishnamurti, 1971).

La consecuencia más importante que puede tener la influencia de monzón Mexicano es que la fuente principal de humedad en los meses cálidos sea del océano Pacífico y no del Golfo de México (Emery y Hamilton, 1985).

El clima de la región sur del Sistema de la Corriente de California es determinado principalmente por: 1) la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), que es la zona de baja presión que circunda al planeta, en donde convergen cerca del ecuador los vientos alisios del sureste y noreste; 2) el centro de alta presión del Pacífico Norte localizado sobre la región nororiental; 3) el centro de baja presión del Desierto de Sonora, en el suroeste de Norteamérica; y 4) fenómenos de macroescala que influyan las condiciones habituales.

De ellos por su respectiva ubicación y migración estacional definen las condiciones del tiempo; tales como: los patrones de viento, la precipitación, la temperatura y la circulación oceánica (Cummins y Lagerloef, 2004), que a su vez repercute sobre los organismos que en sus aguas habitan, especialmente relacionado con la productividad primaria (García-Morales *et al.*, 2012, Pérez-Brunius *et al.*, 2007, Di Lorenzo, 2003, Higgins, *et al.*, 1999, Lavín *et al.*, 1997, Pérez-Cruz y Molina-Cruz, 1988, Peláez y McGowan, 1986).

En la tabla 3 se resumen las características del clima y su variación estacional que predominan en el SCC de acuerdo a: Gaxiola *et al.*, 2010, Cummins y Lagerloef, 2004, Parés-Sierra *et al.*, 1997, Trasviña *et al.*, 1999, Douglas *et al.*, 1993 y Badan-Dangon, *et al.*, 1989.

Tabla 3. Condiciones y características de la variación estacional del clima en el SCC (modificada de Hernández-Contreras, 2010).

Noviembre a marzo (Condiciones de invierno)	Junio a agosto (Condiciones de verano)
La ZCIT se ubica a ~0 y 3° N en esta región o cercana al ecuador.	La ZCIT se ubica a ~9 ó 10° N en esta región.
El centro de alta presión del Pacífico Norte (anticiclónico) se desplaza hacia el sur ~30° N.	El centro de alta presión del Pacífico Norte se desplaza hacia los ~40° N, alejándose de la costa.
El centro de baja presión se localiza en el Desierto de Sonora creando un gradiente barométrico, intensificando el viento del noroeste.	El centro de baja presión continental del Desierto de Sonora (ciclónico) hacia los 30 °N debilitando la fuerza de los vientos del noroeste.
Los vientos del noroeste se intensifican y recorren longitudinalmente la costa, a un flujo de 25 a 50 cm/s.	Los vientos provenientes del sureste, se desplazan a una velocidad de ~2 a 5 m/s.
Se propicia la mezcla de aguas superficial y el transporte de Ekman a lo largo de la costa de la península de Baja California y los EEUU.	Se presenta una marcada termoclina y condiciones oligotróficas, se debilita la Corriente de California.
El aire es frío y seco proveniente de la masa continental de Norteamérica.	El aire es cálido y húmedo proveniente de la zona marítima tropical y produce precipitación en la costa sureste.
Se generan condiciones frías y secas.	Se generan condiciones climáticas húmedas y cálidas.

El clima en la región sur del SCC y del Golfo de California presenta una fase de invierno de latitudes medias y en la porción sur resalta una fase de verano subtropical.

A grandes rasgos, durante el invierno el clima es frío y seco, porque el aire proviene de la masa continental de Norteamérica; en cambio durante el verano es cálido y húmedo porque el aire proviene de la zona marítima tropical (Badan-Dangon *et al.*, 1989, Higgins *et al.*, 1999, Pérez-Cruz y Molina-Cruz, 1988).

De noviembre a marzo, la ZCIT se encuentra en su posición más cercana al ecuador, aproximadamente de 0° a 3° de latitud N, el centro atmosférico anticiclónico del Pacífico nororiental concurre latitudinalmente con el centro atmosférico ciclónico del Desierto de Sonora, aproximándose a los ~30° N, creando un gradiente barométrico que ocasiona intensos vientos fríos del noroeste (Higgins *et al.*, 1999, Douglas *et al.*, 1993, Lynn y Simpson, 1987).

La ZCIT durante los meses de junio a agosto, se sitúa hacia los 9 ó 10° N y dominan los vientos alisios del sureste, simultáneamente el centro de baja presión ciclónico del desierto de Sonora migra hacia el norte del Golfo de California y el centro de alta presión subtropical se localiza a ~40° N, lo que provoca una intensificación de los vientos del sureste que fluyen a una velocidad de 5 m/s.

La intensificación de los vientos del sureste trae humedad a la costa sur de la Península de Baja California y la costa oriental y sur del Golfo de California donde inducen el transporte del ATS a su interior que por la baja velocidad de los vientos y las altas temperaturas del verano ocasionan estratificación de la columna de agua (Douglas *et al.*, 1993; Lavín *et al.*, 1997; Castro *et al.*, 2003); que ha sugerido se genera surgencias sobre la costa occidental del Pacífico (Molina-Cruz, 1984) pudiendo influir localmente en el sur del SCC.

5.4 Los fenómenos de macroescala climática y oceánica del Pacífico

La influencia espacial y temporal de los fenómenos de macroescala abarca miles de kilómetros, llegan a tener conexión con otras regiones a gran distancia sin estar directamente conectadas (a lo que se llama teleconexión) pudiendo perduran por meses a años o décadas y son muy importantes porque modulan la variabilidad de las condiciones oceánicas y climáticas globales, repercutiendo sobre lo que sucede una región en particular.

La salinidad es un importante parámetro oceánico conservativo y de muy ligera variación, la cual es susceptible sólo a cambios de gran magnitud que influyen sobre los factores que modifican su concentración (Thurman y Trujillo, 2004), más que a eventos pequeños y estocásticos.

Al considerar la salinidad como un componente dentro del sistema de acoplamiento atmósfera-océano se podría asociar su variabilidad frente a la influencia en las condiciones que un fenómeno de macroescala en una región oceánica en particular ocasiona (Guevara-Guillén, 2013, Guevara-Guillén *et al.*, 2015).

Para ello es importante conocer: ¿cuáles son los principales fenómenos de macroescala, cuáles son sus características, lo que sucede en los océanos, cuál es su influencia y qué los define?

La localización, extensión y el estado de desarrollo, de los fenómenos de macroescala, se puede determinar a través de índices, los cuáles se obtienen mediante la identificación de las anomalías que se conforman partiendo de alguna variable directa medible en las condiciones del mar o atmosféricas.

Dentro de dichas variables se encuentran la temperatura superficial del mar, los campos de viento, la presión atmosférica a nivel del mar, la profundidad en la capa de mezcla o de la termoclina y la altitud del mar.

En el Océano Pacífico los fenómenos de macroescala que ocurren son los siguientes: Oscilación Decadal del Pacífico, El Niño y La Niña, el Patrón del Pacífico Norte, la Oscilación del Sur y la Oscilación del Giro del Pacífico Norte (ESRL.NOAA, 2015).

Los indicadores de los principales fenómenos de macroescala que ocurren en el océano Pacífico y que posiblemente puedan llegar a tener mayor conexión con el SCC se enlistan en la tabla 4, que aparece a continuación, así como sus características, lo que les define y las referencias esenciales a ellos.

Tabla 4. Índices climáticos de los fenómenos de macroescala con posible influencia en la región de estudio tomado de la PSD, Climate Indices (ESRL.NOAA (2015)).

Fenómeno de Macroescala	Índice	Definición del Índice	Referencia Primarias	Caracterización
El Niño Oscilación del Sur (ENSO)	Niño 3.4	Anomalías promedio de TSM sobre (5° S-5° N, 170° O-120° O)	Trenberth, (1997) Deser <i>et al.</i> , (2010)	Utilizado por la NOAA para definir eventos EN/LN. Su forma deducida es cercana al primer componente principal del linealmente deducido campo global de las anomalías mensuales de TSM.
El Niño Oscilación del Sur (ENSO)	SOI Tahití-Darwin	La diferencia estandarizada de las anomalías estandarizadas de PNM promedio: Tahití restando Darwin	Trenberth, (1984)	Maximiza la relación señal-ruido de las combinaciones lineales de los registros Darwin/Tahití.
El Niño Oscilación del Sur (ENSO)	NOI	El NOI se obtiene de la diferencia de la presión media estandarizada entre el Pacífico Norte (35° N, 135° O) y Darwin, Australia.	Schwing <i>et al.</i> , (2002)	Es equivalente del SOI para el Pacífico Norte, y se extiende entre la región tropical y extra-tropical. Es debido a que el NOI está parcialmente basado en el NEP que proporciona información directa de los mecanismos por los cuales los eventos climáticos de escala global afectan el Pacífico Norte y América del Norte.
Patrón del Pacífico Norte-América (PNA)	PNA	$\frac{1}{4} \{Z(20^\circ \text{ N}, 160^\circ \text{ O}) - Z(45^\circ \text{ N}, 165^\circ \text{ O}) + Z(30^\circ \text{ N}, 85^\circ \text{ O})\}$, Z es la anomalía de altura geopotencial estandarizada a 500 hPa de la zona.	Wallace y Gutzler, (1981)	Relaciones causa efecto para el alto Norte utilizando anomalías de PNM promedio y Z500.
La Oscilación del Giro del Pacífico Norte	NPGO	Segundo modo dominante de la FEO/Componente principal de las anomalías de TSM y ASM en la región del Pacífico N (180-100°O y 25-62°N).	Di Lorenzo <i>et al.</i> , (2008)	Se utiliza el NPGO como principal indicador de la intensidad de las surgencias y el flujo de nutrientes y los posibles cambios ecológicos en la región del Sistema de la Corriente de California.

La Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) es el patrón de variabilidad multidecadal que muestra un ciclo (figura 4), que alterna una fase cálida y otra fría (ver en fig. 5 arriba), cuya oscilación puede durar de 10 a 40 años, en latitudes medias y altas (Mantua *et al.*, 1997) que a su vez regula la intensidad de las condiciones de ENSO (Mestas y Miller, 2006).

El índice de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) es definido como el principal componente en las anomalías anuales y mensuales de temperatura superficial del mar en el Pacífico Norte (por encima de los 20°N) (Mantua y Hare, 2002), teniendo cambios de fases negativas a fases positivas con un periodo de duración de aproximadamente de 20 a 30 años.

Por ejemplo durante el régimen negativo del PDO, la temperatura superficial del mar en la costa del Golfo de Alaska y la CC tiende a ser fría, durante el régimen positivo del PDO principalmente se vuelve cálida. Los cambios en el Centro de Baja Presión Aleutiana (BPA) también pueden estar asociados con un desplazamiento hacia el centro de vientos invernales, con cambios medios en la intensidad del viento junto a la costa norteamericana (Mantua *et al.*, 1997).

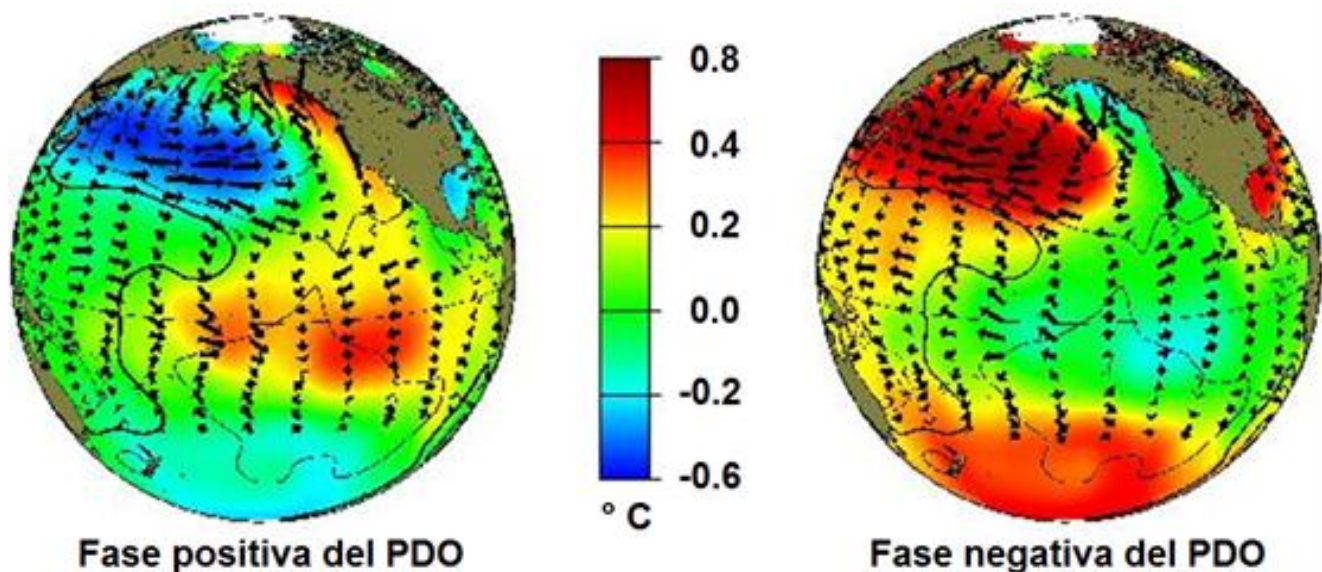


Figura 4. Fase positiva (izquierda) y fase negativa del PDO (derecha) (imagen modificada de Mantua *et al.*, 1997). Patrones típicos de las anomalías de TSM (colores), PNM (contornos) y estrés del viento en el nivel del mar (vectores).

La Oscilación del Giro del Pacífico Norte (NPGO) es un patrón climático que emerge del segundo modo de la aplicación de las Funciones Empíricas Ortogonales (FEOs) de la altura del nivel del mar, el cual tiene

una correlación positiva con fluctuaciones de largo plazo de salinidad, nutrientes y Clorofila-a (Cla-a) (Di Lorenzo *et al.*, 2008).

En la Corriente de California que cuando existe una intensificación del giro, este provoca un acarreo de agua de origen subártico (fría y rica en nutrientes) (ver en fig. 5) y una intensificación de surgencias costeras, que a su vez conducen a un mayor aporte de nutrientes y con ello un aumento de la concentración de Cla-a en el SCC (Bond *et al.*, 2003, Di Lorenzo *et al.*, 2008).

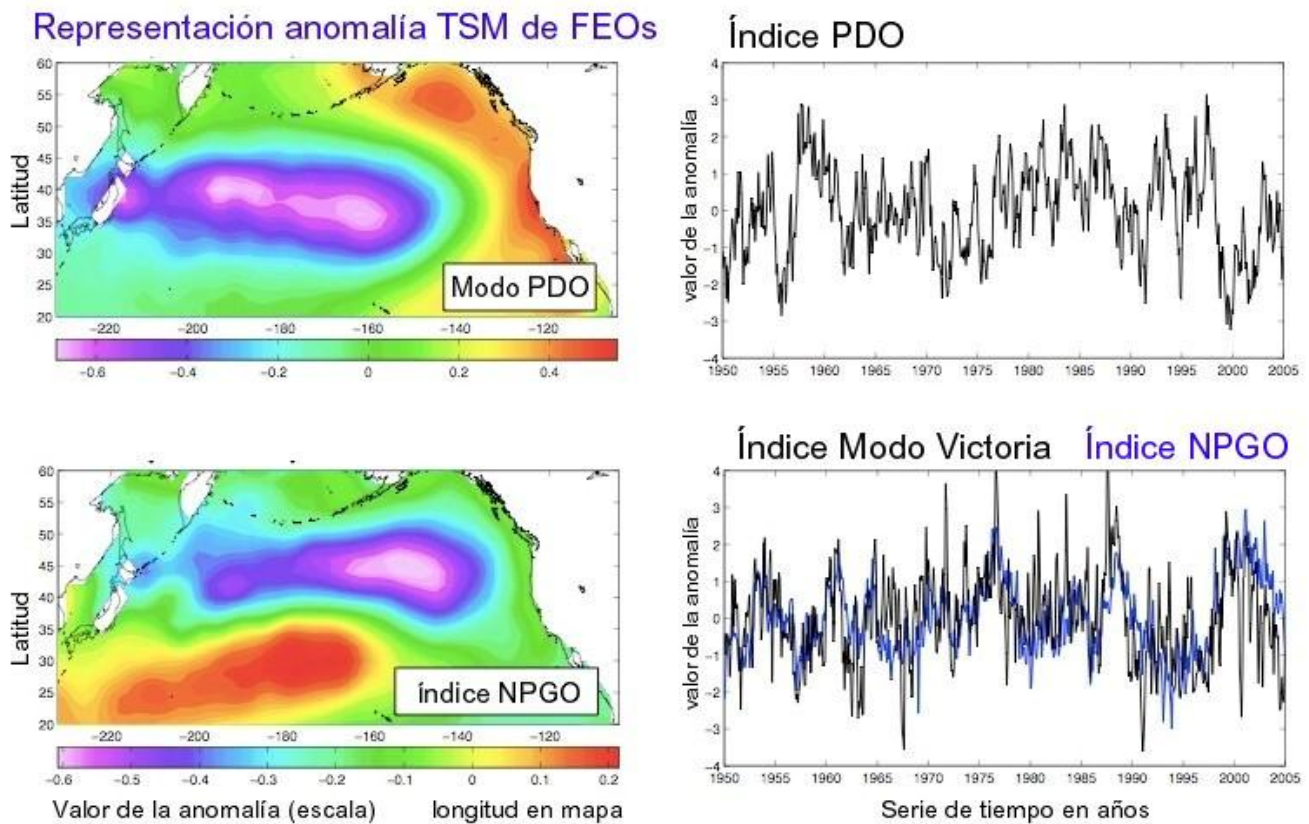


Figura 5. Anomalías de TSM (escala) para diferenciar el PDO (arriba) y NPGO (abajo) y serie de tiempo de anomalías de índices asociados a eventos de PDO y NPGO (modificado de Bond *et al.*, 2003, en Di Lorenzo *et al.*, 2008).

ENSO o ENOA (*El Niño Southern Oscillation* o *El Niño Oscilación Austral*), El Niño es un fenómeno de macroescala que se relaciona a variabilidad interanual de la oscilación del sistema océano-atmósfera del Pacífico tropical-subtropical con importantes repercusiones para todo el planeta (Trenberth, 1997), que ocurre de entre 4 y 7 años y se puede prolongar por cerca de 3 (Vouturiez, 2003).

En condiciones normales (ver en fig. 6 en a) los vientos alisios fluyen hacia el oeste a través del Pacífico tropical por lo que se apila agua cálida en el Pacífico occidental de tal manera que la superficie marina es aproximadamente medio metro más alta en Indonesia que en el Ecuador (Rasmusson y Carpenter, 1982).

La temperatura superficial marina es aproximadamente 6 °C más elevada en la costa occidental, en tanto que frente a Sudamérica las temperaturas son bajas debido a la surgencia de agua fría subsuperficial, rica en nutrientes por lo que sustenta una elevada productividad primaria (Klein et al., 1999, Rasmusson y Carpenter, 1982). La lluvia se concentra en la zona de evaporación que se forma sobre el Pacífico Central, en tanto que la costa suramericana permanece relativamente seca (Trenberth, 1997). Durante El Niño los vientos alisios se debilitan en el Pacífico occidental y central, lo que profundiza la termoclina en el Pacífico oriental y la eleva en el occidental (Wyrtsky, 1975).

Las observaciones en el meridiano 110° W, en la punta sur de la península de Baja California Sur, indican que durante el evento de 1982-1983, la isoterma de 17 °C se hundió hasta los 150 m de profundidad, lo que disminuyó la intensidad de la surgencia y suspendió el aporte del agua subsuperficial hacia la zona eufótica. Como resultado se elevó la temperatura superficial marina y hubo una disminución drástica en la productividad primaria (Pérez-Cruz y Molina-Cruz, 1988), lo que afectó de manera negativa a los niveles tróficos superiores de la cadena alimenticia y las pesquerías comerciales (García-Morales *et al.*, 2012).

El desplazamiento del agua cálida en dirección al oriente en el Pacífico hacia la costa sudamericana que ocurre durante El Niño (ver en fig. 6 en b) cambia la distribución de las lluvias, lo que da lugar a inundaciones en Perú y sequías en Indonesia y Australia, este desplazamiento ocasiona una importante fuente de calor hacia la atmósfera, que altera significativamente la circulación atmosférica global y el clima aún en regiones alejadas del Pacífico Tropical (Rasmusson, 1985).

Durante La Niña (ver en fig. 6 en c) en contraste a El Niño, la presión superficial es menor sobre el margen occidental del Pacífico Ecuatorial (en la región surasiática sobre Indonesia y el norte de Australia), hace se incrementa la lluvia sobre toda esa región porque las elevadas temperaturas de la superficie marina y las masas de aire que están sobre ella son cálidas y húmedas se elevan hacia las capas altas de la atmósfera, donde divergen y se desplazan horizontalmente (Barnston *et al.* 1997, Holton *et al.*, 1989).

Por el contrario, en la costa sudamericana, el agua es fría y la presión superficial tiende a ser más alta debido a la convergencia de los vientos provenientes del Pacífico occidental. El contraste entre la presión de las dos regiones favorece a los vientos alisios que fluyen en el Pacífico Sur de Este a Oeste y el arrastre de agua en esa misma dirección que forma una intensa surgencia (Guevara-Guillén, 2013, Deser *et al.*,

2010). Así mismo esa baja presión que se presenta durante la Niña hace que se registren condiciones más lluviosas de lo normal sobre el sureste de África y el norte de Brasil; ya que durante el fenómeno de La Niña ocurre la intensificación de las condiciones oceánicas y climáticas normales (Holton *et al.*, 1989) (Figura 5 a).

Al ser la presión sobre el Pacífico Central más alta que la usual, las condiciones a lo largo de la costa occidental de Sudamérica, la costa norte del Golfo de México y la región de las pampas en Sudamérica durante el invierno son secas (Montecinos *et al.*, 2000, Rasmusson, 1985).

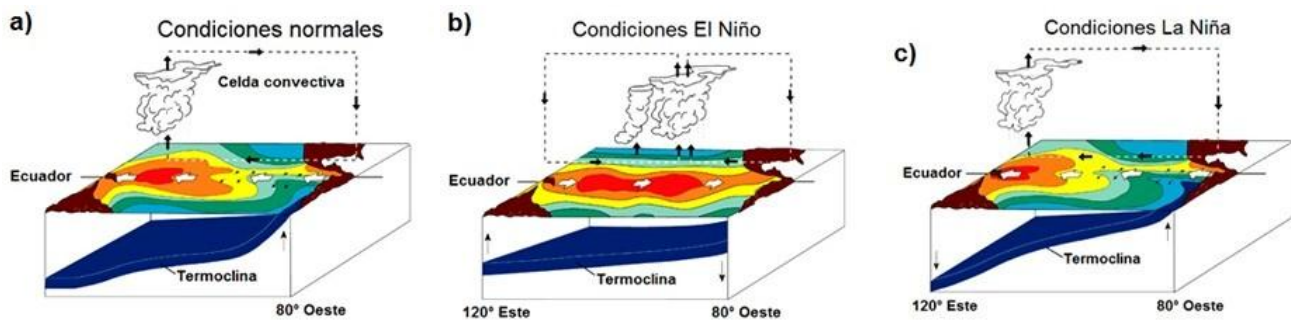


Figura 6. Representación de las condiciones oceánicas y climáticas en el Pacífico ecuatorial normales y las reinantes a) Bajo condiciones normales, b) en El Niño y c) durante La Niña. (Tomado de Voituriez, 2003).

Un evento La Niña puede durar entre uno y tres años, pero a diferencia de El Niño cuando se extiende, raramente se prolonga más de un año y trae consigo un impacto inverso en las pesquerías (Voituriez, 2003). La periodicidad de El Niño o La Niña es irregular y su intensidad varía de un evento a otro, por lo que se clasifican como “fuertes”, “moderados”, “débiles” o “muy débiles”, dependiendo de la amplitud de la anomalía en la temperatura superficial del mar (Quinn y Neal, 1992).

El Patrón del Pacífico Norte Americano (PNA) es caracterizado por cambios coincidentes en los niveles de presión del aire en la tropósfera media desde el Pacífico Central hasta el este de Norte América siendo más pronunciado durante los meses de invierno (Wallace y Gutzler, 1981).

Está asociado a un patrón de onda de Rossby y describe un cambio en el estado normal de temperatura superficial y el patrón de las precipitaciones a lo largo de los Estados Unidos (Leathers *et al.*, 1991).

El PNA envuelve cambios en la presión atmosférica entre el punto de baja presión Baja Aleutiana y el punto de alta presión en las Montañas Rocosas. Se presentan dos fases para el patrón del PNA:

La fase positiva (ver en fig. 7 en a) usualmente se relaciona a El Niño y la fase negativa (ver en fig. 7 en b) a La Niña, sin embargo existe una débil conexión entre los patrones del PNA y los ciclos del ENSO (Straus y Shukla, 2002). Durante la fase positiva del PNA, se intensifica la baja Aleutiana en el Golfo de Alaska y la alta presión en la cresta sobre las Montañas Rocosas. Esto es similar a la fase intensa de la Oscilación del

Atlántico Norte (NAO) y se incrementa el gradiente de presión entre estos dos centros de circulación atmosférica. Lo que provoca una intensificación de la velocidad del viento dirigiendo más tormentas al Pacífico Noroeste.

En la fase positiva del PNA aumenta la temperatura promedio en el oeste de Canadá y Estados Unidos, debido al aumento de la presión en la zona de las Montañas Rocosas (las zonas con alta presión superficial están acompañadas de aire en descenso y cielos despejados). Esta zona de alta presión también previene la formación de tormentas sobre las montañas que podrían proveer agua o nieve. Los vientos en el Pacífico son dirigidos hacia el norte debido a que la cordillera bloquea el paso normal del aire desde el oeste. Cuando esto sucede, el suroeste de los Estados Unidos algunas veces experimenta condiciones de sequía con decremento en las precipitaciones.

También durante la fase positiva del PNA son generados profundos canales de baja presión sobre el Océano Pacífico Norte y el sureste de los Estados Unidos. Estos canales ayudan a que el aire frío descienda en latitudes menores a la región del Norte, incrementando la actividad de las tormentas durante invierno en estas regiones. Provoca que baje la temperatura promedio a lo largo del centro-sur y sureste de Estados Unidos y aumente la precipitación. Los canales profundos de baja presión sobre el este de Estados Unidos alternan la corriente de chorro y desplaza las tormentas a latitudes menores (Leathers *et al.*, 1991, Renwick y Wallace, 1996).

La fase negativa del PNA (ver en fig. 7 en b) es esencialmente el opuesto de su fase positiva. La zona de las Montañas Rocosas muestra presiones menores a las normales las cuales provocan un enfriamiento del aire. El centro de baja presión Aleutiana se debilita, reduciendo el gradiente de presión entre ambos centros de circulación. Esto provoca menores temperaturas a lo largo del oeste de Estados Unidos y los vientos del Pacífico desplazan las tormentas al sur de esta región (Wallace y Gutzler, 1981).

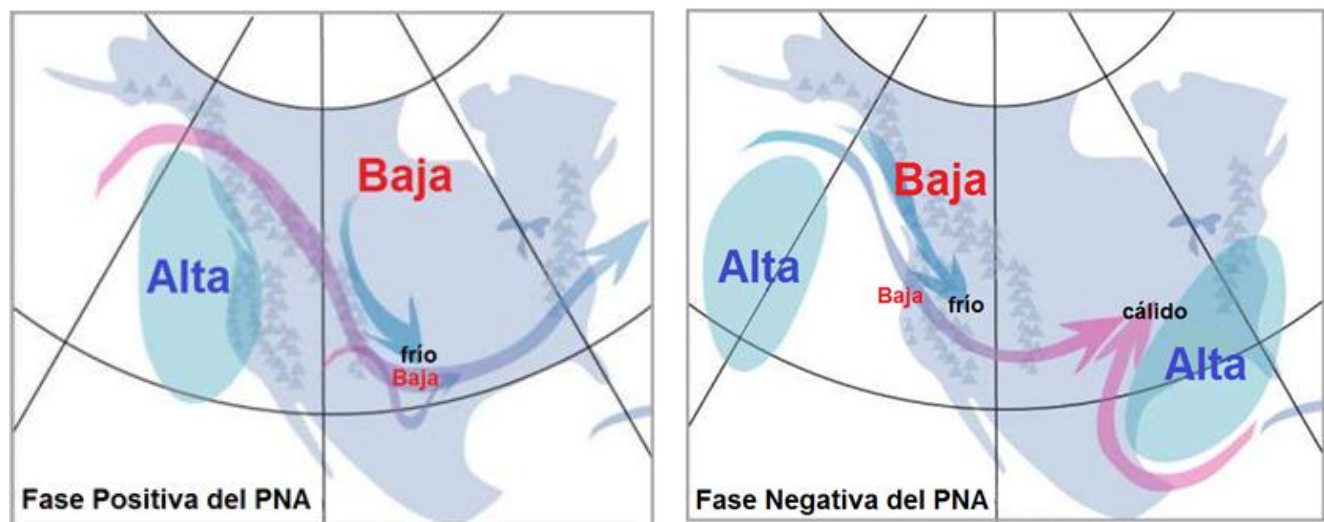


Figura 7. a) Fase positiva del patrón PNA y b) Fase negativa del patrón PNA (modificado de NACP, 2013).

6. METODOLOGÍA

6.1 Obtención y procesamiento de datos

Se recopiló información sobre sensores remotos de salinidad marina, para elegir el más conveniente para desarrollar el proyecto y cumplir el objetivo de detectar la variabilidad de la salinidad en el Sistema de la Corriente de California.

Se eligió Aquarius porque proporcionaba información de salinidad superficial libre y sin costo permitiendo acceder a datos calibrados (corregidos) originados del sensor satelital, en las páginas oficiales de la plataforma de la Misión Aquarius de la NASA (AQUARIUS.NASA, 2013) y de la Physical Oceanography Distributed Active Archive Center del Jet Propulsion Laboratory del California Institute of Technology/NASA (PODAAC, 2013).

Los datos se desplegaron a través del software Hyrax 1.8.2 adjunto al apartado de Live Data Access (LAS) y se realizó la descarga de los datos principalmente de la Physical Oceanography. Distributed Active Archive Center (PO.DAAC) (PO.DAAC, 2013) de Nivel 3 en la sección OPENADP, eligiendo el parámetro de salinidad del sensor Aquarius de datos (CAP) calibrados del sensor activo-pasivo por algoritmos (Yueh *et al.*, 2012 y 2014), de 1 grado de resolución espacial] y de resolución temporal mensual (THREDDS.JPL, 2014) que se descargaron en formato (.txt).

La región que delimita la zona de estudio para detectar la variabilidad de salinidad en el SCC, se encuentra entre 22 y 44° N y 110 y 135° Oeste, considerando la zona donde a través de los datos y mapas se esperaba hallar valores de salinidad de las masas de agua superficiales asociadas al Sistema de la Corriente de California.

Se transformaron los datos a formato (.xls) a través de Microsoft Excel 2007 y 2013 y ordenaron temporalmente en arreglos tipo matriz donde las columnas encabezaban la longitud y la primer columna en las filas la latitud y en su intersección el valor de salinidad o los datos nulos (costa o no lectura) cada hoja se conformó de 770 datos y el periodo de estudio abarcó 45 meses.

Para cumplir el primer objetivo del proyecto se filtró la información para descartar datos que quedaran fuera del área de análisis quedando así por cada mes sólo los datos útiles, formando así la base de datos para representar gráficamente la salinidad superficial en el área de estudio.

6.2 Área de estudio con Aquarius

Se delimitó una región de análisis que fue definida determinando la distancia a la costa norteamericana de aproximadamente 10 grados de distancia teniendo en cuenta la información previa de ubicación del SCC.

Se tomaron en cuenta los datos obtenidos de salinidad del sensor Aquarius a partir de la latitud 22° a 44° N, partiendo del primer dato válido registrado cercano a la costa, tomando 10 grados hacia fuera de la costa correspondientes a un valor por grado en cada mapa mensual, para estimar la variabilidad de la salinidad detectada con el sensor Aquarius en la porción del SCC.

De éstos datos se formaron 45 archivos, cada archivo se constituyó de 220 datos, correspondientes a cada mes, conformando posteriormente una serie de tiempo, para observar la variabilidad latitudinal y la variabilidad interanual en el área de estudio predefinida.

A partir de estos datos mensuales se calcularon los promedios de salinidad de toda la región de estudio para conocer el comportamiento mensual e interanual de la Corriente de California durante el periodo de estudio que corresponde de septiembre de 2011 a mayo de 2015.

En la figura 8 se resaltan sobre su superficie los puntos en los que se analizó y comparó la variabilidad de la salinidad y en que posteriormente se relacionó con los valores de los índices de los fenómenos de macroescala del Océano Pacífico.

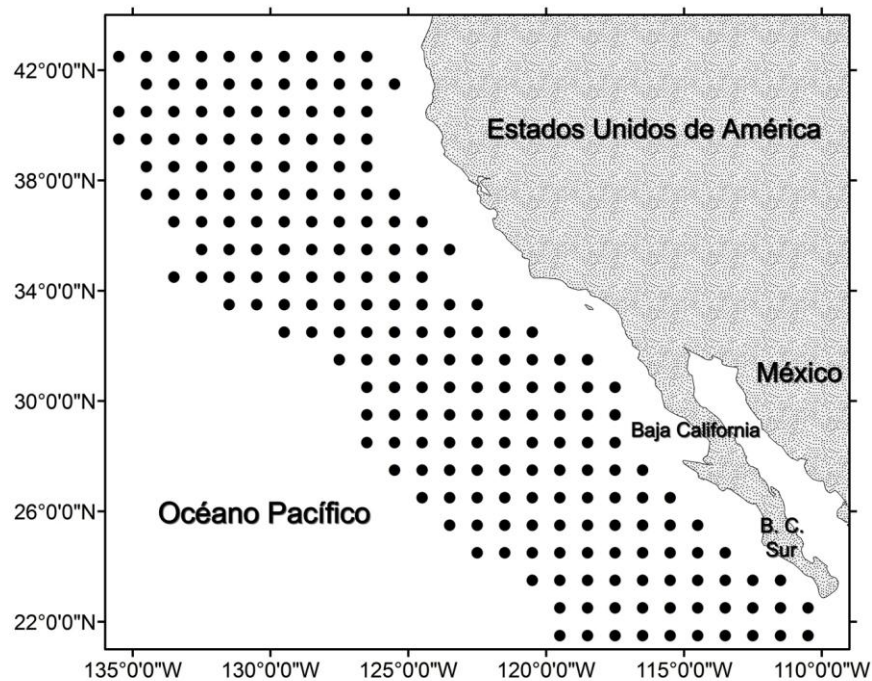


Figura 8. Área de estudio delimitada para el análisis de la salinidad por medio de Aquarius, en los puntos negros se representa la ubicación de las coordenadas consideradas para el análisis de la variabilidad en el Sistema de la Corriente de California y su comparación respecto a los fenómenos de macroescala.

6.3 Comparación de la variabilidad de la salinidad entre regiones del SCC

Se dividió el área de estudio (figura 8) en seis regiones diferentes bajo un criterio latitudinal y considerando el grado de influencia del SCC (ver en fig. 10).

De los datos del área de estudio realizó un análisis estadístico utilizando el programa Microsoft Office Excel 2007 para obtener promedios latitudinales, regionales, mensuales e interanuales de salinidad superficial.

Con la finalidad de cumplir el primer objetivo del proyecto se realizó la descripción de la variabilidad temporal, espacial e interanual de la salinidad resaltando los eventos cuando se observó de forma más clara.

Se utilizó el programa Statistica (Versión 7) para realizar una correlación de los valores de salinidad en las diferentes regiones del SCC de la serie de tiempo mensual de septiembre de 2011 a mayo de 2015 y los resultantes de la variabilidad interanual de 2012, 2013 y 2014 y las fracciones de 2011 y 2015 para encontrar el grado de semejanza espacial y temporal entre ellas.

De manera auxiliar a la salinidad se consideraron datos de TSM del sensor MODIS Aqua, de 1° de resolución espacial de la página de internet de la NASA Earth Observation (NEO.SCI, 2015), para definir con mayor claridad los meses considerados como cálidos o fríos dentro del sistema, se les aplicó para usarse exactamente el mismo procedimiento que a los datos de salinidad de descarga, depuración, arreglo y análisis (NEO.SCI, 2015).

6.4 Correlación de la variabilidad de salinidad en SCC respecto a los índices de macroescala

Se relacionó la variabilidad de la salinidad en el SCC a índices de los fenómenos de macroescala; para ello se descargaron valores mensuales de los índices, que corresponden a la cuantificación de los fenómenos de macroescala del océano y clima que mayor influencia en el Pacífico; de esos índices se eligieron los siguientes: El Niño 3.4, PDO, NOI, SOI, NPGO, PNA, en el periodo correspondiente a los meses de septiembre de 2011 a mayo de 2015 (ESRI.NOAA, 2015, O3D.ORG, 2015).

Se graficó la dinámica de la variación de la salinidad latitudinal (la que se realizó regionalizando el sistema) y tanto interanual como mensual y la de todo el SCC, que se comparó respecto a la variabilidad de los índices climáticos y oceánicos de los fenómenos de macroescala realizando una correlación de Pearson, para encontrar aquellos que mayor correlación tuvieron para la región de estudio en el Sistema de la Corriente de California y por cada subregión elegida.

Se estudió la variabilidad de los índices de los fenómenos de macroescala extendiendo la serie de datos previa y posterior respecto a los datos de salinidad y se volvió a calcular el coeficiente de correlación, para estimar los periodos de mayor relación de la variabilidad de la salinidad del SCC respecto a los índices, moviendo en el tiempo la variabilidad de la salinidad mediante un factor (que moviera automáticamente la serie) para ver la señal de salinidad con un retraso temporal que se ajustó para encontrar mayor correlación.

6.5 Transformación de los datos a imágenes para análisis espacial de la variabilidad

Se utilizaron los datos para representar en mapas el comportamiento y la distribución de la variabilidad de la salinidad superficial marina que se manifestó en el SCC.

Los datos se vectorizaron con Excel, de Office 2010, para quedar en un arreglo de columnas que representaran a los ejes: X: longitud, Y: latitud y Z: salinidad; y se exportaron a Esri ArcGis 9.3 para crear los mapas que describieran la variabilidad de la salinidad en el SCC, definiendo como límite 34 ups y se asignó un tipo de coordenadas geográficas a los datos para georeferirlos, para ello se eligió WGS1984.

Se utilizaron los datos para representar en mapas el comportamiento y la distribución de la variabilidad de la salinidad superficial marina que se manifestó en el SCC.

Se utilizó Golden Surfer 8.0 para graficar la variabilidad de salinidad latitudinalmente respecto al periodo de estudio.

Para junio de 2015 se anunció la avería del satélite Aquarius (UMAINE, 2015) y pensando en un futuro estudio se exploró la posibilidad de contar con información de salinidad marina por medio del satélite francés SMOS y de su sensor MIRAS.

La información del sensor de salinidad SMOS de CNES (Francia) permite descargar datos libres en formato [.nc] y se pueden desplegar por medio del software BEAM 4.11 y VISAT (SMOS.CNES, 2016).

El siguiente diagrama (figura 9) resume la metodología, describiendo a grandes rasgos el proceso que se llevó a cabo para el estudio de la variabilidad de la salinidad en el SCC.

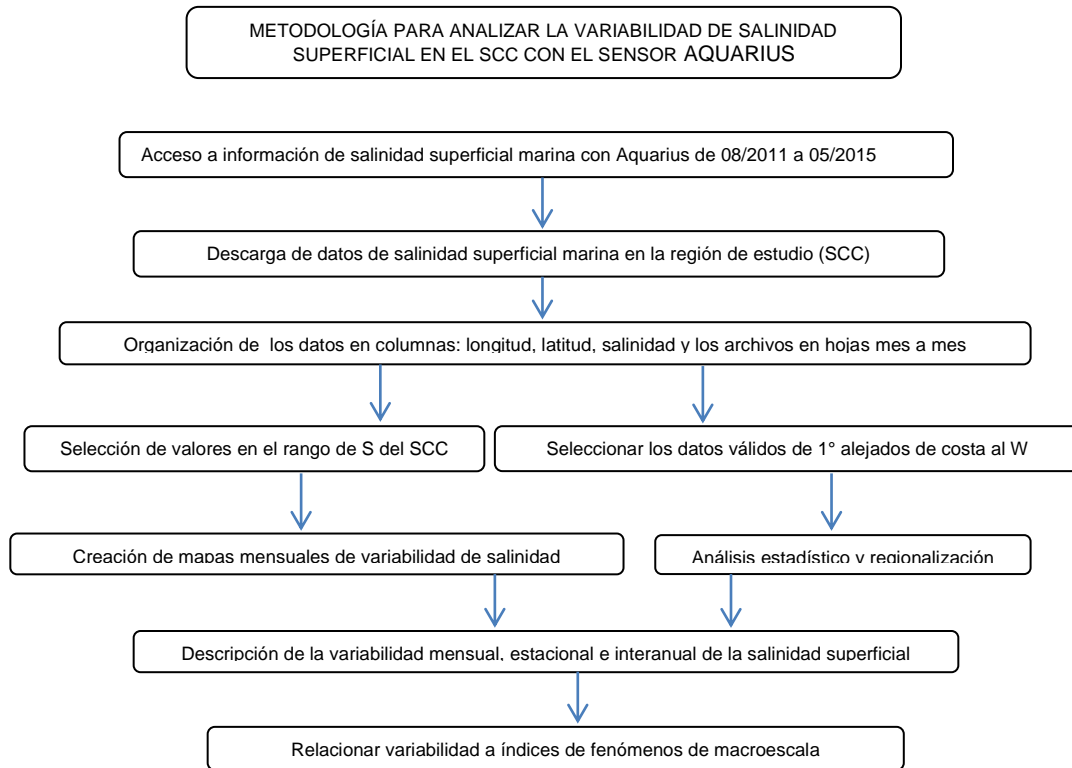


Figura 9. Diagrama de la metodología para analizar variabilidad SSM en el SCC.

6.6 Regionalización del Sistema de California.

El estudio estadístico de la salinidad superficial del SCC con Aquarius se realizó con los valores que conformaron la malla de datos en el análisis de la salinidad de 220 puntos (como se observa en la figura 8), con una separación de 1 grado geográfico (o 60 millas náuticas) entre ellos por cada mes de estudio que supera lo que cualquier esfuerzo de muestreo con buques y boyas había logrado hasta entonces.

Trabajar para el análisis estadístico con 10 grados mar adentro tuvo su sustento en tratar de ver la influencia sobre los parámetros de salinidad y temperatura (como auxiliar) del Sistema de la Corriente de California considerando observar el núcleo y límites de la corriente propia y que los datos fuesen poco sesgados o atenuados por los valores no propios del Sistema.

Para éste estudio se decidió separar en diferentes regiones considerando los límites de extensión y observaciones al SCC reportados por diferentes autores con la finalidad de en este trabajo observar: una

región de mayor influencia, una región media que considerara la región que es ajena a los mares de México y con influencia de condiciones templadas y la porción mexicana que engloba la región que tiene marcada influencia del Sistema de la Corriente de California y la región sur en que la influencia de otras condiciones limitan al Sistema, con el objetivo de entender con más claridad la distribución y la variación de la salinidad en el SCC, obsérvese la figura 10.

Las regiones en se dividió al SCC y su ubicación o alcance espacial se describen a continuación:

La región 1 del SCC: abarca de los 22°N a los 43°N, representa toda la extensión del área de estudio.

La región 2 del SCC: Abarca de los 25° a los 43°N, separa la región tropical de la templada.

La región 3 del SCC: abarca de los 32°N a los 43°N, utilizada como un control para determinar el grado de variabilidad con respecto a la región 4, ya que por latitud tiene más influencia fría.

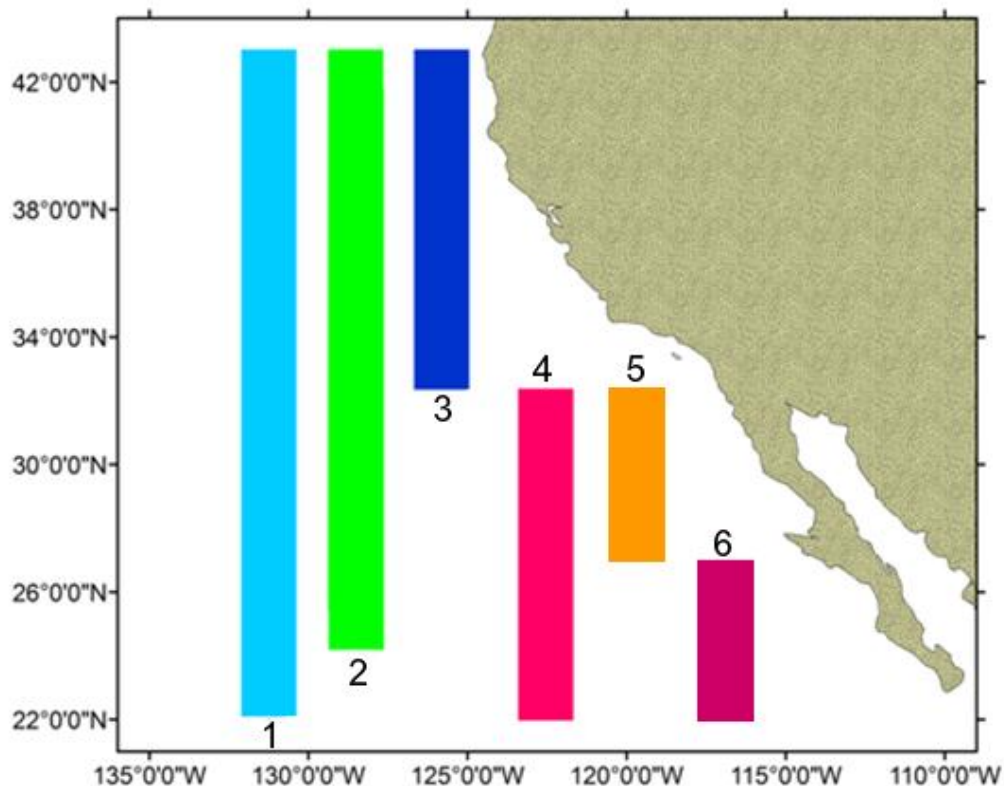


Figura 10. Regiones latitudinales en que se separó para su análisis el Sistema de la Corriente de California.

La región 4 del SCC: abarca de los 22 a los 32°N, delimita la porción mexicana del SCC y representa la región de mayor relevancia para caracterizar.

La región 5 del SCC: abarca de los 27 a los 32°N para describir la variabilidad de la salinidad en límite templado y las diferencias respecto a la porción.

La región 6 del SCC: abarca de los 22 a 27°N. Es la región que sugiere mayor variabilidad en al ser límite del SCC y tener influencia tropical, subtropical, templada y estacional.

7. RESULTADOS

7.1 Variabilidad mensual de la salinidad superficial en el SCC.

De la información de salinidad obtenida mediante el sensor Aquarius y datos de nivel 2 de la NASA y PODAAC se obtuvieron los siguientes resultados en cuanto a la variación de la salinidad en las diferentes regiones latitudinales en que se agrupó al Sistema de la Corriente de California, en el periodo de septiembre 2011 a mayo de 2015 (ver en fig. 11).

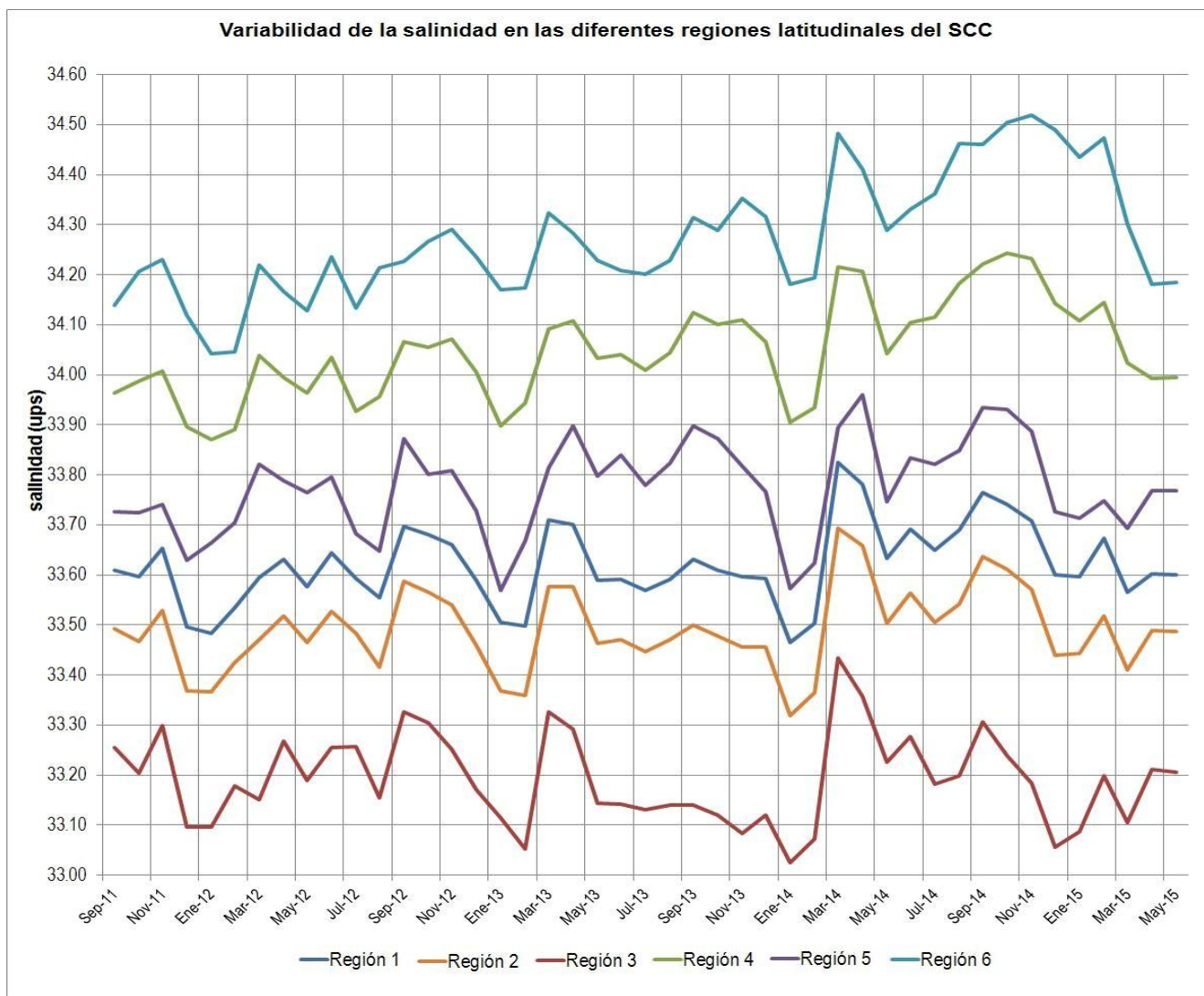


Figura 11. Serie de tiempo de la variabilidad entre regiones latitudinales de la salinidad superficial marina en las distintas regiones en que se separó al SCC.

Los resultados en la figura 11 muestran las 6 regiones en que se dividió el SCC y como fue la variación de la salinidad en esos diferentes bloques latitudinales y el rango de valores ocupados.

Las regiones con mayor parecido en condiciones de salinidad se asemejan en variación y en sus rangos.

7.2 Variabilidad estacional del SCC

Estacionalmente se observan (ver en fig. 11) dos etapas o fases diferentes, una la que ocurre durante 2011 y 2012 y otra que ocurre durante los años 2013, 2014 y 2015.

La fase de los años 2013 a 2015 tiene un comportamiento de la siguiente manera:

En la región de latitud mayor a 32°N, en los meses de diciembre a marzo de dichos años aproximadamente ocurre un incremento abrupto de la salinidad, seguido de un descenso paulatino el resto del año (de la primavera al otoño), cercano a igualar en variación al descenso que sucede durante el invierno aunque en un periodo mayor.

En cambio en las latitudes menores a 32°N ocurre un ligero descenso paulatino durante la primavera, seguido por un incremento de la salinidad durante el verano y parte del otoño, que en éstas latitudes supera al incremento que se produce durante el invierno.

La segunda fase se asemeja a la primera respecto a su descripción pero por su notoriedad en los años 2011 y 2012 aquí se describe por separado:

Durante el otoño para entrar al invierno se ocasiona un descenso muy marcado de salinidad y es en ésta fase en que es más notorio, porque de 2011 sólo se cuenta con un valor alto de salinidad durante septiembre seguido por ese descenso muy marcado y el 2012 parece que produjo un incremento de la salinidad que no fue tan rápido y abrupto como en 2013 y 2014.

7.3 Comportamiento de la variabilidad de la salinidad en las diferentes regiones del SCC.

Los rangos de salinidad promedio que caracterizan y el momento en que ocurre el máximo y el mínimo en cada una de las regiones del SCC es lo que se observa en la tabla 5.

Tabla 5. Regiones latitudinales elegidas para el estudio de la distribución de la salinidad en el SCC con sus valores máximos, mínimos y promedios anuales.

Región SCC	Región latitud	Fecha mínimo	Valor mínimo (ups)	Fecha máximo	Valor máximo (ups)	Rango	Promedio regional	Media 2011	Media 2012	Media 2013	Media 2014	Media 2015
1	22° a 43° N	ene-14	33.47	mar-14	33.89	0.42	33.62	33.59	33.6	33.6	33.67	33.63
2	25° a 43° N	ene-14	33.32	mar-14	33.69	0.37	33.49	33.46	33.49	33.47	33.53	33.48
3	32° a 43° N	ene-14	33.03	mar-14	33.43	0.40	33.19	33.21	33.22	33.15	33.21	33.16
4	22° a 32° N	ene-12	33.87	oct-14	34.24	0.37	34.05	33.97	33.99	34.05	34.13	34.13
5	27° a 32° N	enero 13/14	33.57	abr-14	33.96	0.39	33.78	33.71	33.76	33.8	33.82	33.73
6	22° a 27° N	ene-12	34.04	nov-14	34.52	0.48	34.28	34.18	34.18	34.26	34.39	34.45

7.4 Variación de la salinidad en las diferentes regiones del SCC respecto a la media.

El comparativo de valores de salinidad entre las diferentes regiones resalta el hecho de que a cada rango de latitudes en que se seccionó el SCC correspondió un rango de salinidad particular, aunque de diferente amplitud el rango de la variabilidad (ver en fig. 11).

Considerando un valor de 33.62 para toda la región que comprende el SCC se partió de allí para comparar la variabilidad respecto al resto de las regiones en que se dividió al sistema (figura 12).

Así como se observa en la fig. 12, el rango promedio de salinidad superficial en la región 3, con latitud de 32 a 43° N del SCC es cercano a 0.4 ups (~33.00 a 33.40 ups); en cambio el rango en la región 6 que va de los 22 a los 27° N es cercano a los 0.6 ups (de 34 a 34.6 ups), y así sucede en las diferentes regiones algunas más marcadas en ciertos periodos y otras más estables en el SCC.

En la figura 12 se observa que la variabilidad de la segunda región de más amplio rango latitudinal (región 2) presenta una muy ligera variación en sí misma.

Y en cambio al comparar la variabilidad de la salinidad en las regiones extremas que componen el SCC, se observa que la región más septentrional del SCC parece ser inversa con respecto a la más sureña que es la de Baja California Sur.

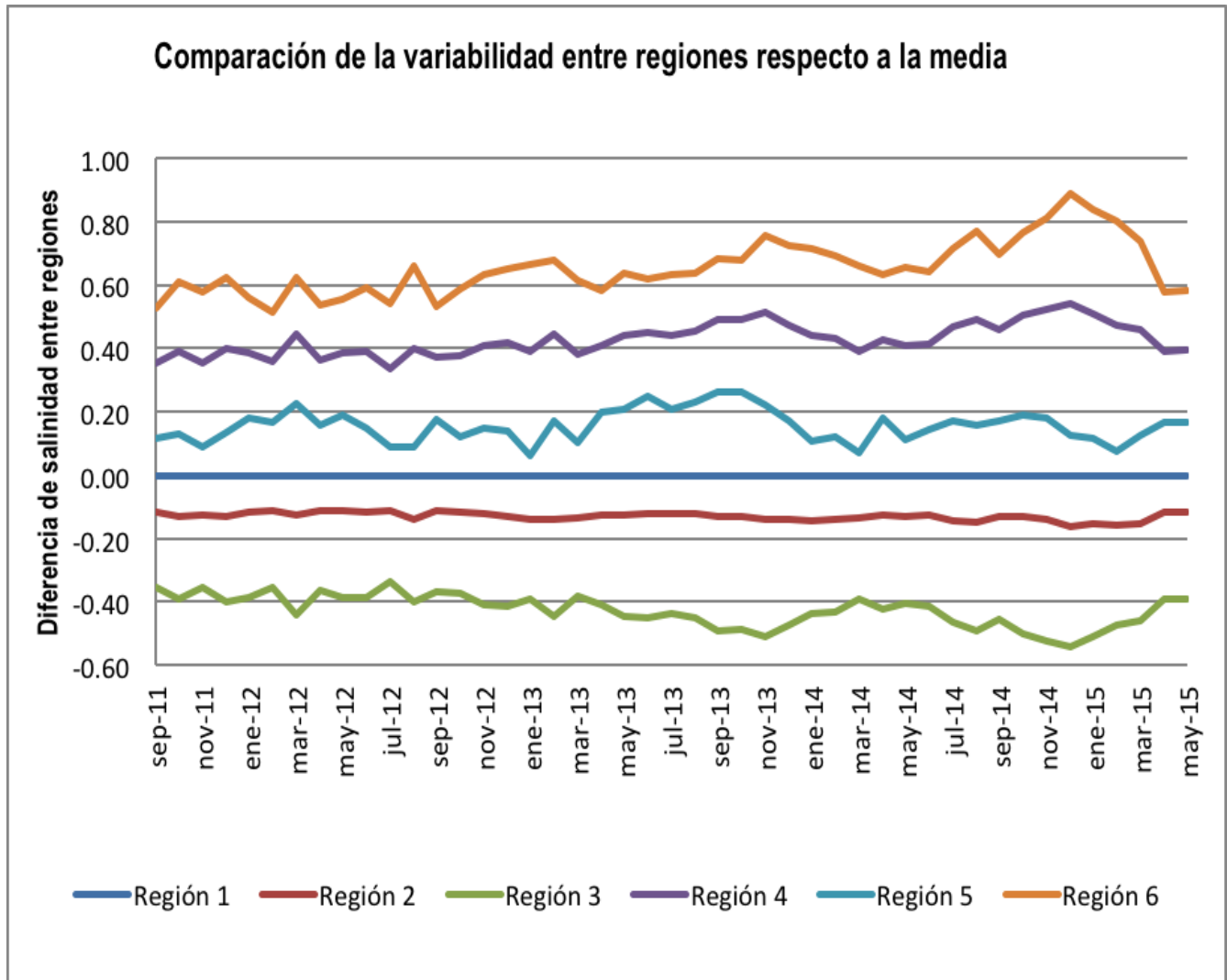


Figura 12. Variabilidad mensual de la salinidad en las distintas regiones del Sistema de la Corriente de California (SCC), respecto al promedio conjunto (línea azul, región 1).

Al observar latitudinalmente los valores captados de salinidad, su dinámica es usualmente similar, aunque se aprecia que ninguno de los tres años completos se comportó exactamente igual ni conservó valores similares.

7.5 Diferencia entre la variabilidad de la región de influencia subártica y la subtropical

Lo que se observa en la fig. 13 es la diferencia entre la región 3 y la seis durante el periodo de estudio en que resaltan febrero de 2012 y enero de 2015 como los meses en que hubo menor y mayor diferencia entre valores de la diferencia de salinidad respectivamente.

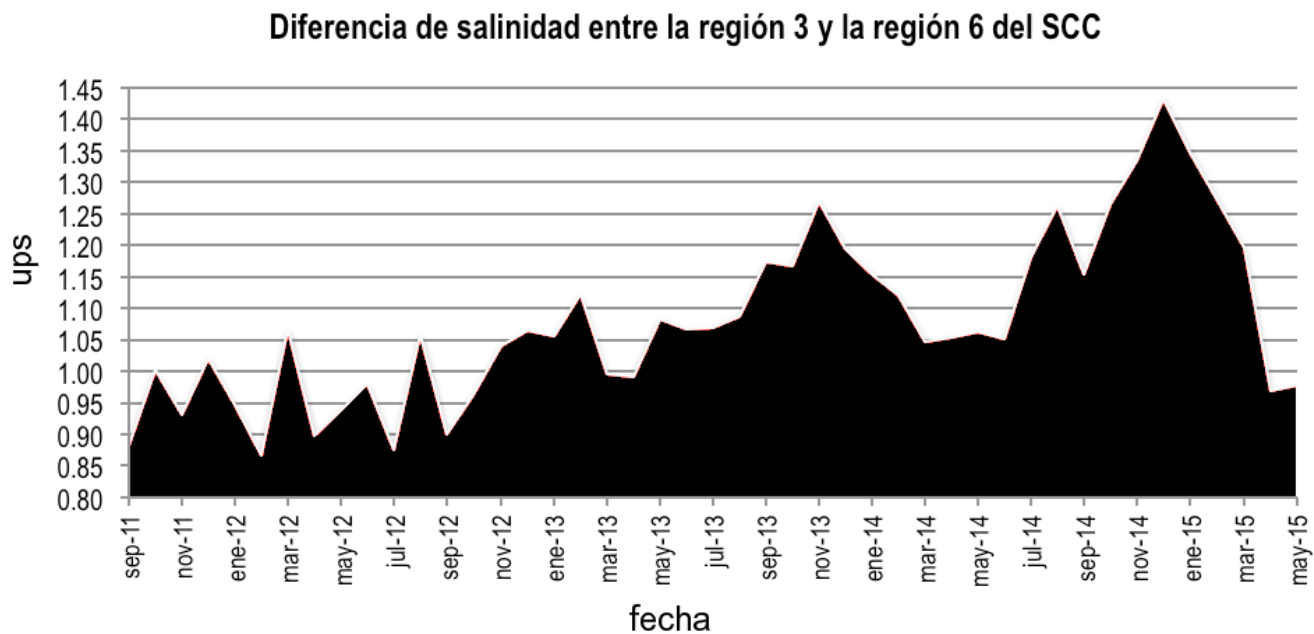


Figura 13. Magnitud de la variabilidad SSM entre la región norte del SCC respecto a la región 6 (de BCS la porción más austral de la misma) a lo largo de los meses que duró el estudio.

Entre febrero de 2012 y enero de 2015 se observa una diferencia cercana de salinidad de ~ 0.6 ups, lo que muestra un amplio contraste entre dichos años y a la vez manifiesta cómo la salinidad es sensible a la variación de las condiciones entre diferentes regiones del SCC, que así mismo manifiesta durante el periodo de estudio diferentes eventos de incremento y descenso de los valores promedio de SSM.

7.6 Variabilidad latitudinal de la salinidad

La manifestación de la salinidad de acuerdo al cambio en la latitud, en que cabe especificar que sólo 2012, 2013 y 2014 corresponden a años de muestreo completo latitud, como en la figura 14 se observa.

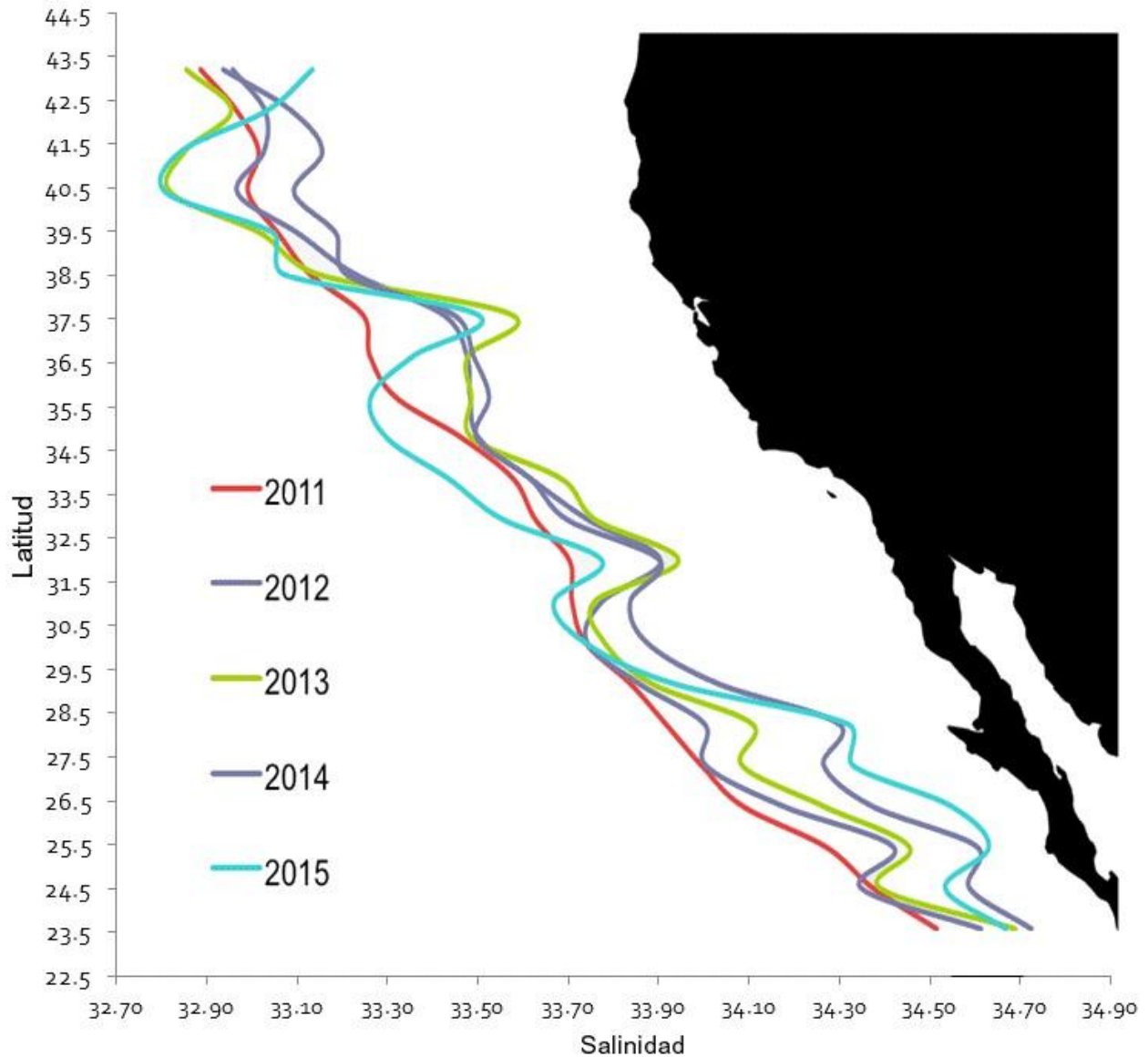


Figura 14. Comparación de la variabilidad latitudinal interanual en el SCC. La silueta de la costa es sólo para figurar lo que latitudinalmente ocurre y no en la longitud del sistema.

Considerando los resultados de la variación en el SCC, se diría que la distribución de la salinidad se encuentra regida latitudinalmente, siendo así que a mayor latitud es menos salina por las razones que causan un descenso de la salinidad y más salina en la porción sur.

Destaca en dicho mapa (ver fig. 14) las latitudes donde se puede observar que hay mayor oscilación y las latitudes en las que la salinidad en los diferentes años no varía mucho, además destacar que eso solo se cumple en los muestreos que abarcaron el año completo, mostrando que la variación estacional influye la variación a la que se inclinan los años parciales.

7.7 Variabilidad Interanual de la salinidad en el SCC

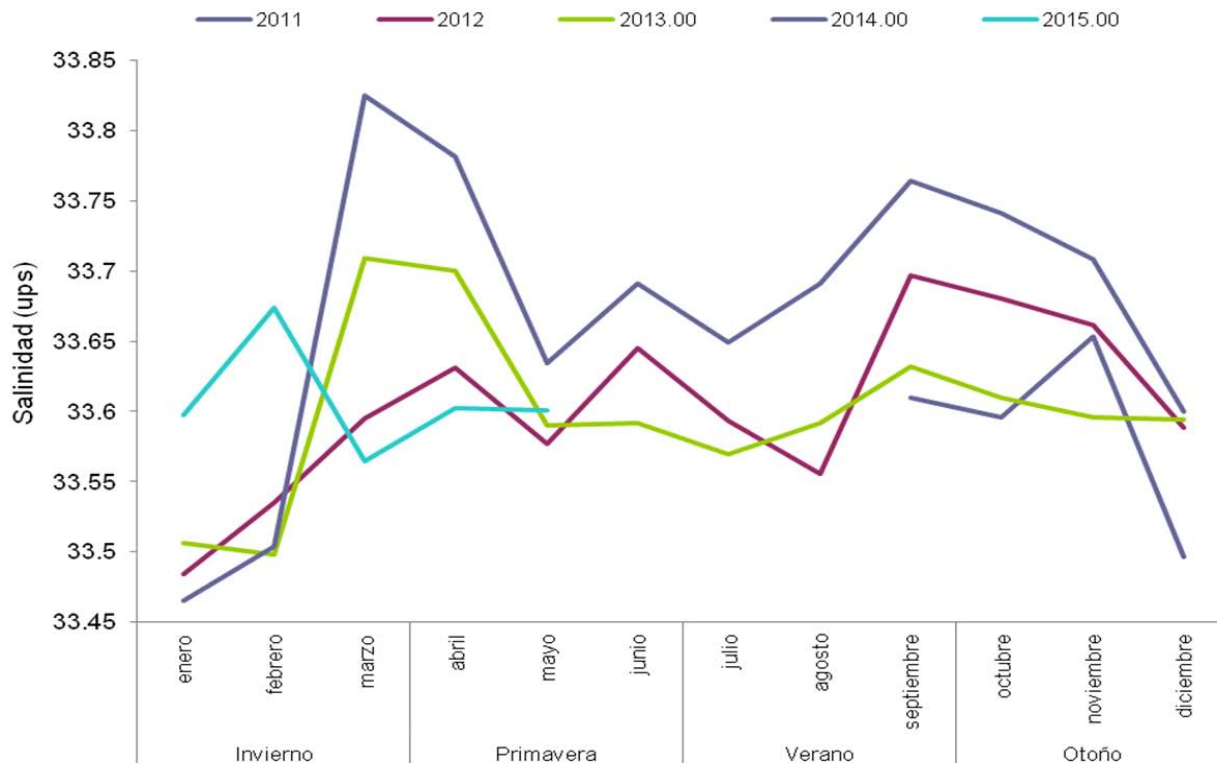


Figura 15. Esquematación de la variabilidad interanual de la salinidad superficial del SCC en el periodo de estudio para los diferentes años y subdivido en la manifestación estacional y mensual que se tiene de la información.

La variabilidad interanual de la salinidad, que se observa en la fig. 15, indica que entre los diferentes años de estudio, como en el pie de la gráfica se asevera, no corresponde a todos los años de manera total y por ello se observa una diferencia muy notoria entre la tendencia o similitud de oscilaciones latitudinales de salinidad que corresponden a los años de observación completos respecto a los que tienen los años 2011 y 2015 que corresponden a una fracción del año, de los cuales destaca que son menos salinos.

7.8 Variación de la salinidad latitudinal respecto al tiempo en el SCC

El arreglo a apolíneas de la fig. 16 resalta la expresión de la salinidad tanto latitudinal como en el tiempo en el SCC, hecho mediante el programa Surfer 8.0 y muestra como su oscilación sí es muy distinta año con año y mes a mes durante el periodo de estudio y resalta que hasta finales de 2014 e inicios de 2015 se seguía una tendencia hacia el incremento de la salinidad al sur de 32°N.

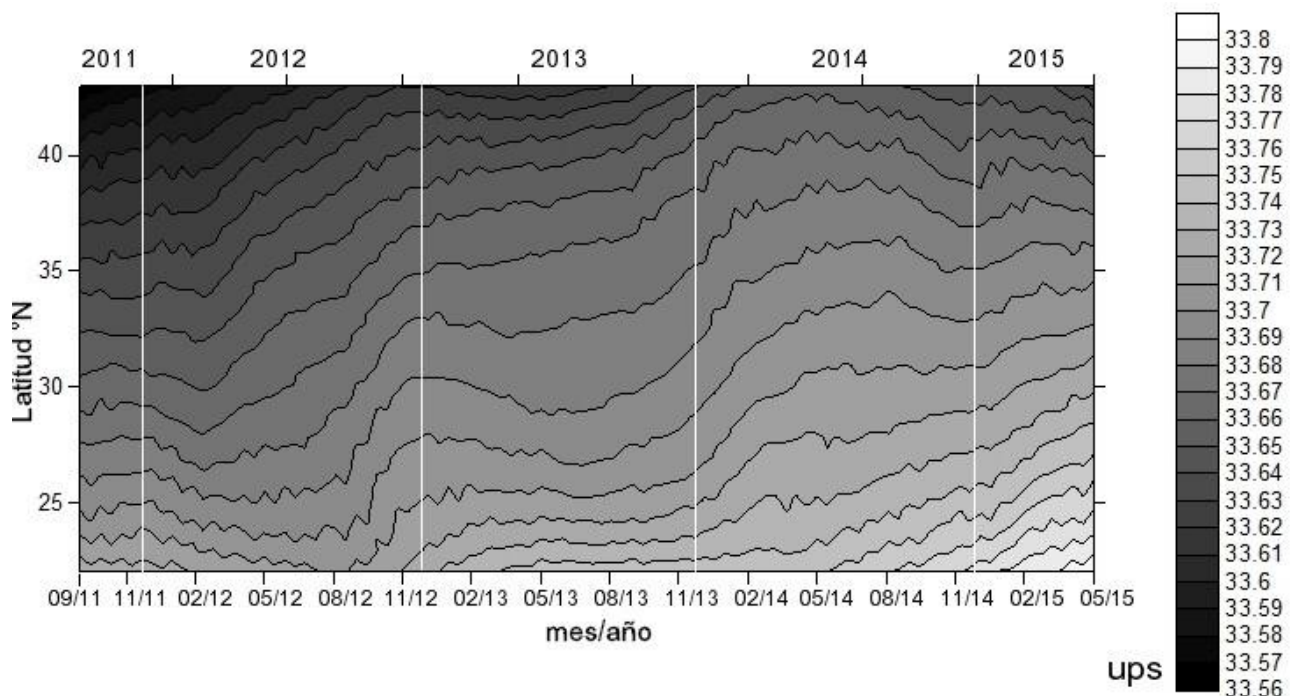


Figura 16. Comportamiento latitudinal de la salinidad respecto a tiempo, creada con Surfer 8.0 en modo de average range, las líneas blancas representan lo que año con año se manifestó.

7.9 Relación de los índices de fenómenos de macroescala y salinidad del SCC

Al aplicarse una correlación de Pearson a la variabilidad de la salinidad obtenida mediante Aquarius se obtuvieron dos tablas de valores de correlación (tablas 6 y 7) a partir de la comparación de los índices del océano y clima con los de salinidad vista en forma anual o a manera de serie de tiempo mensual, en la zona de estudio.

Los índices oceánicos y atmosféricos que se consideraron para tratar de correlacionar la salinidad superficial marina en el Sistema de la Corriente de California fueron los siguientes: Niño 3.4 (El Niño región 3+4 del Pacífico), PDO (la Oscilación Decadal del Pacífico u ODP), NOI (Índice Oceánico de El Niño), PNA (índice Pacífico Norte América), SOI (índice de Oscilación Austral o del Sur) y NPGO (Oscilación del Giro del Pacífico Norte).

Resultaron las siguientes observaciones en correlación directa, es decir; sin retrasar la señal de salinidad: los índices PDO, NOI Y PNA no se relacionan en este periodo a la variabilidad interanual de la salinidad en el SCC.

El índice de El Niño 3.4 se correlaciona a la variabilidad de salinidad en el SCC en la región 2 en un 66% y en las regiones más australes del sistema se correlaciona en 55% de la variabilidad de salinidad interanual así en el global del SCC y entre índices del clima y océano muestra mayor correlación con el PNA en un 52% y como tendencia que sigue el comportamiento de la salinidad destaca con NPGO.

Con base en las correlaciones para la variación de salinidad superficial interanual de 2011 a 2015, el índice Oceánico de El Niño (NOI) se asocia mejor a las condiciones generales de la dinámica de la salinidad en el Sistema de la Corriente de California, especialmente en la región con influencia Tropical (región 6) y en cambio el índice que explica la variabilidad en la región 2 es ligeramente más asociada al índice de El Niño.3.4.

El índice NOI muestra una correlación de 66% con el de PDO y de 65% con SOI, pero éste índice es el que mejor se relaciona de manera directa con la variabilidad de la salinidad en el Sistema de la Corriente de California en la región 4, con el cuál se correlaciona hasta el 78%, para el SCC en la zona de estudio explica el 70%, para las latitudes mayores de 25°N el 67% y en la región 3 únicamente el 58%.

Antes de octubre de 2013 el índice la NPGO indicaba una tendencia positiva, que oscilaba cerca de valores neutros a elevarse y que en contraparte la salinidad se mantuvo debajo o cercano a valores de 34.3 ups y cuando el índice tuvo un cambio abrupto a valores de anomalía negativa, la salinidad se fue arriba de valores mayores a 34.3 ups.

Tabla 6. Correlación de los índices de macroescala con la salinidad interanual de las distintas regiones de estudio.

CICLO ANUAL	PROMEDIO	DESV. STD.	NIÑO 3.4	PDO	NOI	PNA	SOI	Regiones del SCC					
								1	2	3	4	5	6
NIÑO 3.4	27.00	0.57	1.00	0.13	-0.30	-0.52	0.11	0.55	-0.05	0.66	0.37	0.37	0.55
PDO	-0.13	0.48	0.13	1.00	0.66	-0.31	0.42	-0.13	-0.25	-0.01	-0.26	-0.26	-0.13
NOI	0.92	1.59	-0.30	0.66	1.00	-0.03	0.65	-0.70	-0.67	-0.58	-0.78	-0.78	-0.70
PNA	-0.21	0.37	-0.52	-0.31	-0.03	1.00	-0.51	-0.33	-0.14	-0.35	-0.28	-0.28	-0.33
SOI	0.35	0.30	0.11	0.42	0.65	-0.51	1.00	-0.25	-0.39	-0.18	-0.34	-0.34	-0.26
Región 1	33.62	0.06	0.55	-0.13	-0.70	-0.33	-0.25	1.00	0.72	0.97	0.95	0.95	1.00
Región 2	34.28	0.05	-0.05	-0.25	-0.67	-0.14	-0.39	0.72	1.00	0.55	0.88	0.88	0.72
Región 3	33.20	0.07	0.66	-0.01	-0.58	-0.35	-0.18	0.97	0.55	1.00	0.85	0.85	0.97
Región 4	34.05	0.06	0.37	-0.26	-0.78	-0.28	-0.34	0.95	0.88	0.85	1.00	1.00	0.95
Región 5	34.05	0.06	0.37	-0.26	-0.78	-0.28	-0.34	0.95	0.88	0.85	1.00	1.00	0.95
Región 6	33.62	0.06	0.55	-0.13	-0.70	-0.33	-0.26	1.00	0.72	0.97	0.95	0.95	1.00

Tabla 7. Correlación de índices oceánicos atmosféricos con la variabilidad de salinidad en las distintas regiones en que se fraccionó el SCC, en la serie de tiempo mensual.

	NOI	PDO	PNA	SOI	NIÑO 3.4	NPGO	Región 1	Región 2	Región 3	Región 4	Región 5	Región 6
NOI	1.00	-0.38	-0.14	0.47	-0.27	0.21	-0.45	-0.41	-0.22	-0.53	-0.42	-0.51
PDO	-0.38	1.00	0.20	-0.50	0.42	-0.46	0.29	0.16	-0.07	0.52	0.19	0.62
PNA	-0.14	0.20	1.00	-0.16	-0.21	-0.05	0.01	-0.06	-0.18	0.12	0.02	0.10
SOI	0.47	-0.50	-0.16	1.00	-0.31	0.40	-0.22	-0.16	-0.03	-0.34	-0.13	-0.39
NIÑO 3.4	-0.27	0.42	-0.21	-0.31	1.00	0.00	0.39	0.44	0.40	0.33	0.39	0.25
NPGO	0.21	-0.46	-0.05	0.40	0.00	1.00	-0.12	0.00	0.11	-0.26	0.00	-0.34
Región 1	-0.45	0.29	0.01	-0.22	0.39	-0.12	1.00	0.96	0.78	0.82	0.79	0.71
Región 2	-0.41	0.16	-0.06	-0.16	0.44	0.00	0.96	1.00	0.88	0.69	0.80	0.55
Región 3	-0.22	-0.07	-0.18	-0.03	0.40	0.11	0.78	0.88	1.00	0.33	0.52	0.21
Región 4	-0.53	0.52	0.12	-0.34	0.33	-0.26	0.82	0.69	0.33	1.00	0.81	0.95
Región 5	-0.42	0.19	0.02	-0.13	0.39	0.00	0.79	0.80	0.52	0.81	1.00	0.61
Región 6	-0.51	0.62	0.10	-0.39	0.25	-0.34	0.71	0.55	0.21	0.95	0.61	1.00

Al observar lo que las correlaciones (tablas 6 y 7) mostraron respecto a la variabilidad de la salinidad en el SCC, se tomó en cuenta las regiones o los periodos en que mayor correlación existió y se comparó gráficamente para corroborar lo que estadísticamente se indicaba. Así el primer ejemplo a observar (ver en fig. 17) es la comparativa del patrón de comportamiento de la variabilidad de la salinidad superficial marina en la región 6 (de la Baja California Sur) respecto a su media global contra los valores de la anomalía o los valores del índice de la PDO.



Figura 17. Comparación del índice de la Oscilación Decadal del Pacífico (ODP ó PDO) con salinidad durante el intervalo de estudio en las latitudes de BCS.

De acuerdo al valor que arroja el programa Statistica en relación al índice de la ODP con la región 6 del SCC (de 22 a 27°N) indica una correlación significativa de ~77% (ó 0.766 de coeficiente de correlación en el análisis paramétrico).

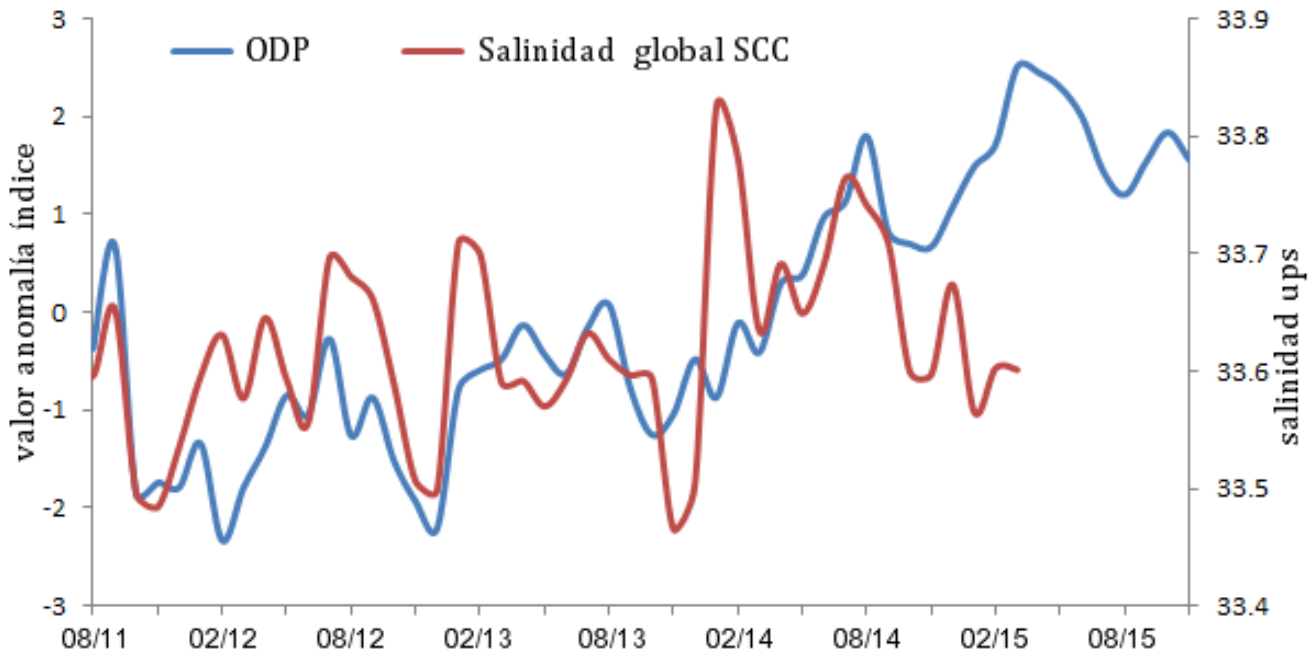


Figura 18. Señal del fenómeno de la Oscilación Decadal del Pacífico en relación de la variabilidad de la salinidad con un retraso en la señal de cuatro meses.

Y mostrando una correlación del índice de la ODP respecto a los valores globales de salinidad en el SCC con un retraso de su señal respecto a la salinidad del SCC (ver en fig. 18) nos muestra una oscilación que se asemeja más a la variabilidad de la salinidad, indicando que la señal de éste índice se manifiesta tardíamente en el SCC.

El índice de la Oscilación del Giro del Pacífico Norte (NPGO) respecto a la región 6 del SCC muestra una relación inversa en la tendencia de los datos (ver en fig. 19), en los que al ir ascendiendo la salinidad, tiende a disminuir el valor de la anomalía del índice, por lo que al dar un valor a la correlación sorprendió que sólo muestra un coeficiente de correlación no mayor a 0.40 y únicamente se incrementa un poco (a 0.42) en la región 5 del SCC, aunque se observa menos notoria la relación inversa en la variabilidad una respecto a otra, por lo que en la figura 17 se muestra la región 6.

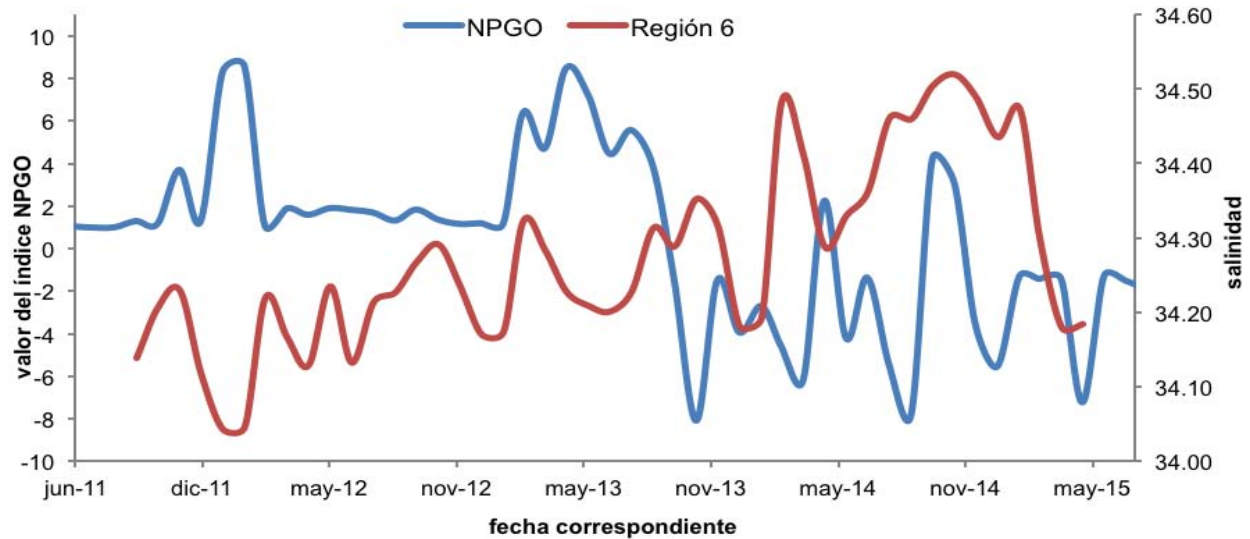


Figura 19. Comparación del índice de la Oscilación del Giro del Pacífico Norte (NPGO) respecto a la salinidad durante el intervalo de estudio previo y posterior en la región 6 del SCC (BCS).

Se observan periodos dónde es inversamente proporcional su cambio y resalta un cambio abrupto en el 2013.

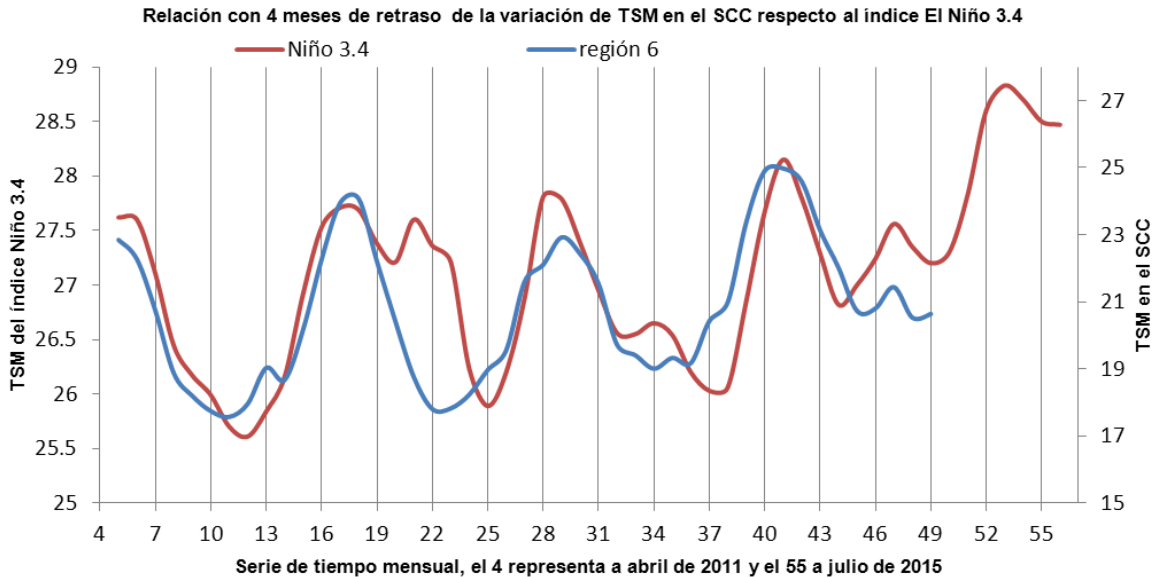


Figura 20. Señal del fenómeno de El Niño 3.4 en relación de la variabilidad de la temperatura de la región 6 del SCC con un retraso en la señal de cuatro meses.

En cuanto a la corroboración de que el SCC tiene conexión a los fenómenos de macroescala que ocurren en el Océano Pacífico, se utilizó la temperatura superficial del mar para comparar la variabilidad de las condiciones en el SCC respecto a los indicadores de El Niño también en TSM (figura 20) y se hayó esta

correlación que puede llegar con un valor cercano a 90% cuando se comparó con retraso en la señal de 4 meses como ya con el índice de la ODP también se había observado.

7.10 Contorno del área de mínima y máxima expansión de la variación del SCC

En la figura 21 se observa el límite espacial de la salinidad, que a través de los datos de Aquarius y su resolución espacial de 1° se puede esbozar; para delimitarla se utilizaron valores límites de salinidad de entre 33.8 y 34 ups, así en este mapa se plasmaron únicamente los datos con estos valores, separando los valores más al norte y más al sur para delimitar la extensión máxima y mínima que el SCC abarcó.

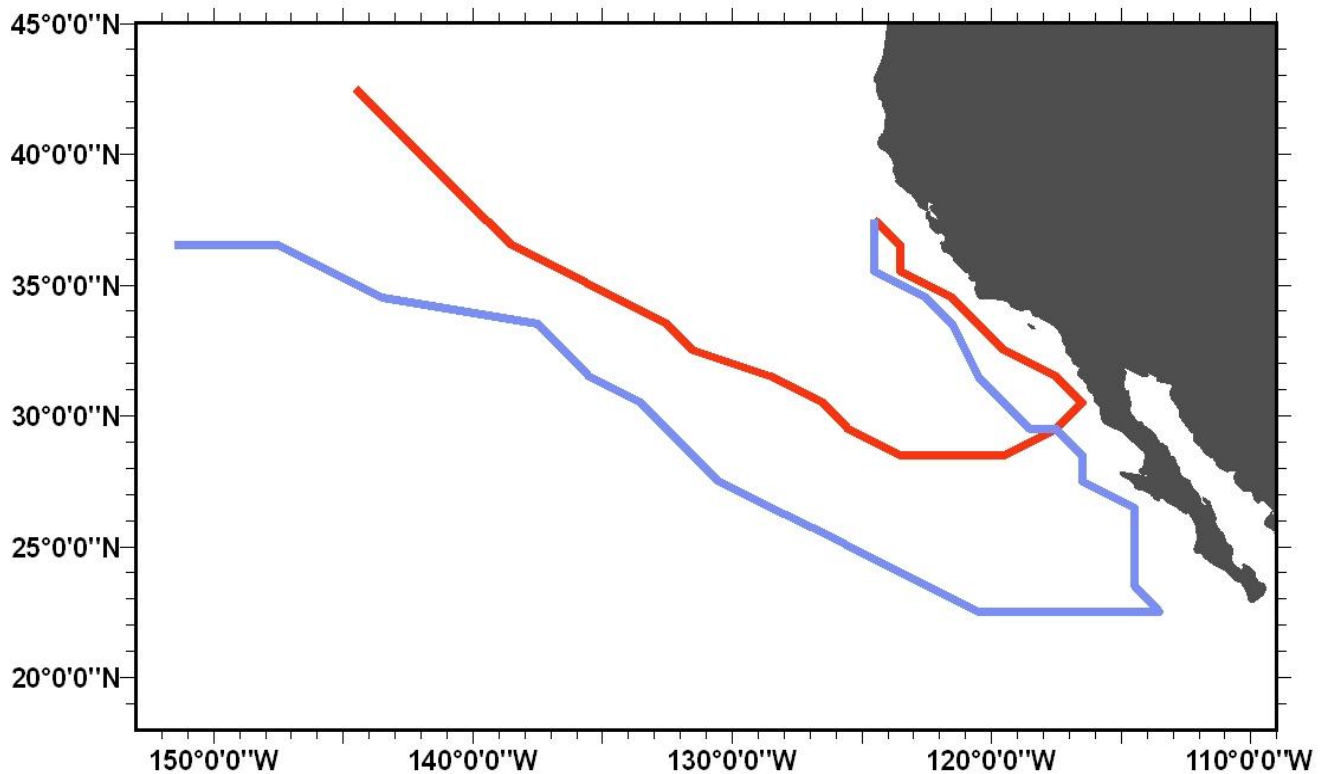


Figura 21. Contorno de la extensión mínima del SCC representada como una línea roja, que ocurrió considerando los meses más cálidos y la extensión máxima representada como una línea azul, que ocurrió durante los meses más fríos considerando el límite superior de los valores de salinidad superficial del ASA (33.9 ups).

La oscilación del SCC bajo el influjo estacional y mensual muestra que en las costas próximas a la península de Baja California es donde alcanza su mayor diferencia a través de los datos, mostrando un cambio marcado de unos 7 grados en su máxima extensión y hablamos de unos 7 grados en su máxima intrusión (o entre 5 y 6 para definir lo que es dentro del sistema) que de otra manera expresado podría ser el máximo alcance de las aguas tropicales y subtropicales, siendo cuando mayor influencia pueden tener dentro del sistema.

Al oeste de los 138° de longitud y arriba de los 33° Norte resalta que es donde se observa en la porción Norte mayor variabilidad de salinidad, pero no cercana a las costas ni tan relacionada tal cuál al SCC donde siempre es más fría y menos salina, observando así el gradiente termohalino que en el SCC ocurre y separa de la influencia del giro del Pacífico Central (Lynn y Simpson, 1987).

7.11 Relación entre la oscilación de la salinidad y la temperatura en el SCC.

Los valores de salinidad que se encuentran entre 33 y 34 ups y de 33.8 a 34 ups fueron considerados los valores límites para el SCC, por lo que los diferentes autores consultados parecen coincidir, aunque resaltando que esta frontera al sur aplica a la porción sur del SCC y que a través de nuestros mapas (Anexo 1) se pueden observar, pero en los mapas que conforman la figura 22 se toman en cuenta dichos valores para delimitar tanto al Sur como al Oeste el SCC.

Aquí también se tomaron en cuenta los valores de la temperatura de MODIS Aqua a un grado de resolución espacial para asociar la distribución y la migración de sus límites ($8 < 21$ °C) en el SCC que se hizo a través de mapas por medio de ArcGIS (Anexo 2).

Así se puede observar a través del traslape mensual de los datos que mostraron esos valores: la región de influencia al sur y al norte durante el periodo de estudio en un mes en particular.

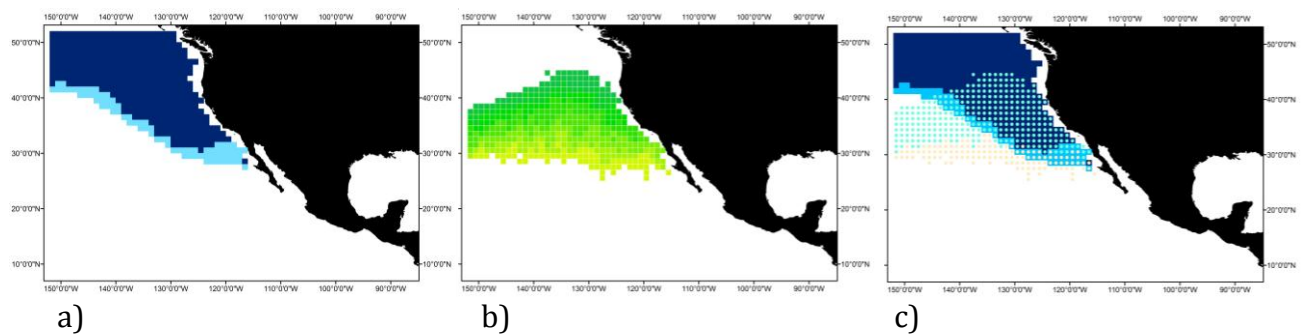


Figura 22. Contorno del SCC considerando las coordenadas en que los datos se encuentran en los límites de (a) salinidad y (b) temperatura considerados para el SCC, en febrero de 2015 y c) la unión de ambos parámetros.

Se observa en la fig. 22 que la temperatura (b) dentro de los rangos del SCC, considerando el ASA como la masa de agua que define la Corriente de California y los valores del rango de salinidad (a) al conjuntarse (c) definen el área que ocupan y su traslape lo que corresponde al ASA.

8. DISCUSIÓN

8.1 Respecto a la variabilidad mensual de la salinidad en las regiones del SCC

Al observar lo que latitudinalmente sucede, se puede sugerir que existe una dinámica compleja a lo largo del SCC donde se alternan latitudes en las cuales la salinidad se incrementa ya sea de forma discreta o muy notoria y otras donde tiene descensos con intensidades semejantes, lo que probablemente sea producto de la circulación, efecto del viento sobre el movimiento de las aguas superficiales y sub-superficiales que interactúan (Castro *et al.*, 2003, Douglas *et al.*, 1993); es decir de la presencia de giros y frentes en el transcurso latitudinal del SCC, que permiten que aflore agua más fría y salina o por el contrario que apilen más agua con características menos salinas y más cálidas o de masas de agua adyacentes que interactúen con las propias del sistema (Chekley y Barth, 2009).

De lo que se observa en la fig. 11, es que la mínima de salinidad es 33 ups y la máxima es 34.5 ups y que la señal de la salinidad a cambios latitudinales llega a tener un ligero desfase en su intensidad, que siempre es congruente respecto a las otras regiones, lo que pone de manifiesto que la dinámica del flujo de las masas de agua en el Sistema de la Corriente de California responde al mismo eje generador de cambios de salinidad.

Destaca sobre todo que pareció retardarse y extenderse hasta mediados de la primavera en las latitudes de $>32^{\circ}\text{N}$ y que pareció cortarse muy rápido en latitudes menores, como si la influencia de ese cambio al no ser tan rápido y fuerte hubiese sido amortiguado en latitudes más bajas.

La oscilación de verano y otoño parece ser menos conspicua y más breve, lo que parece ocasionar que durante el verano no se incremente tanto la salinidad y por ello observar que en las latitudes más altas el descenso de salinidad comenzara justo hasta después del final del verano, no siendo transicional y con bemoles desde la primavera, lo cual resalta en el 2012.

Se refleja que la salinidad es un parámetro dinámico en lo temporal porque ningún año se manifiesta igual y aunque es pequeña la variación no deja de ser notable, lo cual ya indica algo muy interesante que rompe lo que *a priori* se creó, sobre que es un parámetro que difícilmente varía, manifestando que es clara aun siendo poco marcada su oscilación.

8.2 Sobre el comportamiento y distribución espacial de la salinidad a través de los datos

La variación mensual del SCC en su componente espacial basado en limitar su extensión y rangos de salinidad es que a longitudes más al oeste su máxima oscilación espacial (por retracción o expansión), no es mayor a dos o tres grados de latitud y en cambio a longitudes menos alejadas de la costa y ubicadas a latitudes menores: la oscilación es mayor alcanzando unos 5 o 6 grados de oscilación y muy gradual, lo que coincide con los resultados observados en el trabajo de Lynn y Simpson, 1987, o lo que gráficamente Bárbara Hickey en 1979 mostraba en su trabajo del SCC.

Lo que podría sugerir (al observar la fig. 16) que la mezcla de masas de agua en esa región hace que ese incremento de salinidad gradual sea producto de la dilución del agua más salada tropical o subtropical con el agua fría y menos salina del Agua Subártica, pero sucede que en los meses de primavera en que las condiciones prevaecientes son secas y no hay precipitación tan marcada.

De la evolución de la salinidad respecto al tiempo y latitudinalmente parece indicar que la salinidad está más ligada a la influencia de aguas más saladas sureñas, como lo son el agua tropical y subtropical superficial aunque simultáneamente se observa que hacia los 35°N pierde fuerza la influencia de esas condiciones y se remarca o hasta allí tiene fuerza la condición intrínseca de baja salinidad y las condiciones frías que distinguen al SCC (Gaxiola *et al.*, 2010).

Con lo que se puede pensar que funciona como amortiguador pese a que se presente e influya un fenómeno de macroescala como el Niño, que se reportó tomó fuerza para el 2015 siendo quizás en el SCC su baja salinidad y sus aguas provenientes del Norte-noroeste un mecanismo de resiliencia del SCC lo que sería un hecho muy importante a resaltar producto de este trabajo.

Simultáneamente la salinidad a altas latitudes tiene un descenso muy marcado y parece estar confinada cerca de la costa norteamericana donde se explicaría por precipitación y derretimiento de hielos por acción del incremento de temperatura debido a la estación (Higgins *et al.*, 1999) y que se mostraría más marcado cuando fuese el verano.

Si lo antes expresado fuese una causa, entonces lo que sucedería en los meses de invierno sería un ligero incremento de la salinidad en esa región, pero la variación en las diferentes regiones se debe a su interacción con las masa de agua adyacentes (Robinson, 2016) y a su comportamiento e influencia estacional y que Hickey, (1979) refuerza con su relación a la influencia de los vientos (Cummins y

Lagerloef, 2004), lo cual se adapta bien a lo observado en este trabajo en las regiones denominadas: 3, 5 y 6 (ver figs. 11, 12, 14 y 16).

La condición casi permanente del SCC es descender hasta las costas mexicanas y hacia los 27° de latitud Norte se separa de la península de Baja California y dependiendo de la estación del año se desplaza a latitudes más al sur o se mantiene en su núcleo cercana a esas latitudes.

Los trabajos de Hickey, 1979 y Dodimead *et al.*, 1963 suponen que en el SCC al sur de los 30° de latitud corresponde a una zona de transición entre las masas de agua superficiales Subártica y las aguas subtropicales que se aglomeran al oeste en el gran giro del Pacífico Central, lo que es acorde en alcance, comportamiento y grueso de la Corriente de California.

El paulatino descenso de la salinidad desde su origen sobre los 40 grados (fig. 14) que se desplaza estacionalmente y en que se retrae o extiende esa transición de las aguas (fig. 16) ocurriendo una dilución desde el núcleo de la corriente que ya cuando se encuentra con el Agua Tropical Superficial sucede que los valores de salinidad que poseía por el efecto de la mezcla (o contacto) hasta allí se conserven o que debido a la latitud y las condiciones climáticas, evitan o limitan la propagación más al norte de las aguas que provienen de la región ecuatorial considerando que esto ocurre bajo condiciones normales (habituales).

Bajo este criterio de la conjugación de las condiciones climáticas y la estacionalidad acopladas o interconectadas se explicaría lo que se observa a latitudes templadas y medias, en las que la extensión e influencia espacial del SCC parece casi permanente en extensión, pero no así en los rangos de salinidad en que se observa (fig. 11) que hacia la entrada de la primavera los valores descienden en todo el sistema y que entrando el otoño es cuando incrementa un poco los valores de salinidad aunque la extensión del sistema lo que predomina es una mayor influencia de las condiciones del tiempo secas y frías lo que hace que en extensión el SCC alcance su mayor extensión e intromisión al sur (ver fig. 21).

En cambio una observación aún no concluyente es que probablemente, por lo que a través de las imágenes de distribución espacial de la salinidad obtenidas del sensor Aquarius la respuesta a condiciones influidas por fenómenos de macroescala puede darse en épocas diferidas del momento en que comienza un fenómeno o que la influencia oceánica permanece aún si el fenómeno como tal ya no es evidente bajo su índice, lo que podría hacer pensar que la salinidad pudiese actuar como un índice tal cuál al mantener una memoria de los fenómenos que influyeron a las condiciones del presente aun cuando ellas ya no estén presentes, como se ha observado en estudios de diferente índole en relación a índices del clima y

condiciones oceánicas, semejante a lo que Straus y Shukla, (2002) y Schwing *et al.*, (2002) sugerían cuando propusieron nuevos índices climáticos o como Hickey, (1979) en que las relaciones que sugiere abren la puerta a posteriores investigaciones para refutar o probar las cuestiones que ella sugiere.

Resalta mucho que la oscilación (ver en fig. 15) que se presenta en los 5 meses que representan a 2015 se asemeja mucho a la que muestran los años completos, lo que puede sugerir que el patrón de comportamiento de un año completo se define durante los primeros meses del año y el descenso de salinidad a grandes rasgos es definido por los meses en que predominan las condiciones de otoño e invierno en el SCC.

8.3 Distribución y extensión mensual de la salinidad en el Pacífico Central Oriental

Al observar con atención los mapas de salinidad del SCC creados a partir de datos del sensor Aquarius (ver el anexo 1) para entender mejor el movimiento mensual que en el parámetro de salinidad presenta el Sistema de la Corriente de California y cómo es encerrado por la influencia de otros procesos o condiciones y a su vez cómo la época del año también rige que oscilación en salinidad ha de presentar.

La variación mensual del SCC en su componente espacial basado en limitar su extensión considerando sus rangos de salinidad mostró qué: a longitudes más al oeste su máxima retracción o expansión no es mayor a dos o tres grados de latitud y en cambio a meridianos menos alejados de la costa y ubicadas a latitudes menores la oscilación es mayor alcanzando unos 5 o 6 grados de oscilación (fig. 21) y muy gradual, lo que podría sugerir que la mezcla de masas de agua en esa región hace que ese incremento en salinidad gradual sea producto de la dilución del agua salada tropical o subtropical con el agua fría y menos salada del Agua Subártica.

Por otra parte sucede que en los meses de primavera en que las condiciones prevalecientes son secas y no hay precipitación tan marcada, simultáneamente ocasiona que la salinidad a altas latitudes presente un descenso muy marcado y estar confinada cerca de la costa norteamericana lo que en esa región se explicaría por altas tasas de precipitación y el derretimiento de hielos por acción del incremento de temperatura debido a la estación y que se mostraría más marcado cuando entrase el verano y si esto fuese una causa entonces lo que sucedería en esa región en los meses de invierno sería un ligero incremento de la salinidad, pero que al tratarse de una prevales cencia o dominancia de condiciones frías en lugar de incrementarse sobre todo el sistema la salinidad, lo que se expande o predomina es una baja salinidad en toda la zona de influencia del sistema, que parece siempre conservar con su ligera variación su extensión.

La variación espacial de la salinidad en el SCC respecto a su mayor extensión resalta la forma alargada hacia el sureste que toma la Corriente de California a través del periodo de estudio mostrando aún bajo la resolución de los datos de Aquarius un comportamiento, extensión y valores semejantes a los que Lynn y Simpson, (1987) ocurridos entre 1950 y 1978 de datos procedentes de cruceros del Programa CalCoFi donde describen tres regiones que denominadas: Central California, Southern California y Baja California.

Lynn y Simpson, (1987) concluyeron que el SCC corresponde a tres dominios; uno costero que es influido por Ekman, que sube agua subsuperficial más halina y genera surgencias; el de transición en la zona de Baja California y el oceánico en el que la circulación superficial es dominada por los procesos dinámicos y el núcleo del SCC conserva valores bajos de salinidad y su dirección por el flujo geostrofico, delimitado y bordeado por la zona de transición y en la profundidad controlado por los procesos termodinámicos (Simpson *et al.*, 1984).

Esa denominación que hicieron (Lynn y Simpson, 1987) está en la misma región latitudinal dentro de la regionalización del SCC que en este trabajo se propuso y utilizó. donde resalta la similitud entre las observaciones al estado actual del SCC, además que ellos también observaron que en la región de Baja California sucede que la salinidad muestra valores más altos, con una mayor extensión y mayor variación de la salinidad por ser paulatino el cambio y es limitado al oeste por un marcado gradiente de salinidad mayor a 34.0 ups que retiene o encapsula a la masa de agua propia del SCC (ASA) y su vez concuerda con lo que en otros estudios, como Lynn y Simpson, 1984, Hickey, 1979 planteaban basados en el análisis de la interpolación de sus muestras.

Así en la figura 21 se observa el esbozo del contorno del SCC, como se pudo reconstruir considerando los valores límite de salinidad del ASA para los meses más fríos entre 2011 y el 2015, representado la extensión máxima que alcanzó el SCC y la mínima que alcanzó en los meses más cálidos del periodo para dar idea de la oscilación máxima y mínima que puede alcanzar el sistema y con la huella durante este periodo de fenómenos de macroescala como El Niño (2015) y La Niña (2011).

Robinson (2016), al explicar por qué se observaron aguas cálidas superficiales en la costa oeste de Baja California, mediante el análisis de datos de temperatura superficial del mar, índices climáticos (MEI y SOI), velocidad del viento y presión del mar por sensores remotos, sugiere que se debe a la ocurrencia de vientos costeros débiles que no intensificaron las surgencias (Durazo y Baumgartner, 2002), por lo que no afloraron aguas frías y ocasionó que las aguas se atraparan y fuesen cálidas a nivel local, sin estar ligada, ni

tener conexión a un fenómeno de macroescala y posteriormente sugiere un segundo escenario en el cuál la ocurrencia de aguas cálidas parece asociarse a la ocurrencia del fenómeno de El Niño durante el 2015.

8.4 Los límites de la salinidad propia del SCC y el comportamiento de la temperatura

Considerando los valores de salinidad de 33.8 a 34 ups y de temperatura de 20 a 21°C, los que de acuerdo a la literatura limitan el Sistema de la Corriente de California y de dicha manera establecer la región que considerando los datos de salinidad de Aquarius y la temperatura del sensor MODIS, del que la NASA aporta con una resolución de 1°, útiles para acoplar a los datos de salinidad y de esta forma poder comparar la manera en que la salinidad y la temperatura varían mensualmente en el SCC (ver fig. 22) y cómo es asociable a cambios estacionales e interanuales o a un patrón (como comparado a El Niño en la fig. 20 se observa), que se muestran en las siguientes imágenes plasmadas, de la figura 23 en adelante del Anexo 1 de mapas de salinidad y en el anexo 2 de mapas creados con datos de temperatura superficial del mar.

En el presente trabajo de lo que se observó, destacó que la salinidad es el parámetro que dibuja el contorno del SCC durante todo el periodo analizado y se observan sus cambios estacionales y de extensión (ver figura 21) mientras que la temperatura se descartó al sólo observarse una variación latitudinal marcada (fig. 22 y anexo 2), que se desplaza en bloque, que asciende, descende y engrosa de acuerdo al momento del año con una marcada estacionalidad de dos fases de baja y alta temperatura que coincide a lo que Hickey, en 1979 describía y que Gaxiola *et al.*, (2010) también describen, mostrándose un gradiente muy marcado y bien definido que auxiliariamente solo sirvió para definir las fases cálidas y frías para poder definir lo que con salinidad definía un tipo de comportamiento.

Se tiene que enfatizar que aquí no se está diciendo que los valores máximos de salinidad se vean en dichos periodos, sino que si un fenómeno hace descender los valores de la salinidad en la región norte y en cambio en la región sur se conserva durante dicho evento en valores de la salinidad superficial, haciendo que se vean dichas oscilaciones de salinidad muy marcados o justo lo contrario, siendo que la región norte se encuentra estable y la región sur esté sometida a algún mecanismo que obligue su cambio (incremento) de salinidad lo que de igual modo se refleje de manera muy marcada dicha diferencia en la salinidad.

También resalta aunque ya no hubo argumentos para confirmarlo que si se esperaba que el incremento de salinidad pudiese mantenerse entre finales de 2014 y 2015 por efecto de El Niño que iba tomando fuerza, siendo lo que en SCC se observó fue que durante ese último invierno y primavera se produjo un efecto de

resiliencia en el sistema que dominó incluso sobre el efecto del fenómeno de macroescala que se esperaba influiría de mayor manera en el SCC.

Pero no puede negarse que las condiciones de salinidad sí se encontraban elevadas respecto a lo que en años como finales de 2011 y principio de 2012 se manifestaron, que podían ser considerados como la etapa final de La Niña y el restablecimiento a condiciones normales, que explicaría por qué incluso con el índice NPGO se observen esos picos en su variación.

8.5 La relación de la variación de la salinidad respecto a los valores de los índices de los fenómenos de macroescala

A través del índice de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) se observa (fig. 18) que en los años en que las condiciones son más cálidas, la congruencia con valores de salinidad aumenta y el comportamiento de la salinidad se ajusta a la variación de los valores del índice con un retraso de la señal aproximada a dos meses, en cambio cuando se viene de años considerados más fríos de lo habitual o en que reina La Niña, la relación con éste indicador presenta un adelanto en la señal de un mes y se tiende a una transición cuando se pierden esas condiciones donde se empata o no hay similitud en el comportamiento de la salinidad con el índice de la PDO.

Respecto al índice del SOI parece presentar sólo una tendencia semejante cuando las condiciones son de carácter frío y poco salado, porque cuando prevalecen condiciones más cálidas pareciera observarse más bien una relación inversa respecto a la salinidad.

En cuanto a la salinidad comparada con TSM lo que se observa es una paridad en el comportamiento de los valores del índice de El Niño 3.4, que también está definido por TSM y se considera el indicador más adecuado para monitorear la variabilidad climatológica en escalas globales y la señal de la variabilidad de la TSM en esta región es fuerte por el efecto de la alternancia de los patrones de precipitación del oeste al centro del océano Pacífico (Barnston *et al.*, 1997).

La señal del índice de El Niño 3.4 se relacionó con un retraso aproximado a 4 meses (ver fig. 20), que llegó a mostrar valores de coeficientes de correlación de cercanos a 0.9 en temperatura y cercanos a 0.8 con salinidad pero esto sin retraso de la señal, especialmente en años con condiciones normales y de entre 0.5 y 0.6 en los años de condiciones más cálidas y en que el índice también mostró una anomalía positiva que indica condiciones de El Niño, lo que parece indicar que la salinidad presenta una relación directa con la

evolución del fenómeno y sugiere que la salinidad por sí misma puede ser indicador del fenómeno en esta región.

Respecto al cálculo de la señal de retraso o anticipo a la señal de los índices con la variabilidad de la salinidad en las diferentes correlaciones efectuadas no en todos los periodos la manifestación de salinidad o de valores de los índices fue semejante y por lo tanto hubo periodos en que el valor de los coeficientes de correlación era mayor o menor; además es resaltante que cuando el cambio entre la manifestación del fenómeno y la variación de la salinidad era abrupto, se modificaba el desfase siendo diferente al que la tendencia global de la comparativa entre ambos parecía llevar, lo que repercute en el valor de las correlaciones, así un índice con mucha variación y desfase, matemáticamente parece reflejar menor correlación aunque la tendencia de ambos se asemeje.

8.6 Retraso de la señal en la variación espacial de la salinidad en el SCC

Considerando la variación latitudinal y el cambio de valores de la salinidad que se presentan sugiere que ocurre un cierto retraso o letargo en la señal, respecto a la variación de las condiciones climáticas y oceánicas.

Puede ser que si de calcularse los mecanismos físicos (del movimiento del fluido y de mezcla o químicos como disolución) en la respuesta al cambio de las condiciones que modulan la salinidad (por ejemplo: calcular el movimiento de la masa de agua que se va desplazando en sentido norte a sur o si la estratificación o profundidad de la masa de agua con ella u otras crea "fricción" con base a cómo va variando la salinidad para determinar una velocidad (o aceleración por regiones) o el volumen que se produce de mezcla en su choque en el sur y que ocasiona aumentar o disminuir la salinidad a lo largo del Sistema de la Corriente de California.

Esto anterior haría que se lograra estimar un valor de lo que demora, modula y rige la dinámica de la salinidad en su flujo en la masa de agua (ASA) por el Sistema de la Corriente de California, lo que haría que la respuesta de la salinidad se amoldara (ajustase al cambio que los fenómenos de macroescala y los índices de su variabilidad diesen una correlación mayor con el cambio de salinidad) más o menos la respuesta a esto que se podría proponer es algo así: comparar las anomalías (variación sobre la media) de salinidad entre latitudes contra el mismo índice, por ejemplo en la ODP.

9. CONCLUSIONES

Describir la variabilidad de la salinidad superficial en el SCC con datos del sensor Aquarius mostró congruencia con lo que distintos autores en el pasado reportaron y aportó nuevos detalles para su entendimiento.

Se observó que la salinidad tiende a ser menor al incrementar la latitud aunque varía y en términos generales en la región 6 (más al sur) presentó valores de entre ~ 34.05 hasta ~ 34.55 que fueron los más elevados y en cambio en la región 3 (norte) va de ~ 33.00 hasta ~ 33.45 , siendo los más bajos.

Se pudieron delimitar las fronteras de la salinidad destacando entre ellas que la máxima oscilación observada en migración de los valores límites propios del SCC es cercana a 6 grados entre los 115 y 125° Oeste y los 23 y 28° N.

El SCC reflejó una oscilación latitudinal en su extensión ~ 2 a 3 grados entre los $130-140^\circ$ O y los $27-35^\circ$ N.

A través del análisis de la salinidad resaltó que el rango promedio de la variación de salinidad en el SCC (región 1) es de ~ 33.45 hasta ~ 33.85 y que la media ronda cerca de ~ 33.60 ups.

Las condiciones de menor salinidad en el SCC se presentaron entre los meses de enero y febrero en los diferentes años, siendo el enero de 2014 el menos salado con valores en el SCC de 33.47 ups.

En contraste los valores más salados se hallaron en los meses de marzo y abril de todos los años siendo marzo de 2014 con valores generales para todo el sistema de 33.82 ups

La variación de la salinidad en el SCC sí reflejó un patrón estacional e interanual influido por las condiciones reinantes sobre las habituales por el estado de desarrollo que pueden generar los fenómenos de macroescala.

Relativo a ello se observó que el cambio de condiciones poco saladas a más saladas puede presentarse de forma abrupta y en cambio pasar de condiciones más saladas en el SCC a menores es más suave, lo que también apoya por qué no se observó espacialmente viraje al oeste en el sur de la Corriente de California.

Se mostró como algo inédito el contorno del SCC en cuanto al parámetro de salinidad superficial marina obtenido por percepción remota satelital, bajo una nueva resolución espacial y temporal.

Al fraccionar el SCC en regiones destacó que la región 6 (la más sureña) fue la de mayor variación de la salinidad, al considerarse una región de mezcla y frente de aguas, transición de condiciones oceánicas y climáticas: tropicales, subtropicales y templadas.

El año más salado fue el 2014 en que la influencia tropical y subtropical de las condiciones dominó, superando incluso al 2015, lo que sugirió que la salinidad en el SCC posee intrínseco un fuerte factor de resiliencia, ante la presión externa que puede producir el fenómeno de El Niño considerablemente intenso, porque los procesos que ocurren en el norte estacionalmente dominaron en la salinidad del SCC.

La salinidad en el SCC comparada a los índices de los fenómenos de macroescala mostró escenarios en los que claramente se halló una marcada correlación o una tendencia relacionada en su evolución.

La mayor correlación se halló en el índice de la PDO, en el que se encontró una correlación positiva que se ajusta a un 77% de la variación de la salinidad en el SCC.

La variabilidad entre el índice de El Niño 3.4 y la salinidad de la región 4 del SCC se ajustó positiva al ~78 %, sin tener retraso en la señal y comparando con un atraso de 4 meses que se comparó auxiliariamente con la temperatura superficial se registró una correlación positiva de ~90%.

La asociación entre la variabilidad de la salinidad y la oscilación del índice de la NPGO cuya correlación no superó el -0.5, gráficamente denotó una tendencia en su oscilación inversa casi simultánea.

Una de las cosas que se puede sugerir a partir de este trabajo como aporte nuevo es considerar que la señal de la variabilidad de la salinidad puede ser por sí misma un indicador de la formación o del estado de desarrollo de algún fenómeno de macroescala al menos para ésta región del océano Pacífico.

10. LITERATURA CITADA

- Auad, G., Roemmich, D., & Gilson, J. (2011). The California Current System in relation to the northeast Pacific Ocean circulation. *Progress in Oceanography*, 91(4), 576-592.
- Avilés, C. D., García, I., & Arias, J. M. (2015). Medición de humedad en sólidos por microondas. (Disponible en línea). <http://cenam.mx>. (Última consulta: marzo 2015).
- Badan-Dangon, A., Robles, J. M., & García, J. (1989). Poleward flows off Mexico's Pacific coast. In *Poleward Flows Along Eastern Ocean Boundaries*, Springer New York. 176-202.
- Barnston, A. G., Glantz, M. H., & He, Y. (1999). Predictive skill of statistical and dynamical climate models in SST forecasts during the 1997-98 El Niño episode and the 1998 La Niña onset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80(2), 217.
- Biswas, S. K. (2012). Brightness Temperature Calibration of SAC-D/Aquarius Microwave Radiometer (MWR) (Doctoral dissertation, University of Central Florida Orlando, Florida) USA, 228 pp.
- Bond, N. A., Overland, J. E., Spillane, M., & Stabeno, P. (2003). Recent shifts in the state of the North Pacific. *Geophysical Research Letters*, 30(23).
- Blume, H. J. C., Kendall, B. M., & Fedors, J. C. (1978). Measurement of ocean temperature and salinity via microwave radiometry. *Boundary-Layer Meteorology*, 13(1-4), 295-308.
- Camps, A., Font, J., Vall-Llosera, M., Gabarró, C., Corbella, I., Duffo, N., ... & Enrique, L. (2004). The WISE 2000 and 2001 field experiments in support of the SMOS mission: Sea surface L-band brightness temperature observations and their application to sea surface salinity retrieval. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 42(4), 804-823.
- Castro, R., Parés-Sierra, A., & Marinone, S. G. (2003). Evolución y extensión de los vientos Santa Ana de febrero de 2002 en el océano, frente a California y la Península de Baja California Evolution and extension of the Santa Ana winds of February 2002 over the ocean, off California and the Baja California Peninsula. *Ciencias Marinas*, 29(3), 275-281.
- Caruso, D. (2011) Misión SAC-D/Aquarius, Desarrollo, Lanzamiento y Chequeo en Órbita. (Disponible en línea) Daniel Caruso, 30 de Septiembre de 2011. http://www.tandar.cnea.gov.ar/eventos/seminariosGlyA/2011/20110930-Mision_SACD_Aquarius-Caruso.pdf (Última consulta: agosto 2016).
- Checkley, D. M., & Barth, J. A. (2009). Patterns and processes in the California Current System. *Progress in Oceanography*, 83(1), 49-64.
- Chuvieco, Emilio (1995). *Fundamentos de teledetección especial*. 2da edición. Rialp S.A. Alcalá, España, 449 pp.
- Cummins, P. F., & Lagerloef, G. S. (2004). Wind-driven interannual variability over the northeast Pacific Ocean. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 51(12), 2105-2121.
- Dauphinee, T. M. (1980). Introduction to the special issue on the Practical Salinity Scale 1978. *Oceanic Engineering, IEEE Journal of*, 5(1), 1-2.
- Deser, C., Alexander, M. A., Xie, S. P., & Phillips, A. S. (2010). Sea surface temperature variability: Patterns and mechanisms. *Annual Review of Marine Science*, 2, 115-143.
- Dicke, R. H. (1982). The Measurement of Thermmmial Radiation at Microwave Frequencies. In *Classics in Radio Astronomy*. Springer Netherlands, 106-113.
- Delcroix, T., & Henin, C. (1991). Seasonal and interannual variations of sea surface salinity in the tropical Pacific Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978-2012), 96(C12), 22135-22150.
- 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), 2371-2388.
- Di Lorenzo, E., Schneider, N., Cobb, K. M., Franks, P. J. S., Chhak, K., Miller, A. J., ... & Powell, T. M. (2008). North Pacific Gyre Oscillation links ocean climate and ecosystem change. *Geophysical Research Letters*, 35(8).
- Dinwiddie, R., Burnie, D., Dipper, F. & Eales P. (2011). *Ocean: the world's last wilderness revealed*. Dorling Kindersley Publishers Ltd. UK. 512 pp.

- Dodimead, A. J. (1963). Salmon of the North Pacific Ocean. Part II. Review of the oceanography of the subarctic Pacific region. *Int. North Pac. Fish. Comm. Bull.*, 13.
- Douglas, M. W., Maddox, R. A., Howard, K., & Reyes, S. (1993). The Mexican Monsoon. *Journal of Climate*, 6(8), 1665-1677.
- Durazo, R., & Baumgartner, T. R. (2002). Evolution of oceanographic conditions off Baja California: 1997-1999. *Progress in Oceanography*, 54(1), 7-31.
- Emery, W. J. (2001). Water types and water masses. *Encyclopedia of ocean sciences*, 6, Academic Press, 3179-3187. doi:10.1006/rwos.2001.0108.
- Emery, W. J., & Hamilton, K. (1985). Atmospheric forcing of interannual variability in the northeast Pacific Ocean: Connections with El Niño. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 90(C1), 857-868.
- Font, J., Lagerloef, G. S., Le Vine, D. M., Camps, A., & Zanifé, O. Z. (2004). The determination of surface salinity with the European SMOS space mission. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 42(10), 2196-2205.
- Font, J., Camps, A., Borges, A., Martín-Neira, M., Boutin, J., Reul, N., ... & Mecklenburg, S. (2010). SMOS: The challenging sea surface salinity measurement from space. *Proceedings of the IEEE*, 98(5), 649-665.
- Gaxiola, G., Durazo R., ... et al. (2010) Dinámica del ecosistema pelágico frente a Baja California, 1997- 2007, Diez años de investigaciones mexicanas de la Corriente de California Gaxiola-Castro, G. y Durazo, R. [editores]. Secretaria de Medio Ambiente y Recursos Naturales. 59-85.
- García-Morales, R., Shirasago-German, B., Félix-Uraga, R., & Pérez-Lezama, E. L. (2012). Conceptual models of Pacific Sardine distribution in the California Current system. *Current Development in Oceanography*, 5, 1-47.
- Guevara-Guillén, C. (2013). Fenómenos de macroescala y su influencia sobre el océano. Tema de examen predoctoral. Centro Interdisciplinario de Ciencias Marinas (CICIMAR-IPN), La Paz, BCS, México. 66 pp.
- Guevara-Guillén, C., Shirasago-Germán, B. y Pérez-Lezama E. L., (2015), The influence of large-scale phenomena on La Paz Bay hydrographic variability. *Open Journal of Marine Science*, Vol. 05, No. 01, 146-157.
- Hellerman, S. (1967). An updated estimate of the wind stress on the world ocean. *Mon. Wea. Rev.*, 95(9), 607-626.
- Hernández-Contreras R.E. (2010). Los silicoflagelados de los sedimentos laminados de la Cuenca de La Paz, Golfo de California; sus implicaciones oceanográficas climáticas durante el Holoceno Tardío. Tesis de Licenciatura (Biología), Facultad de Ciencias, UNAM, Ciudad Universitaria, México, D.F., 66 pp.
- Hickey, B. M. (1979). The California Current system-hypotheses and facts. *Progress in Oceanography*, 8(4), 191-279.
- Hickey, B. M. (1998). Coastal oceanography of western North America from the tip of Baja California to Vancouver Island. *The sea*, 11(12), 345-393.
- Higgins, R. W., Chen, Y., & Douglas, A. V. (1999). Interannual variability of the North American warm season precipitation regime. *Journal of Climate*, 12(3), 653-680.
- Ho, W. W., Love, A. W., & Vanmelle, M. J. (1974). Measurements of the dielectric properties of sea water at 1.43 GHz. National Aeronautics and Space Administration, Washington, D.C., USA. 35 pp.
- Ho, W., & Hall, W. F. (1973). Measurements of the dielectric properties of seawater and NaCl solutions at 2.65 GHz. *Journal of Geophysical Research*, 78(27), 6301-6315.
- Holton, J. R., & Dmowska, R. (1989). *El Niño, La Niña, and the southern oscillation* (Vol. 46). S. G. Philander (Ed.). Academic press, San Diego, USA, 295 pp.
- Ingmanson, D. E., & Wallace, W. J. (1989). *Oceanography: an introduction*. 4th ed. Wadsworth. USA. 530 pp.
- Jacques, G., & Le Treut, H. (2005). *El cambio climático*. UNESCO. España, 161 pp.
- Kahru, M., Kudela, R., Manzano-Sarabia, M., & Mitchell, B. G. (2009). Trends in primary production in the California Current detected with satellite data. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 114(C2), doi: 0.1029/2008jc004979.
- Klein, L. & Swift, C. T. (1977). An improved model for the dielectric constant of sea water at micro-wave frequencies. *Antennas and Propagation, IEEE Transactions on*, 25(1), 104-111.
- Klein, S. A., Soden, B. J., & Lau, N. C. (1999). Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge. *Journal of Climate*, 12(4), 917-932.

- Klemas, V. (2011). Remote Sensing of Sea Surface Salinity: An Overview with Case Studies. *Journal of Coastal Research*: Volume 27, Issue 5: 830-838. doi: <http://dx.doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-11-00060.1>
- Krishnamurti, T. N. (1971). Tropical east-west circulations during the northern summer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 28(8), 1342-1347.
- Labanda, M. (2011). Calibración Cruzada del Radiómetro de Microondas MWR en la misión Aquarius/SAC-D. Trabajo especial de la Licenciatura en Física. Facultad de Matemática, Astronomía y Física. Universidad Nacional de Córdoba.
- Lagerloef, G. E., (2000). Recent progress toward satellite measurements of the global sea surface salinity field, in *Satellites, Oceanography and Society*, ed. D. Halpern, Elsevier Oceanography Series, 63, 367 pp.
- Lagerloef, G.E., Swift, C. & Le Vine, D.M. (1995). Sea Surface Salinity: The next remote sensing Challenge. *Oceanography*, 8. 44-50.
- Lavín, M. F., Beier, E., & Badan, A. (1997). Estructura hidrográfica y circulación del Golfo de California: Escalas estacional e interanual en *Contribuciones a la Oceanografía Física en México*, 41-171.
- Lavín MF, Castro R, Beier E, Godínez VM, Amador A, & Guest P. (2009). SST, thermohaline structure, and circulation in the southern Gulf of California in June 2004 during the North American Monsoon *Experiment*. *J. Geophys. Res.* 114 (C02025), doi:10.1029/2008JC004896
- Leathers, D. J., Yarnal, B., & Palecki, M. A. (1991). The Pacific/North American teleconnection pattern and United States climate. Part I: Regional temperature and precipitation associations. *Journal of Climate*, 4(5), 517-528.
- Legaard, K. R., & Thomas, A. C. (2006). Spatial patterns in seasonal and interannual variability of chlorophyll and sea surface temperature in the California Current. *Journal of Geophysical Research: Oceans* (1978–2012), 111(C6).
- Le Vine, D. M., Kao, M., Garvine, R. W., & Sanders, T. (1998). Remote sensing of ocean salinity: Results from the Delaware coastal current experiment. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 15(6), 1478-1484.
- Le Vine, D. M., Zaitzeff, J. B., D'Sa, E. J., Miller, J. L., Swift, C., & Goodberlet, M. (2000). Sea surface salinity: toward an operational remote-sensing system. In *Satellites, Oceanography and Society*, ed. D. Halpern, Elsevier Oceanography Series, 63. 367 pp.
- Libes, S. (2009). *Introduction to marine biogeochemistry*. Second edition. Academic Press. USA. 928 pp.
- Lynn, R. J., & Simpson, J. J. (1987). The California Current System: The seasonal variability of its physical characteristics. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 92(C12), 12947-12966.
- Mantua, N. J., & Hare, S. R. (2002). The Pacific Decadal Oscillation. *Journal of oceanography*, 58(1), 35-44.
- Mantua, N. J., Hare, S. R., Zhang, Y., Wallace, J. M., & Francis, R. C. (1997). A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(6), 1069-1079.
- Meissner, T., & Wentz, F. J. (2004). The complex dielectric constant of pure and sea water from microwave satellite observations. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, 42(9), 1836-1849.
- Mestas-Nunez, A. M., & Miller, A. J. (2006). Interdecadal variability and climate change in the eastern tropical Pacific: a review. *Progress in Oceanography*, 69(2), 267-284.
- Miller, J. L., Goodberlet, M. A., & Zaitzeff, J. B. (1998). Airborne salinity mapper makes debut in coastal zone. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 79(14), 173-177.
- Miller, J. L., & Goodberlet, M. (2004). Development and applications of STARRS: a next generation airborne salinity imager. *International Journal of Remote Sensing*, 25(7-8), 1319-1324.
- Molina-Cruz, A. (1984). Radiolaria as indicators of upwelling processes: the Peruvian connection. *Marine micropaleontology*, 9(1), 53-75.
- Montecinos, A., Díaz, A., & Aceituno, P. (2000). Seasonal diagnostic and predictability of rainfall in subtropical South America based on tropical Pacific SST. *Journal of Climate*, 13(4), 746-758.
- Niiler, P. P., N. A. Maximenko, and J. C. McWilliams (2003). Dynamically balanced absolute sea level of the global ocean derived from near-surface velocity observations, *Geophys. Res. Lett.*, 30(22), 2164, doi: 10.1029/2003GL018628.
- Orlansky, I. (1975). A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 56, 527-530.

- Parés-Sierra, A., López, M., & Pavía, E. G. (1997). *Oceanografía física del océano Pacífico nororiental*. Contribuciones a la Oceanografía Física de México. MF Lavín, (Editor). Monografía, (3), 1-24.
- Peláez, J., & McGowan, J. A. (1986). Phytoplankton pigment patterns in the California Current as determined by satellite. *Limnology and Oceanography*, 31(5), 927-950.
- Perez-Brunius, P., Lopez, M., Pares-Sierra, A., & Pineda, J. (2007). Comparison of upwelling indices off Baja California derived from three different wind data sources. *CalCOFI Rep.*, Vol. 48, 204-214. Recurso en línea, disponible en: http://usuario.cicese.mx/~brunius/PerezBrunius_etal_Calcofi2007.pdf. Última consulta (febrero, 2016).
- Pérez-Cruz, L. L., & Molina-Cruz, A. (1988). El Niño 1983: Effect On The Distribution Of The Silicoflagelados In The Gulf Of California. *Ciencias Marinas*, 14(3), 9-38.
- Pinet, P. (2013), *Invitation to Oceanography*, Sixth edition, Jones & Bartlett Learning. USA. 614pp.
- Periáñez, R. (2010) *Fundamentos de Oceanografía Dinámica*. 1er Edición, Universidad de Sevilla-Secretariado de Publicaciones; España. 284 pp.
- Quinn, W. H., & Neal, V. T. (1992). The historical record of El Niño events. *Climate since AD, 1500*, 623-648 Edited by: Raymond S. Bradley and Philip D. Jones, Routledge, London, UK, 679 pp.
- Rasmusson, E. M. (1985). El Niño and Variations in Climate: Large-scale interactions between the ocean and the atmosphere over the tropical Pacific can dramatically affect weather patterns around the world. *American Scientist*, 73(2), 168-177.
- Rasmusson, E. M., & Carpenter, T. H. (1982). Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Monthly Weather Review*, 110(5), 354-384.
- Reid, J. L., Roden, G. I., & Wyllie, J. G. (1958). Studies of the California Current system. *Calif. Coop. Oceanic Fish. Invest. Rep.*, 6, 21-56.
- Renwick, J. A., & Wallace, J. M. (1996). Relationships between North Pacific wintertime blocking, El Niño, and the PNA pattern. *Monthly Weather Review*, 124(9), 2071-2076.
- Robinson, I. S. (1985). *Satellite oceanography; an introduction for oceanographers and remote-sensing scientists*, first edition John Wiley & Sons, New York. USA, 455 pp.
- Robinson, I. S. (2004). *Measuring the oceans from space: the principles and methods of satellite oceanography*. Springer & Praxis Publishing Ltd, Chichester. UK, 669 pp.
- Robinson, C. J. (2016). Evolution of the 2014-2015 sea surface temperature warming in the central west coast of Baja California, Mexico, recorded by remote sensing. *Geophys. Res. Lett.*, 43, doi:10.1002/2016GL069356.
- Simpson, J. J., Dickey, T. D., & Koblinsky, C. J. (1984). An offshore eddy in the California Current system Part I: interior dynamics. *Progress in Oceanography*, 13(1), 5-49.
- Straus, D. M., & Shukla, J. (2002). Does ENSO force the PNA? *Journal of climate*, 15(17), 2340-2358.
- Sverdrup, H. U. (1947). Wind-driven currents in a baroclinic ocean; with application to the equatorial currents of the eastern Pacific. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 33(11), 318.
- Sverdrup, K. A., Duxbury, A., & Duxbury, A. C. (2006). *Fundamentals of oceanography*. 5th Ed. McGraw-Hill Publishers. UK, 342 pp.
- Schwing, F. B., Murphree, T., & Green, P. M. (2002). The Northern Oscillation Index (NOI): a new climate index for the northeast Pacific. *Progress in Oceanography*, 53(2), 115-139.
- Swift, C. T. (1980). Passive microwave remote sensing of the ocean—A review. *Boundary-Layer Meteorology*, 18(1), 25-54.
- Swift, C. T., & McIntosh, R. E. (1983). Considerations for microwave remote sensing of ocean-surface salinity. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, (4), 480-491.
- Thurman, H. V. & Trujillo, A. (2004). *Introductory Oceanography*. 10th edition. Prentice Hall. USA, 608 pp.
- Trasviña, A., Lluch-Cota, D., Filonov, A. E., & Gallegos, A. (1999). *Oceanografía y el Niño. Los impactos de El Niño en México*. UNAM, México, 69-101.
- Trenberth, K. E. (1984). Signal versus noise in the Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, 112(2), 326-332.

- Trenberth, K. E. (1997). The definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(12), 2771-2777.
- Ulaby, F. T., Moore, R. K., & Fung, A. K. (1981). *Microwave Remote Sensing: Microwave remote sensing fundamentals and radiometry* (Vol. 1). Addison-Wesley Publishing Company, Advanced Book Program/World Science Division.
- UNESCO, 1981: *The Practical Salinity Scale 1978 and the International Equation of State of Seawater 1980*. UNESCO technical papers in marine science 36, 25 pp.
- Valenzuela, G. R. (1978). Theories for the interaction of electromagnetic and oceanic waves—A review. *Boundary-Layer Meteorology*, 13(1-4), 61-85.
- Voituriez, B. (2003). *Los caprichos del océano, efectos sobre el clima y los recursos vivos*. Ediciones UNESCO, Colección Foro de los océanos (COI). 166 pp.
- Wallace, J. M., & Gutzler, D. S. (1981). Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, 109(4), 784-812.
- Wilson, W. J., Yueh, S. H., & Pellerano, F. (2004). Microwave radiometer and scatterometer design for the Aquarius sea surface Salinity Mission. (IEEE Aerospace Conference; March 6-13, 2004; Big Sky, MT; United States, 2006, hdl: 2014/39105).
- Wyrtki, K. (1975). El Niño—the dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing. *Journal of Physical Oceanography*, 5(4), 572-584.
- Yueh, S., Fore, A., Freedman, A., Chaubell, M. J., Tang, W., and Neumann, G., (2012). Aquarius Scatterometer Algorithm Theoretical Basis Document, Version 1, AQ-014-PS-0019, Tech. Rep. AQ-014-PS-0019, NASA and CONAE, Pasadena, CA, USA.
- Yueh, S., Tang, W., Fore, A., Hayashi, A., Song, Y. T., & Lagerloef, G. (2014). Aquarius geophysical model function and combined active passive algorithm for ocean surface salinity and wind retrieval. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(8), 5360-5379.

Recursos electrónicos

- AQUARIUS (2013), http://www.nasa.gov/pdf/505794main_aquariusLitho.pdf (última consulta: mayo 2015).
- AQUARIUS.NASA (2013) <http://aquarius.nasa.gov> (última consulta: abril 2016).
- AQUARIUS.NASA (2015) <http://aquarius.nasa.gov> (última consulta: agosto 2015).
- EOPORTAL (2015) <https://directory.eoportal.org/web/eoportal/satellite-missions/s/sac-d> (última consulta: abril, 2016)
- ESA.INT (2014) http://www.esa.int/Our_Activities/Observing_the_Earth/SMOS/Novel_technology (última consulta: junio, 2016).
- ESRL.NOAA (2015) <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/list/> (última consulta: junio 2015).
- NACP (2013) <http://www.docweather.com/2/show/63/> (última consulta: junio, 2016).
- NASA.GOV (2016) https://www.nasa.gov/mission_pages/aquarius/main/index.html (septiembre 2016).
- NEO.SCI (2015), <http://neo.sci.gsfc.nasa.gov/> (última consulta: marzo 2016).
- O3D.ORG (2015) <http://www.o3d.org/nngo/nngo.php> (última consulta: julio, 2016).
- PO.DAAC (2013) <http://podaac.jpl.nasa.gov/las> (última consulta: noviembre 2015).
- SMOS.CNES (2015) https://smos.cnes.fr/en/SMOS/GP_satellite.htm (última consulta: junio, 2016).
- SMOS.CNES (2016) <http://www.catds.fr/Documentation> (última consulta: febrero, 2016).
- THREDD.SCI (2014) <http://thredds.jpl.nasa.gov/las/getUI.do> (última consulta: noviembre, 2015).
- UMAINE (2015) http://aquarius.umaine.edu/cgi/news_more.htm?id=51 (última consulta: abril, 2016).
- WIKI/SMOS, 2012, <https://es.wikipedia.org/wiki/SMOS> (última consulta: abril, 2016).

ANEXO 1

Mapas de salinidad del SCC creados a partir de datos del sensor Aquarius

La escala de salinidad en ups para plasmar los valores de salinidad (en ups) en los mapas se realizó mediante el programa ArcGIS 9 y la herramienta Arcmap.

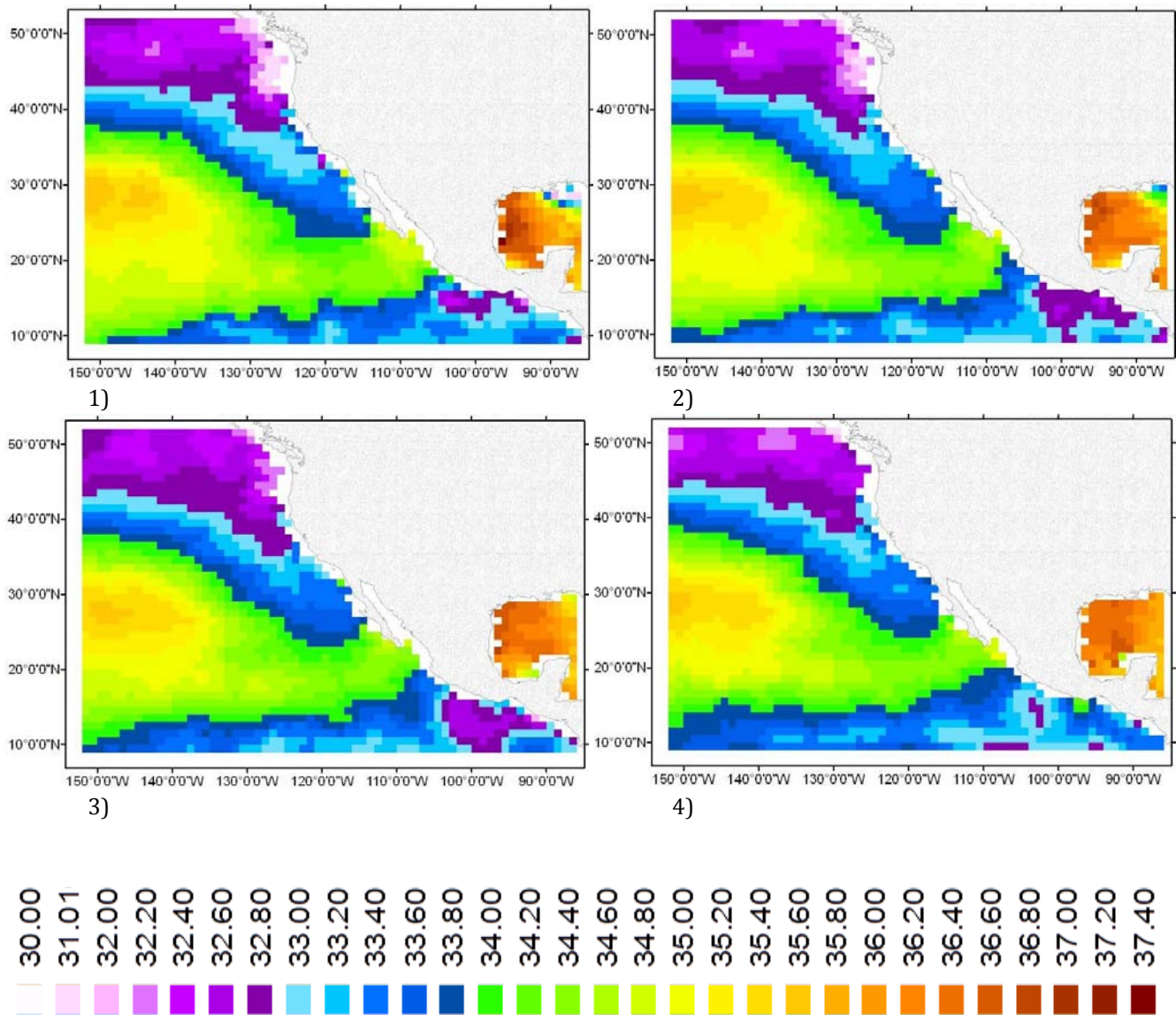


Figura 23. Distribución espacial de la salinidad durante: 1) agosto de 2011, 2) septiembre de 2011, 3) octubre de 2011, 4) noviembre de 2011.

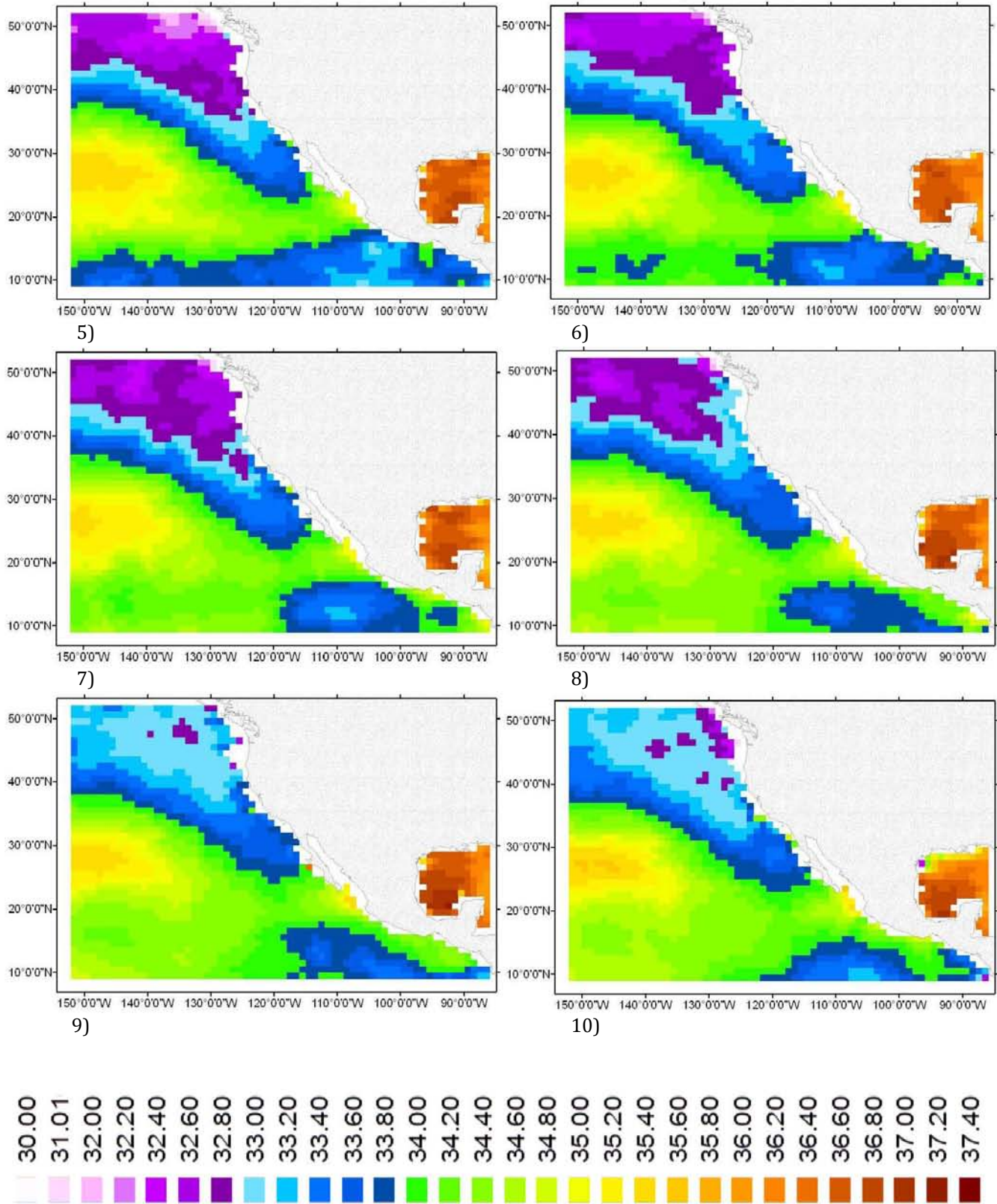


Figura 24. Distribución espacial de la salinidad durante: 5) diciembre de 2011 6) enero de 2012. 7) febrero de 2012, 8) marzo de 2012, 9) abril de 2012, 10) mayo de 2012.

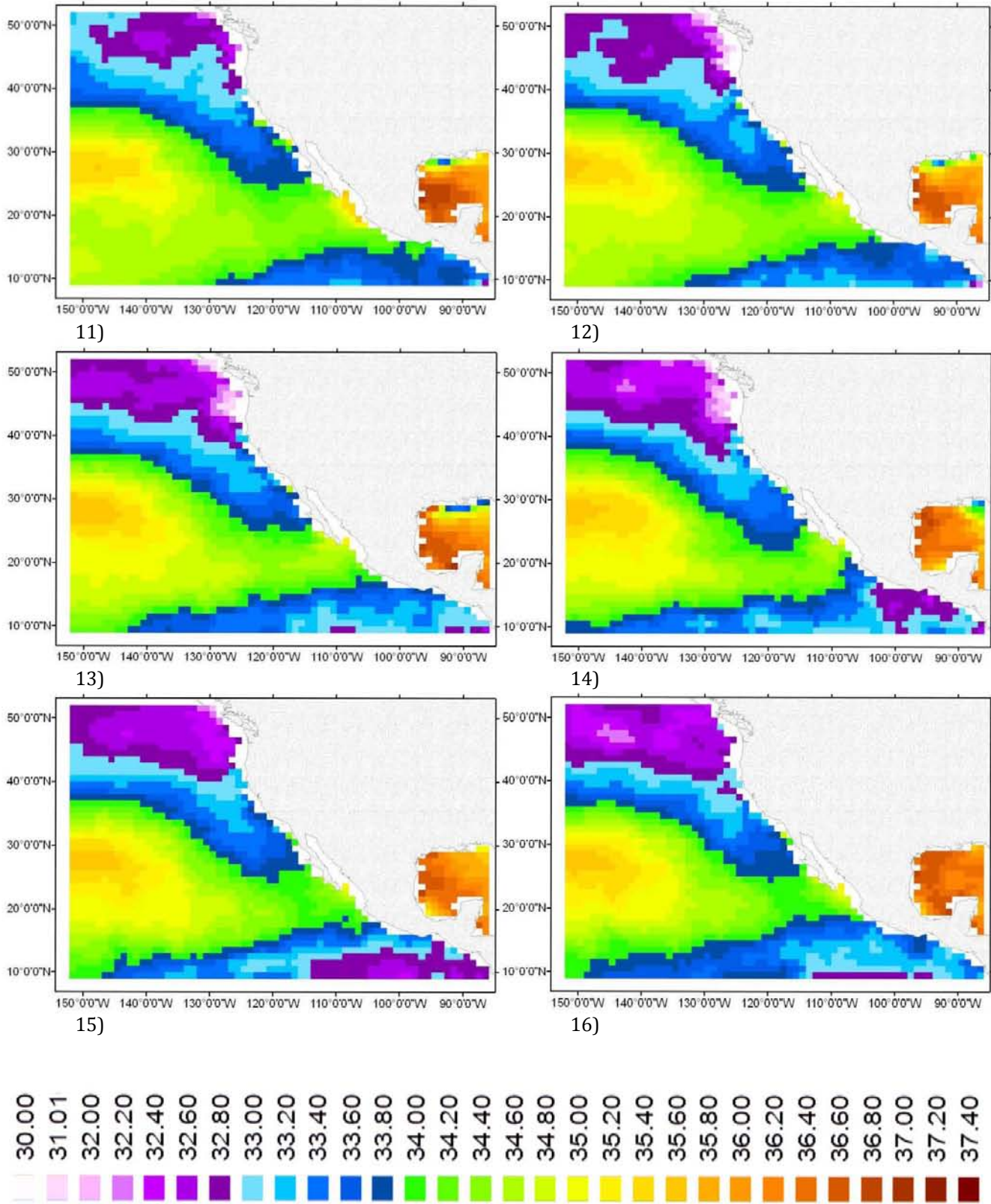


Figura 25. Distribución espacial de la salinidad durante: 11) junio de 2012, 12) julio de 2012, 13) agosto de 2012, 14) septiembre de 2012, 15) octubre de 2012, 16) noviembre de 2012.

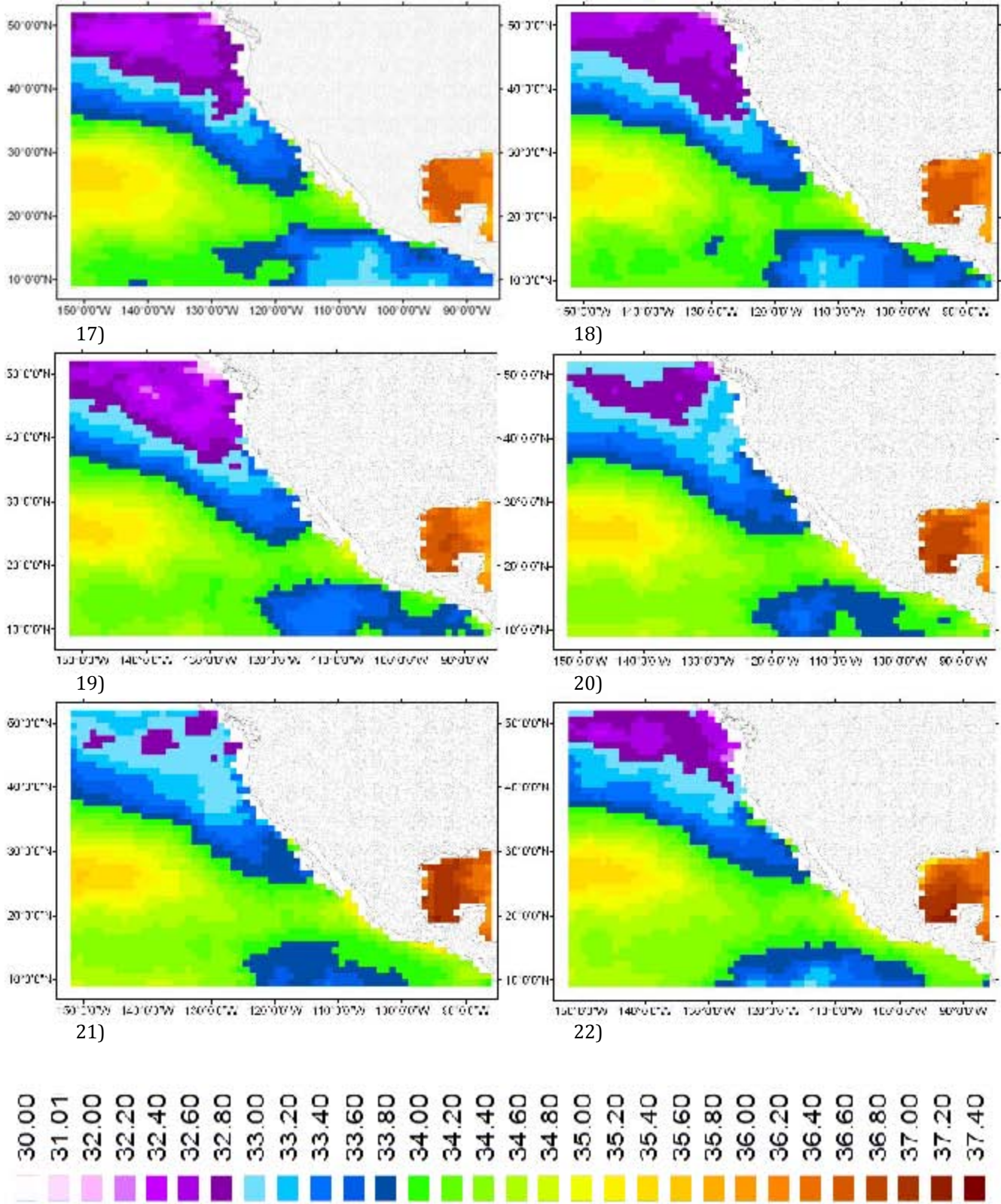


Figura 26. Distribución espacial de la salinidad durante: 17) diciembre de 2012, 18) enero de 2013, 19) febrero de 2013, 20) marzo de 2013, 21) abril de 2013, 22) mayo de 2013.

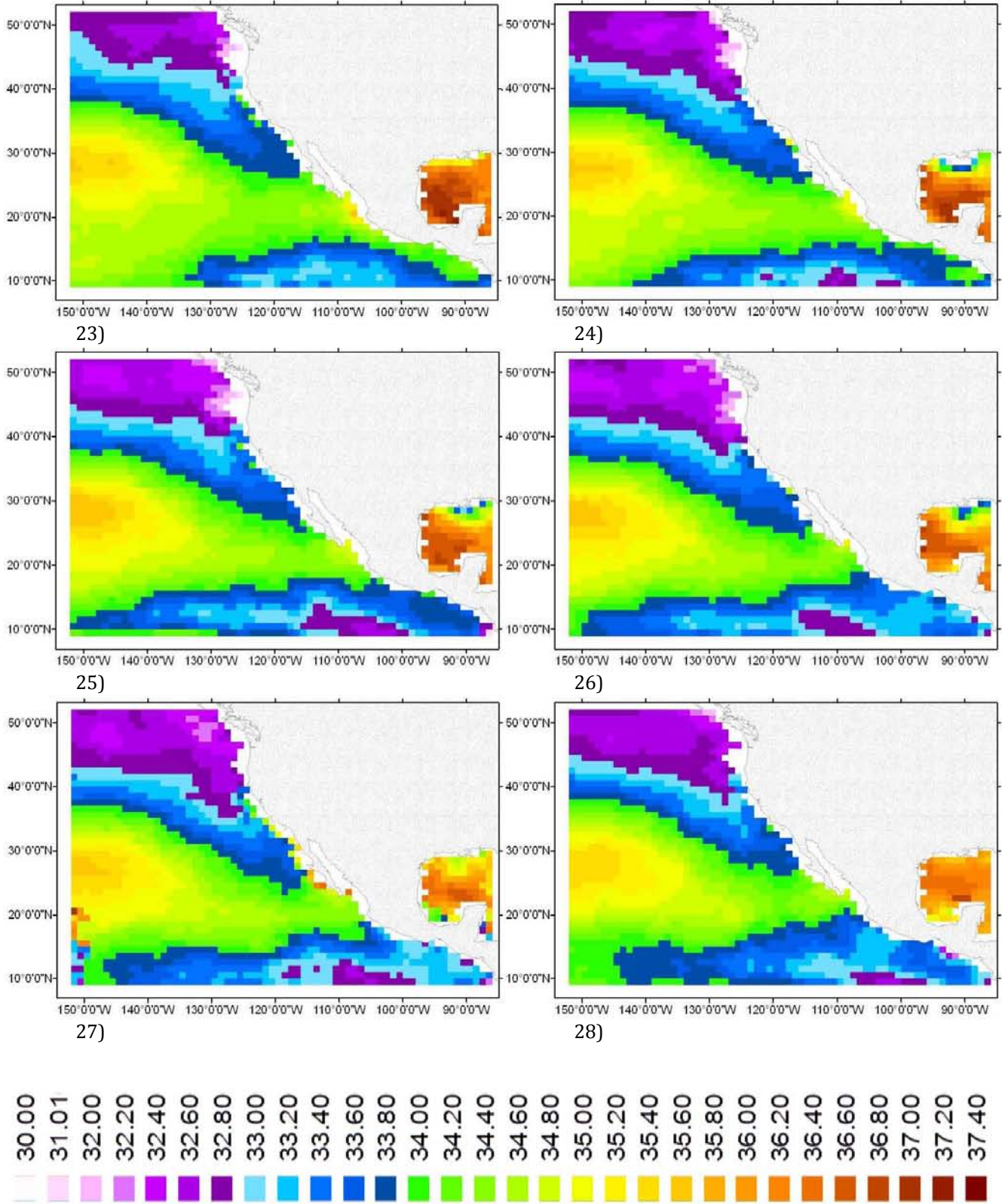


Figura 27. Distribución espacial de la salinidad durante: 23) junio de 2013, 24) julio de 2013, 25) agosto de 2013, 26) septiembre de 2013, 27) octubre de 2013, 28) noviembre de 2013.

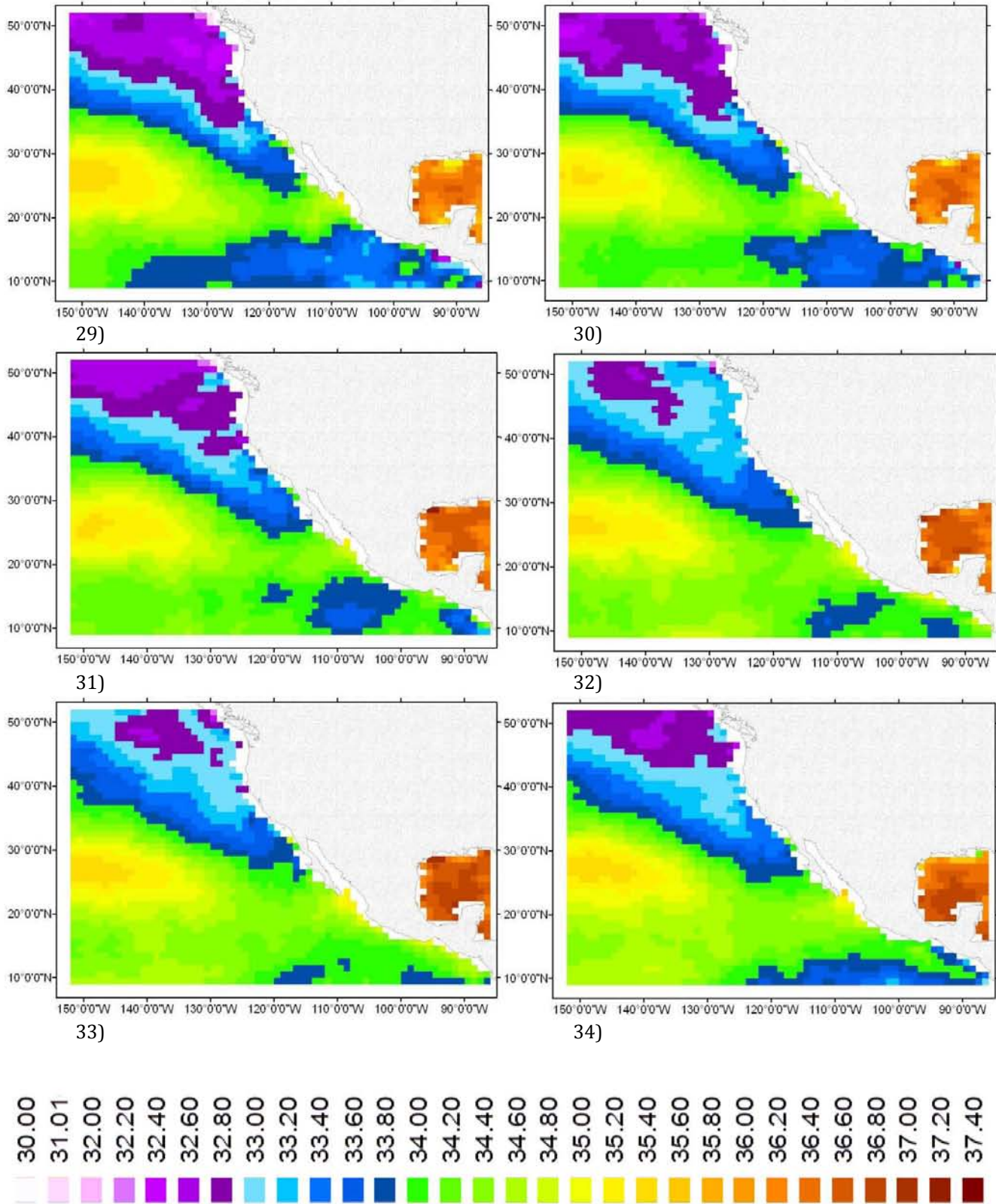


Figura 28. Distribución espacial de la salinidad durante: 29) diciembre de 2013, 30) enero de 2014, 31) febrero de 2014, 32) marzo de 2014, 33) abril de 2014, 34) mayo de 2014.

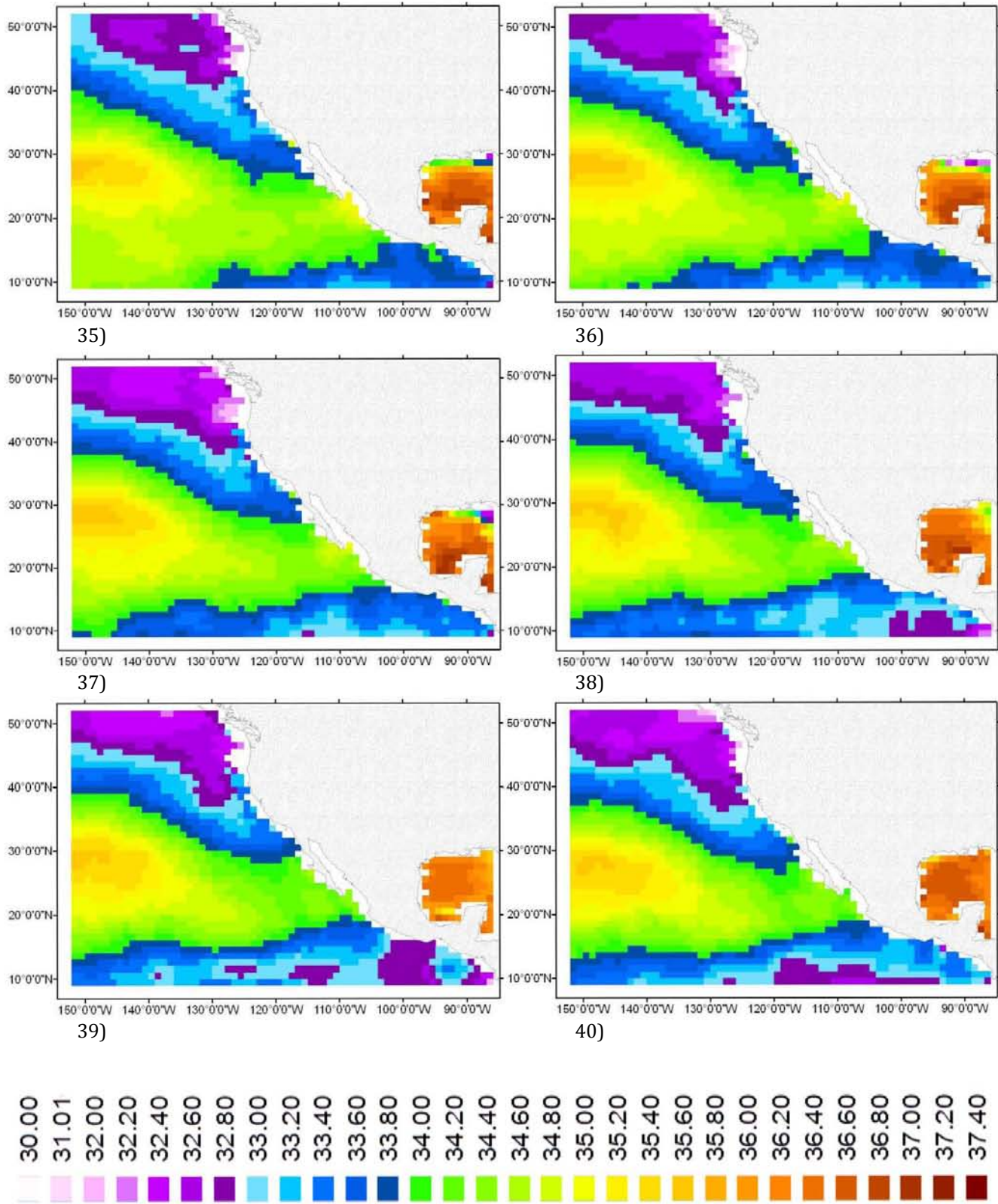


Figura 29. Distribución espacial de la salinidad durante: 35) junio de 2014, 36) julio de 2014, 37) agosto de 2014, 38) septiembre de 2014, 39) octubre de 2014, 40) noviembre de 2014.

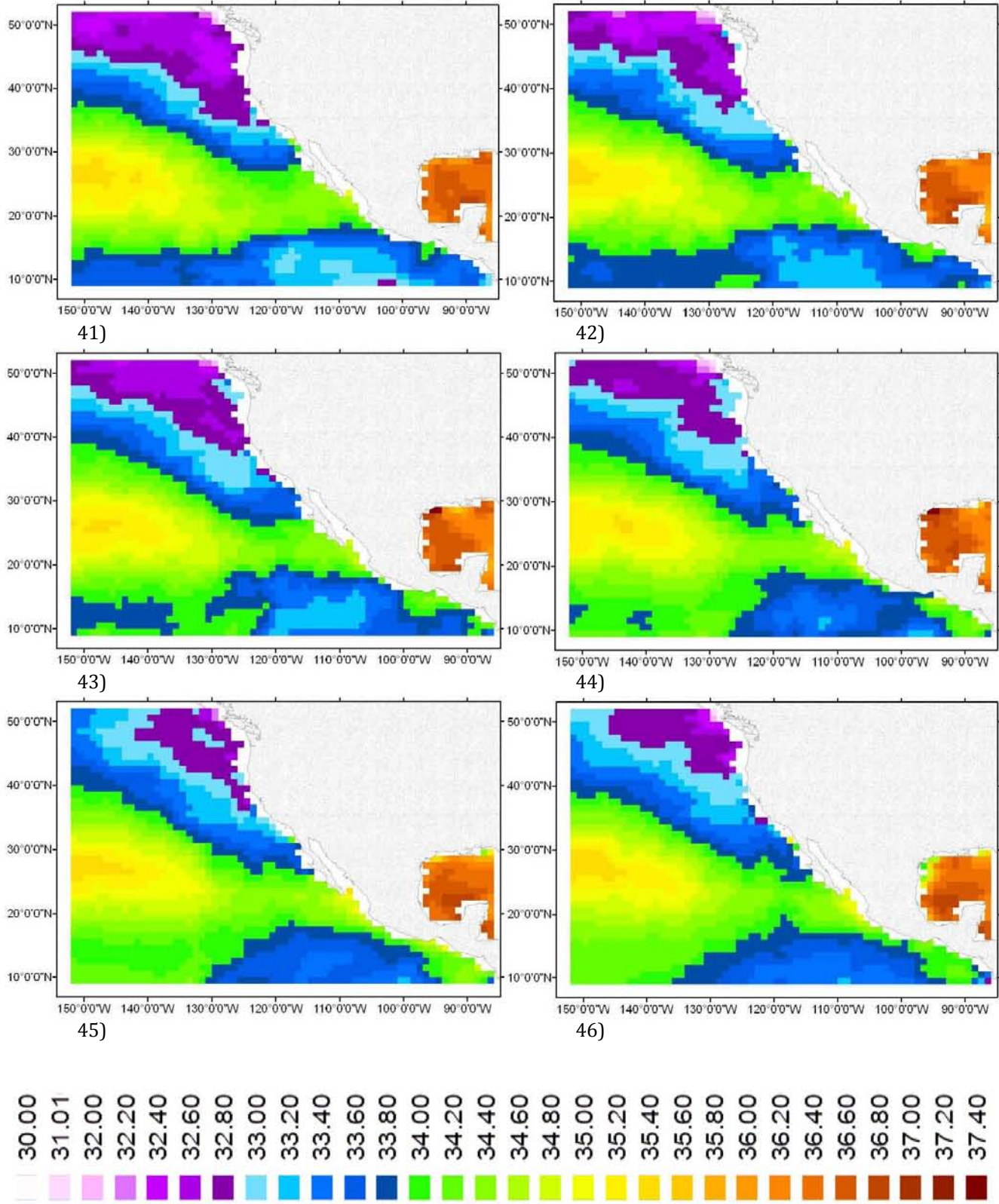


Figura 30. Distribución espacial de la salinidad durante: 41) diciembre de 2014, 42) enero de 2015, 43) febrero de 2015, 44) marzo de 2015, 45) abril de 2015, 46) mayo de 2015.

ANEXO 2

Mapas de temperatura creados a partir de datos con resolución espacial 1 grado del sensor MODIS Aqua utilizados para respaldar resultados de salinidad en el SCC.

La escala aplicada a los valores de temperatura de los datos a la derecha de la imagen, los valores en color negro son para resaltar donde puede ser límite o transición de los valores límites del SCC.

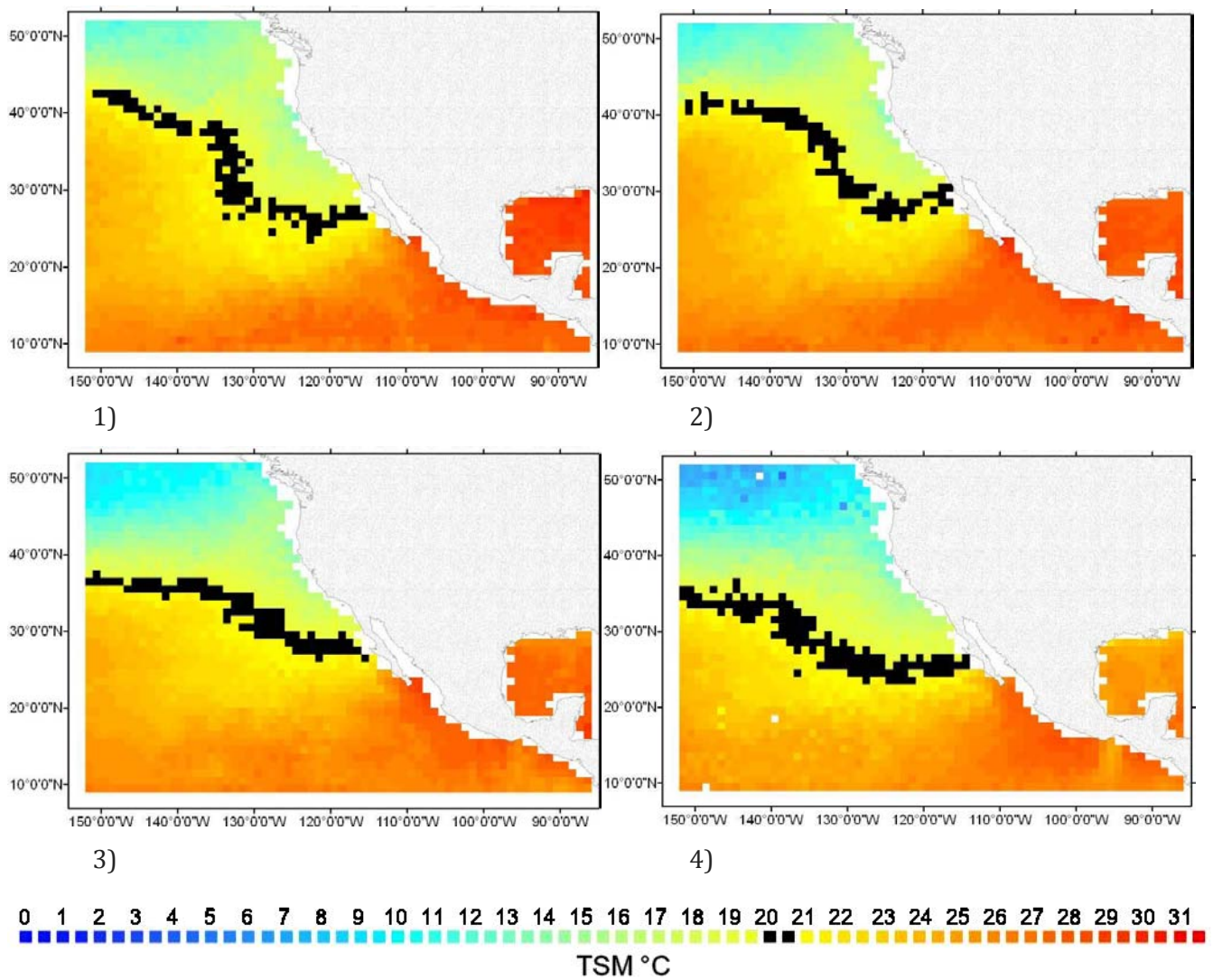


Figura 31. Distribución espacial de temperatura durante: 1) agosto de 2011, 2) septiembre de 2011, 3) octubre de 2011, 4 d) noviembre de 2011.

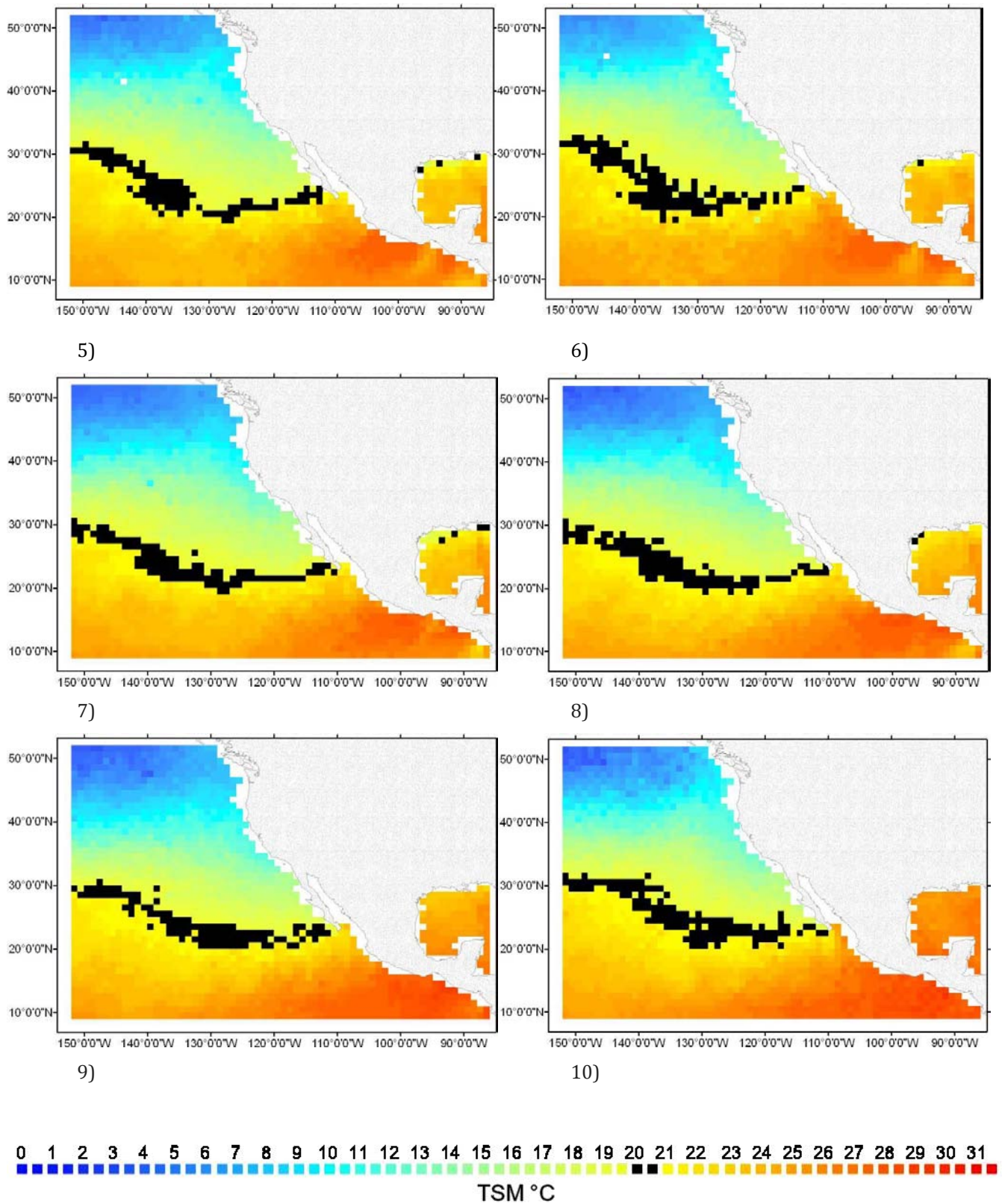


Figura 32. Distribución espacial de temperatura durante: 5) diciembre de 2011 6) enero de 2012. 7) febrero de 2012, 8) marzo de 2012, 9) abril de 2012, 10) mayo de 2012.

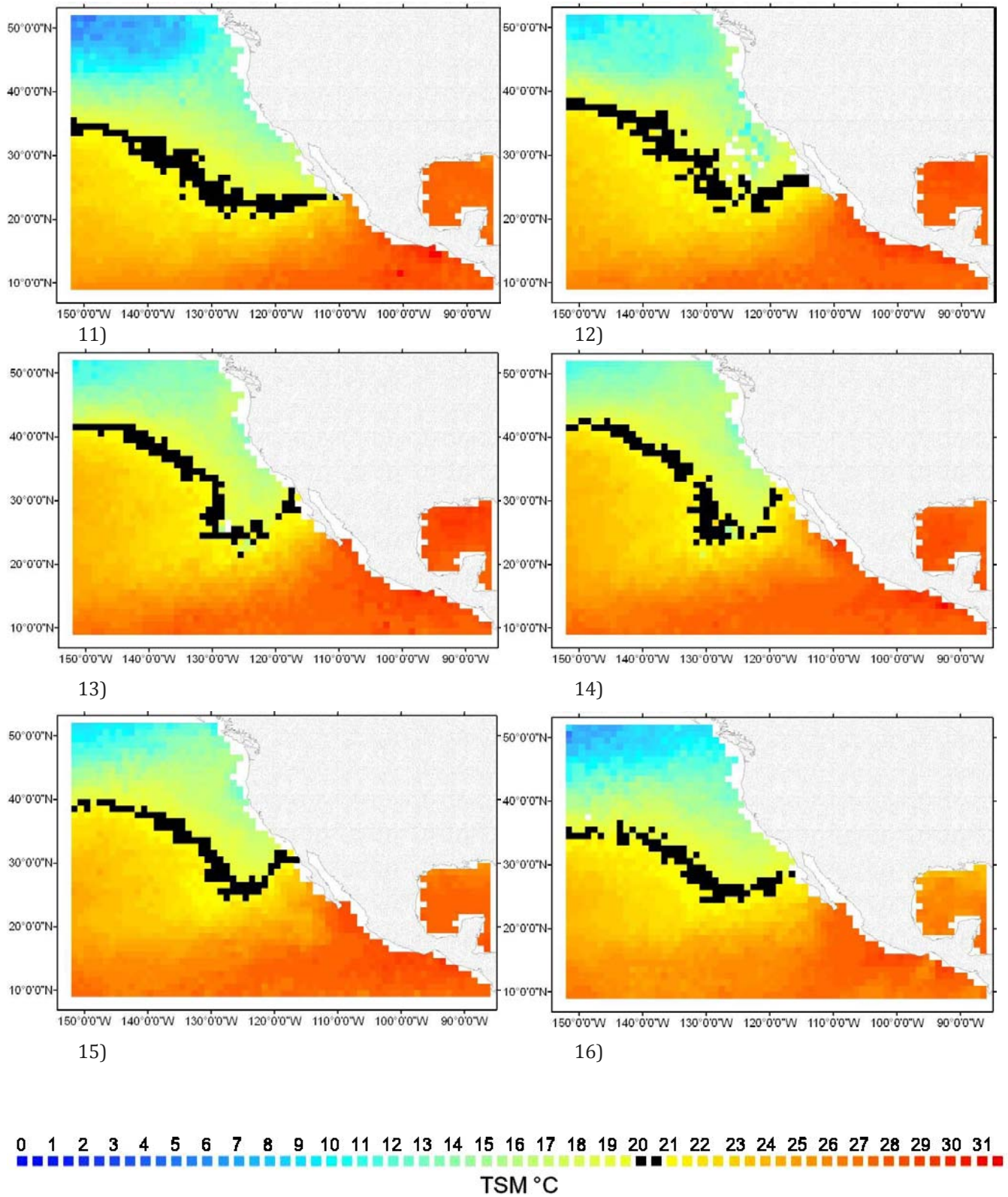


Figura 33. Distribución espacial de temperatura durante: 11) junio de 2012, 12) julio de 2012, 13) agosto de 2012, 14) septiembre de 2012, 15) octubre de 2012, 16) noviembre de 2012.

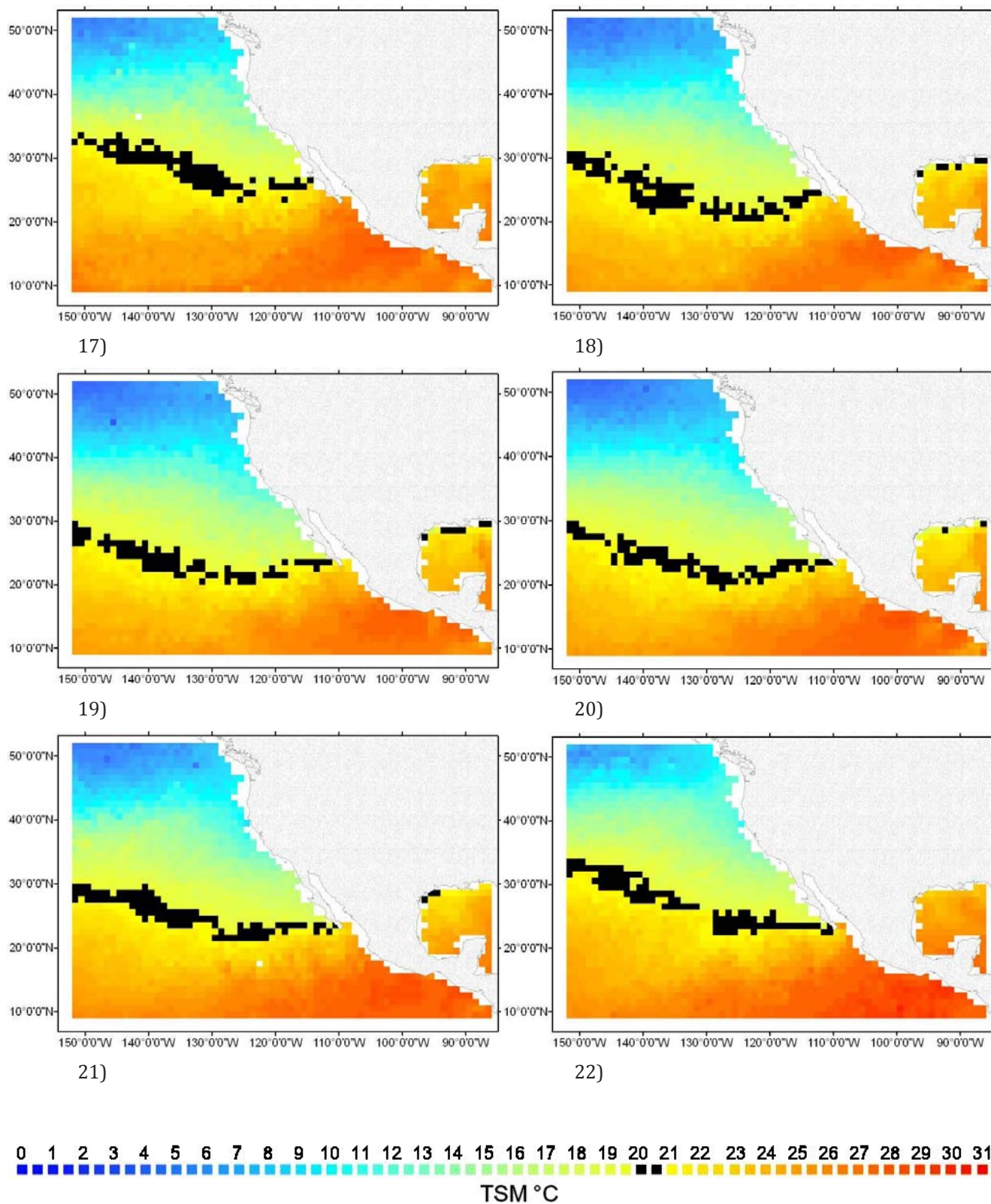


Figura 34. Distribución espacial de temperatura durante: 17) diciembre de 2012, 18) enero de 2013, 19) febrero de 2013, 20) marzo de 2013, 21) abril de 2013, 22) mayo de 2013.

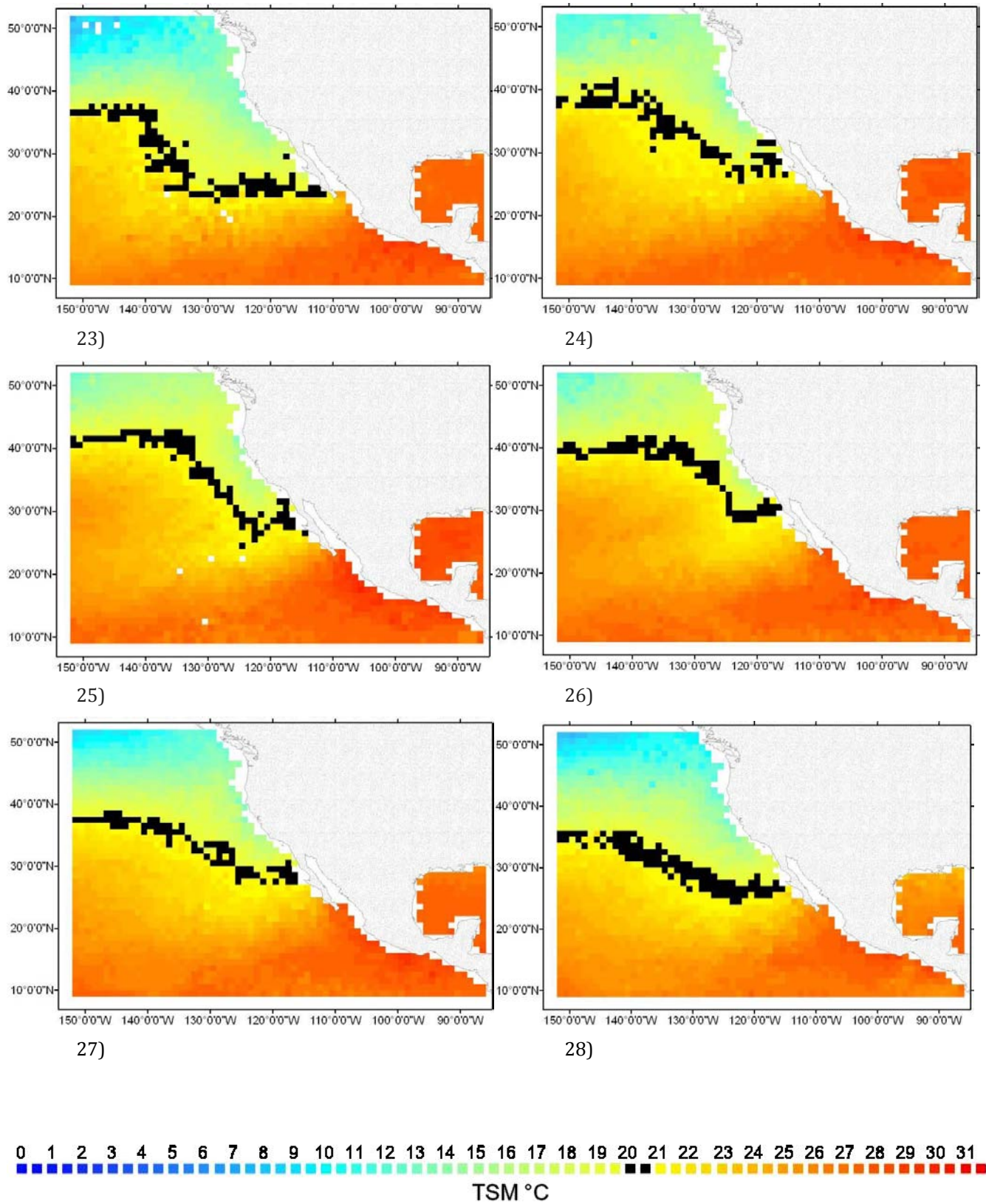


Figura 35. Distribución espacial de temperatura durante: 23) junio de 2013, 24) julio de 2013, 25) agosto de 2013, 26) septiembre de 2013, 27) octubre de 2013, 28) noviembre de 2013.

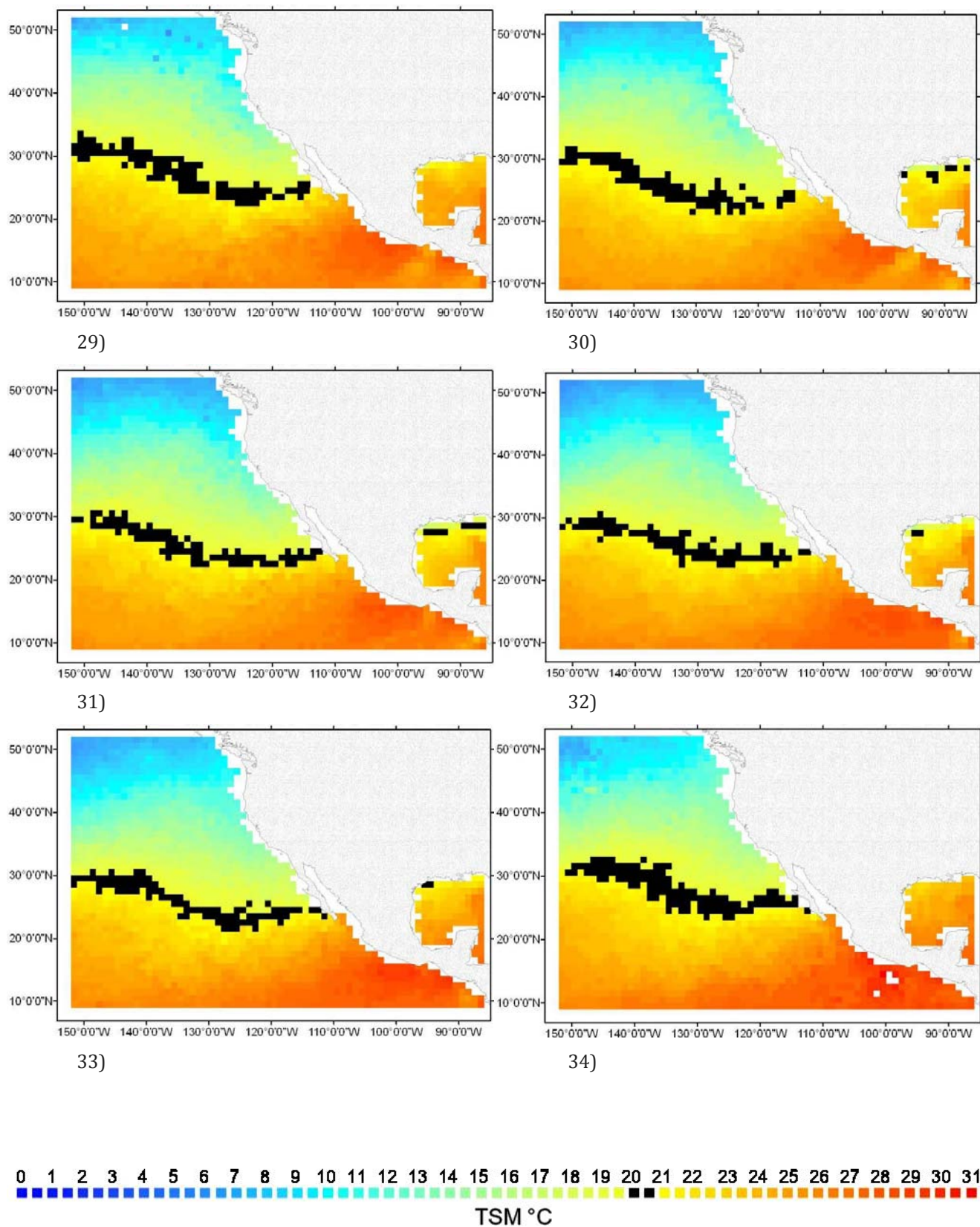


Figura 36. Distribución espacial de temperatura durante: 29) diciembre de 2013, 30) enero de 2014, 31) febrero de 2014, 32) marzo de 2014, 33) abril de 2014, 34) mayo de 2014.

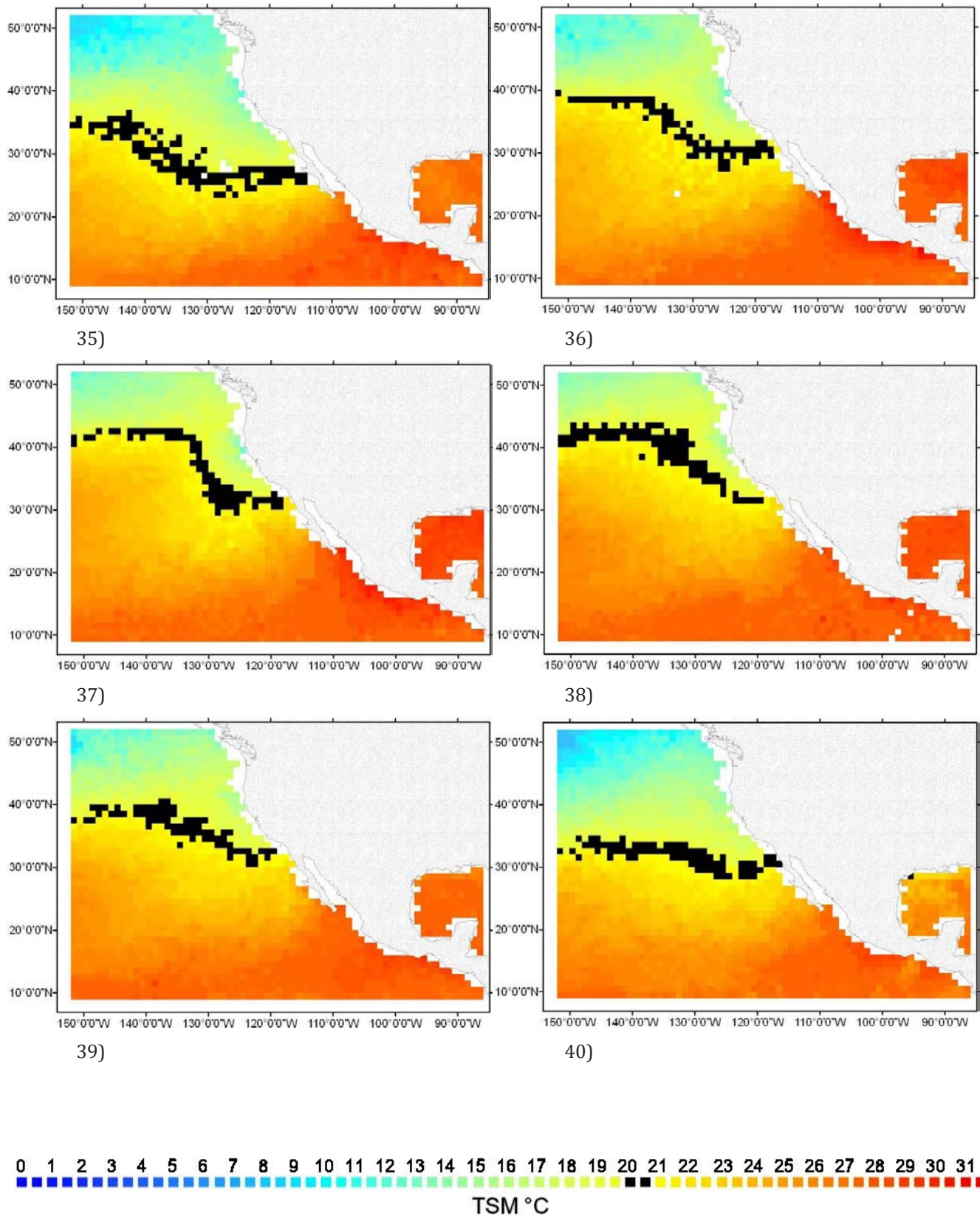


Figura 37. Distribución espacial de temperatura durante: 35) junio de 2014, 36) julio de 2014, 37) agosto de 2014, 38) septiembre de 2014, 39) octubre de 2014, 40) noviembre de 2014.

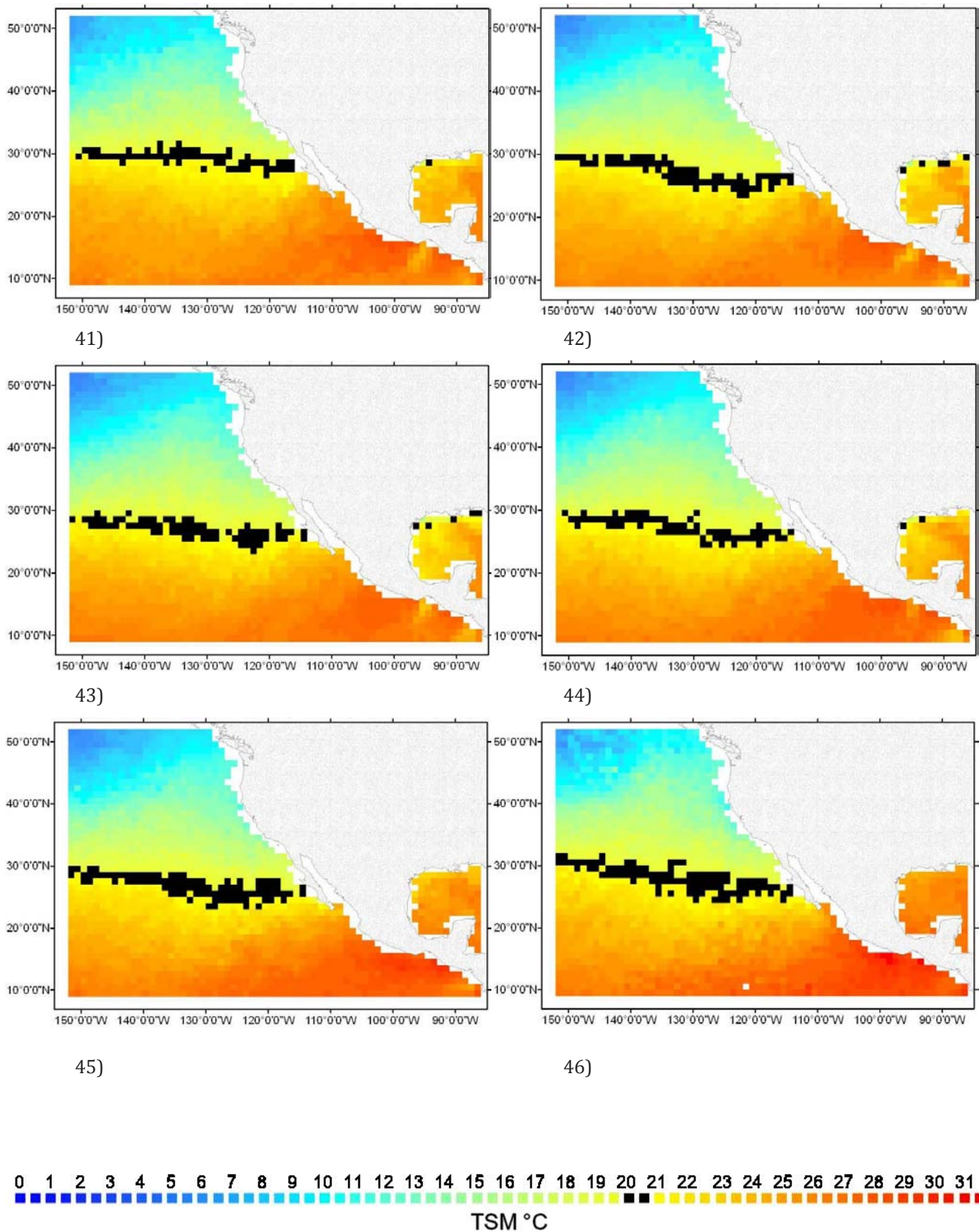


Figura 38. Distribución espacial de temperatura durante: 41) diciembre de 2014, 42) enero de 2015, 43) febrero de 2015, 44) marzo de 2015, 45) abril de 2015, 46) mayo de 2015.

ANEXO 3

Relación de los valores mensuales de índices de macroescala respecto a la salinidad mensual del SCC.

Tabla 8. Valor de los índices de macroescala frente a los valores de salinidad de las distintas regiones del SCC, provenientes de las medias latitudinales de los valores mensuales de Aquarius.

MES	Índices de fenómenos de macroescala						Regiones del SCC					
	NOI	PDO	PNA	SOI	NIÑO 3.4	NPGO	1	2	3	4	5	6
Sep-11	0.29	-1.79	-0.39	1.70	26.17	1.33	33.61	33.49	33.26	33.96	33.73	34.14
Oct-11	1.42	-1.34	0.86	1.20	25.99	1.2	33.60	33.47	33.20	33.99	33.72	34.21
Nov-11	1.72	-2.33	-0.76	1.80	25.70	3.74	33.65	33.53	33.30	34.01	33.74	34.23
Dic-11	7.89	-1.79	0.06	4.10	25.61	1.32	33.50	33.37	33.10	33.90	33.63	34.12
Ene-12	4.87	-1.38	0.13	1.80	25.84	8.33	33.48	33.37	33.10	33.87	33.67	34.04
Feb-12	3.72	-0.85	0.70	0.80	26.16	8.62	33.54	33.43	33.18	33.89	33.70	34.05
Mar-12	0.17	-1.05	-0.19	1.20	26.92	1.12	33.60	33.47	33.15	34.04	33.82	34.22
Abr-12	-1.35	-0.27	-0.09	-0.40	27.53	1.93	33.63	33.52	33.27	33.99	33.79	34.17
May-12	2.67	-1.26	-0.29	0.10	27.71	1.63	33.58	33.47	33.19	33.96	33.77	34.13
Jun-12	0.17	-0.87	-0.42	-0.70	27.69	1.94	33.65	33.53	33.26	34.04	33.80	34.24
Jul-12	1.87	-1.52	-0.57	-0.10	27.38	1.86	33.59	33.48	33.26	33.93	33.68	34.13
Ago-12	-1.32	-1.93	-0.20	-0.30	27.21	1.73	33.56	33.42	33.16	33.96	33.65	34.21
Sep-12	2.83	-2.21	-0.39	0.40	27.60	1.36	33.70	33.59	33.33	34.07	33.87	34.23
Oct-12	-0.19	-0.79	-1.13	0.50	27.36	1.87	33.68	33.57	33.30	34.06	33.80	34.27
Nov-12	-2.34	-0.59	-1.06	0.40	27.21	1.4	33.66	33.54	33.25	34.07	33.81	34.29
Dic-12	0.02	-0.48	-1.31	-1.00	26.23	1.2	33.59	33.46	33.17	34.01	33.73	34.24
Ene-13	6.64	-0.13	0.05	-0.10	25.89	1.23	33.51	33.37	33.11	33.90	33.57	34.17
Feb-13	8.00	-0.43	0.30	-0.40	26.20	1.2	33.50	33.36	33.05	33.94	33.67	34.17
Mar-13	2.06	-0.63	-0.26	2.50	26.88	6.42	33.71	33.58	33.33	34.09	33.81	34.32
Abr-13	2.73	-0.16	-1.76	0.40	27.81	4.76	33.70	33.58	33.29	34.11	33.90	34.28
May-13	1.36	0.08	-0.24	1.30	27.79	8.52	33.59	33.46	33.14	34.03	33.80	34.23
Jun-13	1.16	-0.78	-0.35	2.00	27.39	7.26	33.59	33.47	33.14	34.04	33.84	34.21

Continuación

MES	Índices de fenómenos de macroescala						Regiones del SCC					
	NOI	PDO	PNA	SOI	NIÑO 3.4	NPGO	1	2	3	4	5	6
Jul-13	0.47	-1.25	-0.71	1.30	26.95	4.51	33.57	33.45	33.13	34.01	33.78	34.20
Ago-13	-1.30	-1.04	-0.06	0.30	26.56	5.61	33.59	33.47	33.14	34.04	33.82	34.23
Sep-13	-0.26	-0.48	0.41	0.50	26.55	3.89	33.63	33.50	33.14	34.12	33.90	34.31
Oct-13	0.93	-0.87	-0.21	-0.10	26.65	-1.47	33.61	33.48	33.12	34.10	33.87	34.29
Nov-13	0.14	-0.11	-1.14	1.20	26.54	-8.05	33.60	33.46	33.08	34.11	33.82	34.35
Dic-13	4.97	-0.41	-1.16	0.10	26.20	-1.45	33.59	33.46	33.12	34.07	33.77	34.32
Ene-14	3.98	0.30	0.59	2.40	26.03	-3.9	33.47	33.32	33.03	33.90	33.57	34.18
Feb-14	-0.95	0.38	-1.57	0.10	26.06	-2.67	33.50	33.37	33.07	33.94	33.63	34.19
Mar-14	-0.60	0.97	-0.50	-1.50	26.85	-4.54	33.82	33.69	33.43	34.22	33.89	34.48
Abr-14	1.16	1.13	0.00	1.30	27.67	-6.17	33.78	33.66	33.36	34.21	33.96	34.41
May-14	1.39	1.80	-0.59	0.90	28.15	2.28	33.63	33.50	33.23	34.04	33.75	34.29
Jun-14	0.57	0.82	-1.44	0.30	27.80	-4.17	33.69	33.56	33.28	34.10	33.83	34.33
Jul-14	-0.95	0.70	0.50	-0.30	27.29	-1.33	33.65	33.51	33.18	34.12	33.82	34.36
Ago-14	-1.61	0.67	1.35	-1.20	26.82	-5.45	33.69	33.54	33.20	34.18	33.85	34.46
Sep-14	-3.84	1.08	0.78	-1.20	27.00	-7.76	33.76	33.64	33.31	34.22	33.94	34.46
Oct-14	-3.23	1.49	1.14	-1.00	27.24	4.25	33.74	33.61	33.24	34.24	33.93	34.50
Nov-14	-1.82	1.72	0.64	-1.50	27.56	3.12	33.71	33.57	33.18	34.23	33.89	34.52
Dic-14	-2.97	2.51	0.37	-0.90	27.35	-3.55	33.60	33.44	33.06	34.14	33.73	34.49
Ene-15	2.08	2.45	0.14	-1.40	27.20	-5.5	33.60	33.44	33.09	34.11	33.71	34.44
Feb-15	-1.67	2.30	0.49	0.40	27.30	-1.27	33.67	33.52	33.20	34.14	33.75	34.47
Mar-15	0.93	2.00	-0.52	-1.20	27.83	-1.39	33.57	33.41	33.11	34.02	33.69	34.30
Abr-15	0.63	1.44	-0.39	-0.10	28.60	-1.38	33.60	33.49	33.21	33.99	33.77	34.18
May-15	-2.50	1.20	-0.05	-1.20	28.83	-7.19	33.60	33.49	33.21	34.00	33.77	34.18

ANEXO 4

Las características del satélite SAC-D/ Aquarius.

Tabla 9. Las principales características del satélite SAC-D/ Aquarius y su lanzamiento (figura 39).

Agencias	NASA (EEUU), CONAE (Argentina)
Lanzamiento	Base Vandenberg (VAFB), California, 10 de junio de 2011
Vehículo de lanzamiento	Delta II, EEUU
Distancia de la Tierra	657 km
Peso	1,400 kilogramos
Potencia	1,443 Watts
Baterías	50 Amperes/hora
Área de panel solar	5.2 metros cuadrados
Órbitas por día / semana	14 /103
Tipo de órbita	Helio sincrónica
Inclinación de la órbita	98°
Periodo de órbita	97 minutos 52 segundos
Hora nodo ascendente/descendente	6 pm / 6am
Tiempo de revisita	7 días
Sensor de salinidad	Aquarius, NASA
Tecnología del sensor	Radiómetro y difusómetro integrado

El sensor Aquarius (NASA).

Tabla 10. Las principales características del sensor Aquarius para la detección de la salinidad superficial marina (ver en fig.39).

Resolución del Radiómetro (Pasivo)	370 km (Ancho de barrido)
Resolución del Difusómetro (Activo)	390 km
Angulo de Incidencia de cada haz	$\theta = 25.8^\circ, 33.8^\circ, 40.3^\circ$
Campo instantáneo de visión (IFOV)	76 x 94 km, 84 x 120 km, 96 x 156 km
Pulso de la señal	0.98 milisegundos
Precisión	0.2 ups, calibrada < 0.1 ups
Resolución espacial	1 dato válido por 1° geográfico
Radiómetro	1.413 GHz
Difusómetro	1.26 GHz
Espectro operativo	Microondas, banda L
Frecuencia	1.43 GHz
Longitud de onda	21 cm
Final de la misión	8 junio 2015, el 17 junio aviso oficial

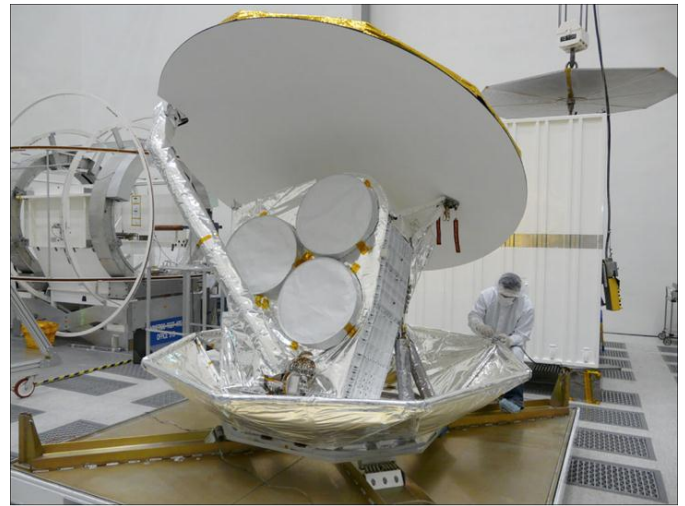


Figura 39 Lanzamiento del satélite SAC-D Aquarius (10 junio 2011), a la izquierda cohete Delta II en VAFB, derecha arriba, el satélite SAC-D Aquarius y abajo a la derecha, el sensor Aquarius (tomado de AQUARIUS.NASA, 2013 y NASA.GOV, 2016).