ESCUELA SUPERIOR POLITÉCNICA DEL LITORAL

FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MATEMÁTICAS

UNIDAD DE POSTGRADOS

PROYECTO DE TITULACIÓN

PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE:

MAGÍSTER EN CIENCIAS AMBIENTALES
Orientación Protección Ambiental

TEMA:

CONSTRUCCIÓN DE UN ÍNDICE DEL ECOSISTEMA PELÁGICO COSTERO FRENTE AL ECUADOR, PARA USO DE AUTORIDADES AMBIENTALES Y PESQUERAS

AUTOR:

TELMO DE LA CUADRA FRIAS

Guayaquil - Ecuador

2020

RESUMEN

Se desarrolló una metodología que permite, utilizando variables abióticas, comprobar cambios en el EPC frente al Ecuador. Para ello se construyó dos índices (IEPC1 e IEPC2), los cuales indicarían si en el EPC, concretamente en la subsuperficie, existe oportunidad de desarrollarse los procesos biológicos, luego de los procesos físicos y químicos observados. La metodología empleada en el análisis fueron las Funciones Ortogonales Empíricas (EOF). Parámetros abióticos como: la Utilización Aparente de Oxígeno (UAO), las masas de agua, el termostad, la anomalía termostérica, los núcleos de alta salinidad y oxígeno disuelto; fueron utilizados como “proxys” del comportamiento del EPC. Dichos datos fueron registrados en tres ubicaciones fuera de la plataforma continental, en el período 1984-2007, y una cuarta ubicada a 10 millas fuera de la costa, en el período 2017-2019. Los índices encontrados, mostrarían bastante bien las variaciones naturales de corto y largo plazo, especialmente aquellas que suponen los eventos EN 1997-1998 y de 1987; así como también los eventos LN de 1985, 1988, 1995-1996, 1999-2000. Finalmente, para que se vean beneficiados o no los aspectos bióticos del ecosistema mencionado, no solo se requerirá que la SCE se encuentre fortalecida físicamente, sino que dependerá de las características que tenga el agua transportada por la misma hacia la región del Pacífico Sudoriental.

Palabras claves: EOF, Pelágico-Costero, Variabilidad Ambiental, Subcorriente Ecuatorial.

ABSTRACT

A methodology was developed that allows, using abiotic variables, to check changes in the EPC against Ecuador. For this, two indices were constructed (IEPC1 and IEPC2), which would indicate whether in the EPC, specifically in the subsurface, there is an opportunity to develop biological processes, after the physical and chemical processes observed. The methodology used in the analysis was the Empirical Orthogonal Functions (EOF). Abiotic parameters such as: Apparent Oxygen Utilization (AU), water masses, thermostat, thermospheric anomaly, high salinity and dissolved oxygen nuclei; they were used as "proxies" for the behavior of the EPC. These data were recorded in three locations outside the continental shelf, in the 1984-2007 period, and a fourth located 10 miles off the coast, in the 2017-2019 period. The indices found would show the short and long-term natural variations quite well, especially those that the events IN 1997-1998 and 1987 suppose; as well as the LN events of 1985, 1988, 1995-1996, 1999-2000. Finally, for the biotic aspects of the mentioned ecosystem to benefit or not, not only will the SCE be physically strengthened, but it will also depend on the characteristics of the water transported by it to the Southeast Pacific region.

Keywords: EOF, Pelagic-Coastal, Environmental Variability, Equatorial Undercurrent.

DEDICATORIA

Dedico esta tesis a mi familia, mi esposa Martha y mi hija María Belén, quienes permanentemente me otorgan su cariño, comprensión y apoyo.

A mis padres, quienes a pesar de la edad siempre se mantienen pendientes de cada logro de este hijo.

AGRADECIMIENTO

En primer lugar, deseo agradecer al hacedor de todas las cosas, a nuestro Padre Celestial, por ser mi guía y fortaleza en cada una de las actividades que emprendo.

Al doctor David Enrique Matamoros Camposano, por la oportuna orientación y revisión de la presente tesis.

Agradecer también al Instituto Público de Investigación de Acuicultura y Pesca (IPIAP), por los datos oceanográficos y pesqueros utilizados en la presente tesis, los cuales provienen de las campañas de investigación y seguimiento oceanográfico y pesquero de la institución.

Finalmente, deseo agradecer a la Secretaría Nacional de Educación Superior, Ciencia, Tecnología e Innovación (SENESCYT), por la beca otorgada al autor para realizar esta Maestría en Ciencias Ambientales, orientación Protección Ambiental.

DECLARACIÓN EXPRESA

La responsabilidad por los hechos y doctrinas expuestas en este Proyecto de Titulación, me corresponde exclusivamente y ha sido desarrollado respetando derechos intelectuales de terceros conforme las citas que constan en el documento, cuyas fuentes se incorporan en las referencias o bibliografías. Consecuentemente este trabajo es de mi total autoría. El patrimonio intelectual del mismo, corresponde exclusivamente a la ESCUELA SUPERIOR POLITÉCNICA DEL LITORAL.

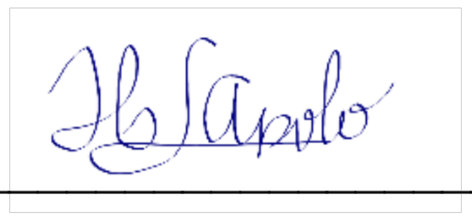
En virtud de esta declaración, me responsabilizo del contenido, veracidad y alcance del Trabajo de Titulación referido.



Telmo Jacinto Gonzalo De la Cuadra Frías

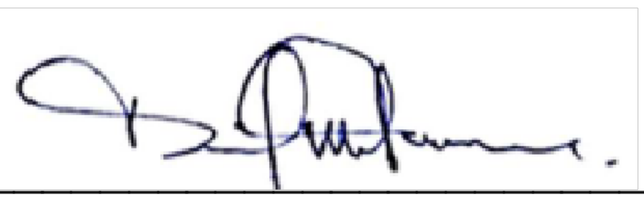
Nombre del Autor

TRIBUNAL DE GRADUACIÓN



Mgtr. Héctor Apolo Loayza

PRESIDENTE



Dr. David Matamoros Camposano

DIRECTOR



Mgtr. Nadia Flores Manrique

VOCAL 1

ABREVIATURAS O SIGLAS

AESS: Agua Ecuatorial Subsuperficial

ASTS: Agua Subtropical Superficial

ATSM: Anomalía de la Temperatura Superficial del Mar

ATS: Agua Tropical Superficial

CCE: Corriente Costanera Ecuatoriana

CCEP: Corriente Costera Ecuador-Perú

CCP: Corriente Costera Peruana

CCPC: Contracorriente Perú-Chile

CES (SEC): Corriente Ecuatorial del Sur

$cL.t^{-1}$: Centilitros por toneladas

CTD: Conductivity, Temperatura and Depth

ENSO: El Niño/South Oscillation

EN: El Niño

EOF: Empirical Orthogonal Functions

EOS-80: Ecuación Internacional del Estado del Agua de Mar – 1980

EOU: Utilización Evaluada de Oxígeno

EPC: Ecosistema Pelágico Costero

FA: Análisis Factorial

IAPSO: International Association for the Physical Sciences of the Oceans

IEPC1: Índice del Ecosistema Pelágico Costero 1

IEPC2: Índice del Ecosistema Pelágico Costero 2

IOC: International Oceanographic Commission

IPIAP: Instituto Público de Investigación de Acuicultura y Pesca

LN: La Niña

MEI: Multivariate ENSO Index

$ml.L^{-1}$: Mililitro por litro

NAO: Oscilación del Atlántico Norte

OD: Concentración de Oxígeno Disuelto

O2: Oxígeno Disuelto

PCA: Análisis de Componentes Principales

PCUC: Perú-Chile Under Current

PDO: Pacific Decadal Oscillation

PO4: Fosfato

pSSCC: primary Southern Subsurface Countercurrent

PUC: Perú Undercurrent

SCE (EUC): Subcorriente Ecuatorial o Corriente de Cromwell

SCOR: Scientific Committee on Oceanic Research

SCPC: Subcorriente Perú-Chile

SOI: South Oscillation Index

sSSCC: secondary Southern Subsurface Countercurrent

ST: Series de Tiempo

t: Toneladas

TEOS-10: Ecuación Internacional Termodinámica del Agua de Mar – 2010

TOU: Utilización Verdadera de Oxígeno

TSM: Temperatura Superficial del Mar

UAO: Utilización Aparente de Oxígeno

UNESCO: United Nations, Educational, Scientific and Cultural Organization

VA: Variabilidad Ambiental

ZCIT: Zona de Convergencia Intertropical

GLOSARIO DE TÉRMINOS

Datos Proxy: Tiene su origen en los proxis climáticos. Para la tesis, son datos abióticos, con los cuales se infiere productividad primaria y secundaria.

Densidad: La densidad es el peso contenido en un volumen. Se calcula en función de la temperatura, salinidad y la presión del ambiente.

Dinámica de las poblaciones: Es la especialidad de la ecología que se ocupa del estudio de los cambios que sufren las poblaciones biológicas en cuanto a tamaño, dimensiones físicas de sus miembros, estructura de edad, sexo y otros parámetros que las definen, así como de los factores que causan esos cambios y los mecanismos por los que se producen.

Estocástico: Que está sometido al azar, y que es objeto de análisis estadístico.

Frente: Región del océano, que separa parcelas o masas de agua de características marcadamente diferentes; por ejemplo, parcelas con diferentes temperaturas, o diferentes masas de agua.

Halino: Véase salinidad.

Isanostérica: Línea o superficie que conecta todos los puntos de igual volumen específico.

Isóbata: Línea o superficie que conecta todos los puntos de profundidad constante sobre una gráfica en el espacio.

Isopicna o Superficie Isopicnal: Línea o superficie que une todos los puntos de densidad constante sobre una gráfica en el espacio o en el tiempo.

Isoterma: Línea o superficie que conecta todos los puntos de igual temperatura.

Masas de agua: Un volumen de agua usualmente identificado por valores típicos de temperatura y salinidad que le son característicos, y que permiten distinguirlo de las aguas circundantes.

Nutriente limitante: Limita la producción primaria.

Ondas Internas: Son movimientos ondulatorios en fluidos de estratificación estable. Pueden presentarse entre capas de diferentes densidades en el océano.

Picnoclina: Es la capa del océano donde existe el gradiente más fuerte de densidad. La mayoría de las veces coincide con la termoclina.

Reclutamiento: Proceso por el cual la cantidad de peces jóvenes que sobreviven a las etapas de huevo, larva y juveniles se incorporan por primera vez a la fase explotable de una población de peces, siendo susceptibles de ser capturados por un arte particular de pesca.

Salinidad: La salinidad es el contenido de sal disuelta en un cuerpo de agua. El término técnico de salinidad en el océano es halinidad.

Termoclina: Capa del océano que presenta un cambio abrupto de temperatura con la profundidad. Para representar la profundidad de la termoclina se utiliza convencionalmente la profundidad de la isoterma de 20°C. El gradiente de la termoclina es calculado en función de las profundidades de la isoterma de 20° y 15°C, y sus unidades se expresan en [$°C.10m^{-1}$].

Termostad: Capa del océano en la que la variación de la temperatura con respecto a la profundidad, es mínima.

Ups: Abreviación de “unidades prácticas de salinidad”. Unidades de una definición de salinidad (UNESCO, 1981) basada en la razón entre la conductividad eléctrica de una muestra y una muestra estándar. Se conocen como unidades prácticas porque fueron definidas de tal manera que la nueva escala (en ese momento) coincidía con la antigua de partes por mil (ppm). La salinidad en ups es adimensional.

Volumen específico: Recíproco de la densidad. Se calcula en función de la temperatura y la salinidad.

TABLA DE CONTENIDO

CAPÍTULO 1 1
1. INTRODUCCIÓN 1
1.1. Antecedentes 1
1.2. Descripción del problema 2
1.3. Objetivos 4
1.3.1. Objetivo General 4
1.3.2. Objetivos Específicos 4
1.4. Hipótesis 4
1.5. Alcance 4
CAPÍTULO 2 6
2. MARCO TEÓRICO 6
2.1. Ecosistema Pelágico Costero 6
2.1.1. Masas de Agua 6
2.1.2. Hidrografía Asociada y Circulación 8
2.2. Variabilidad Climática y los Recursos Pesqueros 12
2.2.1. El ENSO y las Pesquerías 12
2.2.2. Oscilaciones de baja frecuencia y los Pequeños Pelágicos 14
2.3. Indicadores Abióticos 15
2.3.1. Utilización Aparente de Oxígeno (UAO) 15
2.4. Sigma-theta (σθ) 15
2.5. Máximos de Salinidad 16
2.6. Análisis del Marco Teórico 16
CAPÍTULO 3 18
3. METODOLOGÍA 18
3.1. Obtención de Datos 18
3.2. Herramientas Analíticas 19
3.2.1. Normalización de las series 19
3.2.2. Coeficiente de Correlación 20
3.2.3. Test de Esfericidad de Bartlett 20
3.2.4. Funciones Ortogonales Empíricas 21
3.2.5. Origen del método 22
3.2.6. Procedimiento para un análisis EOF 23
3.2.7. Kriging 26

3.2.8. Modelos de semivariograma 28
3.3. Cálculos oceanográficos 28
3.3.1. Cálculo de Masas de Agua 28
3.3.2. Cálculo de Densidad 29
3.3.3. Cálculo del UAO 32
3.4. Construcción del índice 34
CAPÍTULO 4 35
4. RESULTADOS 35
4.1. Descriptores más representativos del ecosistema 35
4.1.1. Temperatura 35
4.1.2. Salinidad 36
4.1.3. Masas de Agua 37
4.1.4. Utilización Aparente de Oxígeno (UAO) 38
4.1.5. Fosfato 39
4.2. Potenciales Escenarios en el Ecosistema Pelágico Costero 39
4.3. Construcción del Índice del Ecosistema Pelágico Costero 41
4.4. Aspectos prácticos del Índice del Ecosistema Pelágico Costero 43
CAPÍTULO 5 55
5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES 55
5.1. Conclusiones 55
5.2. Recomendaciones 57
6. REFERENCIAS 59
7. APÉNDICES Y ANEXOS 65

LISTADO DE FIGURAS

Figura 2. 1. Esquema de Circulación del Pacífico Tropical Este (tomado de Montes et al., 2010). EUC: Subcorriente Ecuatorial; pSSCC: Contracorriente Subsuperficial Primaria del Sur. 11

Figura 2. 2. Condiciones anómalas en el Océano Pacífico (tomada de Ashok and Yamagata, 2009). 13

Figura 2. 3. Oscilación hipotética de un régimen con período de 50 años (tomada de Chávez et al., 2003). 14

Figura 4. 1. Pacífico Sudoriental, área de estudio 45

Figura 4. 2. Ciclo Interanual de Temperatura del Mar. En líneas blancas las isanostéricas de 167 y 239 $cL.t^{-1}$. 46

Figura 4. 3. Ciclo Interanual de la Salinidad del Mar. En líneas blancas las isanostéricas de 167 y 239 $cL.t^{-1}$. 47

Figura 4. 4. Ciclo Interanual de las Masas de Agua expresadas en porcentajes. Con contornos llenos: ATS en tonos naranjas y ASTS en tonos verdosos; y con contornos sin color AESS. 48

Figura 4.5.Ciclo Interanual de la Utilización Aparente de Oxígeno (UAO). De la línea verde hacia arriba los procesos de fotosíntesis, de la línea verde hacia abajo los procesos de respiración. En líneas blancas las isanostéricas de 167 y 239 $cL.t^{-1}$.....49

Figura 4. 6. Ciclo Interanual del Fosfato (PO4). De la línea verde hacia arriba los procesos de fotosíntesis, de la línea verde hacia abajo los procesos de respiración. En líneas blancas las isanostéricas de 167 y 239 $cL.t^{-1}$. 50

Figura 4. 7. Estructura Vertical del océano: a) Temperatura del Mar; b) Anomalía de la Temperatura del Mar; c) Salinidad del Mar; y d) Masas de Agua. Estación 10 millas costa afuera frente a ciudad de Salinas. Período 2017-2019. 51

Figura 4. 8. Estructura Vertical del océano. Panel superior: Utilización Aparente de Oxígeno. Panel Inferior: Cociente Nitrato-Fosfato. Estación 10 millas costa afuera frente a ciudad de Salinas. Período 2017-2019. 51

Figura 4. 9. Indicadores del Ecosistema Pelágico Costero. a) Profundidad de la isolínea de 60% de AESS; b) UAO en $ml.L^{-1}$ a 30 m; c) Concentración de fosfato en 30 m; d) Ancho del termostad y e) Índice Ecosistema Pelágico Costero 1 (IEPC1). 52

Figura 4. 10. Diferentes Indicadores. a) Índice Multivariado de EN (MEI); b) Índice de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO); c) Índice del Ecosistema Pelágico Costero versión1 (IEPC1); y d) Índice Ecosistema Pelágico Costero versión2 (IEPC2). 53

Figura 4. 11. Ajuste polinómico de la relación entre los índices obtenidos IEPC1 e IEPC2, y los estadios de madurez sexual 4 y 5 de la Pinchagua (Ophistonema sp). 54

LISTADO DE TABLAS

Tabla 2 1. Estrategias generales de migración observadas en los pequeños pelágicos en Ecuador durante las fases cálida y fría del ciclo ENSO.....13

Tabla 3. 1. Cruceros Oceanográficos del Instituto Público de Investigación de Acuicultura y Pesca utilizados en el análisis.....19

Tabla 4. 1. Resultados del Test de Esfericidad de Bartlett 41

Tabla 4. 2. Correlación lineal entre el IEPC1 obtenido y el índice patrón MEI...42

Tabla 4. 3. Correlación lineal entre el IEPC1 y los índices de la TSM registrada en el Pacífico Oriental y el patrón MEI.....42

Tabla 4. 4. Correlación entre el IEPC2 y el índice de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO).....42

Tabla 4. 5. Modos Principales resultantes para cada Variable Oceanográfica seleccionada.....43

Tabla 4. 6. Modos Principales resultantes para cada índice identificado. 43

Tabla 4. 7. Correlación lineal y polinomial entre los índices IEPC1 e IEPC2 con los estadios 4 y 5 (macho y hembra) de madurez sexual de la Pinchagua (Ophistonema sp). 44

CAPÍTULO 1

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Antecedentes

En el océano ocurren fluctuaciones naturales con diferente temporalidad: (1) la escala estacional, en la que se distingue por ejemplo la alternancia entre la época seca y la época húmeda; (2) la escala intraestacional, que se puede apreciar con la presencia de las ondas internas como las ondas Kelvin, Rosbby, etc.; (3) la escala interanual, que se evidencia con la ocurrencia de los eventos El Niño / La Niña (fase cálida y fría del ciclo ENOS, respectivamente); y (4) las escalas decadales y/o interdecadales, que son las menos conocidas, ya que su análisis requiere series de datos lo suficientemente largas. Un ejemplo de estas últimas, la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) (Peralta et al., 2018).

Es conocida la alta fluctuación en la disponibilidad de las poblaciones de pequeños pelágicos en aguas ecuatorianas. Históricamente, ello ha estado asociado a fuertes cambios ambientales que se originan en fenómenos océano-climáticos interanuales como El Niño, avance de las aguas frías del Sur, etc. que llevan a variaciones de ubicación del Frente Ecuatorial (Jiménez 1982; Cucalón y Maridueña 1989; Arriaga y Patterson 1989; Aguilar et al. 1993; Arntz and Fahrbach 1996; De la Cuadra 1997; Arriaga y Martínez, 2002; Jiménez 2008; De la Cuadra, 2010). Ligado a la variabilidad ambiental se encontraría por ejemplo la aparición esporádica en aguas ecuatorianas de la anchoveta (Arriaga y Martínez, 2002), y el jurel.

Autores como Lehodey et al. (2006), han indicado que la variabilidad de las poblaciones de peces y las actividades pesqueras están estrechamente relacionadas con el clima y la dinámica climática. Si bien el clima en el mar afecta directamente a la pesca, la variabilidad ambiental determina la distribución, la migración y abundancia de peces. Por otro lado, biomasas y capturas serían determinadas por fluctuaciones climáticas de largo período, más que por las presiones de la extracción; mientras que el efecto ambiental sobre los ciclos reproductivos de algunas especies de pequeños pelágicos, no serían aleatorios o estocásticos (Klyashtorin, 2001).

La observación de que las poblaciones de peces fluctúan en escalas de tiempo de décadas y muestran patrones de sincronía mientras están separadas geográficamente, ha llamado la atención sobre los procesos

oceanográficos impulsados por señales de baja frecuencia, como los que se reflejan en los índices que rastrean patrones climáticos a gran escala, como la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) y la Oscilación del Atlántico Norte (NAO). Esta variabilidad de baja frecuencia se observó por primera vez en las fluctuaciones de captura de peces pelágicos pequeños (Anchoas y Sardinas), pero pronto surgieron efectos similares para peces más grandes como el salmón, varias especies de peces de fondo y algunas especies de atún (Lehodey et al., 2006).

Cambios recientes en la utilización aparente de oxígeno (UAO) en la termoclina superior de los océanos, observados durante la reocupación de estaciones o transectos, han centrado la atención en el intercambio entre la atmósfera y el océano de oxígeno y otros gases metabólicos, en función del tiempo. Las interpretaciones de los cambios de UAO van desde el movimiento a gran escala de la circulación hasta las variaciones en la ventilación o la exportación de carbono (Emerson et al., 2004).

Las concentraciones de oxígeno disuelto (OD) en el océano dependen de una serie de procesos físicos y biológicos que incluyen circulación, ventilación, intercambio aire-mar, producción y respiración (Emerson et al., 2004).

El oxígeno disuelto en el océano es muy sensible a la variabilidad y al cambio climático, en parte porque las perturbaciones de la temperatura de la superficie del mar afectan doblemente al oxígeno dentro del océano: el calentamiento reduce la solubilidad del O_2 pero también estratifica el océano, lo que limita la ventilación y el suministro de O_2 al interior (Long et al., 2015).

Es importante entender el rol de la variabilidad climática en escala decadal, y el calentamiento global; así como los mecanismos que los causan, para que podamos determinar la sensibilidad de la respuesta del océano al forzamiento natural y antropogénico (Emerson et al., 2004).

1.2. Descripción del problema

El total de capturas de los recursos hidrobiológicos en el Ecuador desde 1950 hasta 2010 fueron casi 30.2 millones de toneladas, de los cuales la pesquería de peces pelágicos pequeños, pesquerías artesanales, pesquería de camarón, y la pesquería de atún industrial, contribuyeron con 74%, 19%, 4%, y 2%, respectivamente (Alava et al., 2015).

Desde mediados de 1980, los desembarques de los pequeños pelágicos ha decrecido drásticamente sin señales de recuperación. En el 2005 se habría

presentado una baja tendencia a estabilizarse, para mostrar un descenso nuevamente hacia el 2010 (Alava et al., 2015).

En los últimos años, esta pesquería captura peces demersales (González et al., 2008; Prado, 2009). Los investigadores pesqueros ecuatorianos lo han considerado un desperdicio de biomasa, debido al alto valor comercial y proteínico de estos peces (Alava et al., 2015).

Sin embargo, existe aún mucha discusión sobre la condición de las poblaciones de pequeños pelágicos. Las opiniones técnicas, principalmente del Instituto Nacional de Pesca (INP), hoy Instituto Público de Investigación de Acuicultura y Pesca (IPIAP), señalan que la flota que captura estos peces podría estar sobre dimensionada y que habría indicios de sobrepesca de algunas especies; por lo que recomiendan medidas regulatorias como la reducción del esfuerzo de pesca, implementación de vedas y asignación de cuotas anuales de pesca.

Durante marzo y noviembre 2018, utilizando métodos acústicos en campañas de investigación pesquera, se habría observado una distribución vertical profundizada de los pequeños pelágicos frente al Ecuador. Varios autores, han reportado estas especies distribuidas principalmente entre 150 y 300 metros de profundidad, cuando habitualmente, mismas especies se las ubicaría en profundidades entre 15 y 45 brazas (27-82 metros). Esta sería una realidad observada durante los últimos años, y aparentemente ninguna de las características ambientales registradas durante dichas campañas de investigación, explicarían por sí solas tal suceso.

Por otro lado, en el Océano Pacífico, las temperaturas del aire y del océano, los niveles de oxígeno disuelto, los desembarques de sardinas y anchovetas, y en general la productividad de los ecosistemas costeros y de mar abierto, han variado durante períodos de al menos 50 años. A mediados de la década de 1970, el Pacífico tuvo un cambio de un régimen frío "régimen de la anchoveta", a un régimen cálido "régimen de sardina"; para volver a cambiar hacia un régimen de anchoveta (frío), a mediados o finales de la década de 1990 (Chávez et al., 2003).

Estas variaciones naturales de largo plazo actualmente no se tienen en cuenta cuando se considera la gestión del ecosistema pelágico costero y sus recursos vivos, tal como se lo hace con la variabilidad interanual (corto plazo), como las fase cálida y fría del ciclo ENOS (El Niño/Oscilación del Sur).

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo General

Construir un índice del Ecosistema Pelágico Costero frente al Ecuador, que muestre su capacidad productiva y su relación con las variaciones naturales de corto y largo plazo.

1.3.2. Objetivos Específicos

- Definir en base a la data disponible, los descriptores más representativos del Ecosistema Pelágico Costero, que permitan mostrar su estado, sus productos en términos de la pesca comercial, y el cómo se relacionan con la variabilidad climática.

- Desarrollar una metodología que permita comprobar cambios en el Ecosistema Pelágico Costero, utilizando variables abióticas.

- Analizar escenarios del Ecosistema Pelágico Costero, bajo la presencia de las fases cálida y fría del ciclo ENOS y de la PDO.

1.4. Hipótesis

Existen variaciones de largo plazo en el Ecosistema Pelágico Costero frente al Ecuador, que pueden ser observadas a través de los diferentes parámetros abióticos monitoreados en campañas de investigación oceanográfica.

1.5. Alcance

El estudio propuesto es de tipo descriptivo y correlacional, que permitirá a las autoridades ambientales y pesqueras ecuatorianas tomar oportunas decisiones para el manejo del Ecosistema Pelágico Costero. La información utilizada es generada en el mar ecuatoriano, pero principalmente frente al Golfo de Guayaquil, y proviene de varias campañas de investigación realizadas por el Instituto Nacional de Pesca, entre 1984 y 2012.

El propósito de este trabajo es describir los principales factores abióticos del Ecosistema Pelágico Costero frente a las costas de Ecuador, que pudieran mostrar cambios ante la Variabilidad Interanual e Interdecadal, y generar respuestas en las diferentes poblaciones de recursos hidrobiológicos, principalmente los peces pelágicos pequeños.

El objetivo final es mostrar los cambios de la Utilización Aparente de Oxígeno (UAO), Salinidad, Densidad y Masas de Agua frente al Ecuador, y construir

un índice con ellos. De tal manera, dicho índice se convierta en un marcador del comportamiento del Ecosistema Pelágico Costero.

CAPÍTULO 2

2. MARCO TEÓRICO

2.1. Ecosistema Pelágico Costero

El término "**pelágico**" deriva de la palabra griega *pélagos*, que significa océano, utilizada para nombrar a una de las dos grandes divisiones ecológicas del mar, es decir el dominio **pelágico** o de las aguas marinas, siendo la otra el dominio bentónico o de fondo. El ambiente **pelágico** puede diferenciarse en zonas de acuerdo a la profundidad, así tenemos: zona epipelágica (0-50/200 m de profundidad), mesopelágica (50/200 -600m), batipelágica (600-3000m), abisopelágica (3000-6000m), y hadalpelágica (>6000m).

El término "**Pelágico costero**", refiere a aquella porción del Ecosistema Pelágico más cercano a tierra. Los peces que se encuentran allí corresponden a especies neríticas, es decir que viven en aquellas masas de agua situadas sobre la plataforma continental y son fundamentalmente epipelágicos.

En general, para entender los aspectos químicos y biológicos que diferencian los Ecosistemas Pelágicos Costeros, se hace necesario conocer la dinámica oceanográfica dominante, y aquellos aspectos físicos como las corrientes marinas y las masas de agua presentes en el área de estudio, las cuales le otorgan a este sistema, sus características en cuanto a productividad y biodiversidad.

2.1.1. Masas de Agua

Inicialmente, en los trabajos de Wyrtki (1966 y 1967), se describe las masas de agua presentes en el Pacífico Oriental. Dentro de esta región, el mar ecuatoriano representa una zona de transición entre los regímenes tropical y subtropical, de tal forma que las masas de agua superficiales provienen de varias mezclas en esas regiones. Así, Agua Tropical Superficial y Agua Subtropical Superficial se ubican al norte y sur del Ecuador, respectivamente; mientras que, por debajo de estas dos masas de agua, se encuentra el Agua Ecuatorial Subsuperficial (Cucalón, 1986).

En general, las masas de agua de la región del Pacífico Oriental y del mar ecuatoriano, han sido descritas por Wyrtki (1965, 1966, 1967); Wooster

(1969); Zuta y Guillén (1970); Endfield (1976); Cucalón (1986,1987); y Sonnenholzner (1993).

Agua Tropical Superficial (ATS).-

Está caracterizada por altas temperaturas de la superficie del mar y bajas salinidades, debido a un exceso de precipitación sobre la evaporación. En el océano Pacífico oriental tropical, esta agua puede ser identificada por el área donde la temperatura superficial del mar está siempre por encima de 25°C y la salinidad es menor que 34 ups.

Agua Subtropical Superficial (ASTS).-

Es encontrada en las regiones donde la evaporación excede a la precipitación. Esta agua es caracterizada por altos valores de salinidad, mayores de 35 ups; mientras que la temperatura podría variar en un relativamente amplio rango, desde 15°C hasta 28°C (Wyrtki, 1966, 1967; Cucalón, 1986). En general el borde norte del ASTS puede ser identificado por la isohalina de 35 ups, la cual parte de la costa del Perú (cerca de 5°S), y se dirige hacia el oeste pasando por el sur de las Islas Galápagos (Zuta y Guillén, 1970). Hacia el Este, el amplio rango de temperaturas estaría relacionado con fluctuaciones de la corriente de Humboldt, la cual es más fuerte durante el invierno, cuando la transferencia de calor a través de la superficie del mar es pequeña, y es más débil en verano, cuando la transferencia es mayor. Esto produce una gran fluctuación estacional en el contenido de calor, y por lo tanto en la estructura térmica. Al sur de 4°S, frente al Perú, el ASTS es modificada por la mezcla horizontal con aguas afloradas de más baja temperatura y salinidad. Para efecto de este trabajo, se referirá a esta masa de agua como “Agua Subtropical Superficial de la Corriente de Humboldt”, denotando así su carácter de agua modificada.

Agua Ecuatorial Subsuperficial (AESS).-

Según Wyrtki (1963), esta agua se considera una mezcla entre Agua Subtropical Superficial (ASTS) y Agua Intermedia Antártica (AIA). Esta agua se forma en la región subsuperficial del Pacífico ecuatorial oriental donde la circulación anticiclónica tiene débil influencia. La acumulación de esta agua subsuperficial en el Océano Pacífico oriental tropical es el resultado del transporte hacia el este de la Subcorriente Ecuatorial, llamada también Corriente de Cromwell, la cual al llegar a las Islas Galápagos se bifurca en dos ramales. De acuerdo a White (1969), parte de esta agua se extiende hacia la región de afloramientos al sur de Ecuador y norte de Perú. Esta masa de agua está asociada con temperaturas de 13° y 15°C, y salinidades entre 34.9 y 35.1ups (Zuta y Guillén, 1970; Cucalón,1986; Sonnenholzner, 1993). Frente al Ecuador, esta masa de agua estaría relacionada con

concentraciones relativamente altas de oxígeno (2.3ml/L), a diferencia de frente a la costa sur de Perú, donde está asociada con valores bajos de oxígeno (< 1ml/L).

2.1.2. Hidrografía Asociada y Circulación

En general la circulación en el Pacifico Suroriental y frente a las costas de Ecuador ha sido descrita por Wyrtki (1967); Wooster (1969); Endfield (1976); Cucalón (1986,1987); Chaigneau et al. (2013); Collins et al. (2013).

Frente al Ecuador, dos períodos estacionales claramente diferenciados podemos encontrar frente al Ecuador: verano (enero-abril) e invierno (julio-octubre). Los meses restantes son considerados períodos de transición entre ambas estaciones (Cucalón 1986).

En verano, los vientos meridionales que soplan paralelo a la costa se debilitan, mientras que los vientos alisios del noreste que soplan a través de América Central se intensifican, incrementando el transporte meridional de agua a través del ecuador. Este flujo estacional, estrecho y costero, es evidente a lo largo de la costa del Ecuador hasta aproximadamente los 2°S, corresponde a ATS, con temperatura cálida (25-27°C), baja salinidad 33.0-33.8 ups), y según Okuda et al (1983) de relativamente alta concentración de oxígeno disuelto (3.97-5.49ml/L). Este flujo es indicado en los mapas como “Corriente del Niño”. El Frente Ecuatorial en esta época podría estar ausente o formado débilmente.

En invierno, los vientos meridionales se fortalecen y con ellos la Corriente de Humboldt, produciendo un intenso Frente Ecuatorial, cuya posición estacional está determinada por la fuerza de la Corriente de Humboldt y el gradiente de presión hidrostática horizontal generado a través del frente. El Frente Ecuatorial puede ser identificado por gradientes termohalinos superficiales ubicados aproximadamente entre 0°(25°C – 33.6 ups) y 2°S (19°C – 35.0 ups), extendiéndose hacia abajo unos 30-40 metros de profundidad. En el borde sur del Frente Ecuatorial podemos encontrar agua fría con altas concentraciones de nutrientes, la cual corresponde a una mezcla entre ASTS de la Corriente de Humboldt, y el AESS que subyace bajo la primera y aflora en esta época al sur de 2°S.

<u>Corriente Costera Peruana</u>.-

La Corriente Costera Peruana (CCP) forma parte del movimiento anticiclónico del Pacífico Sur, y constituye el ramal oriental del Sistema de la Corriente de Humboldt. Esta corriente fluye a lo largo de la costa en dirección noroeste, transportando aguas provenientes del afloramiento costero, para

luego separarse de la costa y entrar a formar parte de la Corriente Ecuatorial del Sur (CES). El transporte con el que la CCP contribuye a la CES es de 6 x 10^6 m^3s^{-1} (Zuta y Guillén,1970).

Frente al Ecuador, este flujo hacia el Norte se denomina Corriente Costanera Ecuatoriana (CCE), como resultado de la influencia del ramal oriental de la Corriente de Humboldt en su giro hacia el oeste a partir de 5°S, y de los vientos del Sur y Suroeste que cerca de la costa son más notorios, principalmente en el sector centro-sur costero del Ecuador (Allauca, 1990). Collins et al. (2013), observaron que la CCE (<200 m) se extendía en alta mar 100 km con un flujo más fuerte, 0.33ms^{-1}, cerca de la superficie. Inmediatamente al oeste de la CCE, el flujo se dirigió hacia el Este y hacia el Sur hacia los inicios de la contracorriente Perú-Chile; este flujo es el que Chaigneau et al. (2013) denominaron Corriente Costera Ecuador-Perú (CCEP).

El límite norte de esta corriente se encontraría ligado a la posición de la Zona de Convergencia Intertropical (ZCIT), que de acuerdo a Moreano (1983) iniciaría su descenso hacia el Sur en el mes de diciembre. Esta corriente estaría mejor definida cuando la ZCIT se encuentre en su posición más septentrional. Consecuentemente, la CCE sería más débil durante la época húmeda, que Cucalón (1983) define entre enero y abril. En la mencionada época (verano del hemisferio sur), y en el área de la desembocadura del Golfo de Guayaquil, prevalecería los flujos hacia la costa por la influencia de las corrientes de marea, las cuales son más fuertes hacia el interior del Golfo (Allauca, 1990; Stevenson, 1981). Esta característica, favorecería la concentración de alimento, así como de huevos y larvas de diferentes especies, en el área costera.

Subcorriente Ecuatorial o Corriente de Cromwell.-

La Subcorriente Ecuatorial (SCE), llamada también Corriente de Cromwell es una corriente subsuperficial, que viaja de oeste a este a lo largo del eje ecuatorial entre 2°N y 2°S, desde aproximadamente 143°E en el Pacífico occidental hasta la costa sudamericana, y entre 30 y 300 metros de profundidad (Sonnenholzner, 1993). El gradiente de presión hidrostática que existe en el Pacífico ecuatorial sería la principal fuerza generadora de esta corriente (Halpern,1980; Tsuchiya et al., 1989; Sonnenholzner,1993).

La porción inferior de la picnoclina, de la Subcorriente Ecuatorial (SCE), y debajo de ella no participa directamente en el flujo impulsado por el viento local. Por lo tanto, las aguas de esta parte de la SCE, pueden identificar las características desde su origen en el extremo occidental del Pacífico hacia el este, cruzando el océano (Tsuchiya et al., 1989).

En el Océano Pacífico ecuatorial oriental, la termoclina permanente está dividida en dos termoclinas separadas por una capa en la cual el gradiente

de temperatura vertical es un mínimo relativo que ocurriría a 13°C, en profundidades entre 75 y 300 metros de profundidad, que Seitz (1957) denominó termostad. El agua que compone el termostad se denomina Agua Ecuatorial de 13°C (Tsuchiya, 1981).

Cuando el flujo hacia el Este llega a la costa de América del Sur, se desvía hacia el Sur hacia la contracorriente Perú-Chile (CCPC) y la corriente subsuperficial Perú-Chile (SCPC) (Lukas, 1986). El flujo hacia el Este es atribuido al ramal sur de la Subcorriente Ecuatorial (SCE) (Lukas, 1986; Strub et al., 1998, y otros); pero estudios recientes que usan modelos oceánicos numéricos, indican que el flujo hacia el Este que contribuye a la Subcorriente Perú-Chile (PCUC), puede estar dominado por la Contracorriente Subsuperficial del Sur (SSCC) primaria y secundaria (Montes et al., 2010).

Pak and Zaneveld (1973) observaron tres ramales de la SCE, dos de ellos fluyendo por el lado norte de las Islas Galápagos y tendiendo a fusionarse en aproximadamente 84°W. Por el lado sur, un ramal fluyó hacia el Este después de un considerable desvío hacia el Sur. Karnauskas et al. (2010), concluyeron que la porción poco profunda de la SCE circularía hacia el Este por el lado sur, y continuando hacia el Sureste para llegar a la costa peruana en 5°S (Chaigneau et al., 2013). La porción más profunda de la SCE circularía hacia el Este por el lado norte de las islas, y se mantendría atrapada a lo largo del ecuador (Lukas, 1986; Kessler, 2006; Karnauskas et al., 2010; Collins et al., 2013).

Junto a la costa ecuatoriana, Collins et al (2013) observaron que la corriente costera ecuatoriana (<200 m) se extendía en alta mar 100 km con un flujo más fuerte, $0.33 ms^{-1}$, cerca de la superficie. Inmediatamente al oeste de la Corriente Costera del Ecuador, el flujo de la SCE se dirigió hacia el Este y hacia el Sur, hacia los comienzos de la contracorriente Perú-Chile.

Lukas (1986) encontró tres características hidrográficas distintivas asociadas con el SCE, junto con la topografía dinámica, para trazar el camino medio del SCE e investigar aspectos de su variación estacional. Estas características son (1) el termostad de 13°C, (2) el núcleo de alta salinidad y (3) la lengua de alta concentración de oxígeno disuelto.

De acuerdo a Stevenson y Taft (1971), al este de las Islas Galápagos durante el verano del hemisferio norte, la SCE se extendería al menos 100 km de la costa de Ecuador y el norte de Perú. Esta corriente se encontraría debajo del borde sur del Frente Ecuatorial. Es posible que toda el agua de la SCE no se encuentre debajo del Frente. Alguna porción del agua de la SCE

puede encontrarse más al sur del ecuador, según lo propuesto por White (1969). El núcleo de alta salinidad de la SCE se caracteriza por un máximo de salinidad de 35.13 - 36.17 ups, una temperatura de 17.2°C y una anomalía termostérica de 239 $cL.t^{-1}$; se encuentra con mayor frecuencia a una profundidad de 68 m. La SCE puede obtener velocidades hacia el Este de hasta 37 $cm.s^{-1}$.

La aparición del núcleo de alta salinidad (SCE) debajo del Frente Ecuatorial señalaría una interacción o acoplamiento entre la SCE y el Frente. El transporte de agua superficial de Norte a Noroeste, que representa la Corriente Costera del Perú, forma una convergencia con el hundimiento concomitante a lo largo del Frente. Después de que la Corriente Inferior gira hacia el Sur alrededor de Galápagos, la Corriente Inferior gira hacia el ecuador y se acerca al Frente Ecuatorial (Stevenson & Taft, 1971).

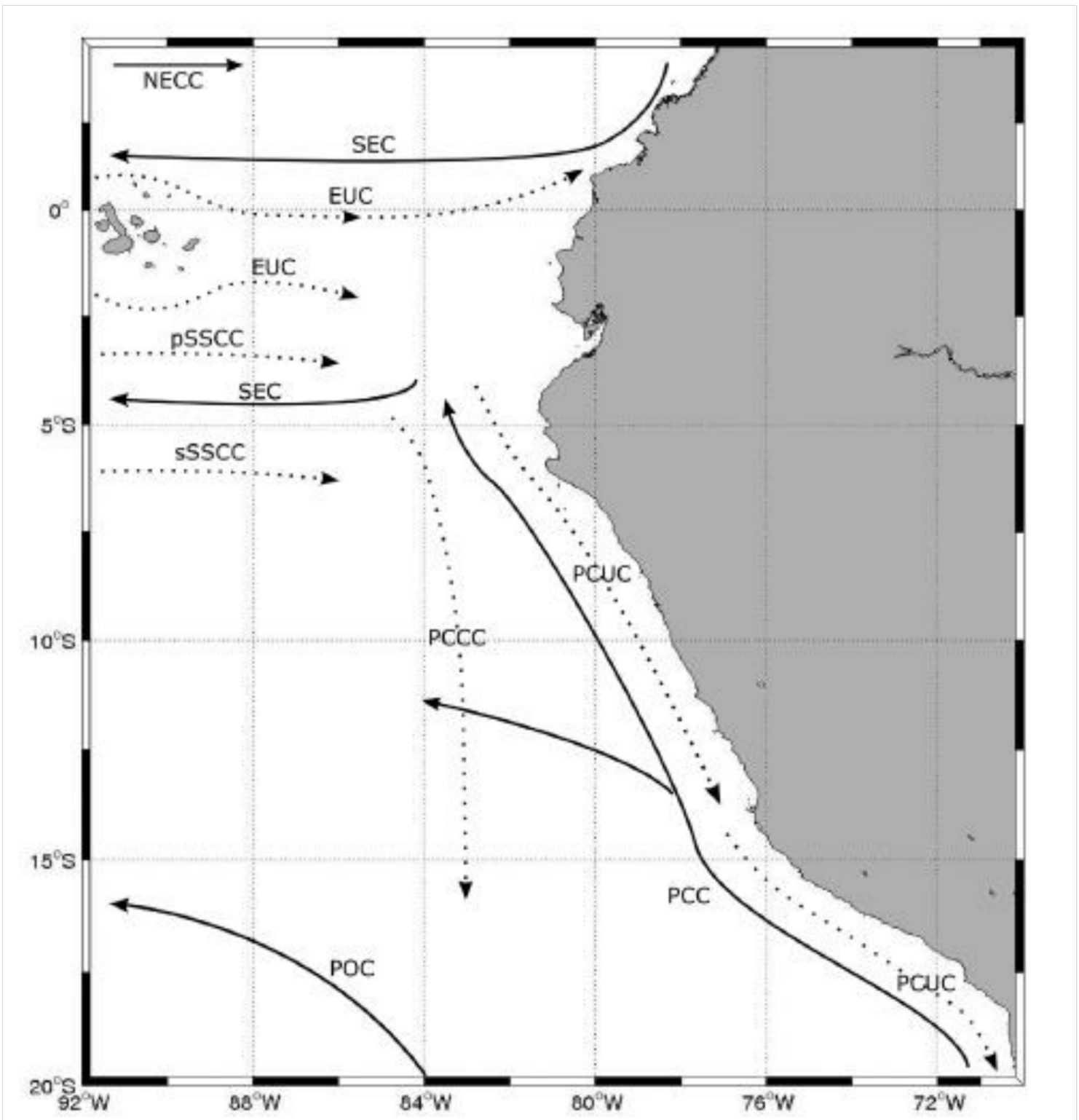


Figura 2. 1. Esquema de Circulación del Pacífico Tropical Este (tomado de Montes et al., 2010). EUC: Subcorriente Ecuatorial; pSSCC: Contracorriente Subsuperficial Primaria del Sur.

2.2. Variabilidad Climática y los Recursos Pesqueros

Las poblaciones de peces y las fluctuaciones de las pesquerías están estrechamente vinculadas a la dinámica climática, a través de la variabilidad ambiental que determina la distribución, migración y abundancia de los peces (Meiners, 2007).

2.2.1. El ENSO y las Pesquerías

El más importante fenómeno atmosférico-oceánico responsable de la variabilidad interanual a escala global es el fenómeno ENSO ((da Rocha, Rosmeri Porfírio, Michelle Simões Reboita, Lívia Márcia Mosso Dutra, Marta Pereira Llopart, Erika Coppola, 2014); (Trenberth, Kevin E. and Julie M. Caron, 2000)). El ENSO se desarrolla debido a la redistribución de calor en el Océano Pacífico tropical presentando fluctuaciones irregulares entre sus anomalías térmicas cálidas (EN), y frías (LN), sobre el Océano Pacífico tropical central y oriental (da Rocha et al., 2014; citando a Allan, 2000).

Se ha notado que la variabilidad ENSO (El Niño/South Oscilation) normalmente domina en el trópico, y se encuentra centrada principalmente hacia el Pacifico Oriental a lo largo de la línea ecuatorial (Liu, 2012).

La fase cálida del ciclo ENSO denominada El Niño (EN), ha tenido enormes afectaciones en los ecosistemas marinos ubicados a lo largo de Sudamérica, en el transcurso de los años; especialmente aquellos que por la magnitud de sus anomalías, han sido considerados por la comunidad científica internacional como eventos extraordinarios: 1982-1983, y 1997-1998.

Desde finales de los años setenta, han ocurrido eventos cálidos en los cuales la TSM del Océano Pacífico central estuvo incrementada, mientras que en el Pacífico oriental y occidental las anomalías fueron frías. Es claro que estos no son como el convencional EN, donde más bien la máxima ATSM persiste en el Pacífico central desde el verano boreal hasta el invierno, modificando la circulación atmosférica y los distintos impactos globales. Este fenómeno ha sido visto como un diferente “sabor” de EN, con calentamiento alrededor de la línea de fecha, muy lejos del Pacífico oriental (figura 2.2). En otros estudios, éste ha sido clasificado como un nuevo tipo de fenómeno del Pacífico tropical llamado El Niño Modoki o Pseudo El Niño para diferenciarlo del tradicional EN (Ashok, Karumuri and Toshio Yamagata, 2009).

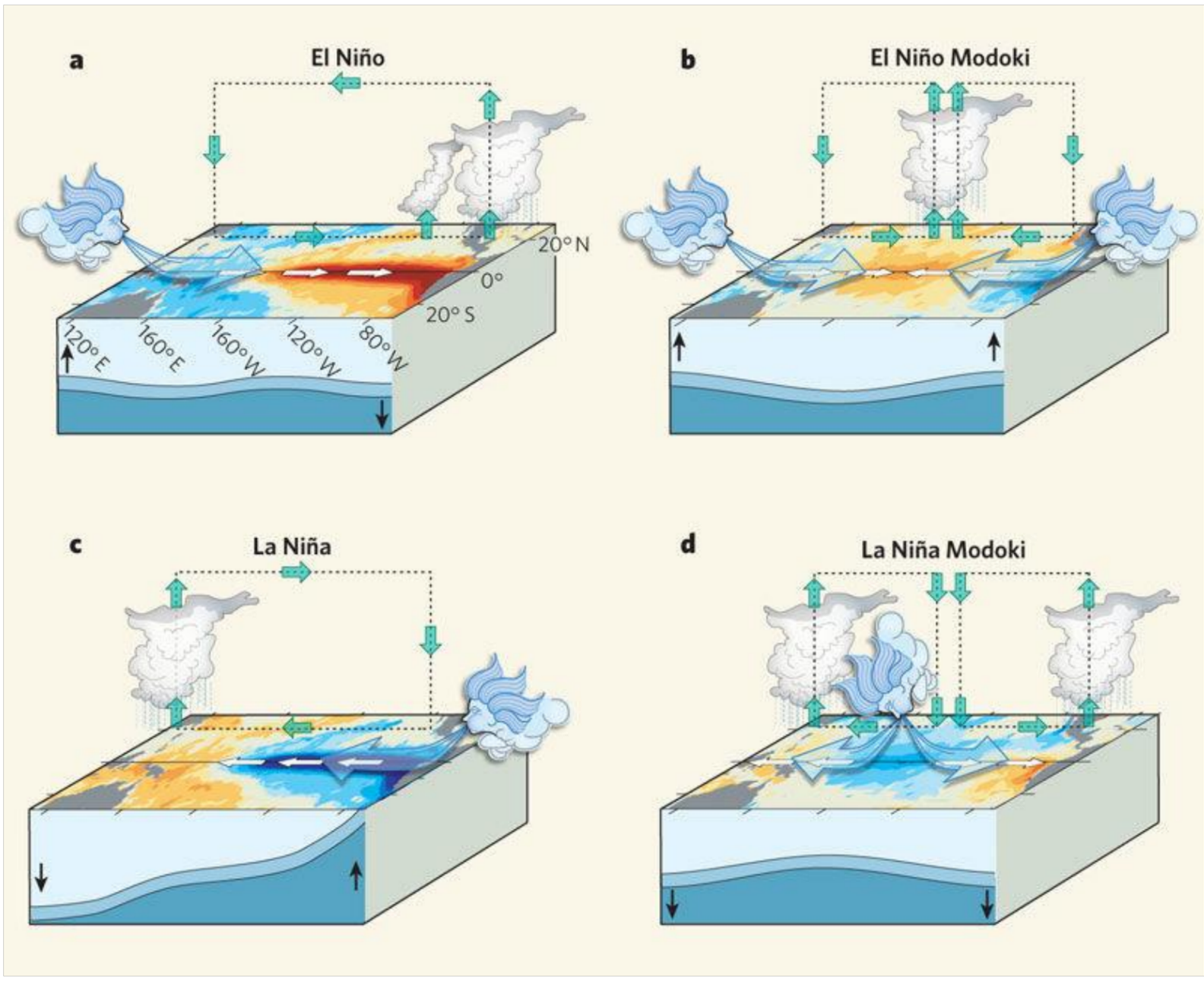


Figura 2. 2. Condiciones anómalas en el Océano Pacífico (tomada de Ashok and Yamagata, 2009).

Otros nombres como EN Central (Ashok and Yamagata, 2009; citando a Kao and Ju, 2009) y EN Piscina Cálida (Ashok and Yamagata, 2009; citando a Kug et al., 2009), han sido propuestos, pero básicamente todos se refieren al mismo fenómeno, vistos desde puntos de vista ligeramente diferentes (Ashok, Karumuri and Toshio Yamagata, 2009).

En el Ecuador, EN ha provocado a nivel del océano, drásticos cambios sobre el ecosistema como el colapso de la producción primaria y secundaria, la migración horizontal y vertical de especies pelágicas (Jiménez 1982; Cucalón y Maridueña 1989; Arriaga y Patterson 1989; Aguilar et al. 1993; Arntz and Fahrbach 1996; De la Cuadra 1997; Jiménez 2008); a consecuencia de una profundización de la estructura térmica vertical y de cambios en la circulación normal durante la ocurrencia del mencionado evento climático (De la Cuadra, 2010).

Tabla 2 1. Estrategias generales de migración observadas en los pequeños pelágicos en Ecuador durante las fases cálida y fría del ciclo ENSO.

	(-)	(+)
	El Niño (Calentamiento)	**La Niña (Enfriamiento)**
Migración zonal	Oeste a este (U-)	Este a oeste (U+)
Migración meridional	Hacia el Sur (V-)	Hacia el Norte (V+)
Migración vertical	Hacia abajo (Z-)	Hacia arriba (Z+)

2.2.2. Oscilaciones de baja frecuencia y los Pequeños Pelágicos

Philander (2004) anotó que EN estaría sobrepuesto sobre un estado ambiental continuamente cambiante, un gradual calentamiento y enfriamiento en el Pacífico Oriental en un período de muchas décadas. Chávez et al., (2003), indicaron que en el Océano Pacífico, las temperaturas del aire y el océano, el dióxido de carbono atmosférico, los desembarques de anchoas y sardinas, y la productividad de los ecosistemas costeros y oceánicos, habrían variado en períodos de casi 50 años.

Por otro lado, la transición detectada en 1976-1977 habría dado paso a un régimen "tipo El Niño" desde un régimen "tipo La Niña", de carácter interdecadal. Para diferenciar estos dos modos de variabilidad climática, además de esta denominación, se ha utilizado el de: "La Vieja"/"El Viejo" y "régimen de anchovetas"/"régimen de sardinas", para los periodos frío/cálido, respectivamente (Chávez et al., 2003; Jacques, 2009).

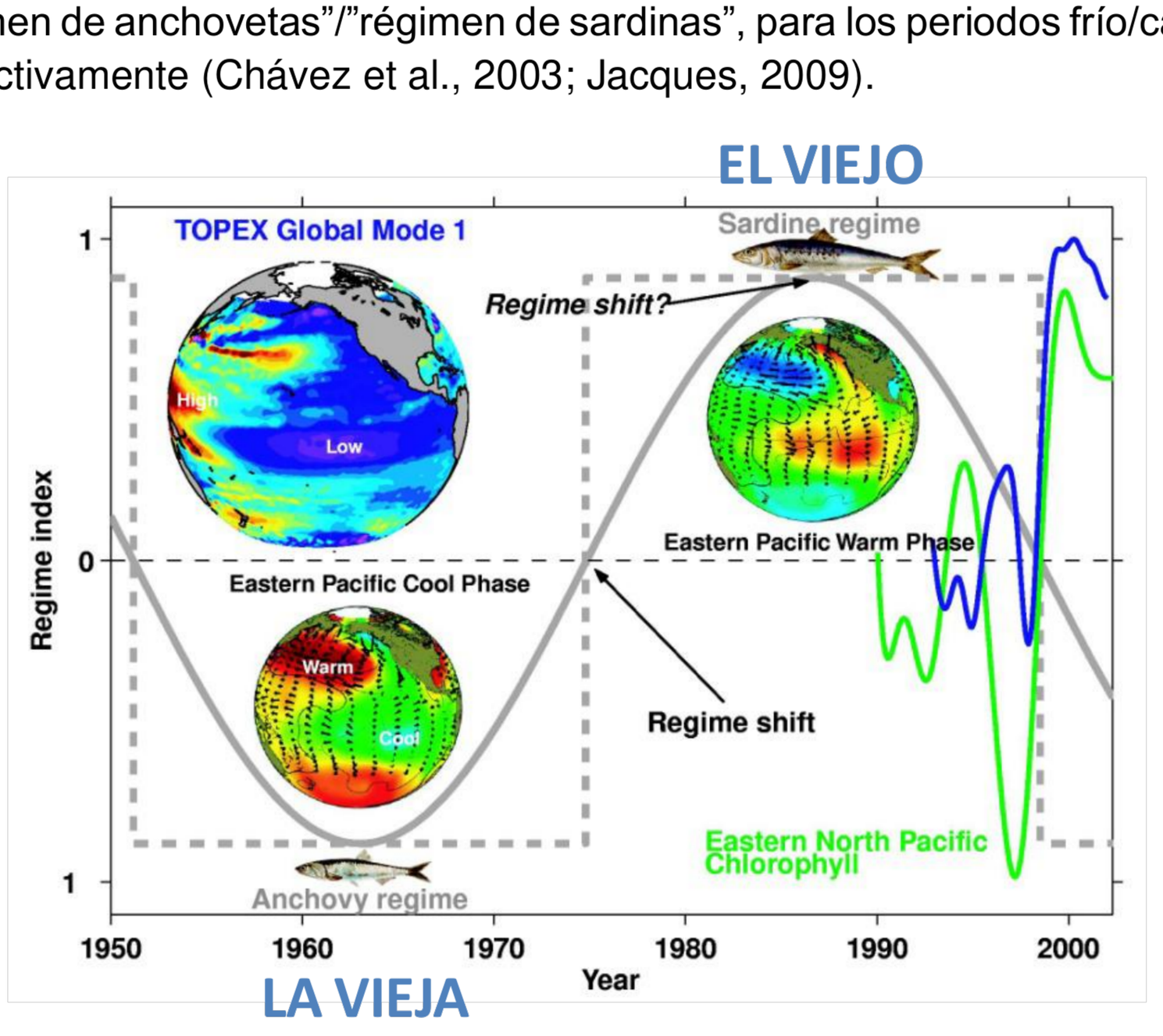


Figura 2. 3. Oscilación hipotética de un régimen con período de 50 años (tomada de Chávez et al., 2003).

Chávez et al. (2003) concluyen que estas variaciones naturales de gran escala, deben tenerse en cuenta al considerar el cambio climático inducido por el hombre y la gestión de los recursos vivos del océano.

En el Ecuador, mediante un análisis EOF se estableció que entre la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) y la madurez sexual de la Pinchagua,

existiría una variabilidad común centrada en el segundo modo. Adicionalmente, de los dos picos obtenidos a partir de un análisis espectral, el primero coincidiría con una señal estacional; mientras que el segundo pico coincidiría con la señal interanual identificada por un ciclo bienal irregular con periodicidades entre 1.5 y 2.5 años (De la Cuadra, 2010).

2.3. Indicadores Abióticos

A continuación, varios indicadores físicos y biológicos que se proponen como una medida del estado del Ecosistema Pelágico Costero.

2.3.1. Utilización Aparente de Oxígeno (UAO)

La Utilización Aparente de Oxígeno (UAO) es una medida de la cantidad de oxígeno producido por fotosíntesis o utilizado por respiración.

La UAO es la diferencia entre la concentración de oxígeno de saturación y la concentración de oxígeno disuelto medida “in situ”.

Una UAO positiva (+) significaría subsaturación, es decir que respiración excede a la fotosíntesis. La UAO negativa (-) supersaturación de oxígeno, es decir la fotosíntesis excede a la respiración.

La UAO puede ser utilizada para determinar la ubicación de las masas de agua más antiguas en relación con las masas de agua más jóvenes. El agua más vieja tendrá un UAO más grande. Es decir, esa porción de agua que ha estado fuera de contacto con la atmósfera por más tiempo que otra porción de agua. UAO es una medida simple que puede ayudar a identificar áreas de alta respiración y fotosíntesis, y patrones de circulación (Ito et al., 2004).

La utilización aparente de oxígeno (UAO) se usa ampliamente para inferir la respiración en los océanos al suponer que la concentración de oxígeno en la superficie está cerca de la saturación con la atmósfera suprayacente. Sin embargo, se ha observado un desequilibrio significativo de oxígeno en los océanos superficiales ubicados en altas latitudes donde se forman las aguas profundas (Broecker and Peng, 1982; Ito et al., 2004).

2.4. Sigma-theta (σθ)

La densidad es una función de la temperatura, salinidad y presión. Sigma-theta es otra definición de densidad, la cual es función de la salinidad, temperatura potencial y presión=0. Sigma-theta elimina los efectos directos e indirectos de la presión sobre la densidad al usar la temperatura potencial θ, definida como la temperatura que tendría una parcela de agua si fuera movida adiabáticamente desde su nivel de presión original a otra presión, en vez de solo la temperatura. Sigma-theta es la densidad de la muestra cuando

la presión total sobre ella ha sido reducida a la atmosférica (p=0) y ha sido subida adiabáticamente. Además, sigma-theta resulta útil cuando se quiere trazar o seguir una masa de agua con unas características de S y θ determinadas (McLellan, 1977).

2.5. Máximos de Salinidad

La Salinidad se define en la Escala de salinidad práctica de 1978 (Fofonoff and Millard, 1983) en términos de la relación de conductividad K_{15}, que es la conductividad eléctrica de la muestra a una temperatura t_{68} = 15 ° C y una presión igual a una atmósfera estándar (p = 0 dbar y presión absoluta P igual a 101 325 Pa), dividido por la conductividad de una solución estándar de cloruro de potasio (KCl) a la misma temperatura y presión. En los últimos años y para efecto de cálculo se utiliza la salinidad absoluta, la cual se define como la fracción de masa de material disuelto en el agua de mar (IOC, SCOR and IAPSO, 2010; Grosso et al., 2010).

Estos máximos de salinidad se presentan en forma de núcleos. El núcleo de alta salinidad de la SCE es una característica subsuperficial que a menudo se encuentra ligeramente al Sur y por encima del nivel de máxima velocidad de la SCE. El núcleo se ve en secciones meridionales como un máximo de salinidad aislada cerca de la superficie de anomalía termosterica de 300 cL. t^{-1} (Lucas, 1986).

De acuerdo a Voituriez & Herbland (1979), el núcleo de alta salinidad de la SCE sería un buen indicador de la intensidad de la mezcla vertical: su salinidad disminuye a medida que aumenta la mezcla vertical. Existiría una relación lineal entre la salinidad en el núcleo y el enriquecimiento de nitrato de la capa superficial, y en momentos en que el nitrato es limitante, el máximo de salinidad de la SCE se puede utilizar como una medida de la producción primaria.

2.6. Análisis del Marco Teórico

En términos generales, la descripción de un ecosistema empieza con los aspectos físico-químicos del mismo. Siendo un ecosistema oceánico, dicha descripción se realiza aplicando conceptos oceanográficos relacionados a su dinámica y funcionamiento, como ser las corrientes marinas y las masas de agua presentes en el mencionado ecosistema. Cada masa de agua posee ciertas características físicas y/o químicas que las hace únicas, y que varían en el tiempo, dependiendo de la escala de variabilidad ambiental que se esté analizando. Dichas características son observables a través de un conjunto de parámetros físicos y/o químicos, con los que se podría valorar aspectos

como la producción primaria de un ecosistema marino (Voituriez & Herbland, 1979).

Existirían varios limitantes para la construcción de los indicadores propuestos dentro de nuestro tema de investigación, a saber:

- Que existan datos de Temperatura, Salinidad, Presión y Concentración de Oxígeno Disuelto (O2) en cada uno de las profundidades a ser analizadas.
- Que finalmente se pueda construir con dichos datos, series de tiempo con una periodicidad regular.

Por otro lado, existen aspectos oceanográficos que ayudarán en el proceso de construcción de los índices como ser el termostad de 13°C, gradiente y profundidad de la termoclina, etc.

CAPÍTULO 3

3. METODOLOGÍA

La metodología utilizada para la construcción del índice, es el Análisis de Funciones Ortogonales Empíricas (EOF), llamadas también Componentes Principales (PC); la cual es ampliamente utilizada en Oceanografía y Meteorología. Fue elegida principalmente por su habilidad para encontrar variabilidad común entre los diferentes grupos de datos.

Por otro lado, hemos elegido varios parámetros como "proxys": la Utilización Aparente de Oxígeno (UAO), las masas de agua, el termostad, la anomalía termostérica, los núcleos de alta salinidad y de alta concentración de oxígeno disuelto; son algunos de ellos.

3.1. Obtención de Datos

La información utilizada es generada en el mar ecuatoriano, pero principalmente frente al Golfo de Guayaquil, y proviene de 43 campañas de investigación oceanográfica y pesquera realizadas por el Instituto Público de Investigación de Acuicultura y Pesca - IPIAP (ex Instituto Nacional de Pesca - INP), entre 1984 y 2012, a bordo del B/I Tohallí.

La colecta de los datos en los diferentes cruceros fue realizada, aplicando metodología estándar utilizada en oceanografía: (1) UNESCO et al., (1991) para la temperatura y la salinidad obtenida por diferentes mecanismos de muestreo (*i.e* botellas Niskin equipadas con termómetros reversibles, o por CTD); (2) Carpenter (1965) para determinación de la concentración de oxígeno disuelto en el agua de mar; (3) Strickland & Parsons (1972) para la determinación de nutrientes inorgánicos disueltos.

Como potencial fuente de error pudiera considerarse la precisión del sistema de muestreo, debido que hasta 1992 se utilizó un cable filado en el que se incorporaba botellas Niskin equipadas con termómetros reversibles; ello requeriría correcciones de temperatura utilizando las fórmulas de Sverdrup (1947), y de profundidad utilizando la expresión de Wüst (1933). A partir de 1993, el IPIAP utilizaría un equipo CTD, para luego del 2003 incorporar una Rosetta Multimuestreadora.

3.1.1 Selección de estaciones

En la tabla 3.1. se lista las fechas en las que se ejecutaron los cruceros oceanográficos; además de las estaciones utilizadas para el análisis, las cuales se encuentran ubicadas en el meridiano 82°W, y en el paralelo

3°20’S. Una gran cantidad de estaciones se ubican en las mismas posiciones o muy cercanas.

Tabla 3. 1. Cruceros Oceanográficos del Instituto Público de Investigación de Acuicultura y Pesca utilizados en el análisis.

No	Crucero	Fecha	Estaciones	No	Crucero	Fecha	Estaciones
1	T84/02/02	feb-84	22. 23, 35, 36,, 37	23	T95/12/5	dic-95	1, 2,3 4, 5, 6, 7
2	T85/07/02	jul-85	1, 2,3, 4, 5, 6, 7, 20, 22, 40, 46	24	T96/01/1	ene-96	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 12, 24, 26, 33, 34, 42, 43, 52, 53
3	T85/10/4	oct-85	3, 4, 5, 8, 10,21, 25, 38, 41	25	T96/05/2	may-96	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 12, 24, 26, 33, 34, 42, 43, 52, 53
4	T86/02/1	feb-86	3, 4, 5, 8, 10, 28, 40, 49, 52	26	T96/08/3	ago-96	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 12, 24, 26, 33, 34, 42, 43, 52, 53
5	T86/05/2	may-86	6, 7, 8, 11, 19, 31, 48, 54, 69, 81	27	T97/07/1	jul-97	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 12, 24, 26, 33, 34, 42, 43, 52, 53
6	T86/10/3	oct-86	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7	28	T98/02/1	feb-98	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 12, 24, 26, 33, 34, 42, 43, 52, 53
7	T87/02/1	feb-87	5, 9, 11, 13, 15, 23, 37,43, 54, 60, 71, 77	29	T98/05/2	may-98	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 12, 24, 26, 33, 34, 42, 43, 52, 53
8	T87/05/3	may-87	13, 23, 25, 27, 29, 31, 33, 35, 38	30	T98/07/3	jul-98	1, 2, 3, 4, 5, 6
9	T87/09/4	sep-87	13, 21, 23, 25, 27, 29, 31, 33,36	31	T98/08/4	ago-98	1, 2, 3, 4, 5, 6
10	T87/11/5	nov-87	13, 19, 21, 23, 25, 27,29, 31, 33	32	T98/10/5	oct-98	1, 2, 3, 4, 5, 6
11	T88/03/1	mar-88	6, 10,14, 18, 22, 51, 55, 59, 63, 67	33	T99/03/1	mar-99	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 12, 24, 26, 33, 34, 42, 43, 52, 53
12	T88/12/4	dic-88	9, 11, 13, 15, 23, 25, 27, 29, 31, 34	34	T99/06/2	jun-99	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 12, 24, 26, 33, 34, 42, 43, 52, 53
13	T89/02/1	feb-89	6, 8, 12, 14, 18, 31, 37, 45, 55, 57, 59	35	T00/05/1	may-00	34, 35, 40, 43, 44, 45, 46, 47, 48
14	T89/11/3	nov-89	5, 7, 9, 11, 13,17, 29, 31, 34, 37, 41	36	T01/08/10	ago-01	13, 14, 15, 16, 17, 20, 21, 22, 23, 24, 27, 28, 29, 30, 31, 37, 39, 40
15	T91/11/5	nov-91	71, 74, 75, 76, 77, 78, 79, 80, 81, 82, 83, 84, 85, 86, 87, 88, 89, 90,	37	T01/10/14	oct-01	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7
16	T92/01/1	ene-92	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8	38	T03/09/1	sep-03	5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20
17	T92/04/4	abr-92	31, 10, 12,14, 16	39	T04/10/1	oct-04	2, 3, 4, 5, 7, 8, 9, 10, 9, 13, 15, 24, 25, 26, 30, 31, 32
18	T93/09/1	sep-93	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 21	40	T06/10/2	oct-04	1, 2, 3, 4, 7, 8, 9, 10, 14, 15, 21, 22, 25, 26, 27
19	T94/01/1	ene-94	11, 12, 13, 14, 15, 23, 24, 25, 33, 39, 51,57	41	T07/03/1	mar-07	6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 2, 3, 1
20	T94/11/5	nov-94	1, 2, 3, 4, 5, 6,7, 8, 9, 10	42	T07/10/5	oct-07	1, 2, 3, 4, 7, 8, 9, 13, 17, 18, 25, 26, 33, 34, 35
21	T95/09/3	sep-95	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 12, 24, 26, 33, 34, 42, 43, 52, 53	43	T12/07/2	jul-12	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8
22	T95/10/4	oct-95	1, 2, 3, 4, 5, 6				

3.2. Herramientas Analíticas

3.2.1. Normalización de las series

Las series de tiempo utilizadas en la construcción del índice, fueron normalizadas para ser utilizarlas como datos de entrada en los diferentes cálculos. Para ello se utilizó la siguiente fórmula:

$$z = \frac{X_i - \bar{X}}{\sigma}$$

Donde X_i es cada valor de la serie a lo largo del tiempo, $\bar{X}$ es su media, y σ es la desviación estándar de la serie.

3.2.2. Coeficiente de Correlación

Para establecer la relación existente entre el comportamiento del índice del Ecosistema Pelágico Costero, y el comportamiento de los parámetros oceanográficos registrados, se utilizó el coeficiente de correlación. Para ello se empleó la función "*corr.m*" disponible en el software Octave/Matlab, que calcula el coeficiente de correlación entre varios conjuntos de datos.

El cálculo del coeficiente de correlación entre dos series "*X*" y "*Y*", es realizada utilizando la siguiente ecuación:

$$r = \frac{Cov\ (X, Y)}{\sigma_x . \sigma_y}$$

donde $-1 \leq r \leq 1$; y

$$Cov\ (X, Y) = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^{n} . \left(X_j - \mu_x\right)(Y_j - \mu_y)$$

X_j y Y_j son cada uno de los valores de las series *X* y *Y* respectivamente; n es la cantidad de datos existentes en cada una de las series; σ_x y σ_y son las desviaciones estándar de las series *X* y *Y*; y μ_x y μ_y son las medias de cada una de las series *X* y *Y*.

3.2.3. Test de Esfericidad de Bartlett

Bartlett (1950) sustenta que ésta es una prueba de hipótesis de importancia para los componentes principales. En el presente trabajo, esta prueba ha sido utilizada para contrastar la hipótesis nula de incorrelación lineal entre las variables originales; es decir ausencia de correlación significativa entre las variables. Esto significa que la nube de puntos se ajustará a una esfera perfecta. Para ello se empleó la función "*barspher.m*" disponible en el software Octave/Matlab.

Hipótesis nula; H_0: $R = I$, es decir el determinante de R sería igual a uno.

Contra Hipótesis alterna; H_1: $R \neq I$

Donde R es la matriz de correlaciones de la muestra e I es la matriz de identidad.

El estadístico de prueba para el contraste de hipótesis se define como:

$$EB = -\left(n - 1 - \frac{1}{6}(2p + 5)\right)\ln/R/$$

Donde n es el tamaño de la muestra, p es el número de variables, y ln es el logaritmo neperiano.

De acuerdo al método, debemos rechazar la hipótesis nula para que el análisis EOF resulte adecuado. La hipótesis nula indica que la matriz de correlaciones (R) es igual a la matriz identidad (I), es decir que las variables no están correlacionadas.

La hipótesis nula se rechaza para grandes valores de EB, ya que si no existe correlación significativa entre las variables |R| = 1 y ln|R| = 0, luego cuanto más grande sea el estadístico, mayor es la probabilidad de alejarnos de la formulación de incorrelación lineal entre las variables.

La hipótesis nula *Ho* se rechaza si la estadística de prueba EB es mayor al valor tabulado de χ^2, es decir se asume que la esfericidad no es sostenible. Los valores de α pueden ser entre 0 y 1. Los valores de χ^2 para un valor de α específico, han sido calculados y están disponibles en las tablas de valores de distribución ji-cuadrado.

3.2.4. Funciones Ortogonales Empíricas

En los estudios sobre cambio climático y variabilidad climática, es necesario tratar con series temporales. Una elección obvia y útil implicaría una combinación lineal de "predictores" o modos espaciales ortogonales, cuya respuesta neta en función del tiempo explicaría la varianza combinada en todas las observaciones.

Las señales que pudiéramos desear examinar pueden consistir en la misma variable, como la temperatura, o pueden ser una mezcla de variables como la temperatura y la velocidad del viento o la corriente y el nivel del mar, etc.

Una técnica útil para comprimir la variabilidad en este tipo de datos de series temporales es el Análisis de Componentes Principales (PCA). En

oceanografía y meteorología, el método se conoce comúnmente como Análisis de Funciones Ortogonales Empíricas (EOF). El procedimiento EOF es una de las más amplias y conocidas técnicas y es equivalente a un método de reducción de datos ampliamente utilizado en las ciencias sociales conocido como Análisis Factorial (FA) (Thomson & Emery, 2014).

De acuerdo a Abdi & Williams (2010), los objetivos del Análisis EOF o Componentes Principales son: (a) extraer la información más importante de una tabla de datos, (b) comprimir el tamaño del conjunto de datos manteniendo solo esta información importante, (c) simplificar la descripción del conjunto de datos, y (d) analizar la estructura de las observaciones y las variables.

Para lograr estos objetivos, EOF calcula nuevas variables llamadas componentes principales que se obtienen como combinaciones lineales de las variables originales. Se requiere que el primer componente principal tenga la mayor varianza posible (es decir, inercia y, por lo tanto, este componente "explicará" o "extraerá" la mayor parte de la inercia de la tabla de datos). El segundo componente se calcula bajo la restricción de ser ortogonal al primer componente y tener la mayor inercia posible.

Los otros componentes se calculan de la misma manera. Los valores de estas nuevas variables para las observaciones se denominan puntajes de factores, estos puntajes de factores se pueden interpretar geométricamente como las proyecciones de las observaciones en los componentes principales.

3.2.5. Origen del método

Según lo discutido por Preisendorfer (1988), uno de los aspectos esenciales del método PCA fue desarrollado por un geómetra italiano, Beltrami, en 1873.

Formuló una forma moderna de la resolución de una matriz cuadrada general en su descomposición de valor singular (SVD), que se encuentra en el núcleo de PCA. Este mismo descubrimiento fue hecho independientemente por el algebrista francés, Jordania, en 1874.

PCA parece haber hecho su primera aparición en los Estados Unidos como un ejercicio de álgebra abstracta, cuando Sylvester (1889) consideró el problema de la reducción de una matriz cuadrada en su SVD. Una década después, Pearson (1901) reformuló el análisis de regresión lineal en una nueva forma para evitar la relación asimétrica común entre variables "dependientes" e "independientes".

La primera referencia que se puede encontrar a la aplicación del análisis EOF a la dinámica de fluidos geofísicos es un informe de Edward Lorenz (1956) en el que desarrolla la técnica para la predicción estadística del clima y acuña el término "EOF" (Emery & Thomson, 2004).

En oceanografía y meteorología, el análisis EOF ha encontrado una amplia aplicación en los dominios de tiempo y frecuencia. Descripciones más detalladas de los aspectos de procedimiento y sus aplicaciones en Oceanografía y Meteorología se encuentran en Lorenz (1956), Davis (1976), Preisendorfer (1988), Emery & Thomson (2004), Thomson & Emery (2014).

3.2.6. Procedimiento para un análisis EOF

De acuerdo a Manly (2004), un análisis de componentes principales inicia con un juego de datos de *p* variables para *n* individuos. La primera componente principal es entonces la combinación lineal de variables X_1, X_2,.., X_p.

$$Z_1 = a_{11}X_1 + a_{12}X_2 + \cdots + a_{1p}X_p$$

Que varía tanto como sea posible para los individuos, sujeto a la condición que,

$$a_{11}^2 + a_{12}^2 + \cdots + a_{1p}^2 = 1$$

Por lo tanto, la varianza de Z_1, var(Z_1), es lo más grande posible dada esta restricción en las constantes a_{1j}. La restricción se introduce porque si esto no se hace, entonces var (Z_1) se puede incrementar simplemente aumentando cualquiera de los valores de a_{1j}. El segundo componente principal,

$$Z_2 = a_{21}X_1 + a_{22}X_2 + \cdots + a_{2p}X_p$$

Es tal que var(Z_2) es lo más grande que sea posible, y está sujeta a la restricción que:

$$a_{21}^2 + a_{22}^2 + \cdots + a_{2p}^2 = 1$$

y también a la condición de que Z_1 y Z_2 no están correlacionados. La tercera componente principal,

$$Z_3 = a_{31}X_1 + a_{32}X_2 + \cdots + a_{3p}X_p$$

Es tal que var(Z_3) es lo más grande que sea posibley está sujeta a la restricción que:

$$a_{31}^2 + a_{32}^2 + \cdots + a_{3p}^2 = 1$$

y también que Z_3 no está correlacionada con Z_2 y Z_1. Otros componentes principales se definen continuando de la misma manera. Si hay *p* variables, entonces puede haber hasta *p* componentes principales.

Para utilizar los resultados de un análisis de componentes principales no es necesario saber cómo se derivan las ecuaciones para los componentes principales. Sin embargo, es útil comprender la naturaleza de las ecuaciones mismas. De hecho, un análisis de componentes principales solo implica encontrar los valores propios de la matriz de covarianza de la muestra.

La matriz de covarianza es simétrica y tiene la forma:

$$C = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & \cdots C_{1p} \\ C_{21} & C_{22} & \cdots C_{2p} \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ C_{p1} & C_{p2} & \cdots C_{pp} \end{bmatrix}$$

Donde los elementos de la diagonal C_{ii} es la varianza de X_i, y C_{ij} es la covarianza de las variables X_i y X_j.

La varianza de los componentes principales son los valores propios de la matriz *C*. Hay p de estos, algunos de los cuales pueden ser cero. Los valores propios negativos no son posibles para una matriz de covarianza. Suponiendo que los valores propios están ordenados como $\lambda_1 \geq \lambda_2 \geq \ldots \geq \lambda_p \geq 0$, entonces λ_i corresponde al i-ésimo componente principal.

$$Z_i = a_{i1}X_1 + a_{i2}X_2 + \ldots + a_{ip}X_p$$

En particular, var(Z_i) = λ_i y las constantes a_{i1}, a_{i2}, …..a_{ip} son los elementos del correspondiente valor propio, escalado para que $a^2_{i1} + a^2_{i2} + \ldots..a^2_{ip} = 1$.

Una propiedad importante de los valores propios es que se suman a la suma de los elementos diagonales (la traza) de *C*. Es decir:

$$\lambda_1 + \lambda_2 + \cdots + \lambda_p = C_{11} + C_{22} + \cdots + C_{pp}$$

Como C_{ii} es la varianza de X_i, y λ_j es la varianza de Z_i, esto significa que la suma de las varianzas de las componentes principales, es igual a la suma de las varianzas de las variables originales. Por lo tanto, en cierto sentido, los componentes principales representan toda la variación en los datos originales.

Para evitar que una variable tenga una influencia indebida en los componentes principales, es habitual codificar las variables X_1, X_2, ... X_p para tener medias de cero y varianzas de uno al comienzo de un análisis. La matriz *C* toma la forma:

$$C = \begin{bmatrix} 1 & C_{12} & \cdots C_{1p} \\ C_{21} & 1 & \cdots C_{2p} \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ C_{p1} & C_{p2} & \cdots 1 \end{bmatrix}$$

Donde $C_{ij} = C_{ji}$ es la correlación entre X_i y X_j. En otras palabras, el análisis de componentes principales se realiza en la matriz de correlación. En ese caso, la suma de los términos diagonales, y por lo tanto la suma de los valores propios, es igual a *p*, el número de variables.

Ahora se pueden establecer los pasos en un análisis de componentes principales:

1. Comience codificando las variables X_1, X_2, ..., X_p para que tengan medias cero y varianzas unitarias. Esto es habitual, pero se omite en algunos casos.
2. Calcule la matriz de covarianza *C*. Esta es una matriz de correlación si se ha realizado el paso 1.
3. Encuentre los valores propios λ_1, λ_2, ...λ_p y los vectores propios correspondientes a_1, a_2, ..., a_p. Los coeficientes del i-ésimo componente principal están dados por ai, mientras que lambda i es su varianza.
4. Deseche cualquier componente que solo represente una pequeña proporción de la variación en los datos. Por ejemplo, comenzando con 20 variables, se puede encontrar que los primeros tres componentes representan el 90% de la varianza total. Sobre esta base, los otros 17 componentes pueden ignorarse razonablemente

Finalmente, los cálculos de las Funciones Ortogonales Empíricas fueron realizados con la rutina "*eof.m*" de Octave (Matlab), escrita por D.B. Enfield (1991).

3.2.7. Kriging

Kriging es una técnica de interpolación óptima que se originó con la tesis de maestría de Daniel G. Krige, quien fue pionero en la calificación de oro promedio ponderado a distancia en la mina compleja del arrecife Witwatersrand en Sudáfrica. El método fue desarrollado para mejorar el mapeo de la topografía de una región geográfica que tenía puntos de datos espaciados de manera desigual. El objetivo era estimar los valores topográficos de las ubicaciones de la cuadrícula para las que no había valores de datos (Thomson & Emery, 2014).

Kriging presupone que la distancia o la dirección entre los puntos de muestra reflejan una correlación espacial que puede utilizarse para explicar la variación en la superficie. La herramienta Kriging ajusta una función matemática a una cantidad especificada de puntos o a todos los puntos dentro de un radio específico para determinar el valor de salida para cada ubicación. Kriging es un proceso que tiene varios pasos, entre los que se incluyen, el análisis estadístico exploratorio de los datos, el modelado de variogramas, la creación de la superficie y (opcionalmente) la exploración de la superficie de varianza. Este método es más adecuado cuando se sabe que hay una influencia direccional o de la distancia correlacionada espacialmente en los datos.

La fórmula general para este interpolador se forma como una suma ponderada de los datos:

$$\hat{\mathrm{Z}}(S_0) = \sum_{i=1}^{N} \lambda_i \, \mathrm{Z}(S_i)$$

donde:

$Z(S_i)$ = el valor medido en la ubicación i
λ_i = una ponderación desconocida para el valor medido en la ubicación i
S_0 = la ubicación de la predicción
N = la cantidad de valores medidos

Con el método kriging, las ponderaciones están basadas no solo en la distancia entre los puntos medidos y la ubicación de la predicción, sino también en la disposición espacial general de los puntos medidos. Para utilizar la disposición espacial en las ponderaciones, la correlación espacial

debe estar cuantificada. Por lo tanto, en un kriging ordinario, la ponderación, λi, depende de un modelo ajustado a los puntos medidos, la distancia a la ubicación de la predicción y las relaciones espaciales entre los valores medidos alrededor de la ubicación de la predicción.

Para llevar a cabo una predicción con el método de interpolación de kriging, es necesario realizar dos tareas: (a) Descubrir las reglas de dependencia; y (b) Realizar las predicciones.

A fin de completar estas dos tareas, kriging atraviesa un proceso de dos pasos:

(1) Crea los variogramas y las funciones de covarianza para calcular los valores de dependencia estadística (denominada autocorrelación espacial) que dependen del modelo de autocorrelación (ajustar un modelo).
(2) Prevé los valores desconocidos (hacer una predicción).

Se dice que en este método los datos se utilizan dos veces, debido a estas dos tareas bien distintivas: la primera vez, para calcular la autocorrelación espacial de los datos, y la segunda, para hacer las predicciones.

El ajuste de un modelo, o modelado espacial, también se conoce como análisis estructural o variografía. En el modelado espacial de la estructura de los puntos medidos, se comienza con un gráfico del semivariograma empírico, calculado con la siguiente ecuación para todos los pares de ubicaciones separados por la distancia h:

$$\text{Semivariogram(distanceh)} = 0.5 * \text{average } ((\text{value i} - \text{value j})^2)$$

La fórmula implica calcular la diferencia cuadrada entre los valores de las ubicaciones asociadas.

El siguiente paso es ajustar un modelo a los puntos que forman el semivariograma empírico. El moldeado del semivariograma es un paso clave entre la descripción espacial y la predicción espacial. La aplicación principal de kriging es la predicción de los valores de atributo en las ubicaciones que no fueron muestreadas. El semivariograma empírico proporciona información sobre la autocorrelación espacial de los datasets. Sin embargo, no suministra información para todas las direcciones y distancias posibles. Por esta razón, y para asegurar que las predicciones de kriging tengan varianzas de kriging positivas, es necesario ajustar un modelo (es decir, una función o curva continua) al semivariograma empírico. En resumen, esto es

similar al análisis de regresión, en el que se ajusta una línea o curva continua a los puntos de datos.

Para ajustar un modelo al semivariograma empírico, seleccione una función que sirva como modelo, por ejemplo, un tipo esférico que se eleve y nivele las distancias más grandes que sobrepasan un determinado rango (vea el ejemplo del modelo esférico más abajo). Existen desviaciones de los puntos en el semivariograma empírico con respecto al modelo; algunos están por encima de la curva del modelo y algunos están por debajo. Sin embargo, si suma la distancia de cada punto por encima de la línea y la distancia de cada punto por debajo, los dos valores deberían ser similares. Existen varios modelos de semivariograma para elegir.

3.2.8. Modelos de semivariograma

La herramienta Kriging proporciona las siguientes funciones para elegir el modelado del semivariograma empírico:

- Circular
- Esférica
- Exponencial
- Gaussiana
- Lineal

El modelo seleccionado influye en la predicción de los valores desconocidos, en particular cuando la forma de la curva cercana al origen difiere significativamente. Cuanto más pronunciada sea la curva cercana al origen, más influirán los vecinos más cercanos en la predicción. Como resultado, la superficie de salida será menos suave. Cada modelo está diseñado para ajustarse a diferentes tipos de fenómenos de forma más precisa.

Para efecto de esta tesis, los datos fueron graficados utilizando como método de interpolación el Kriging, disponible en el programa SURFER de Golden Software Inc., aplicando un modelo de semivariograma lineal.

3.3. Cálculos oceanográficos

3.3.1. Cálculo de Masas de Agua

De acuerdo a Mamayev (1975), la mezcla de tres masas de agua puede ser obtenida luego de resolver el siguiente sistema de ecuaciones:

$$T = m_1T_1 + m_2T_2 + m_3T_3$$
$$S = m_1T_1 + m_2T_2 + m_3T_3$$
$$100 = m_1 + m_2 + m_3$$

Donde:
Los subíndices corresponden a los tipos de masas de agua ATS, ASTS y AESS, en ese orden.
"T" es la temperatura
"S" es la salinidad
"m" es la proporción de la masa de agua

El sistema de ecuaciones se resolvió utilizando el método de determinantes. Se aplicó los índices de Cucalón (1983), y la composición porcentual fue obtenida por el método del Triángulo de Mezcla (Mamayev, 1975).

Cada uno de los aspectos arriba mencionados fueron sistematizados en la rutina "*masshh.m*" de Octave (Matlab) construida para tal efecto por De la Cuadra & Cedeño (2005).

3.3.2. Cálculo de Densidad

Autores como Enfield (1975), Mamayev (1975), UNESCO (1981), Pond and Pickard (1983), UNESCO et al. (1991), explicaron que la densidad del agua de mar es determinada por la temperatura y salinidad del agua, y por la presión del ambiente.

Algunos de estos autores sugirieron que al estudiar las variaciones de densidad es conveniente examinar los cambios relativos a una referencia o "valor estándar", como la densidad correspondiente a valores de referencia de temperatura (T_0), salinidad (S_0) y presión (P_0). Si se comienza con agua con las características S_0, T_0 y P_0, la densidad será:

$$\rho^{(S_0,T_0,P_0)} = \rho_{(S_0,T_0,P_0)}$$

Siendo así, si se cambia la temperatura ligeramente, y se mantiene constante *S* y *P*, resultará un cambio de densidad, $\Delta\rho_T$. Así mismo si se cambia solamente la salinidad, la variación de densidad será $\Delta\rho_S$. Pero si se varía la temperatura y salinidad simultáneamente, la nueva densidad será:

$$\rho_{(S,T,P_0)} = \rho_{S_0,T_0,P_0)} + \Delta\rho_S + \Delta\rho_T + \Delta\rho_{S,T}$$

En la expresión anterior aparece una nueva variación, $\Delta\rho_{S,T}$. Esta variación se debe a que no es posible simplemente sumar los efectos separados de temperatura y salinidad, es necesario agregar un término interactivo. Si los tres parámetros varían, la densidad será dada por:

$$\rho_{(S,T,P)} = \rho_{S_0,T_0,P_0)} + \Delta\rho_S + \Delta\rho_T + \Delta\rho_P + \Delta\rho_{S,T} + \Delta\rho_{S,P} + \Delta\rho_{T,P} + \Delta\rho_{S,T,P}$$

Un parámetro útil para describir la densidad es "*sigma-t*", definido por:

$$\sigma_t = 10^3\,(\rho_{S,T,0} - 1)$$

Expresión que por definición considera que la presión hidrostática = 0. Consecuentemente, el "*sigma-t*" sería la anomalía de densidad después que el agua es llevada de su sitio inicial hasta la superficie.

De lo anterior tendremos:

$$\rho_{(S,T,P)} = (1 + 10^{-3}\sigma_t) + \Delta\rho_P + \Delta\rho_{S,P} + \Delta\rho_{T,P} + \Delta\rho_{S,T,P}$$

Por efecto de conveniencia aplicativa, se utiliza el recíproco de la densidad (α), denominado volumen específico, el cual se expresa en términos de una serie de variaciones respecto a un valor de referencia, esto es salinidad de 35 ups, temperatura de 0°C, y a 0 mb de presión. La expresión anterior cambiaría de la siguiente manera:

$$\alpha_{(S,T,P)} = \alpha_{(35,0,0)} + \delta_S + \delta_T + \delta_P + \delta_{S,T} + \delta_{S,P} + \delta_{T,P} + \delta_{S,T,P}$$

Se considera que el último término tri-interactivo *($\delta_{S,T,P}$)*, es siempre muy pequeño y puede despreciarse. Por otro lado, la variación δP es una función de la presión, que al incluírsele junto al primer término, se obtiene el llamado "océano estándar":

$$\alpha_{(35,0,P)} = \alpha_{(35,0,0)} + \delta_P$$

Con este nuevo elemento, tendremos:

$$\alpha_{(S,T,P)} = \alpha_{(35,0,P)} + \delta_S + \delta_T + \delta_{S,T} + \delta_{S,P} + \delta_{T,P}$$

Varios autores señalan que al combinar los tres términos termo-salinos *(δ_s, δ_t, $\delta_{s,t}$)*, sin tener en cuenta la presión, obtenemos la "anomalía termostérica".

$$\Delta_{S,T} = \delta_S + \delta_T + \delta_{S,T}$$

Con lo que la expresión anterior cambiaría a:

$$\alpha_{(S,T,P)} = \alpha_{(35,0,P)} + \Delta_{S,T} + \delta_{S,P} + \delta_{T,P}$$

Comparando la anomalía termostérica con las dos variaciones restantes, esto es los términos interactivos con la presión (δ_{sp} + δ_{tp}), estos serían pequeños por lo que pueden ignorarse cuando las profundidades son menores, salvo cuando se requiere mucha precisión en los cálculos. Consecuentemente, la siguiente expresión es válida a profundidades inferiores a mil metros:

$$\alpha_{(S,T,P)} \approx \alpha_{(35,0,P)} + \Delta_{S,T}$$

De esta manera, las variaciones de volumen específico respecto al océano estándar son funciones aproximadas solo de temperatura y salinidad (anomalía termostérica).

Para efectos prácticos, Pond and Pickard (1983) plantean la siguiente expresión para la anomalía termostérica:

$$\Delta_{S,T} = \left\{\frac{1000}{1000 + \sigma_t} - 0.97266\right\} 10^{-3}\ m^3\ kg^{-1}$$

Donde σ_t es sigma-t.

Por otro lado, de acuerdo a IOC et al., (2010), la Escala de salinidad práctica, PSS-78, y la Ecuación internacional del estado del agua de mar (UNESCO, 1981), que expresa la densidad del agua de mar en función de la salinidad práctica, la temperatura y la presión; habrían servido muy bien a la comunidad oceanográfica por más de treinta años.

Los mismos autores señalan que a pesar de ello, en los últimos años, en varios aspectos de la termodinámica del agua de mar, el hielo y el aire húmedo se ha hecho evidente la oportunidad de redefinir las propiedades termodinámicas de estas sustancias. Los mismos autores señalan que varias de las expresiones polinómicas de la Ecuación internacional del estado del agua de mar (EOS-80) no son totalmente consistentes entre sí, ya que no obedecen exactamente las relaciones termodinámicas de diferenciación cruzada de Maxwell. El nuevo enfoque planteado como “International Thermodynamic Equation Of Seawater – 2010 (TEOS-10)” eliminaría dicho problema.

El Software computacional para evaluar los parámetros termodinámicos descritos en el manual de IOC et al., (2010), se encuentra disponible en dos librerías, the Seawater-Ice-Air (SIA) y el Gibbs-SeaWater (GSW) Oceanographic Toolbox. Respecto al nuevo cálculo de la densidad del agua de mar, éste sería computacionalmente más eficiente, utilizando 48 términos. El impacto del nuevo enfoque sobre la densidad del agua de mar, ha permitido un mejor entendimiento de las variaciones de la composición del agua de mar en las diferentes cuencas oceánicas. Sin embargo, sería cierto que para la mayoría de los oceanógrafos, especialmente aquellos que no están íntimamente interesados en mediciones precisas de las aguas oceánicas profundas, estas ventajas no serán evidentes de inmediato (IOC et al., 2010).

Los mismos autores señalan, que si bien la Salinidad absoluta (g / kg) es la variable de salinidad necesaria para calcular la densidad y otras propiedades del agua de mar en el nuevo enfoque, la salinidad que debe archivarse en las bases de datos nacionales sigue siendo la variable de salinidad medida, Salinidad práctica (PSS- 78).

El GSW Toolbox, no utilizaría de manera directa los datos de “temperatura” y “salinidad práctica”, para el cálculo de sigma-t, ni tampoco el de la anomalía termostérica. Por ello, estos fueron realizados utilizando la rutina *whoi_sigmat.m*, creada en el software Octave/Matlab por Jim Manning de la Whoods Hole Oceanography Institution (WHOI), y *termosterica.m* creada por el suscrito para propósito de esta tesis.

3.3.3. Cálculo del UAO

En términos generales, la abundancia de especies pelágicas se relacionaría con la temperatura del mar y la disponibilidad de alimento. Bertrand et al., (2011), señala que tanto estudios ecológicos y paleoecológicos, como el hecho de que ciertos pelágicos pequeños como anchoas y sardinas se favorecen de manera diferente en otras regiones del planeta, plantean dudas sobre el papel de la temperatura; y sugieren que, dado que la distribución de oxígeno en el océano está cambiando, lo obvio sería analizar la necesidad de respirar de estos organismos.

Como ya se había indicado, la Utilización Aparente de Oxígeno (*UAO*) es una medida de la cantidad de oxígeno producido por fotosíntesis o utilizado por respiración. Se calcula como la diferencia entre el oxígeno disuelto de saturación y la concentración de oxígeno disuelto “in situ”.

$$UAO = O_{2,sat} - O_2$$

La concentración de oxígeno disuelto se analiza “in situ”, utilizando una titulación yodométrica denominada método Winkler (Strickland & Parsons, 1972). Como el oxígeno disuelto en el agua de mar no oxida directamente el ion yoduro a yodo, se realiza una oxidación de varios pasos utilizando manganeso como “medio de transferencia'. Se añaden cloruro de manganeso y una solución alcalina de yoduro de potasio a un volumen medido de agua. El manganeso se precipita como hidróxido. Por otro lado, la toma de la muestra demanda cierto cuidado para evitar burbujas de aire, que pudieran ingresar durante el proceso de muestreo, distorsionando la medida a obtenerse (Kremling and Brügmann, 1999). Por lo que esto último se considera, una potencial fuente de error.

La concentración del oxígeno disuelto de saturación es función de la temperatura potencial y la salinidad (Ito et al., 2004), y de acuerdo a García y Gordon (1992) tiene la siguiente expresión:

$$O_2sat(T,S) = \exp\{A_0 + A_1 T_S + A_2 T_S^2 + A_3 T_S^3 + A_4 T_S^4 + A_5 T_S^5 + S * [B_0 + B_1 T_S + B_2 T_S^2 + B_3 T_S^3] + C_0 S^2\}$$

Donde:

O_2sat(T,S) = valor de oxígeno de saturación (ml/l)
S = salinidad (psu)
T = temperatura del agua (ITS-90, ^oC)
T_s = ln [(298.15 – T) / (273.15 + T)]
A0 = 2.00907; A1 = 3.22014; A2 = 4.0501; A3 = 4.94457; A4 = - 0.256847
A5 = 3.88767
B0 = -0.00624523; B1 = -0.00737614; B2 = -0.010341; B3 = -0.00817083
C0 = -0.000000488682

Por su lado, la temperatura potencial $\theta(S, t, p, p_r)$ se define como la temperatura que tendría un elemento de agua de mar si se moviera adiabáticamente y sin cambio de salinidad desde una presión inicial P_o a una presión de referencia p_r que puede ser mayor o menor que P_o (Fofonoff,1985).

Esta definición es más general que la definición clásica dada por Helland-Hansen (1912) y requiere una elección explícita de la presión de referencia. Sin embargo, simplifica el cálculo de la estabilidad estática, la frecuencia Brunt-Vaisala y la densidad potencial o anomalía estérica para la comparación de los tipos de agua.

Los cálculos de la temperatura potencial y oxígeno de saturación fueron realizados con la rutina "*gsw_pt0_from_t.m*" y "*gsw_O2sol.m*", ambos en Octave (Matlab), del GSW Toolbox[1].

3.4. Construcción del índice

El índice estuvo conceptualizado en base a los siguientes aspectos: (1) De la Cuadra (2010), señaló que la variabilidad asociada a la columna de agua del período 2001-2007 no sería común a la variabilidad mostrada en la superficie del mar, es decir serían diferentes; (2) frente al Ecuador, la variabilidad subsuperficial estaría relacionada principalmente a la SCE; y (3) Lukas (1986) encontró tres características hidrográficas distintivas asociadas con el SCE: el termostad de 13°C, los núcleos de alta salinidad, y la lengua de alta concentración de oxígeno disuelto.

El índice del Ecosistema Pelágico Costero fue construido con los siguientes pasos:

Paso 1.- Se construirán las series de tiempo con los datos obtenidos en los cruceros. Se realizarán los cálculos de masas de agua, densidad, sigma theta, anomalía de volumen específico, UAO y demás.

Paso 2.- Se procederá a normalizar todas las series de tiempo.

Paso 3.- Se realizará el cálculo de la matriz de correlación.

Paso 4.- Se verificará la esfericidad de los datos.

Paso 5.- Se procederá a realizar el cálculo de las Funciones Ortogonales Empíricas (EOF).

[1] GSW Toolbox, en: http://www.teos-10.org/software.htm

CAPÍTULO 4

4. RESULTADOS

Frente al Ecuador, la estructura subsuperficial del océano, específicamente los primeros 300 metros de profundidad, sufre importantes cambios estacionales, interanuales e interdecadales. Estos cambios pueden ser observados tanto en los parámetros físicos como en los químicos. Existen varios aspectos que motivan estos cambios: (1) Las fases cálida y fría del ciclo ENSO denominadas El Niño (EN) y La Niña (LN), el primero de ellos con enormes afectaciones en los ecosistemas marinos ubicados a lo largo de Sudamérica, en el transcurso de los años; (2) Cambios en la intensidad de la SCE llamada también Corriente de Cromwell; y (3) Las fases cálida y fría de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO), la cual domina la variabilidad interdecadal de la cuenca (Farneti, 2017).

4.1. Descriptores más representativos del ecosistema

Se ha graficado datos físicos y químicos, en tres ubicaciones fuera de la plataforma continental, a lo largo del meridiano 82°W: 1°S, 2°S y 3°S, en el período 1984-2007; así como también en una estación ubicada frente a la ciudad de Salinas, unas 10 millas fuera de la costa, en el período 2017-2019. Se ha calculado de manera trimestral las medias para cada estación del meridiano 82°W, debido al espaciamiento temporal de muestreo realizado durante las campañas oceanográficas.

4.1.1. Temperatura

En la estación ubicada en 1°S, la estructura térmica subsuperficial fluctuó entre 8.1° y 29.4°C (Fig.4.2a). La isoterma de 20°C, ubicada en la parte media de la termoclina sobre la mayor parte del Pacífico tropical (Fiedler, 1992), se ubicó entre 13 y 90 metros de profundidad, con la mayor profundidad a inicios de 1998, y la menor a finales de 1988. La base de la termoclina, la isoterma de 15°C, se ubicó en 26.1 metros durante diciembre de 1988 y en 190 metros de profundidad a mediados del 2000. El gradiente de la termoclina habría oscilado entre 1.8 y 0.5 °C.10m^{-1}.

En la capa termostática, la región donde la variación de la temperatura respecto a la profundidad es mínima, es denominada como “termostad” Seitz (1967). En el Pacífico oriental, esta capa es conocida como termostad de las aguas ecuatoriales de 13°C (Tsuchiya, 1981). Dicha capa habría estado definida principalmente entre las isotermas de 13° y 14°C en cada uno de los perfiles graficados, y se encontraría en su mejor desarrollo cuando ocurre

al mismo tiempo, una profundización de la isoterma de 13°C y un levantamiento de la isoterma de 15°C (Fig. 4.2 a, b, c).

El termostad habría tenido valores máximos durante los años 1984 y 1985, entre finales de 1995 y principio de 1996, y durante marzo 1999, como resultado de la expansión hacia arriba de la isoterma de 15°C, y hacia abajo de la isoterma de 13°C. Consecuentemente esto redundaría en un fortalecimiento de la SCE.

En 2°S, la estructura térmica mostraría un comportamiento similar a la observada en 1°S, oscilando entre 8.1° y 29.0°C (Fig.4.2b). La isoterma de 20°C, se ubicaría entre 0 y 105 metros de profundidad, con la mayor profundidad a inicios de 1998 y la menor, a finales de 1988.

La estructura térmica en 3°S mostraría un comportamiento similar a la observada en las estaciones anteriores, oscilando entre 7.6° y 28.8°C (Fig.4.2c). Se observaría una mayor profundización de las isotermas de 13° y 14°C durante EN de 1987 que en el evento EN de 1997-1998, lo que sugiere la ocurrencia de mayores anomalías térmicas a nivel subsuperficial durante EN de 1987.

En toda la serie de tiempo, la isoterma de 13°C habría coincidido con la isanostérica de 167cL.t^{-1}.

4.1.2. Salinidad

La estructura halina de los perfiles en 1°S, 2°S y 3°S graficada en la figura 4.3a,b.c, se muestra una capa de salinidad de 35 segmentada, la que por momentos desaparece. Esto sucede principalmente en los períodos 1989-1990, y 2001-2004. Debido al espaciamiento que existe entre los cruceros ejecutados, no podemos asignarle certeza a esa aseveración. Sin embargo, se puede observar una capa con salinidad de 34.9 a lo largo de toda la serie de tiempo (1984-2007).

En 1°S la capa de salinidad de 35 habría alcanzado los 240 metros de profundidad durante 1984. Entre 1991 y 1994 se habría observado núcleos de salinidad de 35 entre 75 y 180 metros de profundidad. Entre 1996 y 2007 se habría registrado una capa de salinidad de 35, entre 15 metros en su punto más superficial y 200 metros en su parte más profunda.

Por su parte en 2°S la capa de salinidad de 35 habría alcanzado los 250 metros de profundidad durante 1984. Entre 1991 y 1994 se habría observado un núcleo de salinidad de 35 entre 30 y 150 metros de profundidad. Entre

finales de 1995 y 2007 se habría registrado una capa de salinidad de 35, entre 20 metros y 250 metros.

En el perfil de 3°S, la capa de salinidad de 35 habría alcanzado los 300 metros de profundidad durante 1984. Entre 1991 y 2006 se habría observado cuatro núcleos de salinidad de 35 de diferente tamaño, entre 10 y 220 metros de profundidad; dichos núcleos estarían dentro de una capa de salinidad de 34.95.

En toda la serie de tiempo, la isanostérica de 239 $cL.t^{-1}$ habría seguido la distribución de los núcleos de alta salinidad (>35), y además se comporta de manera similar a la isoterma de 15°C.

4.1.3. Masas de Agua

En la figura 4.4a correspondiente al perfil en 1°S, se puede observar a nivel subsuperficial el AESS en porcentajes altos (>60%), que habría alcanzado los 30 metros de profundidad durante octubre 1984, febrero 1989, enero 1996 y octubre 2007. Por otro lado, la mayor parte de los primeros 25-30 metros de profundidad de la serie de tiempo de esta estación, es dominada (>60%) por el ATS. De igual manera, una dominancia de ASTS (>50%), se habría observado entre julio de 1985 y septiembre de 1987, y durante mayo de 2000, en los primeros 30 metros de profundidad.

En el perfil de 2°S (figura 4.4b), se puede observar en porcentajes altos AESS (>60%) que habría alcanzado los 30 metros de profundidad durante mayo y octubre 1984, febrero 1989, enero 1994, enero 1996, marzo 1999, noviembre 2001 y octubre 2007. En febrero 1989 y octubre 2001, el AESS habría alcanzado la superficie del mar. La presencia de ATS en la superficie del mar es inferior en esta estación si la comparamos a la estación de 1°S.

La figura 4.4c correspondiente al perfil en 3°S, muestra porcentajes altos AESS (>60%) que habrían alcanzado los 30 metros de profundidad durante mayo y octubre 1984, febrero 1989, enero 1994, enero 1996, marzo 1999, noviembre 2001 y octubre 2007. Entre marzo de 1988 y febrero 1989, el AESS habría alcanzado la superficie del mar con porcentajes >70%; y entre octubre 2001 y enero 2004, el porcentaje de AESS que habría alcanzado la superficie del mar habría sido un poco superior al 50%. La presencia de ATS en la superficie del mar es muy inferior en esta estación si se la compara con la estación de 1°S, e inferior comparada con la presencia de esta masa de agua en la estación 2°S.

4.1.4. Utilización Aparente de Oxígeno (UAO)

En general, la concentración de oxígeno en el interior del océano resulta de la interacción de la dinámica de la circulación, la respiración y los intercambios aire-mar (Duteil et al., 2013).

En el Pacífico tropical oriental, las altas concentraciones de oxígeno disuelto en las capas subsuperficiales del océano, se toman como evidencia de la presencia de flujo hacia el Este, ya que el consumo in situ es grande (Lucas, 1986). En este caso, el flujo hacia el Este se considera la SCE. El mismo autor señala concentraciones de oxígeno disuelto de casi 1.8 $ml.L^{-1}$ a nivel de los 100 metros de profundidad. En el set de datos, las concentraciones de O_2 fueron superiores a ese valor en los tres perfiles analizados, excepto en julio de 1998, fecha en la que se observó una disminución de este parámetro en todos los perfiles, y de manera especial en 2°S.

La respiración es un proceso biológico clave en el océano, siendo el oxígeno el principal aceptor de electrones utilizado por los microorganismos para la oxidación de materia orgánica. Clásicamente, la respiración en el interior del océano ha sido cuantificado como la "Utilización Aparente de oxígeno" (UAO). UAO es una medida integrada en el tiempo de la cantidad de oxígeno consumido, desde que una parcela de agua dejó la superficie del océano (Duteil et al., 2013).

Así mismo, la UAO permite diferenciar la profundidad a partir de la cual comienzan a dominar los procesos de respiración sobre los de fotosíntesis. En este sentido, se resalta la isolínea de 2.5 $ml.L^{-1}$ de UAO, misma que coincide en profundidad con la isanostérica de 239 $cL.t^{-1}$ en cada uno de los perfiles.

En 1°S (figura 4.5a), la UAO osciló entre -0.57 y 6.0 $ml.L^{-1}$, ubicándose entre cero y 300 metros de profundidad. La UAO tuvo valores negativos en mayo y septiembre de 1987, febrero de 1991, octubre de 2016 y octubre de 2017. El UAO mayor que 1 $ml.L^{-1}$ se habría observado por debajo de los 30 metros de profundidad.

La UAO tuvo un comportamiento similar en 2°S, oscilando entre -0.7 y 6.3 $ml.L^{-1}$ (figura 4.5b). Una activa producción de oxígeno se observaría en aquellas estaciones donde la UAO tuvo valores negativos. En este perfil los valores negativos alcanzaron mayores profundidades, lo cual significaría mayor actividad fotosintética.

En 3°S (figura 4.5c), la UAO tendría un comportamiento similar, oscilando entre -0.7 y 6.1 $ml.L^{-1}$. De acuerdo a la variabilidad estacional observada, la

UAO tendría en promedio los mayores valores durante los meses de octubre, noviembre y diciembre (2.9 $ml.L^{-1}$), y los menores valores durante abril, mayo y junio (2.5 $ml.L^{-1}$). Este esquema sería similar al observado en las estaciones 1S y 2S.

Tener mayores valores de UAO en el periodo de Octubre-Noviembre-Diciembre (OND), sería consistente con la aseveración de Lucas (1986), de que es precisamente en esas fechas cuando se tienen más bajos niveles de O_2.

4.1.5. Fosfato

La concentración del ión fosfato (PO_4) pudo observarse entre 0.1 y 1.8 µM en 1°S, entre 0.05 y 2.4 µM en 2°S, y entre 0.05 y 3.0 µM en 3°S (figura 4.6a,b,c).

Dada la distribución de las concentraciones de fosfato, y específicamente los valores entre 2 y 2.5, estos estarían asociados a la presencia fortalecida de la SCE.

4.2. Potenciales Escenarios en el Ecosistema Pelágico Costero

<u>Fase cálida del ciclo ENOS</u>

A nivel subsuperficial, ocurriría una profundización de la isoterma de 20°C, lo cual supone una compresión de toda la termoclina como respuesta al paso de ondas baroclínicas como mecanismo de redistribución de calor, durante procesos de calentamiento del océano. Es decir, toda la estructura térmica vertical se observaría deprimida. Dicha isoterma (20°C) es convencionalmente utilizada para representar la profundidad de la termoclina (gradiente térmico de temperatura) en el Pacífico ecuatorial (Fiedler, 1992).

Por otro lado, una profundización de la base de la termoclina, específicamente de la isoterma de 15°C, es generada cuando existe un incremento del flujo de la mencionada corriente. Wyrtki (1963) observó esta situación particular con las isotermas de 14° y 15°C, que pasan por la porción baja de la SCE.

A principios de 1998, durante el desarrollo de uno de los dos eventos EN más fuertes que se tiene registro, el termostad o capa donde la variación de la temperatura respecto a la profundidad es mínima, prácticamente habría desaparecido, lo que sugiere un debilitamiento de la SCE durante el evento EN que sucedía en aquel momento. Algo similar habría ocurrido a principios de 1987, durante la ocurrencia de un evento EN más débil.

Fase fría del ciclo ENOS

En la serie de tiempo de campañas oceanográficas ejecutadas entre 1984 y 2007, se pueden observar al menos cuatro eventos La Niña (LN), o fase fría del ciclo ENOS: 1985, 1988, 1995-1996, 1999-2000.

Durante 1984-1985, la isoterma de 13°C se mostró bastante profundizada, mientras que las isotermas de 14° y 15°C se mostraron levantadas, lo que habría generado, el más amplio desarrollo de termostad que habría en toda la serie analizada. En la práctica, esto sugeriría un mayor fortalecimiento de la SCE, y con ello la generación de mejores condiciones para el ecosistema y el desarrollo de las especies pelágico costeras.

En marzo de 1988, las isotermas entre 13° y 16°C se habrían encontrado profundizadas. La isoterma de 15°C se habría ubicado en 140 metros de profundidad (fig.4.2a,b,c). En esta fecha, termostad no se encontraría bien definido. En contraste, a finales de 1988, todas las isotermas entre 12° y 22°C se habrían mostrado levantadas. El termostad se encontraría desarrollado y definido entre las isotermas de 12° y 14°C. Esto supondría una CSE fortalecida.

De septiembre de 1995 a enero de1996, habría ocurrido un levantamiento de las isotermas entre 14° y 22°C. La isoterma de 15°C base de la termoclina, estaría ubicada en 40 metros de profundidad, lo cual habría incidido en la intensidad de la termoclina, que habría alcanzado valores relativamente altos de 1.7°C.10m^{-1}. El termostad, constituido entre las isotermas de 13° y 15°C, se habría mostrado fuertemente desarrollado, lo cual permitiría colegir en un fortalecimiento de la CSE.

Durante marzo de 1999, se profundizarían las isotermas de 10° a 14°C, mientras que la isoterma de 15°C se habría mostrado levantada. El termostad estaría desarrollado entre las isotermas de 14° y 15°C. Este desarrollo supondría un fortalecimiento de la SCE.

Período 2017-2019: Visión más costera

Debido a la falta de campañas de investigación del IPIAP que hayan visitado en los últimos años las estaciones ubicadas en el meridiano 82°W, en 1°S, 2°S y 3°S; hemos utilizado una estación ubicada a 10 millas frente a las costas de la ciudad de Salinas, cuyo muestreo se realiza mensualmente, y que se ubica en la siguiente posición geográfica: 81° 5.032’ W – 2° 4.093’ S.

En este periodo, la isoterma de 20°C utilizada para identificar la profundidad a la que se encontraría la termoclina, osciló la mayor parte del tiempo entre 30 y 50 metros, con una fuerte depresión entre septiembre y octubre de 2017. Por su lado, la base de la termoclina, identificada con la isoterma de 15°C, fue observada únicamente en dos oportunidades, entre octubre 2017 - enero 2018, y entre julio – septiembre 2018 (figura 4.7a).

Núcleos de salinidades relativamente altas fueron observados durante todo el período de estudio (34.9 – 35.0), por debajo de los 50 metros de profundidad. Estos estarían asociados al ingreso de la SCE. Salinidades muy bajas entre septiembre 2017 y marzo 2018, y septiembre – octubre 2019 (figura 4.7c).

Se habría observado durante todo el periodo de estudio 2017-2019, al ATS dominando los primeros niveles de la columna de agua. Salvo de abril a agosto 2018 y entre marzo – mayo 2019, que habría dominado en esos niveles el ASTS. Si bien, un porcentaje relativamente alto de AESS (60%) habría alcanzado los 50 metros de profundidad en el período 2017-2019, ello no sería un aspecto permanente (figura 4.7d).

Entre marzo y agosto de 2018, se apreció una depresión de las isolíneas < 3.5 $ml.L^{-1}$ de UAO, y otra entre abril – mayo 2019 (figura 4.8). Por otro lado, se pudo observar por debajo de los 50 metros de profundidad, valores mayores a 12 en la relación Nitrato/Fosfato (figura 4.8).

4.3. Construcción del Índice del Ecosistema Pelágico Costero

Se crearon matrices con los datos normalizados promedios; cada matriz contenía información por parámetro de todas las estaciones monitoreadas en el periodo 1984-2007.

Tabla 4. 1. Resultados del Test de Esfericidad de Bartlett

Tamaño de la muestra	Variables	X^2	df	P
27	5	76.0368	10	0.0000

El test de esfericidad de Bartlett utilizado, habría rechazado la hipótesis nula con un nivel de significancia de 0.05 (tabla 4.1); por lo que el análisis EOF resultaría adecuado. Hay que enfatizar que la hipótesis nula indica que la

matriz de correlaciones (R) era igual a la matriz identidad (I), es decir que las variables no estaban correlacionadas.

Tabla 4. 2. Correlación lineal entre el IEPC1 obtenido y el índice patrón MEI

	AESS (60%) prom	Prof 239cl.t-1 prom	Amplitud Termostad	UAO (30m) prom	Concent PO4 prom
Índice del Ecosistema Pelágico Costero IEPC 1	0.89	0.89	0.56	0.78	0.80

Como se puede apreciar en la tabla 4.2, las mayores correlaciones con el Índice del Ecosistema Pelágico Costero 1 (IEPC1) se obtuvieron al utilizar como “proxys”, la profundidad de la isolínea de 60% de Agua Ecuatorial Subsuperficial y de la isanostérica de 239 $cL.t^{-1}$. Sin embargo, las correlaciones obtenidas con los demás parámetros también se consideran altas.

Tabla 4. 3. Correlación lineal entre el IEPC1 y los índices de la TSM registrada en el Pacífico Oriental y el patrón MEI.

	Índice Niño 1+2	Índice Multivariado MEI
Índice del Ecosistema Pelágico Costero IEPC 1	-0.54	-0.77

Al comparar el Índice del Ecosistema Pelágico Costero 1 (IEPC1) obtenido y los índices regionales (tabla 4.3), se determina una mejor correlación con el Índice Multivariado de El Niño (MEI).

Tabla 4. 4. Correlación entre el IEPC2 y el índice de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO).

	Índice PDO
Índice delEcosistema Pelágico Costero IEPC 2	0.82

De igual manera, una alta correlación se obtuvo al comparar el Índice del Ecosistema Pelágico Costero 2 (IEPC2) con el Índice de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO), como se puede apreciar en la tabla 4.4.

Por otro lado, en la tabla 4.5 se muestran los resultados obtenidos del análisis de componentes principales para los parámetros considerados en las tres diferentes estaciones ubicadas a lo largo del meridiano 82°W (1°S,

2°S, 3°S) los cuales fueron promediados: Profundidad de la isolínea de 60% de Agua Ecuatorial Subsuperficial (AESS), profundidad de la isanostérica de 239 $cL.t^{-1}$, ancho del termostad (AT), Utilización Aparente de Oxígeno (UAO) en 30 metros de profundidad, Concentración de Fosfatos (PO_4) en 30 metros de profundidad. El primer modo explicó el mayor porcentaje de la varianza total (94.96%), mientras que los cuatro siguientes modos explicaron la varianza restante (5.04%). Este correspondería al Vector Océano.

Tabla 4. 5. Modos Principales resultantes para cada Variable Oceanográfica seleccionada.

MODO	E-VALUE	% VAR EXPLIC	VAR ACUM	AESS (60%)	$239cl.t^{-1}$	AT	UAO	PO_4
1	4.74	94.96	94.96	98.36	98.13	85.69	94.14	97.44
2	0.00	0.04	95.00	0.04	1.13	0.01	0.03	0.02
3	-0.01	0.20	95.20	0.42	0.02	0.04	0.40	0.12
4	-0.03	0.65	95.85	0.62	0.70	0.02	0.01	1.88
5	0.22	4.15	100.00	0.56	0.02	14.23	5.42	0.54
				100	100	100	100	100

En la tabla 4.6. el primer modo mostró el mayor porcentaje de la varianza total (91.65%), mientras que los cuatro siguientes modos explicaron la varianza restante (8.35%). Este correspondería al Vector que integra varios índices.

Tabla 4. 6. Modos Principales resultantes para cada índice identificado.

MODO	E-VALUE	% VAR EXPLIC	VAR ACUM	IEPC1	EN 1+2	MEI	PDO
1	4.14	91.65	91.65	87.91	91.56	96.50	90.55
2	0.16	3.92	95.57	11.83	1.22	0.13	2.68
3	-0.05	1.14	96.71	0.15	0.69	3.32	0.39
4	-0.14	3.28	100.00	0.12	6.52	0.05	6.37
				100	100	100	100

El Índice del Ecosistema Pelágico Costero 1 (IEPC1), mostraría bastante bien los cambios que suponen los eventos EN 1997-1998 y de 1987; así como también los eventos LN de 1985, 1988, 1995-1996, 1999-2000. Los eventos cálidos tipo EN, se verían reflejados cuando el IEPC1 es negativo. Los eventos fríos tipo LN, se verían reflejados cuando el IEPC1 es positivo, y por encima de 0.5 preferentemente.

4.4. Aspectos prácticos del Índice del Ecosistema Pelágico Costero

De acuerdo a Canales et al. (2018), los análisis de la dinámica de las poblaciones marinas explotadas muestran que las variaciones y tendencias de la población están tan a menudo relacionadas con los resultados del reclutamiento como con los efectos antropogénicos de la pesca. Para los peces pelágicos pequeños como las sardinas y las anchoas en particular, la

variabilidad ambiental se ha descrito como uno de los forzamientos primarios que afectan la disponibilidad y supervivencia de las primeras etapas de vida previas al reclutamiento. Aunque está menos documentado, el impacto de la variabilidad ambiental sobre las características biológicas también puede confundirse con los efectos tradicionales de la explotación pesquera.

En base a lo anterior y para efecto de observar que tan bien funcionan los índices obtenidos en la presente tesis, se comparó estos con los estados de madurez sexual 4 y 5 (en desove y desovado) de Pinchagua.

Tabla 4. 7. Correlación lineal y polinomial entre los índices IEPC1 e IEPC2 con los estadios 4 y 5 (macho y hembra) de madurez sexual de la Pinchagua (Ophistonema sp).

	H&M4+5 (n=1)	H&M4+5 (n=3)	H&M4+5 (n=4)
Índice del Ecosistema Pelágico Costero IEPC 1	0.34	0.73	-
Índice del Ecosistema Pelágico Costero IEPC 2	0.40	-	0.76

En la tabla 4.7 se resume los coeficientes de correlación obtenidos al relacionar los Índices del Ecosistema Pelágico Costero 1 y 2 (IEPC1 e IEPC2), con datos de estados de madurez sexual 4 y 5 de la Pinchagua.

En general, se observa que el R^2 habría mejorado cuando se aplicó una función polinomial. Utilizando el IEPC1, se obtuvo mediante regresión lineal un R^2 de 0.11 (r=0.34) con una pendiente positiva; mientras que utilizando una función polinomial de grado 3 se muestra un nivel más alto de asociación. Esto es 0.53, con un r=0.73; lo que significaría que los estados de madurez de la Pinchagua se verían afectados entre el 11 y el 53% por las condiciones oceanográficas, en el corto plazo.

Los valores negativos del IEPC1, significaría un número bajo de hembras y machos de Pinchagua en estado de madurez 4 y 5.

En el largo plazo, utilizando el IEPC2, los estados de madurez 4 y 5 de la Pinchagua, se verían afectados por las condiciones oceanográficas entre el16% y el 58%, obtenidas la menor de ellas con una correlación lineal (r=0.40) con una pendiente positiva. Un mayor nivel de asociación fue encontrado al utilizar una función polinomial de grado 4 (r=0.76).

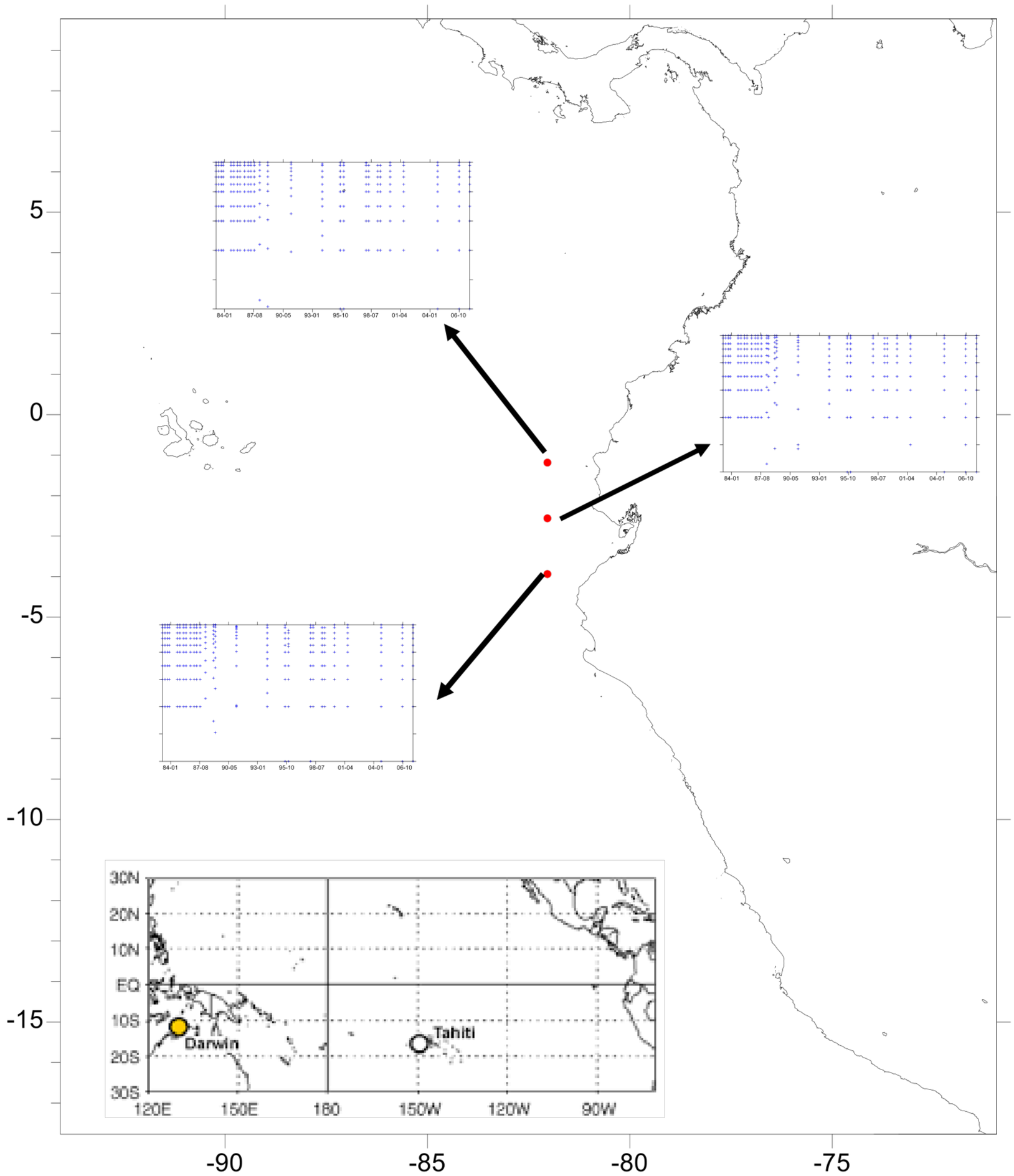


Figura 4. 1. Pacífico Sudoriental, área de estudio

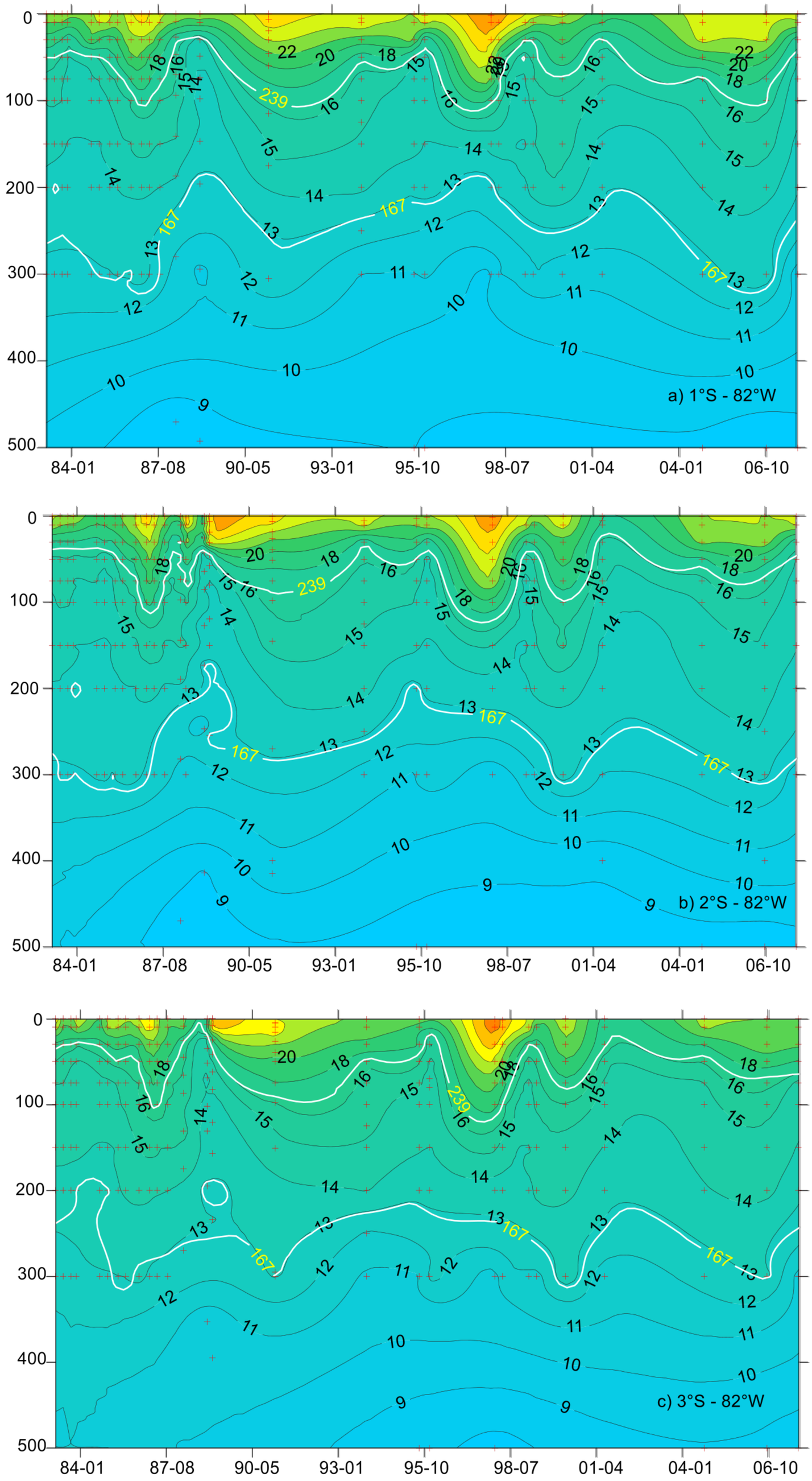


Figura 4. 2. Ciclo Interanual de Temperatura del Mar. En líneas blancas las isanostéricas de 167 y 239 cL.t^{-1}.

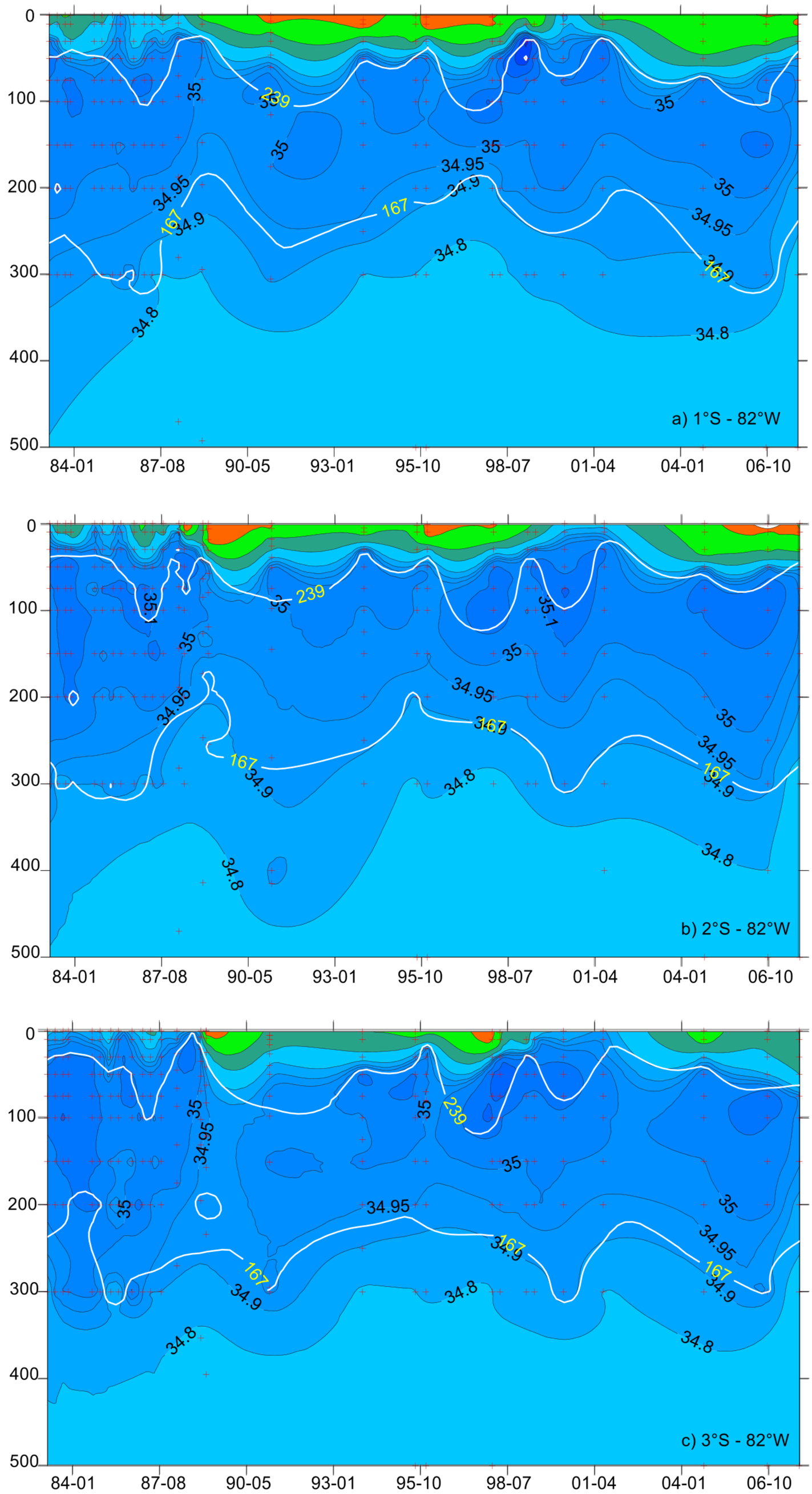


Figura 4. 3. Ciclo Interanual de la Salinidad del Mar. En líneas blancas las isanostéricas de 167 y 239 cL.t^{-1}.

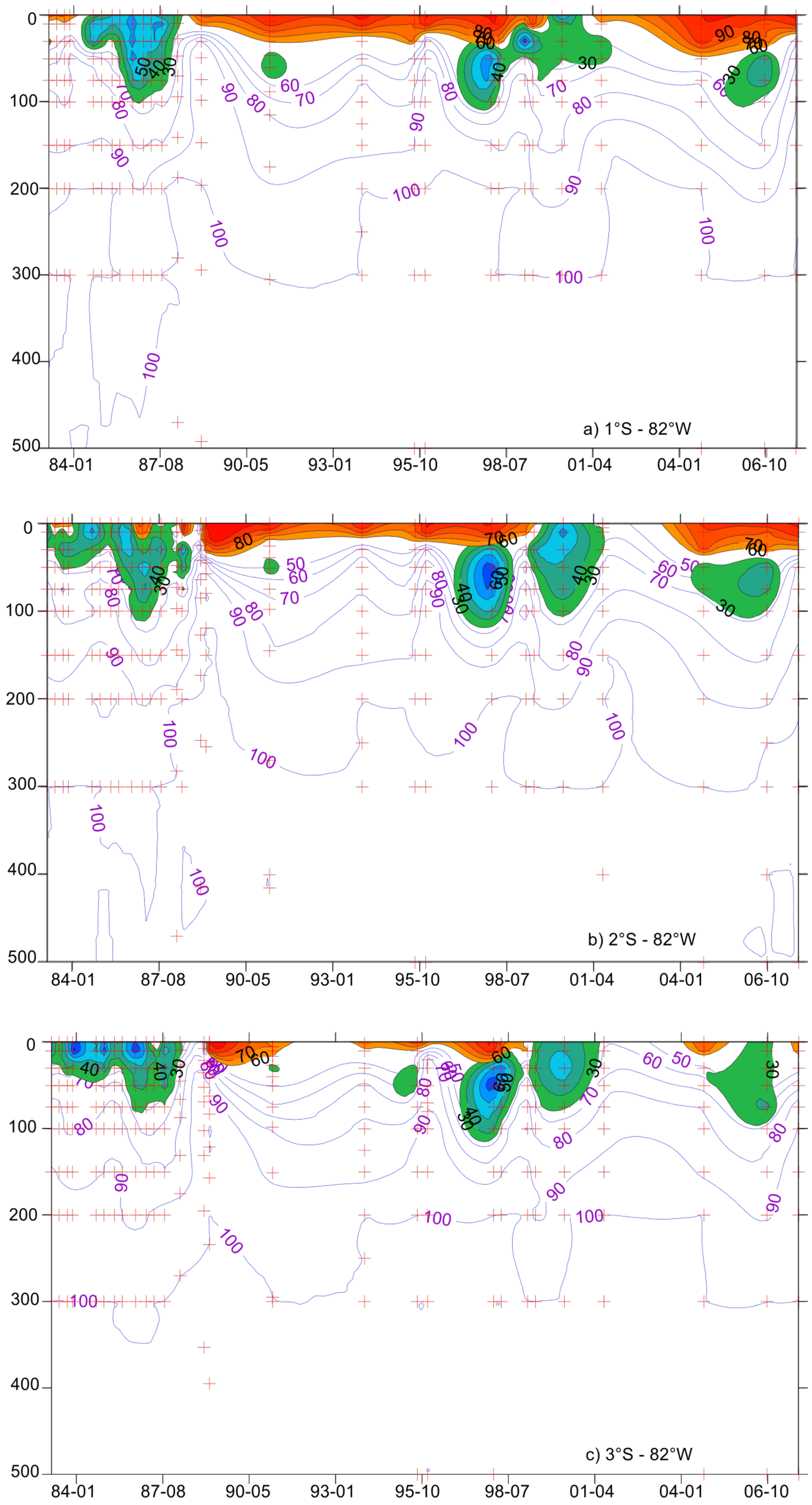


Figura 4. 4. Ciclo Interanual de las Masas de Agua expresadas en porcentajes. Con contornos llenos: ATS en tonos naranjas y ASTS en tonos verdosos; y con contornos sin color AESS.

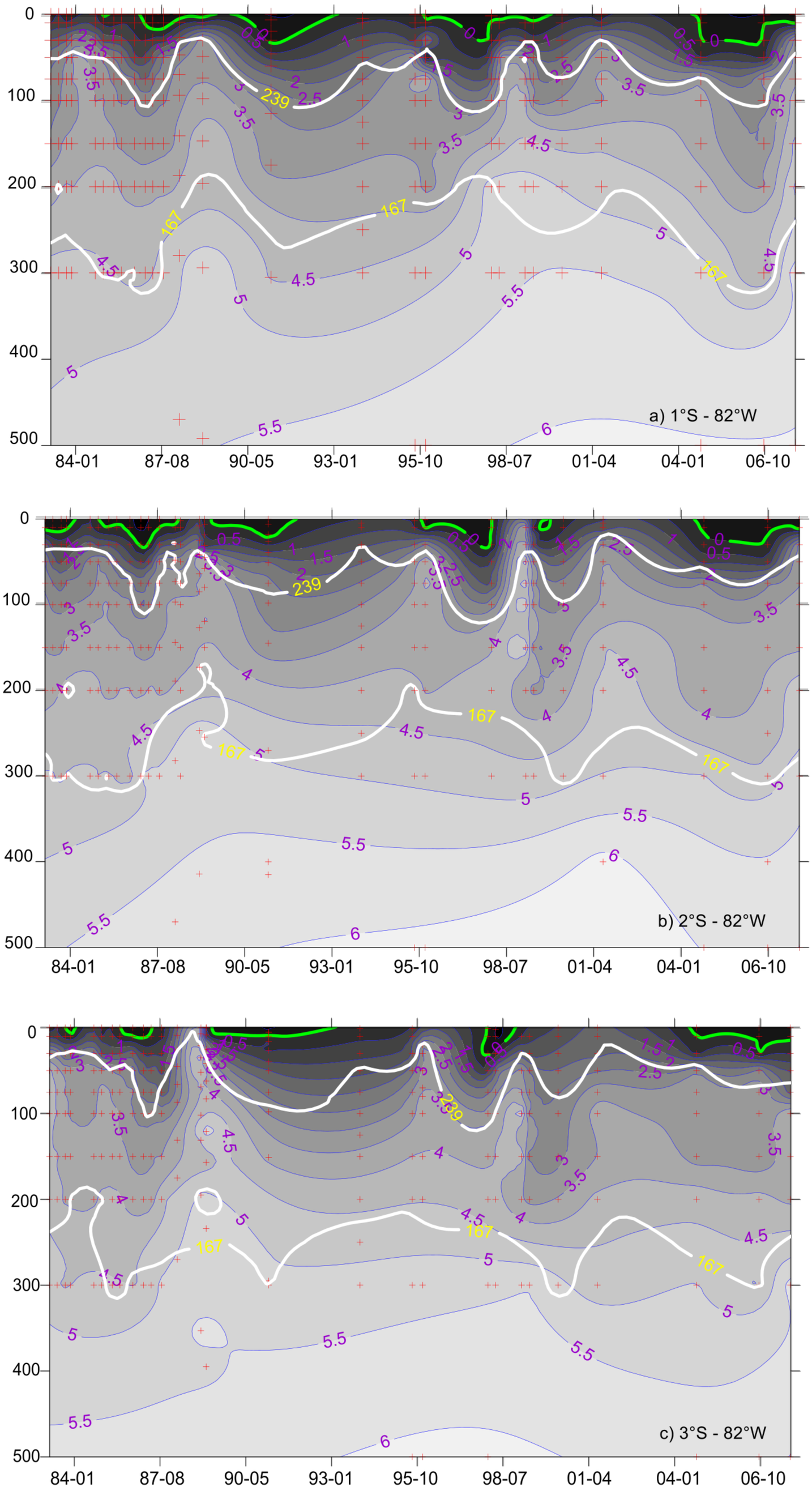


Figura 4.5.Ciclo Interanual de la Utilización Aparente de Oxígeno (UAO). De la línea verde hacia arriba los procesos de fotosíntesis, de la línea verde hacia abajo los procesos de respiración. En líneas blancas las isanostéricas de 167 y 239 cL.t^{-1}.

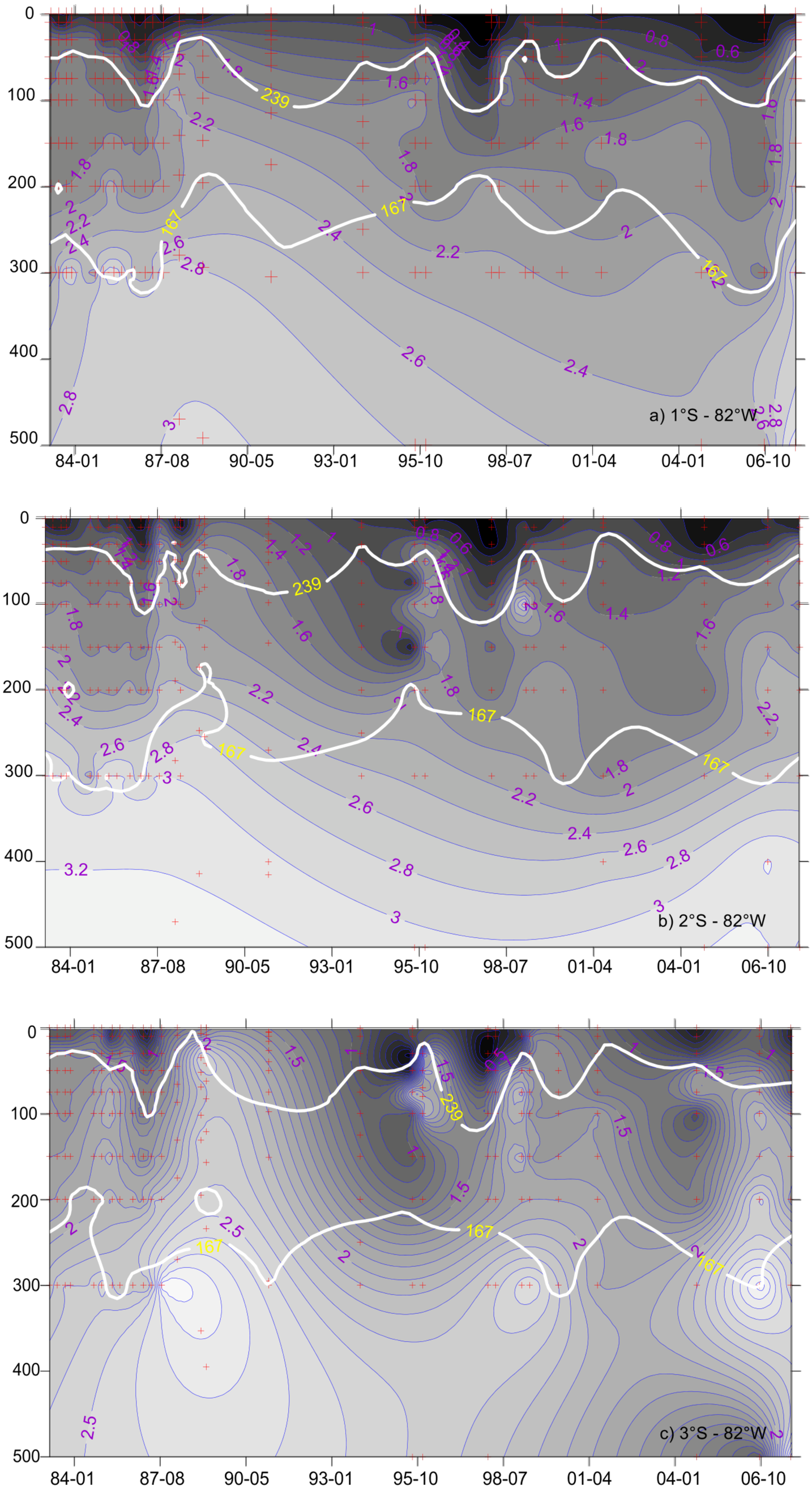


Figura 4. 6. Ciclo Interanual del Fosfato (PO4). De la línea verde hacia arriba los procesos de fotosíntesis, de la línea verde hacia abajo los procesos de respiración. En líneas blancas las isanostéricas de 167 y 239 cL.t^{-1}.

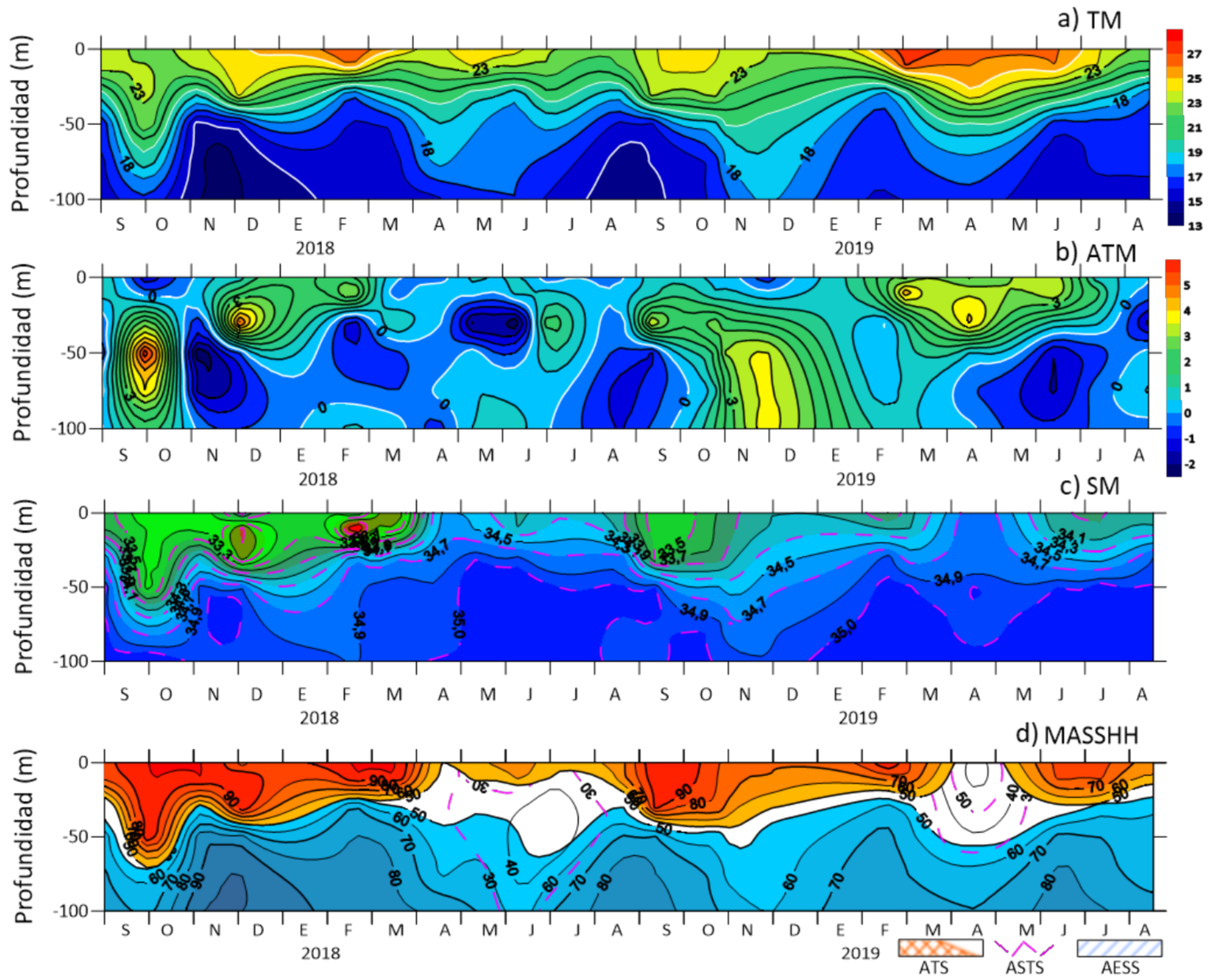


Figura 4. 7. Estructura Vertical del océano: a) Temperatura del Mar; b) Anomalía de la Temperatura del Mar; c) Salinidad del Mar; y d) Masas de Agua. Estación 10 millas costa afuera frente a ciudad de Salinas. Período 2017-2019.

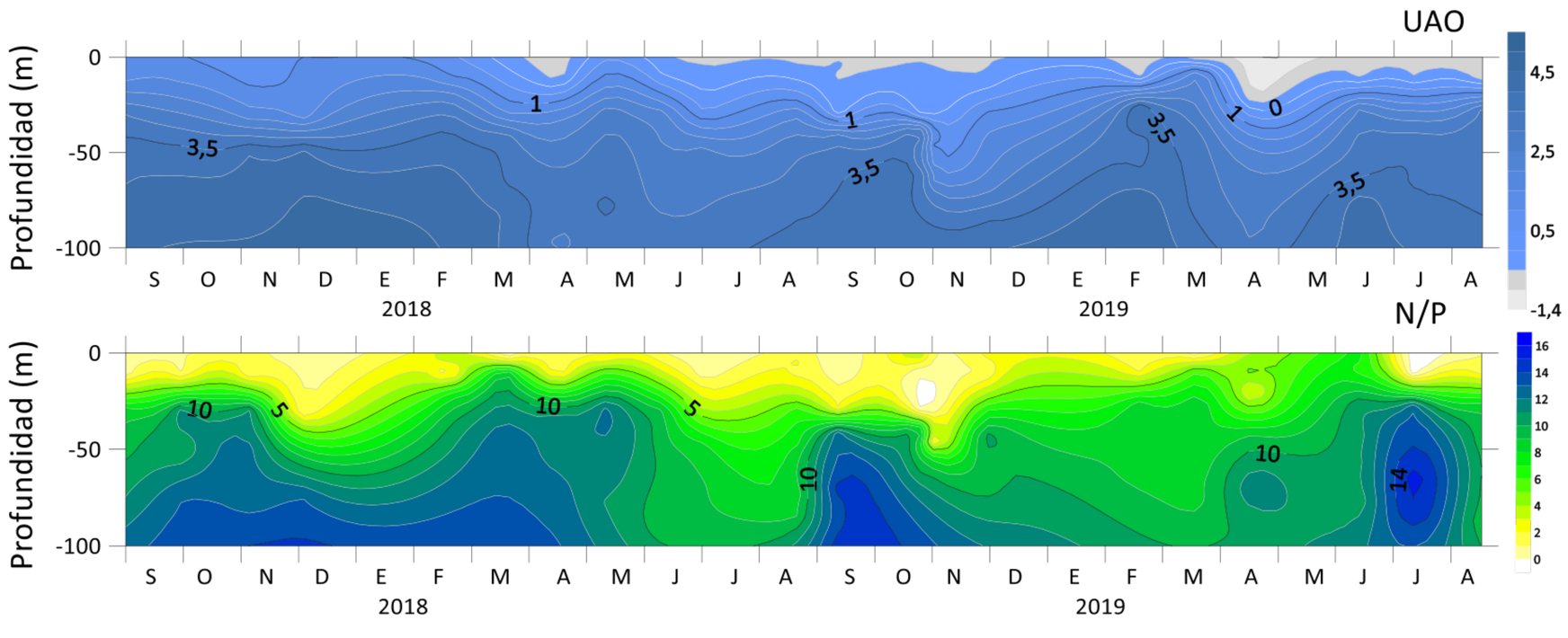


Figura 4. 8. Estructura Vertical del océano. Panel superior: Utilización Aparente de Oxígeno. Panel Inferior: Cociente Nitrato-Fosfato. Estación 10 millas costa afuera frente a ciudad de Salinas. Período 2017-2019.

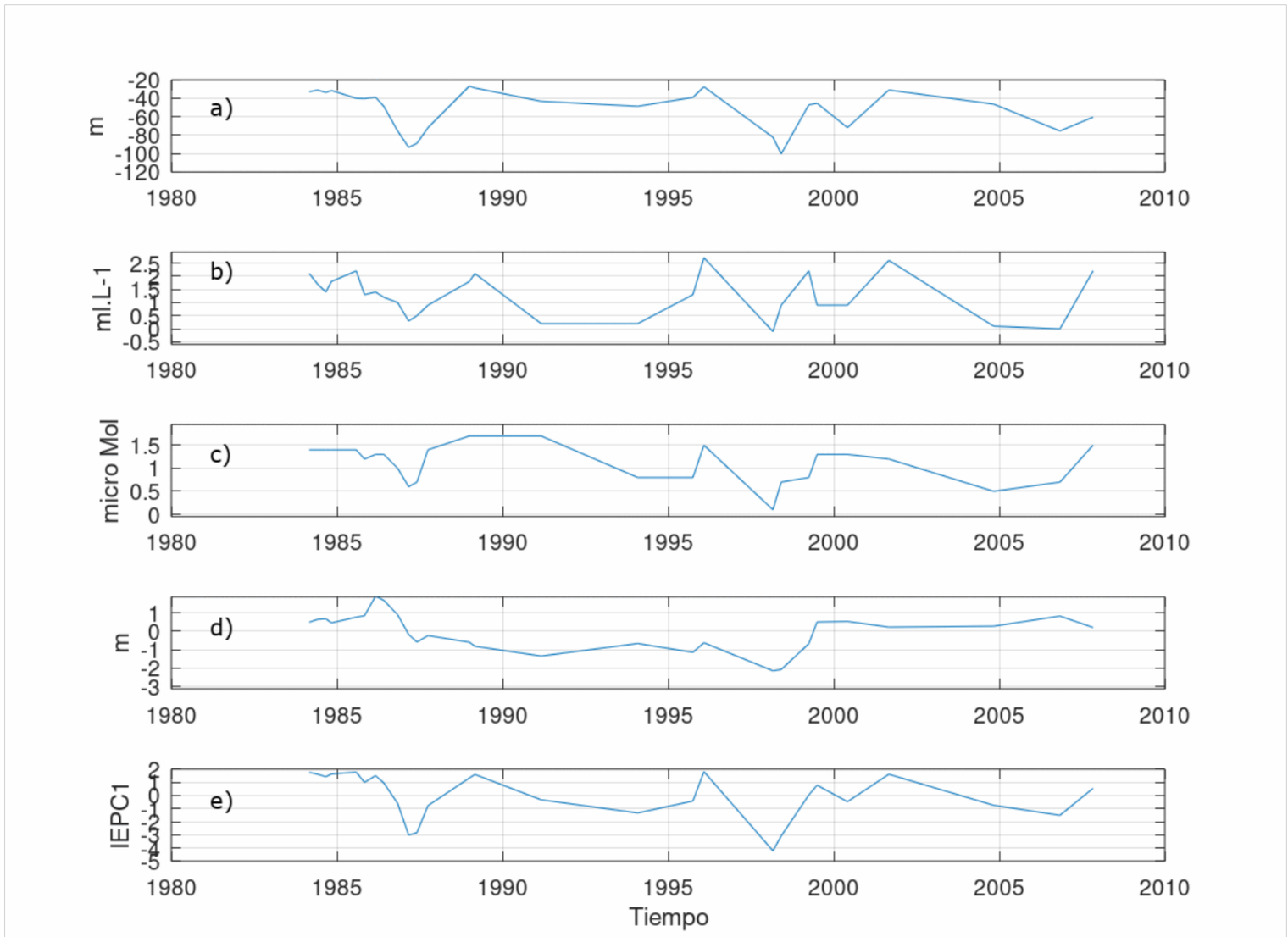


Figura 4. 9. Indicadores del Ecosistema Pelágico Costero. a) Profundidad de la isolínea de 60% de AESS; b) UAO en ml.L^{-1} a 30 m; c) Concentración de fosfato en 30 m; d) Ancho del termostad y e) Índice Ecosistema Pelágico Costero 1 (IEPC1).

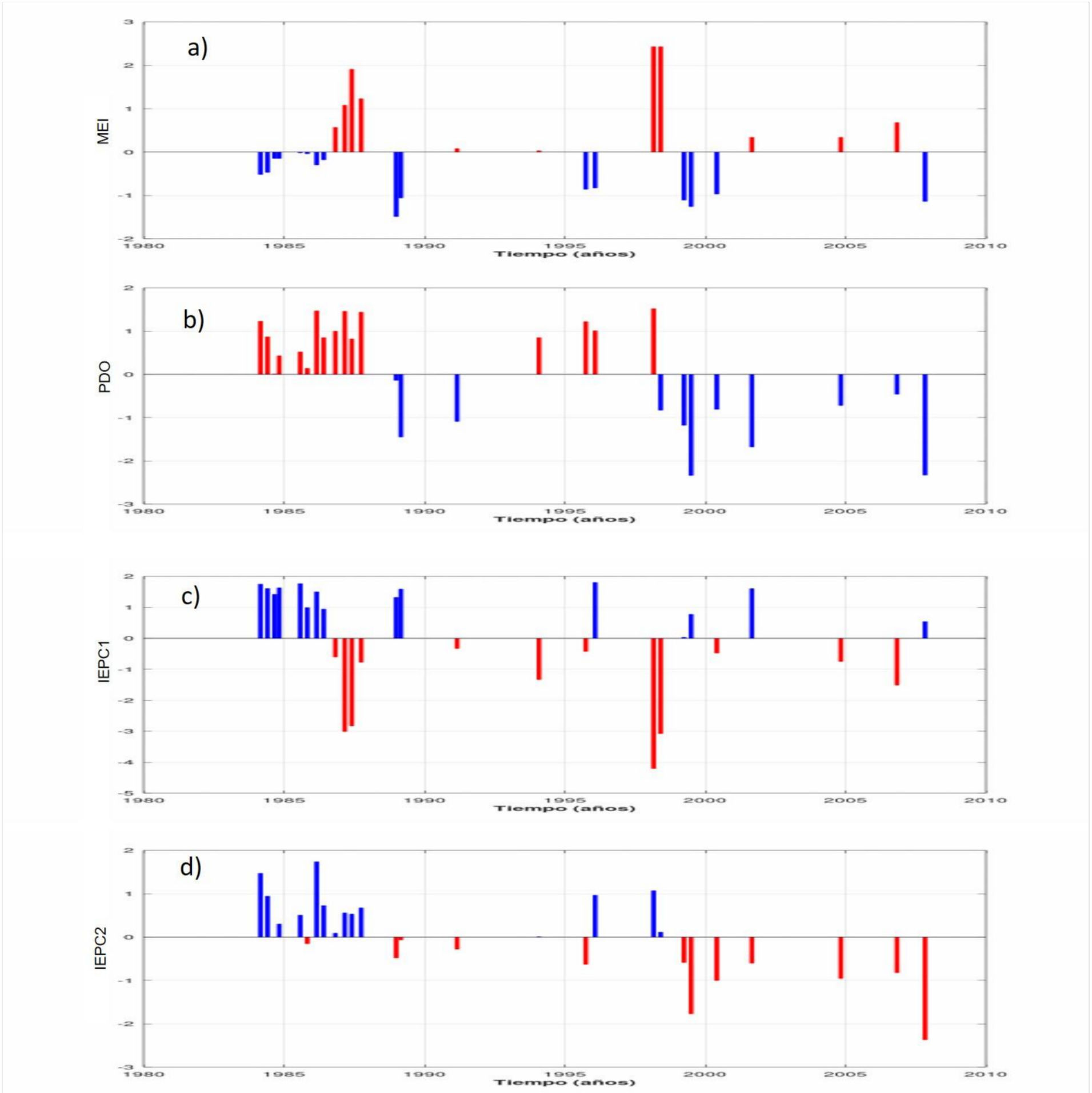


Figura 4. 10. Diferentes Indicadores. a) Índice Multivariado de EN (MEI); b) Índice de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO); c) Índice del Ecosistema Pelágico Costero versión1 (IEPC1); y d) Índice Ecosistema Pelágico Costero versión2 (IEPC2).

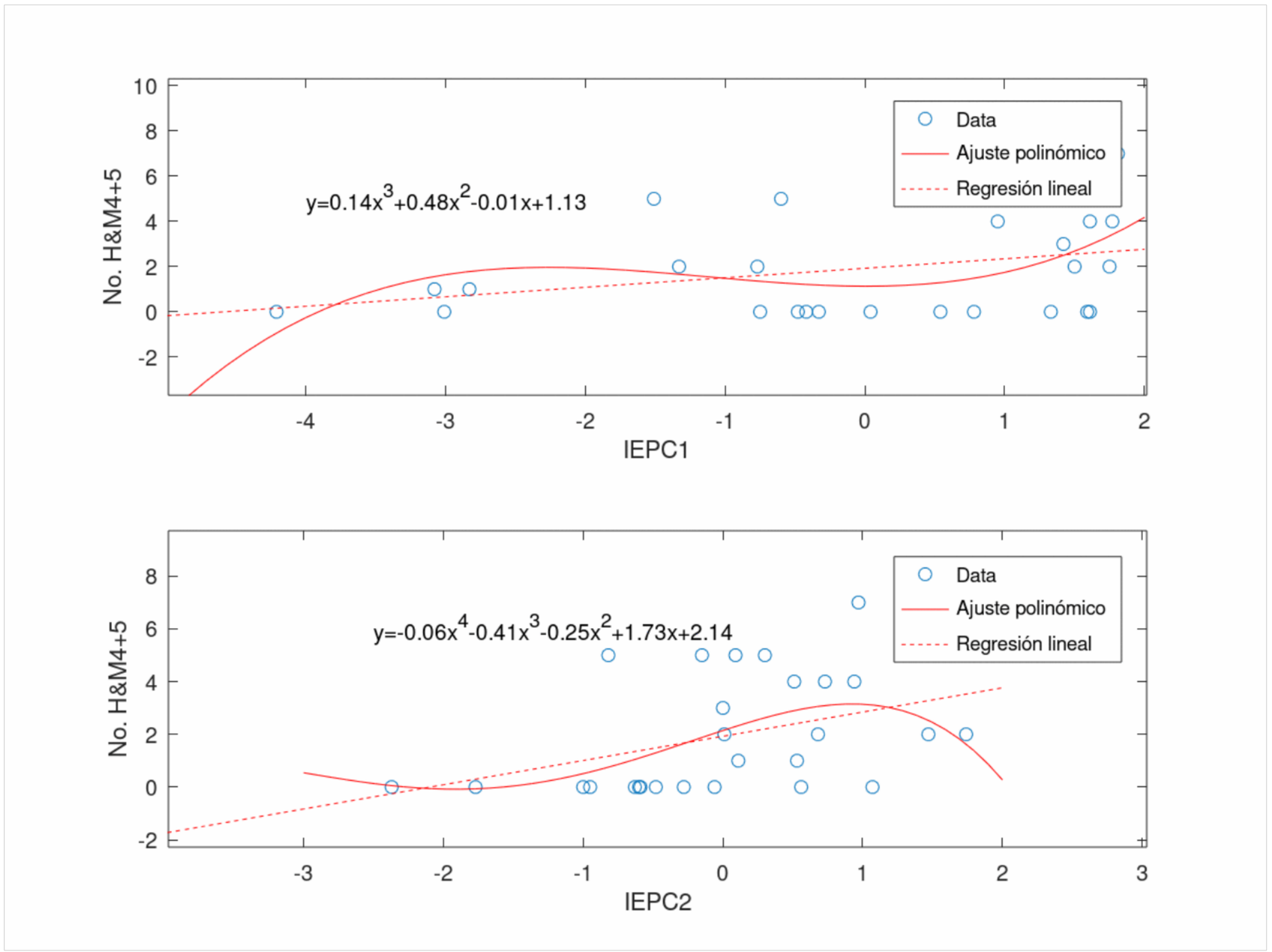


Figura 4. 11. Ajuste polinómico de la relación entre los índices obtenidos IEPC1 e IEPC2, y los estadios de madurez sexual 4 y 5 de la Pinchagua (Ophistonema sp).

CAPÍTULO 5

5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

En términos generales, se puede indicar que se cumplieron los objetivos planteados inicialmente para la tesis, esto significa que se logró la "Construcción de un índice del Ecosistema Pelágico Costero frente al Ecuador, que muestra su capacidad productiva y su relación con las variaciones naturales de corto y largo plazo". De igual manera se ha desarrollado una metodología que permite comprobar cambios en el Ecosistema Pelágico Costero, utilizando variables abióticas; se ha utilizado proxys para describir el ecosistema relacionándolo con la variabilidad climática y se ha analizado la ocurrencia de fenómenos EN y LN.

Los índices construidos IEPC1 e IEPC2 indicarían si en el Ecosistema Pelágico Costero, concretamente en la subsuperficie, existe o no oportunidad de desarrollarse los procesos biológicos, luego de los procesos físicos y químicos observados.

El índice fue conceptualizado considerando que la variabilidad asociada a la columna de agua sería diferente de la variabilidad mostrada en la superficie del mar (De la Cuadra, 2010); que la variabilidad subsuperficial estaría relacionada principalmente a la SCE, cuyas características hidrográficas distintivas, y hasta hoy válidas, son: el termostad de 13°C, los núcleos de alta salinidad y la lengua de alta concentración de oxígeno disuelto (Lucas,1986).

5.1. Conclusiones

El estudio integral de los ecosistemas marinos mostraría que la mayoría de las variaciones en la productividad marina están relacionadas con la dinámica de los océanos (Anguita, 2020). En base a dicha realidad, y con el conocimiento que, frente a Ecuador, el ecosistema pelágico costero estaría dominado por la SCE a nivel subsuperficial, se ha utilizado las tres características hidrográficas distintivas asociadas con esta corriente que fue identificada en Lucas (1986).

Se encontraron importantes cambios estacionales, interanuales e interdecadales, que pueden ser observados en la estructura subsuperficial del océano, especialmente en los primeros 300 metros de profundidad. Existen varios aspectos que motivan estos cambios: (1) La ocurrencia de

las fases cálida y fría del ciclo ENSO denominadas El Niño (EN) y La Niña (LN), cada una de ellas afectando positiva y/o negativamente los ecosistemas marinos ubicados a lo largo de Sudamérica; (2) Cambios en la intensidad de la SCE, los cuales incidirían en la productividad del Ecosistema Pelágico Costero principalmente a nivel subsuperficial; y (3) Las fases cálida y fría de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO), la cual domina la variabilidad interdecadal de la cuenca, y cuyas afectaciones se darían en plazos más largos.

Cuatro eventos La Niña (LN), o fase fría del ciclo ENOS, se pudo observar en el periodo analizado: 1984-1985, 1988, finales de 1995 - principios de 1996, y 1999-2000.

La región donde la variación de la temperatura respecto a la profundidad es mínima, denominado como “termostad” habría estado mayormente definida entre las isotermas de 13° y 15°C. La presencia de un termostad fortalecido significaría un fortalecimiento de la CSE; consecuentemente el ecosistema pelágico costero se vería enriquecido a nivel subsuperficial. Esto es particularmente cierto durante los años 1984 y 1985, entre finales de 1995 y principio de 1996, y durante marzo 1999, como resultado de la expansión hacia arriba de la isoterma de 15°C, y hacia abajo de la isoterma de 13°C.

La isanostérica de 239 $cL.t^{-1}$ habría seguido la distribución de los núcleos de alta salinidad (>35) en toda la serie de tiempo, oscilando de manera similar a la isoterma de 15°C (patrones ascendentes y descendentes). De igual manera, la isanostérica de 167 $cL.t^{-1}$ habría mostrado un patrón similar a la isoterma de 13°C.

Por otro lado, si las concentraciones de O_2 que aportaría la SCE son bajas debido a una característica de subsaturación de oxígeno adquirida durante su recorrido, la UAO obtenida se vería afectada y no reflejaría los procesos de ventilación del océano de esta parte del Pacífico. Por lo tanto, buscar mejorar la precisión de nuestras estimaciones de UAO debiera ser un siguiente paso a seguir.

Consecuentemente, para que se vean beneficiados o no los aspectos bióticos del Ecosistema Pelágico Costero frente al Ecuador, no solo se requerirá que la SCE se encuentre fortalecida físicamente, sino que también dependerá de las características que tenga el agua transportada por la misma hacia la región del Pacífico Sudoriental; concretamente las altas salinidades del agua de mar, así como los niveles de oxígeno disuelto y fosfato que alcancen tales masas de agua.

Con respecto a los índices obtenidos, el IEPC1 reflejaría fluctuaciones oceanográficas locales de corto plazo; mientras que el IEPC2 estaría reflejando principalmente fluctuaciones oceanográficas de largo plazo.

En términos prácticos, al integrarse los aspectos físico-químicos de la columna de agua del océano en los índices calculados, se habría obtenido en un solo número, las características oceanográficas subsuperficiales observadas durante cada una de las diferentes campañas de investigación realizadas.

Al momento de relacionarse los índices IEPC1 e IEPC2 con la madurez sexual de la Pinchagua, se obtuvo niveles de asociación más altos que aquellos que encontraron Ormaza et al. (2016), cuando relacionaban índices como el MEI con datos de desembarque de la especie mencionada.

5.2. Recomendaciones

Como producto de la tesis se generan las siguientes recomendaciones:

a. Contrastar los índices obtenidos (IEPC1 e IEPC2), con datos en la columna de agua, de la relación nitrato/fosfato, de la clorofila a, y de los dos primeros niveles tróficos (fitoplancton y zooplancton); datos que también fueron levantados durante la ejecución de los cruceros, pero que no estuvieron disponibles para la presente tesis.

b. Profundizar en estudios de ventilación del océano, realizando estimaciones más precisas de la respiración, y de las tasas de ventilación de las masas de agua.

c. Se recomienda realizar trabajos que comparen la UAO, EOU y TOU en el Pacífico Sudoriental, específicamente frente a Ecuador. Varios autores de otras latitudes sugieren utilizar el enfoque EOU en estudios más complicados donde es importante una estimación precisa; esto dado que el enfoque EOU funcionaría mejor que UAO en la estimación de TOU, debido al desequilibrio entre la superficie del océano y la atmósfera, que haría que la UAO sea una estimación sesgada de la respiración efectiva (TOU).

d. Estudiar los cambios que pudieran ocurrir en las características hidrográficas distintivas de la SCE, cuando esta entra en fusión parcial con la pSSCC.

e. Debido que uno de los mayores inconvenientes en la elaboración de la presente tesis, fue la irregularidad en los tiempos de ejecución de los cruceros de investigación; se recomienda que dichas campañas sean realizadas de forma más regular, visitando en cada ocasión las mismas estaciones, y de ser posible se lo haga con una frecuencia mensual.

f. Se recomienda al Instituto Público de Investigación de Acuicultura y Pesca (IPIAP), antes denominado Instituto Nacional de Pesca (INP), retomar los diseños de muestreo previos, incluyendo visitas a aquellas estaciones oceanográficas que periódicamente realizaba, muestreando al menos hasta la isóbata de los 500 metros de profundidad.

g. Se recomienda a la Secretaría Nacional de Educación, Ciencia y Tecnología (SENESCYT), y Viceministerio de Acuicultura y Pesca (VAP); gestionar y canalizar los fondos necesarios para que el IPIAP, utilizando nuevas y más completas herramientas tecnológicas, levante mayor y mejor información ambiental; que lo lleve a mejorar y profundizar el conocimiento del ecosistema, y de aquellos aspectos que son de enorme importancia en los procesos de evaluación pesquera.

6. REFERENCIAS

Abdi, Hervé and Lynne J. Williams. (July/August de 2010). Principal Component Analysis. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Computational Statistics, 2*, 1-47. doi:10.1002/wics.101

Aguilar, F., M. Santos, E. Fuentes, y N. González. (1993). La Pesquería de Peces Pelágicos Pequeños en 1992. *Boletin Científico y Técnico, XII*(3), 1-15.

Alava, J.J., A. Lindop and J. Jacquet. (2015). *Marine fisheries catch reconstructions for continental Ecuador.* University of British Columbia. Vancouver: Fisheries Centre. doi:DOI: 10.13140/2.1.1150.5447

Allauca, S. (1990). Presencia de la Corriente Costanera Ecuatoriana. *Acta Oceanográfica del Ecuador*, 10-17.

Anguita, J. M. (12 de marzo de 2020). *Institut de Ciencies del Mar*. Recuperado el 15 de septiembre de 2020, de Institut de Ciencies del Mar: https://www.icm.csic.es/en/research-lines/ocean-dynamics-and-marine-ecosystems

Arntz, W., and E. Fahrbach. (1996). *El Niño: experimento climático de la naturaleza.* México: Fondo de cultura económica.

Arriaga, L. y J. Martínez. (2002). *Plan de ordenamientode la pesca y la acuicultura del Ecuador.* Ministerio de Industrias,Comercio, Integración, Pesca y Competitividad. Guayaquil: Subsecretaría de Recursos Pesqueros.

Arriaga, Luis and Ken Patterson. (1989). *La Pesquería Cerquera Costera entre enero y junio de 1989.* Reservado, Instituto Nacional de Pesca, Recursos Pesqueros, Guayaquil,Ecuador.

Ashok, Karumuri and Toshio Yamagata. (24 de Septiembre de 2009). Climate Change: The El Niño with a difference. *NATURE: News & Views, 461*.

Bartlett, M. (Junio de 1950). Tests of significance in factor analysis. *British Journal of Psychology, 3*, 77-85. doi: https://doi.org/10.1111/j.2044-8317.1950.tb00285.x

Bertrand, A., A. Chaigneau, S. Peraltilla, J. Ledesma, M. Graco, F. Monetti, F. P. Chavez. (28 de Diciembre de 2011). Oxygen: A Fundamental Property Regulating Pelagic Ecosystem Structure in the Coastal Southeastern Tropical Pacific. (C. P. Slomp, Ed.) *PLoS ONE, 6*(12), 8.

Broecker, W. S., and T. H.Peng. (1982). *Tracers in the Sea.* (L.-D. G. Observatory, Ed.) Palisades, New York.

Cain, J. (August de 2001). Planning improvements in natural resources management: Guidelines for using Bayesian networks to support the planning and management of development programmes in the water sector and beyond. *Centre for Ecology & Hydrology*.

Canales, C., M. Peralta, V.Jurado, T. Villegas, G. Guilvert, N. González. (2014). *Taller: Evaluación de la población de macarela (Scomber japonicus) en el Ecuador, y perspectivas de explotación.* Guayaquil.

Carpenter, J. (1965). The Accuracy of the Winkler Method for Dissolved Oxygen Analysis. *Limnology and Oceanography, 10*, 135-140. doi:https://doi.org/10.4319/lo.1965.10.1.0135

Chaigneau, A., N.Domínguez,G. Eldin, L. Vasquez, R.Flores, C. Grados and V. Echevin. (2013). Near-coastal circulation in the northern Humboldt Current System from shipboard ADCP data. (Oceans, Ed.) *Journal of Geophysical Research, 118*, 5251-5266. doi:doi:10.1002/jgrc.20328

Chavez, Francisco P., John Ryan, Salvador E. Lluch-Cota, Miguel Ñiquen. (2003). From Anchovies to Sardines and Back: Multidecadal Change in the Pacific Ocean. *Science, 299*(217), 217-221. doi:10.1126/science.1075880

Cheung, W., M. Jones, G. Reygondeau, T. Frölicher. (26 de Junio de 2018). Opportunities for climate-risk reduction through effective fisheries management. *Global Change Biology*, 1-15. doi:DOI: 10.1111/gcb.14390

Collins,C., A. Mascarenhas and R. Martínez. (2013). Structure of ocean circulation between the Galápagos Islands and Ecuador. *Adv. Sci. Res., 1*, 1-10. doi:doi:10.5194/asr-1-1-2013

Cucalón, E. (1983). Temperature, Salinity and Water Mass Distribution off Ecuador during an El Niño event in 1976. (I. N. Pesca, Ed.) *Revista de Ciencias del Mar y Limnología, 2*(1), 25.

Cucalón, E. (1986). Sinopsis de la Oceanografía de laRegión frente a las Costasde Ecuador. En Mathisen_and_Tsukayama (Ed.), *Bases Biológicas y Marco Conceptual para el Manejo de los Recursos Pelágicos en el Pacífico Sur Oriental* (págs. 30-33). Lima, Perú: Programa OLDEPESCA/SELA.

Cucalón, E. (2001). *Estudio de Monitoreo Físico, Químico y Biológico del Estuario del Río Esmeraldas y Aguas Adyacentes para determinar el impaccto de la Refinería Estatal de Esmeraldas. Componente Físico.* Instituto Nacionalde Pesca, Investigaciones Básicas. Guayaquil: Proyecto INP/PETROECUADOR.

Cucalón, Emilio and Leonardo Maridueña. (1989). Fenómeno El Niño de 1987 y sus efectos en la pesquería ecuatoriana. En C. P. Sur (Ed.), *Simposio Internacional sobre Recursos Vivos y Pesquerías en el Pacífico Sudeste*, (págs. 1-10). Viña del Mar, Chile.

da Rocha, Rosmeri Porfírio, Michelle Simões Reboita, Lívia Márcia Mosso Dutra, Marta Pereira Llopart, Erika Coppola. (2014). Interannual variability associated with ENSO: present and future climate projections of RegCM4 for South America-CORDEX domain. *Climatic Change, 125*, 95–109. doi:10.1007/s10584-014-1119-y

Davis. (Mayo de 1976). Predictability of Sea Surface Temperature and Sea Level Presure Anomalies over the North Pacific Ocean. *Journal of Physical Oceanography, 6*(3), 249-266.

De la Cuadra, T. (1997). *Características Actuales del ENOS (El Niño/Oscilación del Sur) frente a la Costa Ecuatoriana.* Instituto Nacional de Pesca, Oceanografía Pesquera. Guayaquil, Ecuador: Programa de Cooperación Técnica para la Pesca VECEP ALA 92/43.

De la Cuadra, T. (1999). Condiciones oceanográficas y meteorológicas en el océano Pacífico frente al Ecuador en el período 1994-1999. (G. y. Ormaza, Ed.) *Boletin Científico y Técnico, Especial*, 1-15.

De la Cuadra, T. (2010). Variabilidad Climática y su Efecto en la Biología Reproductiva de la Pinchagua (Opisthonema spp). (I. N. Pesca, Ed.) *Revista Ciencias del Mar y Limnología, 4*(1), 9-24.

De la Cuadra, T. (2016). Comportamiento de las capturas de peces pelágicos pequeños en relación con la temperatura durante el 2004. *Revista Ciencias del Mar y Limnología 1390-5767, 10*(2), 1-8.

Dillon, W. R., M. Goldstein. (1984). *Multivariate Analysis: Methods and Applications.* New York, United States: John Wiley & Sons.

Duteil, O., W. Koeve, A. Oschlies, D. Bianchi, E. Galbraith, I. Kriest, and R. Matear. (2013). A novel estimate of ocean oxygen utilisation points to a reduced rate of respiration in the ocean interior. *Biogeosciences*(10), 7723–7738. doi:10.5194/bg-10-7723-2013

Emerson, S., Y. W. Watanabe,T. Ono and S. Mecking. (2004). Temporal Trends in Apparent Oxygen Utilization in the Upper Pycnocline of the North Pacific: 1980–2000. (T. O. Japan, Ed.) *Journal of Oceanography, 60*, 139-147.

Emery, W.J.and R.E. Thomson. (2004). *Data Analysis Methods in Physical Oceanography* (Second and revised ed.). Amsterdam, The Netherlands: Elsevier Science Inc.

Enfield, D. (1976). *Manual de Prácticas de Oceanografía Física.* División de Oceanografía Física. Guayaquil: Instituto Oceanográfico de la Armada.

Farneti, R. (2017). La variabilidad interdecadal del Pacifico: el papel del oceano. *Boletin Técnico del IGP, 4*(9), 1-7. Obtenido de https://www.researchgate.net/publication/322635552

Fernández-Ropero, R.F., P.A. Aguilera, A. Fernández, and R. Rumí. (2014). Redes Bayesianas: una herramienta probabilística en los modelos de distribución de especies. *Ecosistemas, 23*(1), 54-60.

Fofonoff, N. P. and R. C. Millard Jr. (1983). Algorithms for computation of fundamental properties of seawater. *Unesco Technical Papers in Marine Science, 44*, 53.

González, N., M. Prado, R.Castro, F.Solano, V. Jurado y M. Peña. (2008). *Análisis de la pesquería de peces pelágicos pequeños en elEcuador (1981-2007).* Instituto Nacional de Pesca, Investigación de Recursos Acuáticos y su Ambiente. Guayaquil: Instituto Nacional de Pesca.

Grosso, P., M. L. Menn, J. L. D. B. De La Tocnaye, Z. Y. Wu, D. Malardé. (2010). *Practical versus absolute salinity measurements: New Advances in hight performance seawater salinity sensors* (Vol. 57). Deep-Sea Research I. doi:10.1016/j.dsr.2009.10.001

Halpern, D. (1980). A Pacific equatorial temperature section from 172°E to 110°W during winter and spring 1979. *Deep-Sea Research, 27A*, 931-940.

IOC, SCOR and IAPSO. (2010). The international thermodynamic equation of seawater – 2010: Calculation and use of thermodynamic properties. (I. O. Commission, Ed.) *Manuals and Guides*(56), 196.

Ito, T.,M. J.Follows and E. A. Boyle. (2004). *Is AOU a good measure of respiration in the oceans?* (Vol. 31). (A. G. Union., Ed.) Geophysical Research Letters. doi:10.1029/2004GL020900

Jacques, M. S. (2009). *Caracterización del Salto Climático de mediados de los 1970's en Sudamérica.* (D. d. Geofísica, Ed.) Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Matemáticas.

Jiménez, R. (1982). The 1976 El Niño: biological responce off Ecuador. *Joint Oceanographic Assembly*, (págs. 1-15). Halifax, Canada.

Jiménez, R. (2008). *Aspectos biológicos de El Niño en el Océano Pacífico Ecuatorial.* Guayaquil, Ecuador: Universidad de Guayaquil, Facultad de Ciencias Naturales-Centro de Biodiversidad CENBIO.

Jurado,V. N. González, M. Hurtado y G. Calderón. (2018). Condiciones reproductivas de macarela (Scomber japonicus) y botella (Auxis spp.) durante período de veda. (INP, Ed.) *Ciencias del Mar y Limnología, 12*(1), 1-17.

Kao, Hsun-Ying and Jin-Yi Yu. (2009). Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific Types of ENSO. *American Meteorological Society, 22*, 615-632. doi:10.1175/2008JCLI2309.1

Karnauskas, A. B., R. Murtugudde and A. J. Busalacchi. (Diciembre de 2010). Observing the Gala´pagos–EUC Interaction: Insights and Challenges. (A. M. Society, Ed.) *Journal of Physical Oceanography, 40*, 2768-2777. doi:10.1175/2010JPO4461.1

Kessler, W. S. (2006). The circulation of the eastern tropical Pacific: A review. (E. Ltd., Ed.) *Progressin Oceanography, 69*, 181-217. doi:10.1016/j.pocean.2006.03.009

Klyashtorin, L. (2001). Climate change and long-term fluctuations of commercial catches: the possibility of forecasting. *FAO Fisheries Technical Paper*(410), 86.

Kug, Jong-Seong, Fei-Fei Jin, and Soon-Il An. (15 de March de 2009). Two Types of El Niño Events: Cold Tongue El Niño and Warm Pool El Niño. *American Meteorological Society*, 1499-1515. doi:10.1175/2008JCLI2624.1

Lehodey, P., J. Alheit, M. Barange, T. Baumgartner, G. Beaugrant, K. Drinkwater, J. Fromentin, S. Hare, G. Ottersen, R. Perry, C. Roy, C. Van Der Lingen, and F. Werner. (15 de October de 2006). Climate Variability, Fish and Fisheries. *American Meteorological Society, 19*, 509-530.

Liu, Z. (15 de March de 2012). Dynamics of Interdecadal Climate Variability: A Historical Perspective. *American Meteorological Society*, 1963-1995. doi:10.1175/2011JCLI3980.1

López-Puga, J. (2012). Cómo Construir y Validar Redes Bayesianas con Netica. *Revista Electrónica de Metodología Aplicada, 17*(1), 1-17.

Lorenz, E. N. (1956). *Empirical Orthogonal Functions and Statistical Weather Predictions.* Massachusetts Institute of Technology, Meteorology. Cambridge: Air Force Cambridge Research Center.

Lucas, R. (1986). The termination of the Equatorial Undercurrent in the Eastern Pacific. (H. I. Geophysics, Ed.) *Prog. Oceanog., 16*, 63-90.

Mamayev, O. (1975). *Temperature-Salinity of World Ocean Waters* (Vol. 11). (F. R. J.Burton, Trad.) Amsterdam, Netherlands: Elsevier Oceanography Series.

Manly, B. F. (2004). *Multivariate Statistical Methods: A primer* (Third ed.). (T. &. Group, Ed.) Boca Raton, Florida, United States: Chapman & Hall.

Mantua, Nathan J., Steven R. Hare, Yuan Zhang, John M. Wallace, Robert C. Francis. (June de 1997). A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production. *Bulletin of the American Meteorological Society, 78*(6), 1069-1079.

McDougall T. J. and P. M. Barker. (Mayo de 2011). Getting started with TEOS---10 and the Gibbs Seawater (GSW) Oceanographic Toolbox. *SCOR/IAPSO WG127*, 28.

McLellan, H. J. (1977). *Elements of Physical Oceanography.* (R. Maxwell, Ed.) Great Britain: Pergamon International Library.

Meiners-Mandujano, C. (2007). *Importancia de la Variabilidad Climática en las pesquerías y biología de la Merluza europea Merluccius merluccius (Linnaeus, 1758) de la costa Noroccidental Africana.* (C. O. Málaga, Ed.) Málaga, España: Instituto Español de Oceanografía.

Mo, W., Y. Man, M. Wong. (2018). Use of food waste, fish waste and food processing waste for China's. (D. Barcelo, Ed.) *Science of the Total Environment, 613-614*, 635-643. doi:http://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2017.08.321

Montes, I., F. Colas, X. Capet, and W. Schneider. (2010). On the pathways of the equatorial subsurface currents in the eastern equatorial Pacific and their contributions to the Peru-Chile Undercurrent. *J. Geophys. Res.*, C09003. doi:10.1029/2009JC005710,

Moreano, H. (1983). Interacción océano-atmósfera sobre la zona costera del Ecuador. (INOCAR, Ed.) *Acta Oceanográfica del Pacífico, 2*, 1-11.

Okuda, T., M. Valencia, R. Trejos de suescum. (1983). Nutrientes en las aguas superficiales y subsuperficiales en el área frente al Ecuador. (INOCAR, Ed.) *Acta Oceanográfica del Pacifico, 2*(1), 31-45.

Ormaza, F., A. Mora-Cervetto, R. M. Bermúdez-Martínez, M. A. Hurtado-Domínguez, M. R. Peralta-Bravo, and V. M. Jurado-Maldonado. (2016). Can small pelagic fish landings be used as predictors of high-frequency oceanographic fluctuations in the

1–2 El Niño region? (R. Martínez, Ed.) *Advances in Geosciences*(42), 61-72. doi:10.5194/adgeo-42-61-2016

Pak, H. and J. R. V. Zaneveld. (20 de noviembre de 1973). The Cromwell Current on the East Side of the Galapagos Islands. *Journal of Geophysical Research, 78*(33), 7845-7859.

Parada, C., B. Yannicelli, S. Hormazábal, S. Vásquez, J. Porobić, B. Ernst, C. Gatica, M. Arteaga, A. Montecinos, S. Núñez and A. Gretchina. (2013). Variabilidad ambiental y recursos pesqueros en el Pacífico suroriental: estado de la investigación y desafíos para el manejo pesquero. *Lat. Am. J. Aquat. Res., 41*(1), 1-28.

Peralta, M., T. De la Cuadra y N. Gaibor. (2018). *Análisis de los reportes de resultado 2017 emitidos por IFFO GLOBAL STANDARD FOR RESPONSIBLE SUPPLY OF FISHMEAL AND FISH OIL, para acceder a la certificación IFFO RS de los recursos Pinchagua (Opisthonema spp.) y macarela (Scomber japonicus).* Instituto Nacional de Pesca. Guayaquil: INP.

Prado, M. (2009). *La pesquería de peces pelágicos pequeños durante 2008 en Ecuador.* INstituto Nacional de Pesca, Investigación de Recursos Bioacuáticos y su Ambiente. Guayaquil: Instituto Nacional de Pesca.

Preisendorfer, R. W. (1988). *Principal Components Analysis in Meteorology and Oceanography* (First ed.). Amsterdam, The Netherlands: Elsevier Science Publisers B.V.

Romero A., E. Landívar, G. Ponce, M. Hurtado, T. De la Cuadra, M. Prado, J. Guerrero, J. Cajas, G. Calderón, G. Ayora, P. Macías, K. Alarcón, A. Muñoz, R. Bucheli, G. Sandoval y V. Jurado. (2019). *Evaluación hidro-acústica de los principales peces pelágicos pequeños en el Ecuador, y su distribución geoespacial, durante noviembre de 2018 (INP-SRP-CNP 18-11-02PV).* Instituto Nacional de Pesca. Guayaquil: INP.

Smith, Catherine A. and Prashand D. Sardeshmukh. (Junio de 1999). The Effect of ENSO on the Intraseasonal Variance of Surface Temperatures in Winter. *International Journal of Climatology*, 1-16.

Solórzano, L. (1984). Métodos de Análisis en el Curso Latinoamericano de Postgrado: "Instrumentación y análisis químicos de agentes contaminantes en el mar". (I. N. Pesca, Ed.) *Boletín Científico Técnico, 7*(1), 32.

Stephen Pond and George L. Pickard. (1983). *Introductory Dynamical Oceanography* (2nd ed.). London, England: Butterworth - Heineman.

Stevenson, M. R. (1981). Variaciones estacionales en el Golfo de Guayaquil un estuario tropical. (I. N. Pesca, Ed.) *Boletín Científico y Técnico, 4*(1), 3-15.

Stevenson, M. R. and B. A. Taft. (1971). New Evidence of the Equatorial Undercurrent East of the Galapagos Islands. *Journal of Marine Research, 29*(2), 103-115.

Strickland, J.D.H. and Parsons T.R. (1972). *A Practical Handbook of Seawater Analysis* (Vol. 167). (J. C. Stevenson, Ed.) Ottawa, Canada: Fisheries Research board of Canada.

Thomson, R.E. & Emery, W.J. (2014). *Data Analysis Methods in Physical Oceanography* (Third ed.). Waltham, Massachusetts, USA: Elsevier.

Trenberth, Kevin E. and Julie M. Caron. (15 de December de 2000). The Southern Oscillation Revisited: Sea Level Pressures, Surface Temperatures, and Precipitation. *Journal of Climate, 13*, 4358-4365.

Tsuchiya, M., R. Lukas, R. A.Fine, E. Firing and E. Lindstrom. (1989). Source Waters of the Pacific Equatorial Undercurrent. *Prog. Oceanog., 23*, 101-147.

UNESCO. (1981). The Practical Salinity Scale 1978 and the International Equation State of Sea Water 1980. (UNESCO, Ed.) *UNESCO Technical Papers in Marine Science, 36*, 26.

UNESCO, ICES, SCOR and IAPSO. (1991). *Processing of oceanographic station data.* (U. N. Organization, Ed.) París, Francia: JPOTS editorial panel.

Voituriez, B. and A. Herbland. (1979). The use of the salinity maximum of the Equatorial Undercurrent for estimating nutrient enrichment and primary production in the gulf of Guinea. *Deep-Sea Research, 26A*, 77-83.

Wold, Svante, Kim Esbensen and Paul Geladi. (1987). Principal Component Analysis. *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems, 2*, 37-52.

Wolf,M. k., R. C.Hamme,D. Gilbert, I. Yashayaef and V. Thierry. (2018). Oxygen Saturation Surrounding Deep Water Formation Events in the Labrador Sea From Argo-O2 Data. *Global Biogeochemical Cycles*(32), 635–653. doi:doi.org/10.1002/2017GB005829

Wyrtki, K. (1963). The Horizontal and Vertical Field of Motion in the Peru Current. *Bull. Scripps Inst. Oceanogr, 8*(4), 313-346.

Wyrtki, K. (1965). Surface Currents of the Eastern Tropical Pacific Ocean. (I. Barret, Ed.) *Inter - American Tropical Tuna Commission Bulletin, 9*(5).

Wyrtki, K. (1966). Oceanography of the Eastern Equatorial Pacific Ocean. (H. Barnes, Ed.) *Oceanogr. Mar.Biol. Ann. Rev., 4*, 33-68.

Wyrtki, K. (1967). Circulation and Water Masses in the Eastern Equatorial Pacific. *J. Oceanol. Limnol., 1*(2), 117-147.

Zhang, Yuan, John M. Wallace, and David S. Battisti. (Mayo de 1997). ENSO-like Interdecadal Variability: 1900–93. *Journal of Climate, 10*, 1004-1020.

Zuta, S. & O. Guillén. (1970). Oceanografía de las Aguas Costeras del Perú. (I. d. Perú, Ed.) *Boletín del Istituto del Mar del Perú, 2*(5), 157-324.

Paginas WEB

GSW Toolbox, en: http://www.teos-10.org/software.htm

7. APÉNDICES Y ANEXOS

Anexo A. Script file para calcular las Masas de Agua

```
function [answ4]=masas(ts,flag)
%function [answ4]=masas(ts,flag)
% Esta función determina las proporciones de mezcla
% de una determinada masa de agua en base a los índices
% de mezcla establecida por Cucalón E. (1983).
%
% Las variables de entrada son:
%
%    ts = Matriz de datos de entrada, en un arreglo de 2 columnas por
%         n números de filas. Temperatura [grad C] (1era. columna),
%         Salinidad [ups] (2da. columna).
%  flag = Identificador de estaciones (1 para Verano del Hemisferio Sur y
%         2 para Invierno del Hemisferio Sur)
%
% Las variables de salida son:
%
% answ4 = Proporciones (1era col., ATS; 2da col., ASTS; 3era col. AESS;
%         4ta col. suma horizontal de proporciones (100%)
%
% CALLS: -o-

% VHS Verano del hemisferio sur (Estación Lluviosa Ecuatoriana, Dic-May):
%
% - AESS (Agua Ecuatorial Sub-Superficial) = 13.0ºC, 35.1 ups
% - ATS (Agua Tropical Superficial) = 28.0ºC, 33.7 ups
% - ASTS (Agua Sub-Tropical Superficial) = 24.0ºC, 35.5 ups
%
% IHS Invierno del hemisferio sur (Estación Seca Ecuatoriana, Jun-Nov):
%
% - AESS (Agua Ecuatorial Sub-Superficial) = 13.0ºC, 35.1 ups
% - ATS (Agua Tropical Superficial) = 27.0ºC, 33.4 ups
% - ASTS (Agua Sub-Tropical Superficial) = 21.0ºC, 35.3 ups
%
% La composición porcentual fue obtenida por el método del Triángulo
% de Mezcla, y el sistema de tres ecuaciones es resuelto por el
% método de determinantes.
%
% El "Filtro de Mamayev" fue extraido de las rutinas <masshhvhs_ted>
% y <masshhihs_ted>, traducidas de BASIC a MATLAB 5.1 por
% De la Cuadra T. en el año del 2004.
%
% Referencias:
%
% Cucalón, E. 1983. Temperature, Salinity and Water Masses Distribution
off
```

```
%    Ecuador during an El Niño Event in 1976. Rev.Cien.Mar.Limnol. 2(1):1-
25.
% Mamayev, O.I. 1975. Temperature-Salinity Analysis of World Ocean
Waters.
%    Elsevier. Oceanogr. Ser., vol. II, 374pp.
%
% Correccion Mk.8 (ordenado por sentencias VHS y IHS, limites de salinidad
% = 30 - 36 y ayudas en español).
%
% 05/Abr/2005 Telmo De la Cuadra, Instituto Nacional de Pesca (Ecuador)
&
%            Jonathan Cedeño, FIMCM-ESPOL (Ecuador).

if (nargin<2),
  error('masas: Insuficientes parámetros de entrada');
end;

if flag==1,                          % Proporciones de mezcla en VHS
  j=1;
  n1=length(ts);
  for i=1:n1
    xa=[ts(j,1) 28 24
      ts(j,2) 33.7 35.5
      1 1 1];
    xyzb=[13 28 24
      35.1 33.7 35.5
      1 1 1];
    ya=[13 ts(j,1) 24
      35.1 ts(j,2) 35.5
      1 1 1];
    za=[13 28 ts(j,1)
      35.1 33.7 ts(j,2)
      1 1 1];
    aess(j:j)=(det(xa))/(det(xyzb))*100;
    ats(j:j)=(det(ya))/(det(xyzb))*100;
    asts(j:j)=(det(za))/(det(xyzb))*100;
    j=j+1;
  end;
  answ1=[ats' asts' aess'];
end;

if flag==2,                          % Proporciones de mezcla en IHS
  j=1;
  n1=length(ts);
  for i=1:n1
    xa=[ts(j,1) 27 21
      ts(j,2) 33.4 35.3
      1 1 1];
    xyzb=[13 27 21
      35.1 33.4 35.3
```

```
   1 1 1];
ya=[13 ts(j,1) 21
   35.1 ts(j,2) 35.3
   1 1 1];
za=[13 27 ts(j,1)
   35.1 33.4 ts(j,2)
   1 1 1];
aess(j:j)=(det(xa))/(det(xyzb))*100;
ats(j:j)=(det(ya))/(det(xyzb))*100;
      asts(j:j)=(det(za))/(det(xyzb))*100;
      j=j+1;
   end;
   answ1=[ats' asts' aess'];
end;

n2=length(answ1);                    % Filtro de Mamayev
for i=1:n2
   pp1=answ1(i,1);
   if pp1>=100,
      answ1(i,1)=100;
      answ1(i,2)=0;
      answ1(i,3)=0;
   end;
   aa=100-answ1(i,1);
   if pp1<100 & pp1>=50 & answ1(i,3)>aa,
      answ1(i,3)=aa;
      answ1(i,2)=0;
   end;
   if answ1(i,3)>=100,
      answ1(i,3)=100;
      answ1(i,1)=0;
      answ1(i,2)=0;
   end;
   qq=answ1(i,1)+answ1(i,2);
   if answ1(i,2)<0 & answ1(i,1)<10,
      answ1(i,3)=answ1(i,3)+qq;
      answ1(i,2)=0;
      answ1(i,1)=0;
   end;
   if answ1(i,2)<0 & answ1(i,1)>10,
      answ1(i,2)=0;
      rr=answ1(i,1)+answ1(i,3)-100;
      ss=rr*1/2;
      answ1(i,1)=answ1(i,1)-ss;
      answ1(i,3)=answ1(i,3)-ss;
   end;
   if answ1(i,1)<0 & answ1(i,3)<answ1(i,2),
      answ1(i,3)=answ1(i,3)+answ1(i,1);
      answ1(i,1)=0;
   end;
```

```
    if answ1(i,1)<0 & answ1(i,3)>answ1(i,2),
       answ1(i,2)=answ1(i,2)+answ1(i,1);
       answ1(i,1)=0;
    end;
    if answ1(i,3)<0,
       answ1(i,2)=aa;
       answ1(i,3)=0;
    end;
end;

answ2=sum(answ1');
answ4=[answ1 answ2'];
disp('     ATS      ASTS      AESS      sum');
```

Anexo B. Script file para el Análisis EOF

```
function [lam,ev,vem,tc,sc]=eof_tesis(x,c,minpct)

% Function [lam,ev,vem,tc,sc] = eof(x,c,minpct)
%   Computation of empirical orthogonal functions (EOFs) or principal
%   component analysis (PCA). Data enter as array (X) of M variables
%   arranged as columns of N times (cases). VEM & E are output as M
%   variables arranged as columns of P modes or components, where
%   M-P = number of variabes removed.
%
%   Treatment of data: Removes the data means and standardizes the
%   data if C-0. Columns (variables, stations) whose non-missing values
%    do not exceed MINPCT(%) of the column length are excluded from
analysis
%     and NaNs are reinserted into the output eigenvectors. Acceptable
gappiness
%   is handled by excluding gaps in the calculation of the covariance matrix
%    (COVMISS). MINPCT = 100 excludes all columns having any missing
data.
%
%INPUT VARIABLES:
%
%   X(N,M) = matrix with original data.
%        C = 0 if data NOT to be normalized (covariance  matrix)
%        C - 0 if data ARE to be normalized (correlation matrix)
%
%OUTPUT VARIABLES
%
%    LAM = eigenvalue matrix (mode#, e-value, %var, %cum.var)
%    EV = eigenvector matrix. Rows are modes, columns correspond to data.
%    VEM = % variance explained for the i-th column by the j-th component.
%         The square root of this is called the product moment correlation
%         of the i-th response and the j-th component.
%     TC = the time (case) coefficients of the n modes.
%         (columns of Y are modes, importance decreasing to right)
%     SC = sample covariance of i-th variable with the j-th component =S*Ej.
%         If the E matrix is used, each column corresponds to a vector.
%
%METHOD:   [E,D]=eig(cov(XM)); % D is the "e-value" column of LAM.
%
%NOTE: The method is taken from "Multivariate Statistical Methods",
%      Donald F. Morrison, McGraw-Hill Book Company, Chapter 7, 1967.
%
%SEE ALSO: MEANMISS, STDMISS, COVMISS

%   Written by D.B. Enfield
%   NOAA/Atlantic Oceanographic & Meteorological Laboratory
%   Miami, FL 33149 (305-361-4351)
```

```
% ==================== Data preparation section ==========================
% Redefine array to exclude stations where gappiness is unacceptable
if nargin<3;minpct=100;end
[nr,nc]=size(x);
mincases=fix(minpct*nr/100);
nn=sum(isfinite(x));
jj=find(nn>=mincases);                  % ID acceptable stations
xx=x(:,jj);                             % Eliminate gappy stations
[n,m]=size(xx);                         % Dimensions of new matrix
xx=xx-ones(n,1)*meanmiss(xx);           % Demean the data
if c~=0;xx=xx./(ones(n,1)*stdmiss(xx));end % Standardize if c~=1

% ======================== Comutations section ==========================
s=covmiss(xx);                          % Compute covariance matrix
[eigvct,d]=eig(s);                      % [E,D]= eigenvector, eigenvalue
[d,k]=sort(-diag(d));eigvct=eigvct(:,k)'; % Arrange [e,d] in decreasing order
d=-d;tv=sum(d);                         % tv = total variance = trace(l)
ve=100*d./(tv*ones(m,1));               % ve = pct of variance explained
sumve=cumsum(ve);                       % sumve = cumulative sum
index=1:m;index=index';                 % Create the mode idices
lam=[index d ve sumve];                 % Eigenvalue output matrix

% VEM = pct variance explained for the ith variable by the jth mode
vem=nan*ones(m,nc); ev=vem;             % Replace missing columns
vem(:,jj)=(eigvct.^2).*(d*ones(1,m))./(ones(m,1)*diag(s)'); vem=100*vem;
ev(:,jj)=eigvct;

idx=find(isnan(xx));                    % ID missing data
xx(idx)=zeros(size(idx));               % and remove
tc=xx*eigvct';                          % Time coeffs for the jth mode
% Columns #1,2,... = time amplitudes of 1st,2nd,...modes, etc.

% SC = sample covariance of the ith variable with the jth component= S*Ej
% if the E matrix is used, each column corresponds to a 'vector'
sc=s*eigvct';    % Note: another way to do this computation is Yj =Dj*Eij
```

Anexo C. Script file para el Test de Esfericidad de Bartlett

```
function [Barspher] = Barspher(X,alpha)
% Bartlett's sphericity test.
%[Basically, here we are testing the null hypothesis that the R correlations'
matrix
%is equal to its I identity matrix (determinant of R equals to one) or that the
%intercorrelation matrix comes from a population in which the variables are
noncollinear.
%It would means that all the p-axis have the same variability or eigenvalues
(l);
%recall that det(R)=prod(diag(L))=Wilk's lambda].
%
%     Syntax: function [Barspher] = Barspher(X,alpha)
%
%     Inputs:
%          X - multivariate data matrix.
%      alpha - significance level (default = 0.05).
%     Output:
%          n - sample-size.
%          p - variables.
%         X2 - observed chi-square statistic used to test any deviation from
%              an expected sphericity.
%          P - probability that null Ho: is true.
%
%     Example: From the data of Joliceaur and Mossiman (1960) given by
Johnson and Wichern
%              (1992, p. 275), for the female cases (n = 24) and three variables (p
= 3). We
%               are interested to test the sphericity of its axes with a significance
level = 0.05.
%                    --------------    --------------
%                     x1    x2    x3    x1    x2    x3
%                    --------------    --------------
%                     98    81    38    138    98    51
%                    103    84    38    138    99    51
%                    103    86    42    141   105    53
%                    105    86    42    147   108    57
%                    109    88    44    149   107    55
%                    123    92    50    153   107    56
%                    123    95    46    155   115    63
%                    133    99    51    155   117    60
%                    133   102    51    158   115    62
%                    133   102    51    159   118    63
%                    134   100    48    162   124    61
%                    136   102    49    177   132    67
%                    --------------    --------------
%
%          Total data matrix must be:
```

```
%               X=[98 81 38;103 84 38;103 86 42;105 86 42;109 88 44;123 92
50;123 95 46;
%              133 99 51;133 102 51;133 102 51;134 100 48;136 102 49;138 98
51;138 99 51;
%               141 105 53;147 108 57;149 107 55;153 107 56;155 115 63;155
117 60;158 115 62;
%              159 118 63;162 124 61;177 132 67];
%
%             Calling on Matlab the function:
%                Barspher(X)
%
%             Answer is:
%    ----------------------------
%     Component        Eigenvalue
%    ----------------------------
%        1              2.9398
%        2              0.0343
%        3              0.0259
%    ----------------------------
%
%    ----------------------------------------
%     Sample-size    Variables       X2       P
%    ----------------------------------------
%         24            3        125.9015  0.0000
%    ----------------------------------------
%    With a given significance level of: 0.05
%    Assumption of sphericity is not tenable.
%

%  Created by A. Trujillo-Ortiz and R. Hernandez-Walls
%             Facultad de Ciencias Marinas
%             Universidad Autonoma de Baja California
%             Apdo. Postal 453
%             Ensenada, Baja California
%             Mexico.
%             atrujo@uabc.mx
%
%  July 6, 2003.
%
%  To cite this file, this would be an appropriate format:
%  Trujillo-Ortiz, A. and R. Hernandez-Walls. (2003). Barspher: Bartlett's
sphericity tests.
%                A MATLAB file. [WWW document]. URL
http://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/
%    loadFile.do?objectId=3694&objectType=FILE
%
%  References:
%
%  Green, P. E. (1978), Analyzing Multivariate Data. Illinois:The Dryden
Press. pp. 361-362.
```

```
%  Johnson, R. A. and Wichern, D. W. (1992), Applied Multivariate Statistical
Analysis.
%              3rd. ed. New-Jersey:Prentice Hall. pp. 158-160.
%

if nargin < 2,
   alpha = 0.05;  %(default)
end;

if nargin < 1,
   error('Requires at least one input arguments.');
end;

[n p] = size(X);
% R = corrcoef(X);  %correlations' matrix
R = corr(X);  %correlations' matrix
X2  =  -1*[(n-1)-(1/6)*((2*p)+5)]*log(det(R));   %approximation  to  chi-square
statistic
v = (1/2)*(p^2-p);  %degrees of freeedom
df = v;
P = 1-chi2cdf(X2,v);  %Probability that null Ho: is true.

E=flipud(sort(eig(R)));

fprintf('----------------------------\n');
disp(' Component         Eigenvalue')
fprintf('----------------------------\n');
for i=1:p
   fprintf('     %d               %.4f\n',i,E(i))
end
fprintf('----------------------------\n');
disp(' ')

fprintf('-------------------------------------------------\n');
disp(' Sample-size    Variables        X2        df     P')
fprintf('-------------------------------------------------\n');
fprintf('%8.i%13.i%16.4f%8i%8.4f\n',n,p,X2,df,P);
fprintf('-------------------------------------------------\n');
fprintf('With a given significance level of: %.2f\n', alpha);

if P >= alpha;
   fprintf('Assumption of sphericity is tenable.\n\n');
else
   fprintf('Assumption of sphericity is not tenable.\n\n');
end;
```

Anexo D. Script file para elaborar la Matriz de Correlación.

```
function [coef, pval] = corr(x, varargin)
%CORR Linear or rank correlation.
%   RHO = CORR(X) returns a P-by-P matrix containing the pairwise linear
%   correlation coefficient between each pair of columns in the N-by-P
%   matrix X.
%
%   RHO = CORR(X,Y,...) returns a P1-by-P2 matrix containing the pairwise
%   correlation coefficient between each pair of columns in the N-by-P1 and
%   N-by-P2 matrices X and Y.
%
%   [RHO,PVAL] = CORR(...) also returns PVAL, a matrix of p-values for
%   testing the hypothesis of no correlation against the alternative that
%   there is a non-zero correlation.  Each element of PVAL is the p-value
%   for the corresponding element of RHO.  If PVAL(i,j) is small, say less
%   than 0.05, then the correlation RHO(i,j) is significantly different
%   from zero.
%
%   [...] = CORR(...,'PARAM1',VAL1,'PARAM2',VAL2,...) specifies additional
%   parameters and their values.  Valid parameters are the following:
%
%        Parameter  Value
%         'type'    'Pearson' (the default) to compute Pearson's linear
%                   correlation coefficient, 'Kendall' to compute Kendall's
%                   tau, or 'Spearman' to compute Spearman's rho.
%         'rows'    'all' (default) to use all rows regardless of missing
%                   values (NaNs), 'complete' to use only rows with no
%                   missing values, or 'pairwise' to compute RHO(i,j) using
%                   rows with no missing values in column i or j.
%         'tail'    The alternative hypothesis against which to compute
%                   p-values for testing the hypothesis of no correlation.
%                   Choices are:
%                     TAIL        Alternative Hypothesis
%                   -----------------------------------------------
%                     'ne'       correlation is not zero (the default)
%                     'gt'       correlation is greater than zero
%                     'lt'       correlation is less than zero
%
%   The 'pairwise' option for the 'rows' parameter can produce CORR(X) that
%   is not positive definite.  The 'complete' option always produces a
%   positive definite CORR(X), but in general the estimates will be based
%   on fewer observations.
%
%   CORR computes p-values for Pearson's correlation using a Student's t
%   distribution for a transformation of the correlation.  This is exact
%    when X and Y are normal.  CORR computes p-values for Kendall's tau
and
%   Spearman's rho using either the exact permutation distributions (for
%   small sample sizes), or large-sample approximations.
```

```
%
%   CORR computes p-values for the two-tailed test by doubling the more
%   significant of the two one-tailed p-values.
%
%   See also CORRCOEF, TIEDRANK.

%   References:
%     [1] Gibbons, J.D. (1985) Nonparametric Statistical Inference,
%         2nd ed., M. Dekker.
%     [2] Hollander, M. and D.A. Wolfe (1973) Nonparametric Statistical
%         Methods, Wiley.
%     [3] Kendall, M.G. (1970) Rank Correlation Methods, Griffin.
%     [4] Best, D.J. and D.E. Roberts (1975) "Algorithm AS 89: The Upper
%         Tail Probabilities of Spearman's rho", Applied Statistics,
%         24:377-379.

%   Copyright 1984-2004 The MathWorks, Inc.
%   $Revision: 1.1.6.4 $  $Date: 2004/03/02 21:49:06 $

%   Spearman's rho is equivalent to the linear (Pearson's) correlation
%   between ranks.  Kendall's tau is equivalent to the linear correlation
%   between the "concordances" sign(x(i)-x(j))*sign(y(i)-y(j)), i<j, with
%   an adjustment for ties.  This is often referred to as tau-b.
%
%   Kendall's tau-b is identical to the standard tau (or tau-a) when there
%   are no ties.  However, tau-b includes an adjustment for ties in the
%   normalizing constant.

%   Spearman's rho and Kendall's tau are discrete-valued statistics, and
%   their distributions have positive probability at 1 and -1.  For small
%   sample sizes, CORR uses the exact permutation distributions, and thus,
%   the on-diagonal p-values from CORR(X,X) or CORR(X) are not zero.

%   When there are ties in the data, the null distribution of Spearman's
%   rho and Kendall's tau may not be symmetric.  Computing a two-tailed
%   p-value in such cases is not well-defined.  CORR computes p-values for
%   the two-tailed test by doubling the smaller of the one-tailed p-values.

if nargin < 1 || isempty(x)
    error('stats:corr:TooFewInputs', ...
          'Requires a data matrix X.');
end
[n,p1] = size(x);

% Only x given, compute pairwise rank correlations
if (nargin < 2) || ischar(varargin{1})
    corrXX = true;
    y = x;
    p2 = p1;
```

```
% Both x and y given, compute the pairwise rank cross correlations
else
    y = varargin{1};
    varargin = varargin(2:end);
    if size(y,1) ~= n
        error('stats:corr:InputSizeMismatch', ...
              'X and Y must have the same number of rows.');
    end
    corrXX = false;
    p2 = size(y,2);
end
if isa(x,'single') | isa(y,'single')
    outClass = 'single';
else
    outClass = 'double';
end

pnames = {'type'  'rows' 'tail'};
dflts  = {'p'     'a'    'ne'};
[errid,errmsg,type,rows,tail] = statgetargs(pnames,dflts,varargin{:});
if ~isempty(errid)
    error(sprintf('stats:corr:%s',errid),errmsg);
end

% Validate the rows parameter, and do some missing data pre-processing.
rowsChoices = {'all' 'complete' 'pairwise'};
if ischar(rows)
    i = strmatch(lower(rows),rowsChoices);
    if isscalar(i)
        rows = rowsChoices{i}(1);
    end
end
switch rows
case 'a' % 'all'
    % Missing values are left in, so all cols have the same length.
    anyRowsRemoved = false;
case 'c' % 'complete'
    ok = ~(any(isnan(x),2) | any(isnan(y),2));
    if ~all(ok)
        x = x(ok,:);
        y = y(ok,:);
        n = sum(ok);
    end
    % Complete rows with missing values are removed, so all cols have the
    % same length.
    anyRowsRemoved = false;
case 'p' % 'pairwise'
    % Missing values are removed pairwise, so each column pair may have a
    % different length, we'll have to see.
otherwise
```

```
    error('stats:corr:UnknownRows', ...
          'The "rows" parameter value must be "all", "complete", or "pairwise".');
end

% Can't do anything without at least two observations.
if n < 2
    coef = NaN(p1,p2,outClass);
    pval = NaN(p1,p2,outClass);
    return
end
n2const = n*(n-1) ./ 2;
n3const = (n+1)*n*(n-1) ./ 3;

% Validate the type parameter, and set a handle to the cdf function.
typeChoices = {'pearson' 'kendall' 'spearman'};
if ischar(type)
    i = strmatch(lower(type),typeChoices);
    if isscalar(i)
        type = typeChoices{i}(1);
    end
end
switch type
case 'p'
    pvalFun = @pvalPearson;
    pvalArgs = {n};
case 'k'
    stdNoTies = sqrt(n2const * (2*n+5) ./ 9);
    pvalFun = @pvalKendall;
    pvalArgs = {stdNoTies, n};
case 's'
    meanNoTies = n3const ./ 2;
    stdNoTies = n3const ./ (2*sqrt(n-1));
    pvalFun = @pvalSpearman;
    pvalArgs = {meanNoTies, stdNoTies, n};
otherwise
    error('stats:corr:UnknownType', ...
          'The "type" parameter value must be "Pearson", "Kendall", or
"Spearman".');
end

% Validate the tail parameter.
switch tail
case {'ne' 'gt' 'lt'}
    % these are ok
otherwise
    error('stats:corr:UnknownTail', ...
          'The "tail" parameter value must be "ne", "gt", or "lt".');
end

% Preallocate the outputs.
```

```
coef = zeros(p1,p2,outClass);
if nargout > 1
    pval = zeros(p1,p2,outClass);
    stat = zeros(p1,p2,outClass); % save the obs. stat. for p-value computation
    if corrXX
        % Do the upper triangle and diagonal only, we'll reflect into
        % the lower.  Need to do the diagonal explicitly because those
        % p-values will not be zero for Spearman and Kendall when we use
        % the exact dist'n.
        needPVal = triu(true(p1,p2));
    else
        needPVal = true(p1,p2);
    end
end

for i = 1:p1
    % loop from 1:p2 for corr(x,y), from i:p2 for corr(x)
    j0 = 1*(1-corrXX) + i*corrXX;
    for j = j0:p2
        xi = x(:,i);
        yj = y(:,j);

        % Handle missing data.
        switch rows
case 'a' % all rows
    % missing values create NaN result
    ok = ~(isnan(xi) | isnan(yj));
    % Can't do anything with missing values.
    if ~all(ok)
        coef(i,j) = NaN;
        pval(i,j) = NaN;
        needPVal(i,j) = false;
        continue
    end
case 'c' % complete rows only
    % x and y have already had missing values removed
case 'p' % remove missing values pairwise
    ok = ~(isnan(xi) | isnan(yj));
    if ~all(ok)
        xi = xi(ok);
yj = yj(ok);
n = sum(ok);
% Can't do anything without at least two observations.
if n < 2
    coef(i,j) = NaN;
    pval(i,j) = NaN;
    needPVal(i,j) = false;
    continue
end
n2const = n*(n-1) ./ 2;
```

```
            n3const = (n+1)*n*(n-1) ./ 3;
            anyRowsRemoved = true;
        else
            n = numel(ok);
            n2const = n*(n-1) ./ 2;
            n3const = (n+1)*n*(n-1) ./ 3;
            anyRowsRemoved = false;
        end
    end

    % Compute the correlation coefficient.
    switch type
    case 'p' % Pearson's linear correlation
        x0 = xi - mean(xi);
        y0 = yj - mean(yj);
        coef(i,j) = sum(x0.*y0) ./ sqrt(sum(x0.^2) .*sum(y0.^2));

        if nargout > 1
            % Ties in the data are irrelevant for linear correlation.
            % But if there has been pairwise removal of missing data,
            % we'll compute the p-value separately here.  Otherwise,
            % we'll compute it with the rest, later.
            if anyRowsRemoved
                pval(i,j) = pvalPearson(tail, coef(i,j), n);
                needPVal(i,j) = false; % this one's done
            else
                stat(i,j) = coef(i,j);
            end
        end

    case 'k' % Kendall's tau
        [xrank, xadj] = tiedrank(xi,1);
        [yrank, yadj] = tiedrank(yj,1);
        K = 0;
        for k = 1:n-1
            K = K + sum(sign(xi(k)-xi(k+1:n)).*sign(yj(k)-yj(k+1:n)));
        end
        coef(i,j) = K ./ sqrt((n2const - xadj(1)).*(n2const - yadj(1)));
        if nargout > 1
            % If there are ties, or if there has been pairwise removal
            % of missing data, we'll compute the p-value separately here.
            % Otherwise, we'll compute it with the rest, later.
            ties = ((xadj(1)>0) || (yadj(1)>0));
            if ties
                % The tied case is sufficiently slower that we don't
                % want to do it if not necessary.
                stdK = sqrt(n2const*(2*n+5)./9 ...
                            - (xadj(3) + yadj(3))./18 ...
                            + xadj(2)*yadj(2)./(18*n2const*(n-2)) ...
                            + xadj(1)*yadj(1)./n2const);
```

```
            pval(i,j) = pvalKendall(tail, K, stdK, xrank, yrank);
            needPVal(i,j) = false; % this one's done
        elseif anyRowsRemoved
            stdK = sqrt(n2const*(2*n+5)./9);
            pval(i,j) = pvalKendall(tail, K, stdK, n);
            needPVal(i,j) = false; % this one's done
        else
            stat(i,j) = K;
        end
    end

case 's' % Spearman's rank correlation
    [xrank, xadj] = tiedrank(xi,0);
    [yrank, yadj] = tiedrank(yj,0);
    D = sum((xrank - yrank).^2);
    meanD = (n3const - (xadj+yadj)./3) ./ 2;
    stdD = sqrt((n3const./2 - xadj./3)*(n3const./2 - yadj./3)./(n-1));
    coef(i,j) = (meanD - D) ./ (sqrt(n-1)*stdD);
    if nargout > 1
        % If there are ties, or if there has been pairwise removal
        % of missing data, we'll compute the p-value separately here.
        % Otherwise, we'll compute it with the rest, later.
        ties = ((xadj>0) || (yadj>0));
        if (anyRowsRemoved || ties)
            pval(i,j) = pvalSpearman(tail, D, meanD, stdD, xrank, yrank);
            needPVal(i,j) = false; % this one's done
        else
            stat(i,j) = D;
        end
    end
  end
end

% Calculate the p-values of the observed correlations, for the requested
% alternative hypothesis.  Any cases with ties (Kendall's tau and
% Spearman's rho) or pairwise removal of missing data have already been
% computed.  The remaining p-values can be computed based on a single
null
% distribution.
if nargout > 1 && any(needPVal(:))
    pval(needPVal) = feval(pvalFun, tail, stat(needPVal), pvalArgs{:});
end

% If this is an autocorrelation, reflect the upper correlations and
% p-values into the lower triangle.  Leave the diagonal alone.
if corrXX
    coef = triu(coef) + triu(coef,1)';
    if nargout > 1
        pval = triu(pval) + triu(pval,1)';
```

```
    end
end


%-----------------------------------------------------------------------

function p = pvalPearson(tail, rho, n)
%PVALPEARSON Tail probability for Pearson's linear correlation.
t = sign(rho) .* Inf;
k = (abs(rho) < 1);
t(k) = rho(k).*sqrt((n-2)./(1-rho(k).^2));
switch tail
case 'ne'
    p = 2*tcdf(-abs(t),n-2);
case 'gt'
    p = tcdf(-t,n-2);
case 'lt'
    p = tcdf(t,n-2);
end


%-----------------------------------------------------------------------

function p = pvalKendall(tail, K, stdK, arg1, arg2)
%PVALKENDALL Tail probability for Kendall's K statistic.

% Without ties, K is symmetric about zero, taking on values in
% -n(n-1)/2:2:n(n-1)/2.  With ties, it's still in that range, but not
% symmetric, and can take on adjacent integer values.

if nargin < 5 % pvalKendall(tail, K, stdK, n)
    noties = true;
    n = arg1;
    exact = (n < 50);
else          % pvalKendall(tail, K, stdK, xrank, yrank)
    noties = false;
    xrank = arg1;
    yrank = arg2;
    n = length(xrank);
    exact = (n < 10);
end
nfact = factorial(n);
n2const = n*(n-1)./2;

if exact
    if noties
        % No ties, use recursion to get the cumulative distribution of
        % the number, C, of positive (xi-xj)*(yi-yj), i<j.
        %
        % K = #pos-#neg = C-Q, and C+Q = n(n-1)/2 => C = (K + n(n-1)/2)/2
```

```
        freq = [1 1];
        for i = 3:n
            freq = conv(freq,ones(1,i));
        end
        freq = [freq; zeros(1,n2const+1)]; freq = freq(1:end-1)';

    else
        % Ties, take permutations of the midranks.
        %
        % With ties, we could consider only distinguishable permutations
        % (those for which equal ranks (ties) are not simply interchanged),
        % but generating only those is a bit of work.  Generating all
        % permutations uses more memory, but gives the same result.
        xrank = repmat(xrank,nfact,1);
        yrank = perms(yrank);
        Kperm = zeros(nfact,1);
        for k = 1:n-1
            U = sign(repmat(xrank(:,k),1,n-k)-xrank(:,k+1:n));
            V = sign(repmat(yrank(:,k),1,n-k)-yrank(:,k+1:n));
            Kperm = Kperm + sum(U .* V, 2);
        end
        freq = histc(Kperm,-(n2const+.5):(n2const+.5)); freq = freq(1:end-1);
    end

    % Get the tail probabilities.  Reflect as necessary to get the correct
    % tail.
    switch tail
    case 'ne'
        % Use twice the smaller of the tail area above and below the
        % observed value.
        tailProb = min(cumsum(freq), rcumsum(freq,nfact)) ./ nfact;
        tailProb = min(2*tailProb, 1); % don't count the center bin twice
    case 'gt'
        tailProb = rcumsum(freq,nfact) ./ nfact;
    case 'lt'
        tailProb = cumsum(freq) ./ nfact;
    end
    p = tailProb(K + n2const+1); % bins at integers, starting at -n2const

else
    switch tail
    case 'ne'
        p = normcdf(-(abs(K)-1) ./ stdK);
        p = min(2*p, 1); % Don't count continuity correction at center twice
    case 'gt' %
        p = normcdf(-(K-1) ./ stdK);
    case 'lt'
        p = normcdf((K+1) ./ stdK);
    end
end
```

```
%-----------------------------------------------------------------------

function p = pvalSpearman(tail, D, meanD, stdD, arg1, arg2)
%PVALSPEARMAN Tail probability for Spearman's D statistic.

% Without ties, D is symmetric about (n^3-n)/6, taking on values
% 0:2:(n^3-n)/3.  With ties, it's still in (but not on) that range, but
% not symmetric, and can take on odd and half-integer values.

if nargin < 6 % pvalSpearman(tail, D, meanD, stdD, n)
    noties = true;
    n = arg1;
else          % pvalSpearman(tail, D, meanD, stdD, xrank, yrank)
    noties = false;
    xrank = arg1;
    yrank = arg2;
    n = length(xrank);
end
exact = (n < 10);
nfact = factorial(n);
n3const = (n^3 - n)./3;
if exact
if noties
    % No ties, take permutations of 1:n
    Dperm = sum((repmat(1:n,nfact,1) - perms(1:n)).^2, 2);
else
    % Ties, take permutations of the midranks.
    %
    % With ties, we could consider only distinguishable permutations
    % (those for which equal ranks (ties) are not simply interchanged),
    % but generating only those is a bit of work.  Generating all
    % permutations uses more memory, but gives the same result.
    Dperm = sum((repmat(xrank,nfact,1) - perms(yrank)).^2, 2);
end
freq = histc(Dperm,(-.25):.5:(n3const+.25)); freq = freq(1:end-1);

% Get the tail probabilities.  Reflect as necessary to get the correct
% tail: the left tail of D corresponds to right tail of rho.
switch tail
case 'ne'
    % Use twice the smaller of the tail area above and below the
    % observed value.
    tailProb = min(cumsum(freq), rcumsum(freq,nfact)) ./ nfact;
    tailProb = min(2*tailProb, 1); % don't count the center bin twice
case 'gt'
    tailProb = cumsum(freq) ./ nfact;
case 'lt'
    tailProb = rcumsum(freq,nfact) ./ nfact;
```

```
    end
    p = tailProb(2*D+1); % bins at half integers, starting at zero

else
    if noties
        % Use AS89, an Edgeworth expansion for upper tail prob of D.
        switch tail
        case 'ne'
            p = AS89(max(D, n3const-D), n, n3const);
            p = min(2*p, 1); % Don't count continuity correction at center twice
        case 'gt'
            p = AS89(n3const - D, n, n3const);
        case 'lt'
            p = AS89(D, n, n3const);
        end
    else
        % Use a t approximation.
        r = (meanD - D) ./ (sqrt(n-1)*stdD);
        t = Inf*sign(r);
        ok = (abs(r) < 1);
        t(ok) = r(ok) .* sqrt((n-2)./(1-r(ok).^2));
        switch tail
        case 'ne'
            p = tcdf(-abs(t),n-2);
            p = min(2*p, 1);
        case 'gt'
            p = tcdf(-t,n-2);
        case 'lt'
            p = tcdf(t,n-2);
        end
    end
end


%-----------------------------------------------------------------------

function p = AS89(D, n, n3const)
%AS89 Upper tail probability for Spearman's D statistic.
%   Edgeworth expansion for the upper tail probability of D in the no ties
%   case, with continuity correction, adapted from Applied Statistics
%   algorithm AS89.
c = [.2274 .2531 .1745 .0758 .1033 .3932 .0879 .0151 .0072 .0831 .0131
.00046];
x = (2*(D-1)./n3const - 1) * sqrt(n - 1);
y = x .* x;
u = x .* (c(1) + (c(2) + c(3)/n)/n + ...
    y .* (-c(4) + (c(5) + c(6)/n)/n - ...
    y .* (c(7) + c(8)/n - y .* (c(9) - c(10)/n + ...
    y .* (c(11) - c(12) * y)/n))/n))/n;
p = u ./ exp(.5*y) + 0.5 * erfc(x./sqrt(2));
```

```
p = max(min(p, ones(size(p),class(D))), zeros(size(p),class(D)));


%-----------------------------------------------------------------------

function y = rcumsum(x,sumx)
%RCUMSUM Cumulative sum in reverse direction.
if nargin < 2
    sumx = sum(x);
end
y = repmat(sumx,size(x));
y(2:end) = sumx - cumsum(x(1:end-1));
```

Anexo E. Autorización para el uso de datos del Instituto Público de Investigación de Acuicultura y Pesca.

INSTITUTO PÚBLICO DE
INVESTIGACIÓN DE ACUICULTURA Y PESCA

Memorando Nro. IPIAP-GCT-2020-0044-M

Guayaquil, 28 de octubre de 2020

PARA: **Sr. Oc. Telmo Jacinto Gonzalo De la Cuadra Frías**
Coordinador de Recursos Oceanografía y Cambio Climático - IPIAP

ASUNTO: **Solicitud Autorización uso datos en Tesis de Maestría Ciencias Ambientales ESPOL**

De mi consideración;

En respuesta a su documento en el cual solicita el acceso a los datos físicos, químicos y biológicos de los Programas, "Cruceros de Investigación", "Variabilidad Climática" y "Pelágicos Pequeños", ejecutados por el Instituto Público de Investigación de Acuicultura y Pesca (IPIAP), los mismos que serán utilizados para elaborar el Proyecto de Titulación denominado "Construcción de un Índice del Ecosistema Pelágico Costero, para uso de autoridades ambientales y pesqueras"; en el marco de la Maestría en Ciencias Ambientales – Orientación Protección Ambiental, de la ESPOL, indico a usted que se autoriza su uso para la elaboración de su tesis de posgrado.

Cabe indicar que dichos datos deberán ser utilizados exclusivamente para la elaboración de lo indicado por usted, en el documento de referencia y para algún artículo científico que surja producto de su tesis, no pudiendo ser empleados para ningún otro propósito. Igualmente, deberá dar los créditos respectivos a la institución y entidades que hayan participado en la obtención de los mismos, de ser el caso y mantener la filiación institucional.

Como usted ha indicado los datos oceanográficos reposan en la Unidad de Recursos, Oceanografía y Cambio Climático (ROCC) y así como también los datos pesqueros, que se encuentran en sus archivos, debido a que fueron utilizados para elaborar el artículo, "Variabilidad Climática y su efecto en la Biología Reproductiva de la Pinchagua (*Opisthonema spp.*)", publicado en el 2010 en la Revista Ciencias del Mar y Limnología 4(1): 9-24 pp.

Con sentimientos de distinguida consideración.

Atentamente,

Dirección: Leonardo Ortiz y la Ría Código postal: 090314 / Guayaquil-Ecuador
Teléfono: (593-4) 2401772 / 2401778 / 2401779 - www.institutopesca.gob.ec

sembramos

1/2

*Documento firmado electrónicamente por Orbipa

Memorando Nro. IPIAP-GCT-2020-0044-M

Guayaquil, 28 de octubre de 2020

Documento firmado electrónicamente

Mgs. María del Pilar Solís Coello
SUBDIRECTORA CIENTÍFICA TÉCNICA - IPIAP

Referencias:
- IPIAP-ROCC-2020-0064-M

Copia:
Sr. Mgs. Juan Javier García Bodnica
Director General - Instituto Público de Investigación de Acuicultura y Pesca

Srta. Mgs. Mariaisella del Rocío Jaramillo Naranjo
Director Técnica de Asesoría Jurídica - IPIAP

MSc. Manuel Raúl Peralta Bravo
Coordinador de Recursos Pelágicos - IPIAP

Téc. Rosa Seminario Sotomayor
Secretaria de Dirección General - IPIAP

Sr. Jhon Eduardo Barjos Aspiazu
Secretario Subdirección Técnica - IPIAP

Firmado electrónicamente por:
MARIA DEL PILAR SOLIS COELLO